

Faculté des sciences

Influence d'une perte de glace de mer estivale en Arctique sur le climat de l'hémisphère nord : réponses physiques et choix méthodologiques

Auteur: **Alexia FAVARO**

Promoteur: **François MASSONNET**

Lecteurs: **Michel CRUCIFIX, Kristof VAN OOST**

Année académique 2022–2023

Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie

Le réchauffement climatique en cours a de nombreuses conséquences sur toutes les composantes du climat. Parmi celles-ci, l'étendue de glace de mer en Arctique diminue à un rythme effréné depuis le début des observations satellitaires et pourrait devenir nulle en été avant 2050. Les enjeux de la disparition de la banquise sont nombreux et concernent notamment la météo des moyennes latitudes, avec une augmentation probable des vagues de froid en hiver et des vagues de chaleur, des sécheresses et des inondations en été. Cependant, la dynamique du climat est très complexe et présente une grande variabilité interne, ce qui complique la compréhension des connexions entre l'Arctique et les moyennes latitudes. Étant donné la période d'observation limitée pour identifier des liens causaux robustes, les modèles jouent un rôle clé dans cette compréhension. Cependant, des divergences subsistent entre les résultats des modèles ainsi qu'avec les observations.

Les deux objectifs de ce mémoire sont, d'une part, d'isoler l'effet à court terme de la fonte de la banquise arctique sur le climat de l'hémisphère nord via le modèle de complexité intermédiaire PlaSim couplé au modèle océanique LSG, et d'autre part, de déterminer l'influence des méthodologies sur les réponses simulées du climat. Pour ce faire, plusieurs méthodologies populaires dans la littérature scientifique ont été utilisées. D'un côté, une analyse composite d'une simulation de contrôle a été réalisée entre les années à faible et celles à forte étendue de glace de mer en septembre. D'un autre côté, quatre simulations de 500 membres ont été réalisées, dans lesquelles la glace a été forcée à disparaître en été suite à une augmentation drastique de son albédo imposée dans le modèle. La seule différence entre ces quatre simulations consiste en les conditions initiales du climat auxquelles la perturbation a été appliquée.

En septembre, les résultats montrent qu'une perte de glace de mer mène à un réchauffement global de l'hémisphère nord, et particulièrement marqué en Arctique. Il est combiné à une augmentation des précipitations en Arctique et en Amérique du Nord tandis que la réponse des précipitations est de signe variable en Eurasie.

En hiver, l'Arctique se réchauffe encore davantage tandis qu'un refroidissement est observé en Eurasie dans certaines expériences uniquement. Ce refroidissement est dû au renforcement de l'anticyclone sibérien, qui amène de l'air froid de l'Arctique vers cette région. Les précipitations hivernales augmentent en Arctique, au sud de l'Europe et autour de la baie d'Hudson tandis qu'elles diminuent au nord-ouest de l'Europe.

Enfin, l'analyse montre l'importance d'avoir une taille d'ensemble suffisamment grande dans les simulations climatiques pour pouvoir isoler les réponses forcées de la variabilité interne du climat. Elle montre aussi l'importance d'utiliser des conditions initiales variables entre les différents membres de l'ensemble auxquels sont appliqués une perturbation, et ce afin d'empêcher l'état moyen du système climatique de biaiser les réponses des modèles.

REMERCIEMENTS

Ce mémoire marque la fin de cinq années d'études qui ont grandement contribué à mon développement académique et personnel. Je souhaite remercier toutes les personnes qui m'ont apporté quelque chose durant ces années.

Merci à mon promoteur, le professeur François Massonnet, pour sa disponibilité et son encadrement durant ce mémoire, avec de nombreuses idées pertinentes à chaque réunion. Merci aussi pour ses encouragements et ses remarques avisées lors de sa relecture de ce mémoire.

Merci au doctorant Steve Delhay pour toute l'aide qu'il m'a apportée, son soutien, sa relecture qui fût très utile et sa disponibilité à chaque fois que j'avais besoin d'aide.

Merci à tous mes amis de bac et de master qui ont rendu ces cinq années d'études très épanouissantes même dans les moments les plus durs, et pour toutes les aventures vécues ensemble qui me laisseront plein de bons souvenirs.

Merci à ma famille et particulièrement mes parents pour leur amour et leur soutien, et merci papa pour tous les bons repas que j'ai pu savourer.

TABLE DES MATIÈRES

1	Introduction	1
2	Revue de littérature	4
2.1	Amplification arctique	4
2.2	Lien entre l'amplification arctique et le climat des moyennes latitudes en hiver	7
2.3	Lien entre l'amplification arctique et le climat des moyennes latitudes en été	12
2.4	Incertitudes	15
2.4.1	Incertitudes liées aux réponses climatiques	15
2.4.2	Incertitudes liées aux modélisations et aux choix méthodologiques .	16
3	Matériel et méthodes	18
3.1	Modèle utilisé	18
3.1.1	Modèle atmosphérique	19
3.1.2	Modèle de biosphère	20
3.1.3	Modèle de glace	20
3.1.4	Modèle océanique	21
3.2	Simulations réalisées	21
3.3	Traitement des données	24
3.4	Variables climatiques analysées	25
3.4.1	Glace de mer	25
3.4.2	Température de l'air en surface	25
3.4.3	Hauteur du géopotentiel	25
3.4.4	Pression atmosphérique	27
3.4.5	Précipitations	27
3.5	Significativité statistique	28
4	Résultats et discussion	30
4.1	Perte de glace de mer	30
4.2	Réponses atmosphériques	32
4.2.1	Septembre	32
4.2.2	Hiver	37
4.3	Dépendance des réponses aux choix méthodologiques	44
4.3.1	Différences entre l'analyse composite et les perturbations	44
4.3.2	Importance de l'état moyen sur la réponse atmosphérique	47
4.4	Limites et suggestions	48
5	Conclusions	53
	Références	69
	Table des figures	73
	Annexes	74

LISTE DES SIGLES ET DES ACRONYMES

AMO	<i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i>
AMOC	<i>Atlantic meridional overturning circulation</i>
AO	<i>Arctic Oscillation</i>
COMP	Analyse composite de CTRL sur base de l'étendue de glace de mer
CTRL	Simulation de contrôle
DJF	Décembre, janvier et février
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
EOF	<i>Empirical Orthogonal Functions</i>
GCM	<i>General Circulation Model</i>
HIGH	Sous-ensemble de CTRL contenant les années à forte étendue de glace de mer
icec	Concentration de glace de mer
iced	Epaisseur de glace de mer
IR	Infrarouge
LOW	Sous-ensemble de CTRL contenant les années à faible étendue de glace de mer
LSG	<i>Large Scale Geostrophic</i>
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation</i>
PERT	Simulation de perturbation
PlaSim	<i>Planet Simulator</i>
psl	Pression au niveau de la mer
QBO	<i>Quasi-Biennial Oscillation</i>
S	Septembre
SIE	<i>Sea Ice Extent</i>
SimBA	<i>Simulator for Biospheric Aspects</i>
tas	Température de l'air en surface
WACC	<i>Warm Arctic - Cold Continents</i>
WACE	<i>Warm Arctic - Cold Eurasia</i>
zg500	Hauteur géopotentielle à 500 hPa

La glace de mer, qui est formée par congélation de l’eau de mer en surface, joue un rôle fondamental dans le fonctionnement du climat de par les nombreux mécanismes et rétroactions dont elle est à l’origine (Thomas, 2017). Elle influence par exemple significativement le bilan énergétique de la Terre, notamment en réfléchissant une grande partie du rayonnement solaire atteignant sa surface et en isolant l’atmosphère de l’océan (Peings & Magnusdottir, 2014). La formation de glace de mer est également associée à la circulation thermohaline via le rejet d’eau plus salée et donc plus dense (Meredith et al., 2019). Dans l’hémisphère nord, la glace de mer est concentrée dans l’océan Arctique et ses mers avoisinantes (Annexe 1).

Le retrait de la banquise arctique figure parmi les nombreuses conséquences du réchauffement climatique en cours depuis la révolution industrielle et est observée depuis le début des observations satellitaires en 1979 (Meredith et al., 2019). Son déclin a lieu durant toutes les saisons mais il est actuellement plus important en été qu’en hiver, avec la tendance négative la plus forte en septembre (Onarheim et al., 2018). Si le changement climatique anthropique en est le principal responsable avec l’augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l’atmosphère (Notz & Stroeve, 2018 ; Stroeve & Notz, 2018), la variabilité interne¹ du climat joue aussi un rôle dans les variations interannuelles de l’étendue et de la distribution de la glace de mer observées en Arctique (Notz & Stroeve, 2018 ; Swart et al., 2015).

La fonte de la banquise se marque non seulement au niveau de son étendue mais aussi pour son épaisseur et son âge. En effet, l’Arctique passe progressivement d’une glace épaisse et pluri-annuelle à une glace fine et saisonnière (Stroeve & Notz, 2018). Par conséquent, l’Arctique risque de se retrouver sans glace au moins de manière saisonnière dans un futur proche si les tendances se poursuivent. Les projections obtenues à partir de modèles ou d’observations indiquent une disparition probable de la glace de mer arctique en été avant 2050 (Notz & Community, 2020 ; Notz & Stroeve, 2018 ; Sigmond et al., 2018). En parallèle, l’amincissement de la couche de glace et le réchauffement de l’Arctique augmentent la probabilité d’événements de fonte rapide de la glace de mer en été (Stroeve & Notz, 2018). Ceux-ci sont donc amenés à probablement survenir de plus en plus souvent dans le futur (Holland et al., 2006).

La fonte de la banquise a de multiples conséquences environnementales, climatiques et économiques en Arctique. D’un côté, elle affecte les communautés locales qui voient leurs territoires de chasse se raréfier et leur accès aux ressources alimentaires traditionnelles et en eau potable se complexifier (Previdi et al., 2021). Les infrastructures telles que les routes et bâtiments souffrent également de dommages en raison de la fonte de la glace et de la neige (Previdi et al., 2021). D’un autre côté, la fonte de la banquise représente une opportunité pour le transport maritime (Melia et al., 2016) et les activités socio-

1. La variabilité interne du climat représente la façon dont le climat varie spontanément à forçage externe stationnaire. Elle inclut des processus intrinsèques aux composantes du système climatique (l’atmosphère, l’océan, la cryosphère, la terre) et à leurs interactions (Kay et al., 2015).

économiques telles que le tourisme, la pêche commerciale ou l'extraction de pétrole et de gaz naturel (Blockley & Peterson, 2018). Au-delà des communautés humaines, les écosystèmes arctiques sont également touchés par la fonte de la banquise et le réchauffement de l'Arctique qui en découle. Les espèces dépendant de la banquise doivent modifier leurs comportements d'alimentation, de reproduction et de migration. Par conséquent, leurs aires de distribution et leur abondance sont modifiées, menant dans certains cas à un risque d'extinction (Conservation of Arctic Flora and Fauna, 2013). De plus, la productivité primaire marine, liée aux algues et phytoplanctons, est modifiée suite à l'allongement de la période durant laquelle l'océan se retrouve libre de glace, avec des conséquences directes sur les cycles géochimiques du carbone et d'autres éléments (Meier et al., 2014). Les changements de la banquise impliquent également des modifications de la température de l'océan, de sa structure verticale, de la position des extrémités de la banquise et d'autres paramètres, qui impactent tous la productivité primaire. En réponse à cela, la structure de l'écosystème marin est en train de changer rapidement et le réseau trophique marin s'en retrouve perturbé.

Mais les changements en Arctique entraînent également des conséquences dans le reste du monde. Par exemple, des gaz à effets de serre tels que le méthane sont libérés dans l'atmosphère à mesure que le permafrost dégèle, ce qui a pour effet d'accélérer le réchauffement climatique (Schuur et al., 2015). Ensuite, l'intensité de l'AMOC² (*Atlantic meridional overturning circulation*) devrait diminuer à cause de la fonte de la banquise combinée à un réchauffement de l'océan et à l'augmentation des précipitations aux hautes latitudes (Fox-Kemper et al., 2021). En outre, durant les dernières décennies, le réchauffement de l'Arctique a coïncidé avec un refroidissement des continents aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord en hiver, en Amérique du Nord et surtout à l'est de l'Eurasie (Cohen et al., 2020). Dès lors, des liens ont été proposés entre l'Arctique et le climat des moyennes latitudes en hiver (Cohen et al., 2014). De manière analogue, des liens ont été proposés entre la perte de glace de mer en Arctique et l'augmentation dans la fréquence des événements extrêmes en été (vagues de chaleur, sécheresses et inondations) (Coumou et al., 2018).

Cependant, de nombreuses incertitudes subsistent et il est possible que ces changements aux moyennes latitudes soient simplement une manifestation de la variabilité interne du climat plutôt que causés par la perte de glace de mer arctique (Blackport et al., 2019). De nombreuses recherches ont été menées pour évaluer les liens entre la perte de glace de mer et le climat des moyennes latitudes (Cohen et al., 2020). Toutefois, les résultats des modèles divergent, et il apparaît que la réponse des modèles sous-estime la réponse qui devrait être observée (Smith et al., 2022), empêchant dès lors l'établissement d'un consensus. Or, les événements extrêmes estivaux et hivernaux peuvent avoir des conséquences notables sur la société. Parmi celles-ci, les vagues de chaleur et de froid entraînent une augmentation de la mortalité (Schuur et al., 2015 ; Sun et al., 2022), et les sécheresses causent des pertes économiques considérables liées aux pertes agricoles (Naumann et al., 2021). Comprendre les liens entre l'Arctique et la météo des moyennes latitudes représente donc un enjeu sociétal important. Mieux comprendre ces connexions permettra également d'améliorer les prévisions météorologiques aux moyennes latitudes (Day et al., 2019 ; Jung et al., 2014).

De ces enjeux découlent les deux questions suivantes : Quel est l'impact à court terme d'une fonte estivale de la glace de mer en Arctique sur les températures et précipitations

2. L'AMOC fait partie de la circulation thermohaline et s'obtient en intégrant la composante méridienne du courant suivant la longitude et la profondeur. Elle se caractérise par un flux d'eau chaude et salée vers le nord dans les couches supérieures de l'océan Atlantique, et un flux d'eaux profondes plus froides vers le sud.

dans l'hémisphère nord ? Par ailleurs, la réponse à la première question dépend-elle de choix méthodologiques dans la façon de faire disparaître la banquise dans les modèles ? Afin de répondre à ces questions, une analyse composite d'une simulation de contrôle ainsi que quatre simulations de perturbation ont été réalisées sur le modèle de complexité intermédiaire PlaSim couplé au modèle océanique LSG. Ces quatre simulations de perturbation correspondent à un cas idéalisé de disparition complète de la banquise en été afin de maximiser la réponse atmosphérique l'hiver suivant.

Le chapitre suivant décrit l'état actuel des connaissances scientifiques concernant la perte de glace de mer en Arctique, ses liens avec le réchauffement accru en Arctique comparé au reste de l'hémisphère nord, et ses impacts potentiels sur le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère nord en hiver et en été. Ensuite, les méthodes expérimentales et analytiques servant à répondre aux questions scientifiques posées ci-dessus sont décrites. Par la suite, les résultats obtenus sont présentés puis discutés, avant de terminer par les conclusions à en tirer.

2.1 Amplification arctique

Depuis la fin du vingtième siècle, le réchauffement climatique n'est pas homogène dans l'espace, et l'Arctique se réchauffe en surface et dans la basse troposphère trois à quatre fois plus rapidement que la moyenne globale (Rantanen et al., 2022). Ce réchauffement plus rapide est connu sous le nom d'amplification arctique¹. Si l'amplification arctique est présente toute l'année, ce phénomène est plus marqué en automne et en hiver (Cohen et al., 2020). A la fois les observations (Kumar et al., 2010 ; Screen & Simmonds, 2010) et les modélisations (Dai et al., 2019) montrent que l'amplification arctique est étroitement liée à la perte de glace de mer. Celle-ci induit ensuite plusieurs mécanismes qui peuvent être regroupés en deux classes de forçages agissant localement et à distance.

Un des forçages locaux le plus important est la rétroaction glace - albédo. Elle joue surtout un rôle durant l'été boréal, lorsque les hautes latitudes reçoivent du rayonnement solaire (Jenkins & Dai, 2021). La glace de mer réfléchit une grande part du rayonnement solaire incident de par son albédo élevé (environ 50 à 70%, voire plus si elle est recouverte de neige (Barry, 1996)). Lorsque la glace de mer disparaît, la surface de l'océan est alors exposée à la lumière. Celle-ci est bien plus sombre que la glace et absorbe donc beaucoup plus de rayonnement solaire incident à cause de son albédo beaucoup plus faible (environ 7%) (Cohen et al., 2020). Cette quantité d'énergie supplémentaire est stockée dans la couche mélangée de l'océan durant l'été, avant d'être retransmise à l'atmosphère en automne et en hiver sous forme de rayonnement de grandes longueurs d'ondes, de chaleur sensible et de chaleur latente, ce qui contribue à réchauffer la basse troposphère de l'Arctique en hiver (Dai et al., 2019). Cette saisonnalité dans les échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère explique pourquoi l'amplification arctique est plus importante en hiver (Taylor et al., 2022). La température de surface plus élevée retarde la formation de glace de mer en hiver et impacte donc son étendue et surtout son épaisseur, ce qui la rend d'autant plus susceptible de disparaître l'été suivant (Serreze & Barry, 2011). Or, cet échange de chaleur de l'océan vers l'atmosphère est facilité lorsque moins de glace de mer se reforme en hiver, parce qu'elle isole alors moins l'océan de l'atmosphère (Previdi et al., 2021). En effet, la glace se caractérise par une faible conductivité thermique (Pringle et al., 2007), laquelle est encore plus réduite en présence de neige. Dès lors, la perte de glace de mer en Arctique représente à la fois une cause et une conséquence de l'amplification arctique (Cohen et al., 2014). De plus, avec le réchauffement climatique, les terres arctiques subissent une diminution de la couverture neigeuse, qui est remplacée par des sols nus ou de la végétation. Cela mène aussi à la diminution de l'albédo de surface et amplifie donc la quantité d'énergie solaire absorbée par la surface au niveau des hautes latitudes (Jeong et al., 2014).

1. L'amplification arctique n'est toutefois pas un phénomène apparu récemment puisque des reconstructions paléoclimatiques en ont également montré des signes pendant certaines périodes au cours des derniers millions d'années (Serreze & Barry, 2011).

La rétroaction glace - albédo n'est toutefois pas suffisante pour expliquer à elle seule l'amplification arctique puisque des modélisations ont réussi à la produire en son absence (Graversen & Wang, 2009), c'est surtout le stockage puis relargage de chaleur par l'océan qui entraîne le réchauffement préférentiel de l'Arctique (Dai et al., 2019 ; Jenkins & Dai, 2021). Ainsi, quand il n'y a plus de glace de mer ou que sa superficie est fixée pour calculer les flux de surface, l'intensité de l'amplification arctique diminue (Dai et al., 2019). Les modèles qui simulent une plus forte disparition de glace de mer simulent par ailleurs une amplification arctique plus importante (Dai et al., 2019).

Une autre rétroaction locale concerne la température. Elle peut être divisée en deux mécanismes : la rétroaction de Planck et celle du gradient thermique. La rétroaction de Planck découle de la loi de Stefan-Boltzmann qui définit la quantité de rayonnement de grandes longueurs d'ondes émise par une surface en fonction de sa température élevée à la puissance 4. Étant donné cette relation non linéaire, une surface froide devra élever beaucoup plus sa température qu'une surface chaude pour compenser un forçage donné par des rayonnements de grandes longueurs d'ondes et garder un bilan thermique à l'équilibre (Henry & Merlis, 2019). Cela participe donc à augmenter la température de l'Arctique comparé aux plus basses latitudes.

La rétroaction de Planck suppose une température constante dans toute la colonne d'air, mais en réalité, la température varie avec l'altitude, faisant dès lors entrer en jeu la rétroaction du gradient thermique au second ordre. Comme les masses d'air en surface sont froides au-dessus de l'Arctique, elles sont stables et se mélangent difficilement avec l'air en altitude (Goosse et al., 2018). Dès lors, le réchauffement a surtout lieu en surface. Étant donné que les pertes radiatives de grandes longueurs d'ondes qui permettraient de le compenser ont majoritairement lieu au sommet de la troposphère, elles restent faibles parce que l'air ne s'y réchauffe pas (Goosse et al., 2018). À l'opposé, aux tropiques, les couches d'air sont mélangées par convection humide et le réchauffement de la surface se propage donc en altitude, ce qui induit des pertes radiatives de grandes longueurs d'ondes importantes au sommet de la troposphère (Previdi et al., 2021). De cette manière, la rétroaction du gradient thermique amplifie le réchauffement de la surface en Arctique alors qu'elle l'atténue dans les tropiques (Goosse et al., 2018). La rétroaction de température, en particulier celle du gradient thermique, jouerait un rôle majeur à la fois dans l'existence de l'amplification arctique et dans sa saisonnalité (Previdi et al., 2021).

La rétroaction des nuages joue également un rôle dans l'amplification arctique, et ce surtout en hiver (Jenkins & Dai, 2021). La perte de glace mer induit plus de flux turbulents de chaleur sensible et de flux d'humidité vers l'atmosphère, ce qui déstabilise la couche limite et induit de la convection. Suite à cela, des nuages de basse altitude peuvent se former. Ceux-ci augmentent le rayonnement de grandes longueurs d'onde atteignant la surface, participant ainsi à son réchauffement et à la fonte de glace de mer (Previdi et al., 2021). L'océan peut donc à son tour stocker plus d'énergie, ce qui renforce cette boucle de rétroaction (Boeke & Taylor, 2018). Les observations des dernières décennies montrent d'ailleurs que l'Arctique est couvert par plus de nuages de basse altitude en automne et en hiver (Philipp et al., 2020). Cependant, l'amplitude et le signe de la rétroaction des nuages restent incertains en raison d'une grande variabilité des estimations entre les différents modèles et études observationnelles (Goosse et al., 2018 ; Previdi et al., 2021).

Par ailleurs, avec l'évaporation de l'eau de la surface océanique, la quantité de vapeur d'eau augmente dans la basse troposphère et contribue aussi à augmenter les rayonnements de grandes longueurs d'ondes vers la surface. Cette rétroaction est néanmoins moins

importante qu’aux basses latitudes puisque la pression de vapeur saturante de la vapeur d’eau présente une forte dépendance non linéaire à la température (Previdi et al., 2021). Ainsi, au niveau global, la rétroaction de la vapeur d’eau réchauffe plus fortement les tropiques que l’Arctique et s’oppose donc à l’amplification arctique (Previdi et al., 2021).

Les rétroactions glace - albédo et de température sont donc probablement les principaux mécanismes locaux à l’origine de l’amplification arctique. D’autres forçages locaux existent mais leur importance est moindre et potentiellement moins étudiée (Previdi et al., 2021). Des mécanismes à distance entrent aussi en jeu et peuvent interagir avec les rétroactions citées précédemment et les amplifier. Ce sont les transports depuis les basses latitudes de chaleur atmosphérique et océanique, ainsi que l’advection d’humidité atmosphérique.

Au niveau de l’atmosphère, l’advection d’humidité vers l’Arctique augmente parce que le gradient méridien d’humidité spécifique augmente avec le réchauffement climatique (Graversen & Burtu, 2016). Comme vu précédemment, l’humidité augmente le rayonnement de grandes longueurs d’ondes atteignant la surface à la fois à cause de l’effet de serre de la vapeur d’eau et à cause des nuages de basse altitude formés au-dessus de l’Arctique. Par contre, si le transport de chaleur vers l’Arctique par les ondes atmosphériques augmente initialement en raison d’un forçage radiatif plus fort au pôle qu’aux basses latitudes (Previdi et al., 2021), il est amené à diminuer à mesure que le gradient thermique méridien diminue avec l’amplification arctique (Skific & Francis, 2013). Cette diminution peut contrebalancer l’advection d’humidité vers l’Arctique, ce qui donne alors un effet globalement refroidissant du transport d’énergie atmosphérique vers l’Arctique (Previdi et al., 2021). Les observations des dernières décennies concordent bien avec une diminution du transport d’énergie total par l’atmosphère (Sorokina & Esau, 2011).

Le changement climatique a également pour effet d’augmenter le transport de chaleur océanique vers l’Arctique, et ce particulièrement en hiver (Singh et al., 2017), bien que les mécanismes soient encore débattus entre des changements de circulation ou une simple advection d’anomalies de chaleur par le flux océanique de fond (Previdi et al., 2021). Cette augmentation du flux de chaleur océanique est suffisamment importante pour compenser la diminution du flux de chaleur atmosphérique (Previdi et al., 2021). Au-delà du transport de chaleur océanique depuis les basses latitudes, le flux vertical de chaleur vers la couche mélangée de l’océan arctique augmente aussi (Graham & Vellinga, 2013). En effet, la disparition de glace de mer induit une tension du vent plus importante sur la surface océanique, ce qui augmente le mélange de la couche superficielle et amène de l’eau plus chaude des profondeurs vers la couche mélangée. L’apport de chaleur dans l’océan Arctique en hiver par ces deux mécanismes fait davantage fondre la glace de mer et réchauffe l’atmosphère en surface puisque les échanges d’énergie ont lieu de l’océan vers l’atmosphère durant cette saison, ce qui contribue donc à l’amplification arctique (Previdi et al., 2021).

Les différents forçages locaux peuvent interagir et se renforcer. Par exemple, les changements de végétation en Arctique, qui augmentent l’albédo de la surface, peuvent aussi induire des changements de quantité de vapeur d’eau dans l’atmosphère et de nuages via l’évapotranspiration, ce qui peut accentuer le réchauffement de l’Arctique (Jeong et al., 2014). Mais les rétroactions locales sont aussi partiellement affectées par les changements de transport d’énergie. C’est notamment le cas des rétroactions de vapeur d’eau, des nuages et de glace - albédo. Les rétroactions locales modifient à leur tour le transport d’énergie vers l’Arctique à cause de leur impact sur le gradient méridien de température (Hwang et al., 2011). En effet, celles de glace - albédo et des nuages, qui diminuent le gradient thermique méridien en réchauffant préférentiellement l’Arctique, font diminuer le transport d’énergie

vers l'Arctique. À l'inverse, la rétroaction de vapeur d'eau augmente le transport d'énergie vers le pôle puisqu'elle réchauffe préférentiellement les basses latitudes.

Si les rétroactions jouant un rôle dans l'amplification arctique sont connues, il existe des divergences quant à leur quantification et leur importance relative. Par exemple, certaines études suggèrent que les rétroactions de température sont de première importance (Pithan & Mauritsen, 2014; Stuecker et al., 2018) tandis que d'autres trouvent que c'est celle de glace - albédo (Screen & Simmonds, 2010; Taylor et al., 2013) ou celle des nuages (Jenkins & Dai, 2021) qui dominent. Le rôle central de la perte de glace de mer par rapport aux autres rétroactions a également été identifié (Screen & Simmonds, 2010). Les désaccords entre les études peuvent venir de la non prise en compte de l'effet de certains mécanismes sur d'autres, ou de la non considération d'interactions non linéaires (Previdi et al., 2021). Par ailleurs, la prise en compte des différents agents de forçage (CO_2 , carbone noir, aérosols,...) peut donner des résultats différents parce qu'ils influencent la distribution spatiale du réchauffement en surface (Jenkins & Dai, 2021).

2.2 Lien entre l'amplification arctique et le climat des moyennes latitudes en hiver

Le réchauffement rapide de la basse troposphère en Arctique suite à la perte de glace de mer pourrait impacter le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère nord (Cohen et al., 2020). Il coïncide d'ailleurs avec un refroidissement hivernal de l'Eurasie et de l'Amérique du Nord par rapport au reste de l'hémisphère nord depuis 1990 (Cohen et al., 2014) et avec une augmentation dans la fréquence d'événements extrêmes froids en hiver dans ces régions (Cohen et al., 2014; Luo et al., 2019). Si de plus en plus de recherches montrent que ces événements pourraient être liés à l'amplification arctique (Cohen et al., 2020; Kug et al., 2015; Mori et al., 2014), il y a encore des désaccords sur les mécanismes en jeu (Meredith et al., 2019) et même sur l'existence de ce lien (Blackport et al., 2019).

Trois voies ont été proposées pour expliquer l'influence de l'amplification arctique sur le climat des moyennes latitudes en hiver, agissant toutes trois à des échelles spatiales et temporelles différentes (Overland et al., 2021). La première concerne la trajectoire des tempêtes, la deuxième concerne le courant-jet troposphérique et la dernière concerne le vortex polaire stratosphérique. En réalité, ces trois voies sont étroitement liées car elles reposent sur des caractéristiques dynamiques de la circulation atmosphérique qui sont interconnectées (Cohen et al., 2014).

Les modifications de la trajectoire des tempêtes sont souvent exprimées à partir des changements dans les modes de variabilité atmosphérique, l'oscillation nord atlantique (NAO) et l'oscillation arctique (AO) dans le cas de l'hémisphère nord (Cohen et al., 2014). La NAO représente le mode de variabilité principal de l'atmosphère des moyennes à hautes latitudes de l'hémisphère nord. À l'origine, elle est basée sur la différence de pression au niveau de la mer entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande et est donc directement reliée à la force et la position du courant-jet au-dessus de l'océan Atlantique Nord. Sa phase positive correspond à une amplification du gradient de pression entre ces deux zones, induisant une circulation plus zonale et une trajectoire des tempêtes décalée vers le pôle. Par conséquent, lors de la phase positive de la NAO, l'hiver est doux mais pluvieux au nord de l'Eurasie et à l'est de l'Amérique du Nord, tandis qu'il est sec dans le bassin méditerranéen et froid en Arctique (Fig. 2.1). Sa phase négative correspond quant à

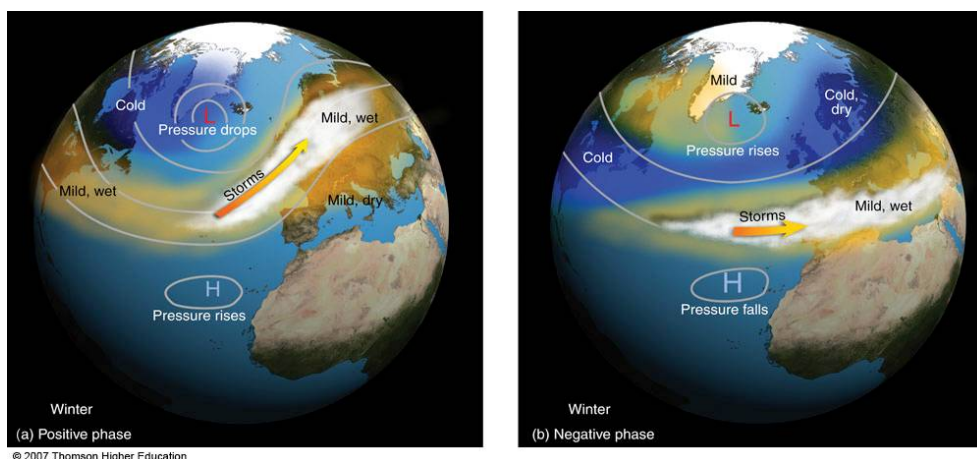


FIGURE 2.1 – Schéma des impacts de la phase de la NAO en hiver sur les températures et précipitations. (Ackerman & Knox, 2007)

elle à une diminution du gradient de pression entre ces deux zones et une migration de la trajectoire des tempêtes vers le sud. Elle mène à un hiver plus rude au nord de l'Eurasie et à l'est de l'Amérique du Nord, pluvieux dans le bassin méditerranéen et relativement doux en Arctique (Fig. 2.1) (Hurrell et al., 2003). Ce pattern est souvent repris sous le terme de "*warm Arctic - cold continents*" (WACC) (Overland et al., 2011).

L'AO représente la variation de la différence de pression au niveau de la mer entre 20°N et le pôle Nord. Elle est fortement corrélée à la NAO, de sorte que ses phases positive et négative induisent les mêmes effets que celles de la NAO (Ambaum et al., 2001).

La perte de glace de mer en Arctique augmente les flux de vapeur d'eau de l'océan vers l'atmosphère, cette dernière pouvant contenir plus de vapeur d'eau puisqu'elle se réchauffe, sur base de la relation de Clausius-Clapeyron. Cette situation favorise les précipitations au-dessus de l'Eurasie (Cohen et al., 2014), qui tombent sous forme de neige au-dessus de la Sibérie puisque l'air y est suffisamment froid (Ghatak et al., 2012 ; Ghatak et al., 2010). Des conditions neigeuses importantes en Eurasie en octobre ont été associées avec la phase négative de la NAO/AO (Cohen et al., 2014), menant donc à des hivers plus froids au nord de l'Eurasie et à l'est de l'Amérique du Nord. Cependant, la relation entre l'étendue de neige sibérienne et la NAO/AO n'est pas stationnaire (Peings et al., 2013) et pourrait être fortement influencée par l'importante variabilité interne de l'atmosphère (Cohen et al., 2014).

La deuxième voie proposée, qui concerne la modification du courant-jet polaire, est due à deux effets du réchauffement préférentiel de l'Arctique par rapport aux plus basses latitudes. D'un côté, il diminue le gradient méridien de température, ce qui affaiblit le courant-jet par la relation du vent thermique et le rend plus sinueux. D'un autre côté, l'épaisseur des couches atmosphériques augmente plus vers le pôle, ce qui allonge les sommets des crêtes vers le Nord et augmente l'amplitude des ondes de Rossby (Francis & Vavrus, 2012). Ces deux mécanismes augmentent la composante méridienne du courant-jet et ralentissent la propagation des systèmes météorologiques vers l'est, les rendant dès lors plus stationnaires (Screen & Simmonds, 2014). Les blocages atmosphériques sont favorisés dans cette configuration (Mori et al., 2014) et peuvent provoquer des vagues de froid (Screen & Simmonds, 2014).

Néanmoins, l'influence de l'amplification arctique sur le climat des moyennes latitudes

par la modification du courant-jet polaire est controversée (Cohen et al., 2014). En effet, les observations des dernières décennies ne confirment pas l'affaiblissement de la composante zonale du courant-jet suite à l'amplification arctique (Francis & Vavrus, 2012) ni l'augmentation de l'occurrence des blocages (Barnes et al., 2014). Cela peut être dû à plusieurs raisons. D'abord, étant donné la grande variabilité interne de l'atmosphère, l'effet de l'amplification arctique sur le courant-jet polaire ne se détache pas encore de la variabilité interne dans les observations des dernières décennies (Cohen et al., 2014). Ensuite, d'autres facteurs influencent le courant-jet. Par exemple, des rétroactions des tourbillons synoptiques et des tempêtes qui peuvent aussi influencer le courant-jet (Cohen et al., 2014). En outre, les forçages tropicaux, qui réchauffent la troposphère supérieure des tropiques, augmentent le gradient méridien de température en altitude entre les tropiques et les moyennes latitudes. Les forçages tropicaux sont donc en compétition avec l'amplification arctique puisqu'ils ont tendance à renforcer le courant-jet (Coumou et al., 2018 ; Screen et al., 2018).

Le troisième mécanisme qui pourrait expliquer l'émergence de vagues de froid aux moyennes latitudes à cause de l'amplification arctique met en jeu les ondes planétaires (ou ondes de Rossby) et la stratosphère (Fig. 2.2). Les anomalies régionales négatives de glace de mer en automne et en hiver et les anomalies positives de couverture neigeuse en Eurasie mènent toutes deux à des ondes planétaires de plus large amplitude. Ceci favorise un renforcement de l'anticyclone de Sibérie et des blocages au niveau de l'Oural (Cohen et al., 2020 ; Cohen et al., 2014 ; Wegmann et al., 2015 ; Yao et al., 2017).

En effet, en septembre et en octobre, la perte de glace de mer marquée dans les mers des Tchouktches et de l'Est de la Sibérie y induisent une augmentation de la température, et donc de la hauteur géopotentielle dans la moyenne troposphère. Par conséquent, le courant-jet est déplacé vers le Sud au niveau de l'Est de la Sibérie. Cela induit des précipitations neigeuses en Sibérie en octobre, qui sont d'autant plus favorisées que les mers dépourvues de glace fournissent de la vapeur d'eau à l'atmosphère (Ghatak et al., 2010). L'air au-dessus de ces étendues de neige en Sibérie est alors refroidi et se contracte, ce qui diminue la hauteur géopotentielle et permet le développement d'un creux dans la moyenne troposphère. Cela favorise le développement d'une crête près des mers de Barents et Kara et de l'Oural (Cohen et al., 2014).

En novembre et en décembre, la perte de glace est surtout marquée dans les mers de Barents et Kara (Mori et al., 2019). Par conséquent, l'air en surface se réchauffe, la hauteur géopotentielle augmente et cela provoque la formation d'une crête au-dessus de ces mers. En réaction à cela, un creux est formé au niveau de la Sibérie. De plus, les flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère augmentent quand la surface océanique est dépourvue de glace, et retombent en Sibérie sous forme de précipitations neigeuses (Wegmann et al., 2015). A nouveau, la colonne d'air se contracte suite à son refroidissement et un creux se forme au-dessus de la Sibérie, suivi par une crête près des mers de Barents et Kara et de l'Oural.

Ainsi, à la fois la perte de glace de mer et l'augmentation de la couverture neigeuse intensifient la formation d'un creux au-dessus de l'est de l'Asie et la formation d'une crête au-dessus des mers de Barents et Kara et de l'Oural. Cette configuration force la propagation verticale d'énergie vers la stratosphère, qui affaiblit le vortex polaire² et peut déclencher un réchauffement soudain de la stratosphère si la propagation verticale des ondes est suffisante (Cohen et al., 2020). Au cours des événements de réchauffement soudain de la stratosphère,

2. Le vortex polaire stratosphérique est une dépression synoptique persistante qui se forme dans la stratosphère au-dessus du pôle durant la nuit polaire.

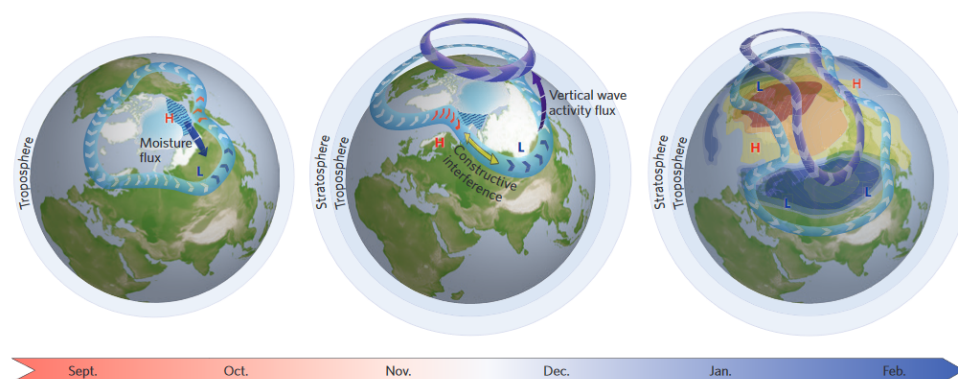


FIGURE 2.2 – Schéma synthétisant le développement de la voie stratosphérique au fil des mois. Les anomalies négatives de glace de mer en Arctique et la présence extensive de neige en Eurasie interfèrent constructivement et entraînent la propagation verticale d'ondes qui affaiblissent le vortex polaire stratosphérique. Cet affaiblissement se traduit alors en une phase négative de la NAO/AO en hiver. La neige est représentée en blanc, la glace de mer en dégradé de bleu, la fonte de la glace de mer avec des vagues bleues et noires, la hauteur géopotentielle avec les H (rouge pour les anomalies chaudes) et L (bleu pour les anomalies froides). Le courant en bleu est le courant-jet troposphérique et celui en mauve est le vortex stratosphérique polaire. Sur la figure de droite, les anomalies froides (chaudes) en surface sont montrées en bleu (brun). (Cohen et al., 2014)

la température de la stratosphère peut augmenter jusqu'à 50 °C en quelques jours et les forts vents d'ouest habituellement présents sont remplacés par de faibles vents d'est (Baldwin et al., 2021). Les anomalies de circulation de la stratosphère lors de ces événements peuvent parfois être retransmises vers la troposphère avec un délai de plusieurs mois, selon des mécanismes encore sous investigation, et contribuent à une NAO/AO négative en fin d'hiver, synonyme de conditions continentales froides aux moyennes latitudes (Kim et al., 2014).

De toutes les voies proposées ci-dessus, la voie stratosphérique semble la plus robuste puisqu'elle est supportée à la fois par des études observationnelles (García-Serrano et al., 2015 ; Kim et al., 2014 ; Kretschmer et al., 2018), des simulations climatiques (Kim et al., 2014 ; Zhang et al., 2018) et des algorithmes de causalité (Siew et al., 2020). Certains modèles ne représentent pas bien la voie stratosphérique mais cela semble venir de leur mauvaise représentation de la stratosphère, avec un sommet trop bas en altitude et une mauvaise représentation des couplages avec la troposphère. Dans ces modèles, l'excès de chaleur à la surface de l'Arctique est propagé horizontalement plutôt que verticalement, ce qui ne permet pas de perturber suffisamment le vortex polaire ni de refroidir les moyennes latitudes (Cohen et al., 2020). Par contre, les modèles représentant finement la stratosphère obtiennent des réponses atmosphériques à la perte de glace de mer qui sont cohérentes avec les observations. Dans ce cas, l'excès de chaleur à la surface de l'Arctique est propagé verticalement vers la moyenne troposphère plutôt qu'horizontalement, ce qui permet des irrptions d'air froid aux moyennes latitudes via la voie stratosphérique décrite précédemment (Cohen et al., 2020).

Même si la voie stratosphérique semble robuste, son articulation avec d'autres processus et la variabilité interne de l'atmosphère n'est pas encore très claire (Coumou et al., 2018). La variabilité interne de l'atmosphère peut perturber plusieurs mécanismes clés, notamment le blocage au niveau de l'Oural ou la connexion entre le vortex polaire stratosphérique perturbé et la NAO, rendant dès lors la voie stratosphérique intermittente (Siew et al., 2020).

De plus, le vortex polaire stratosphérique peut lui-même être influencé par sa variabilité interne, la variabilité tropicale - par exemple via la *Quasi-biennial Oscillation* (QBO)³ (Overland et al., 2021), ou des forçages anthropiques (Siew et al., 2020). L'*El Niño-Southern Oscillation* (ENSO)⁴ peut aussi engendrer de l'intermittence dans ce signal. En effet, durant les hivers El Niño, la dépression des Aléoutiennes est renforcée, ce qui favorise la propagation verticale d'ondes, suivie par l'affaiblissement du vortex polaire stratosphérique et une NAO négative. Par contre, l'effet d'El Niña est souvent - mais pas systématiquement - opposé, avec un affaiblissement de la dépression des Aléoutiennes, ce qui empêche le développement de la voie stratosphérique (Domeisen et al., 2019).

Par ailleurs, la voie stratosphérique n'est pas strictement nécessaire pour obtenir une réponse négative de la NAO. En effet, des simulations qui la supprimaient ont aussi obtenu une réponse négative de la NAO, bien qu'elle soit moins forte qu'en présence d'une voie stratosphérique active (Wu & Smith, 2016; Zhang et al., 2018). La réponse négative de la NAO est alors due à un changement dans la trajectoire du courant-jet (Wu & Smith, 2016), lequel correspond à la voie troposphérique décrite précédemment.

La réponse atmosphérique observée dans l'hémisphère nord pourrait dépendre de la saison de fonte de la glace de mer (Blackport & Screen, 2019; Tang et al., 2013). Ainsi, sa disparition en hiver pourrait plus fortement affaiblir et dévier le courant-jet vers le sud qu'en automne (Blackport & Screen, 2019). Elle semble aussi varier en fonction de la localisation de la perte de glace (McKenna et al., 2018) et pourrait répondre de manière non linéaire à l'amplitude de perte de glace de mer (Petoukhov & Semenov, 2010). Lorsque la perte de glace est modérée, les voies stratosphérique et troposphérique entraînent toutes deux une phase négative de l'AO lorsque la perte est localisée dans le secteur atlantique de l'Arctique (mers de Barents et de Kara), et une phase positive de l'AO quand la perte de glace de mer a lieu dans le secteur pacifique de l'Arctique (mers de Bering et des Tchouktsches) (McKenna et al., 2018). C'est notamment causé par des interférences constructives (destructives) entre les anomalies d'ondes de Rossby stationnaires générées dans le secteur atlantique (pacifique) et les ondes de Rossby climatologiques, qui augmentent (diminuent) la propagation verticale d'ondes vers la stratosphère et ralentissent (accélèrent) le flux stratosphérique (McKenna et al., 2018; Sun et al., 2015). Par contre, quand la perte de glace de mer est importante, la réponse troposphérique tend à dominer la réponse stratosphérique, menant à une NAO négative peu importe le secteur de fonte (McKenna et al., 2018). Néanmoins, l'effet de la NAO sur la réponse en température des moyennes latitudes peut être modulé par la région de perte de glace de mer lorsque la perte de glace de mer est très importante (McKenna et al., 2018). Par exemple, une perte de glace localisée dans le secteur atlantique (pacifique) peut entraîner une advection d'air chaud sur le nord de l'Europe (en Amérique du Nord) qui compense le refroidissement causé par l'AO négative. Dès lors, un refroidissement est uniquement observé en Amérique du Nord (au nord de l'Europe) (McKenna et al., 2018). D'autres réponses régionales à des pertes locales de glace de mer ont été mises en avant dans

3. La QBO est une oscillation quasi-périodique de la direction des vents dans la stratosphère équatoriale. Elle présente une période comprise entre 22 et 34 mois et se compose d'une phase d'est et d'une phase d'ouest (Lindzen & Holton, 1968).

4. ENSO est un mode de variabilité couplé de la température de surface de la mer et de la pression atmosphérique au niveau de l'océan Pacifique tropical, à l'échelle interannuelle. Sa phase chaude, El Niño, correspond à un réchauffement des eaux de surface à l'est de l'océan Pacifique tropical et un affaiblissement des vents d'est équatoriaux, les Alizés. La phase froide d'ENSO, La Niña, est caractérisée par des eaux de surface anormalement froides à l'est de l'océan Pacifique tropical et un renforcement des Alizés (Deser, Alexander et al., 2010).

la littérature. Par exemple, la perte de glace dans les mers de Barents et Kara peut induire des conditions froides en Asie (Zhang et al., 2018) et en Europe (Petoukhov & Semenov, 2010), ce qui est souvent repris sous le terme de "*warm Arctic - cold Eurasia* (WACE) (Zhang et al., 2018). Des liens similaires ont aussi été proposés entre la mer des Tchouktches et des températures basses en Amérique du Nord (Kug et al., 2015) via l'amplification de la crête près de l'Alaska (Overland et al., 2021), ainsi qu'entre les anomalies de glace autour du Groenland et l'est de l'Amérique du Nord et le nord de l'Europe (Chen & Luo, 2017).

2.3 Lien entre l'amplification arctique et le climat des moyennes latitudes en été

Les liens entre l'amplification arctique et le climat des moyennes latitudes a bien moins été étudié en été qu'en hiver (Coumou et al., 2018). Pourtant, au-delà des hivers remarquablement froids potentiellement causés par l'amplification arctique depuis les années 90, il semblerait qu'elle peut aussi amplifier les vagues de chaleur et de sécheresse causées par les effets thermodynamiques du forçage des gaz à effet de serre (Coumou et al., 2018). En effet, à l'origine, les vagues de chaleur sont causées par des rétroactions thermodynamiques qui exacerbent l'assèchement des sols et les flux de chaleur sensible vers la surface quand les terres se réchauffent. Mais elles sont aussi contrôlées par la dynamique atmosphérique qui peut amplifier ces mécanismes (Koster et al., 2016). Les observations sur les dernières décennies montrent ainsi que la plupart des moyennes latitudes subissent des températures plus extrêmes en été liées à des conditions météorologiques plus persistantes (Horton et al., 2015).

Même si l'amplification arctique est moins marquée en été qu'en hiver (Cohen et al., 2020), elle a le potentiel d'affecter la circulation atmosphérique estivale pour plusieurs raisons, notamment parce que la diminution du gradient thermique méridien est fortement marquée en été (Coumou et al., 2015) suite au fort déclin de la couverture neigeuse au printemps (Tang et al., 2014), et parce qu'ENSO influence moins la circulation atmosphérique en été qu'en hiver (Horton et al., 2016). La stratosphère n'influence pas la météo estivale étant donné l'absence du vortex polaire stratosphérique durant cette saison (Kidston et al., 2015). Ce sont donc plusieurs voies troposphériques qui entrent en action : la modification de la trajectoire des tempêtes, le rapprochement latitudinal des jets polaire et subtropical, et l'amplification des trains d'ondes circumglobaux quasi-stationnaires (Fig. 2.3). Celles-ci rendraient les conditions atmosphériques plus persistantes et pourraient mener à des événements météorologiques extrêmes (Coumou et al., 2018).

La trajectoire des tempêtes désigne les régions océaniques où se forment et se déplacent des systèmes cycloniques tels que les dépressions atmosphériques et les tempêtes. Ces régions sont propices aux systèmes frontaux et à la cyclogenèse via l'interaction de masses d'air chaudes et froides. La trajectoire des tempêtes contrôle en grande partie la météo en Eurasie et en Amérique du Nord notamment (Lehmann et al., 2014), via les systèmes frontaux, les vents et les précipitations qui y sont associés (Catto et al., 2019). Comme en hiver, l'amplification arctique cause une diminution du gradient thermique méridien dans la basse troposphère, ce qui affaiblit le courant-jet et rend la troposphère moins barocline. Par conséquent, il y a moins de cyclogenèse et l'énergie cinétique associée aux tourbillons synoptiques est moindre, ce qui se traduit par une activité cyclonique affaiblie (Coumou et al., 2018). Dans cette configuration, les continents subissent des conditions chaudes et

sèches parce qu'il y a moins de systèmes dépressionnaires capables d'amener des conditions plus fraîches (Coumou et al., 2015).

Les observations satellitaires ont montré un affaiblissement du courant-jet et des systèmes dépressionnaires depuis l'émergence de l'amplification arctique, de même que les études de modélisation (Chang et al., 2016). Cependant, avec l'émergence des satellites en 1979, la période d'observation est relativement restreinte et ne permet pas de séparer la réponse forcée par l'amplification arctique de la variabilité interne atmosphérique ou océanique aux échelles de temps multiséculaires (Coumou et al., 2018). Les modèles forcés avec un réchauffement climatique ont bien montré un affaiblissement de l'activité cyclonique (Chang et al., 2016; Coumou et al., 2018; Coumou et al., 2015). Cependant, la variabilité interne semble jouer un rôle dans les changements de circulation observés (Deser et al., 2012), et il est aussi possible que les modèles sous-estiment les phénomènes ayant lieu (Coumou et al., 2018). En effet, dans les modèles forcés avec un changement historique de température de surface de l'océan et d'étendue de glace de mer, le pattern des anomalies de circulation atmosphérique est représenté correctement mais avec une amplitude correspondant à seulement un tiers de celle observée (Petrie et al., 2015). De plus, dans les modèles avec un réchauffement climatique futur, ces réponses sont moins prononcées que celles trouvées dans les observations des dernières décennies (Coumou et al., 2015). Au-delà des incertitudes concernant les causes de la modification de la trajectoire des tempêtes, la compréhension des effets d'un flux zonal affaibli sur les systèmes météorologiques, leur fréquence et leur persistance est encore limitée (Coumou et al., 2017). Enfin, d'autres processus dont l'importance relative est mal quantifiée peuvent intervenir dans la relation entre la modification de la trajectoire des tempêtes et les conditions estivales, notamment des rétroactions dues à des interactions entre l'atmosphère et la surface terrestre (Coumou et al., 2018).

En plus d'affaiblir le courant-jet, la modification du gradient de température entre l'Arctique et les moyennes latitudes modifie aussi sa position. En effet, le courant-jet se forme aux latitudes où le gradient est le plus élevé. Or, avec l'amplification arctique, la couverture neigeuse décline plus rapidement au printemps et en été, ce qui mène à un réchauffement important des continents par rapport à l'océan Arctique à cause de la forte diminution de l'albédo de la surface et l'assèchement précoce du sol (Wu et al., 2014), d'autant plus que les terres ont une capacité thermique bien moindre que l'océan (Coumou et al., 2018). Par conséquent, le courant-jet polaire migre vers le sud par rapport à la situation pré-industrielle et se forme préférentiellement au-dessus de la frontière entre les continents et l'océan Arctique, vers 70°N. Dans ces conditions, un système de double jets a tendance à se former entre les courants-jets polaire et subtropical, ce qui permet aux deux courants-jets d'entrer en interaction et former un guide d'ondes. Des ondes libres et forcées d'échelle synoptique peuvent alors entrer en résonance. Comme leur amplitude augmente, leurs crêtes et creux deviennent plus marqués. Par conséquent, les systèmes météorologiques deviennent plus persistants et il y a plus de blocages, ce qui peut mener à des événements extrêmes si ces systèmes subsistent longtemps (Petoukhov et al., 2013), notamment des vagues de chaleur et des précipitations intenses selon les endroits (Coumou et al., 2014; Petoukhov et al., 2016). Des observations ont d'ailleurs montré que les systèmes de double jets devenus plus persistants au-dessus de l'Eurasie ont contribué à augmenter la fréquence des vagues de chaleur en Europe de l'ouest ces dernières décennies (Rousi et al., 2022).

L'amplification arctique pourrait aussi amplifier les ondes planétaires quasi-stationnaires situées dans le courant-jet estival. Comme vu précédemment, la baroclinicité et les vents zonaux sont réduits à cause de l'amplification arctique via la diminution du gradient

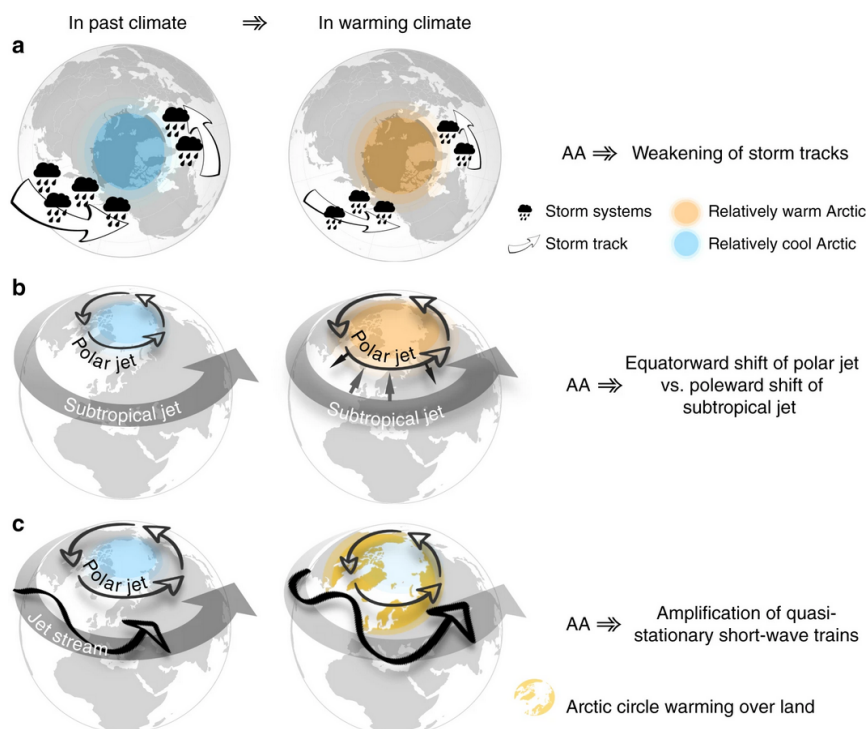


FIGURE 2.3 – Schéma des trois mécanismes proposés pour lier l’amplification arctique au climat des moyennes latitudes en été : **(a)** la modification des trajectoires des tempêtes, **(b)** le rapprochement latitudinal des jets polaire et subtropical, et **(c)** l’amplification des trains d’ondes circumglobaux quasi-stationnaires. (Coumou et al., 2018)

thermique méridien. Or, la circulation atmosphérique affaiblie associée à un réchauffement de surface estival important semblent induire une amplification des ondes quasi-stationnaires (Hoskins & Woollings, 2015). Cela mène à des conditions météorologiques persistantes et donc potentiellement extrêmes. Néanmoins, d’autres mécanismes peuvent aussi amplifier les ondes quasi-stationnaires de courtes longueurs d’ondes, par exemple l’intensification des moussons asiatiques ou la diminution de l’AMOC (*Atlantic meridional overturning circulation*) associée à des anomalies de température de surface océanique aux moyennes latitudes. En outre, la manière dont ces mécanismes interagissent et affectent les trains d’ondes circumglobaux n’est pas encore bien comprise, ni l’importance relative de l’amplification arctique par rapport à d’autres forçages (Coumou et al., 2018).

Il est important de noter que les mécanismes décrits ici, la modification de la trajectoire des tempêtes, le rapprochement latitudinal des jets polaire et subtropical, et l’amplification des trains d’ondes circumglobaux quasi-stationnaires, peuvent interagir entre eux ainsi qu’avec d’autres processus. Par exemple, la modification de la trajectoire des tempêtes peut générer des conditions plus chaudes et plus sèches au niveau des continents, ce qui renforce le contraste de température entre les continents et l’océan. Cela peut mener à des ondes quasi-stationnaires amplifiées puisque la réponse ondulatoire à un forçage thermique est amplifiée quand le flux atmosphérique est faible (Coumou et al., 2018).

Il est également important de noter qu’il reste de nombreuses incertitudes quant à l’influence de l’amplification arctique sur le climat des moyennes latitudes en été. Si les mécanismes décrits sont relativement certains, leur importance relative par rapport à d’autres téléconnexions et processus régionaux est encore mal quantifiée, de même pour les interactions entre eux et avec d’autres processus (Coumou et al., 2018).

2.4 Incertitudes

La perte de glace de mer a plusieurs conséquences potentielles sur le climat des moyennes latitudes comme cela a été mis en évidence auparavant. Cependant, la météo des moyennes latitudes est guidée par de nombreux mécanismes complexes et très sensibles à l'état du climat, dans une atmosphère présentant une variabilité interne élevée (Cohen et al., 2018). Par conséquent, de nombreuses incertitudes subsistent par rapport aux réponses atmosphériques forcées par la perte de glace de mer. De plus, le signal de l'amplification arctique a émergé il y a peu de temps dans les observations, ce qui limite la robustesse des analyses statistiques et la détermination de liens de causalité à partir de celles-ci (Peings et al., 2021). Les modèles représentent des outils clés pour séparer les réponses forcées de la variabilité interne du système climatique et trouver d'éventuels liens de causalité, mais ils présentent aussi des défauts (Cohen et al., 2014). La prochaine sous-section (2.4.1) s'intéresse aux causes physiques majeures d'incertitude, tandis que la suivante (2.4.2) traitera les incertitudes liées aux études de modélisation.

2.4.1 Incertitudes liées aux réponses climatiques

La première source d'incertitude est l'importante variabilité interne de l'atmosphère, qui masque parfois les réponses atmosphériques et les téléconnexions liant l'Arctique aux moyennes latitudes, les rendant intermittentes et d'autant plus difficiles à mettre en évidence (Cohen et al., 2020). Plusieurs études concluent donc que les hivers froids observés sont dûs à la variabilité interne plutôt qu'à la perte de glace de mer (Blackport et al., 2019; McCusker et al., 2016; Sun et al., 2016). La variabilité décennale de la température de surface de l'océan module aussi la réponse à la perte de glace de mer via l'*Atlantic Multidecadal Oscillation* (AMO)⁵ (Li et al., 2018). Par ailleurs, la réponse simulée de la NAO à la perte de glace de mer est relativement faible, et ses variations sont en fait principalement guidées par la variabilité interne (Cohen et al., 2014) notamment dans le secteur nord atlantique (Kolstad & Screen, 2019). Cela implique aussi que la relation observée entre la perte de glace automnale dans les mers de Barents et Kara et la NAO négative en hiver n'est pas stationnaire au cours du temps, et est particulièrement importante depuis quelques décennies seulement (Kolstad & Screen, 2019).

La perte de glace de mer n'est pas le seul facteur capable d'influencer la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes. La température de surface de l'océan au niveau des tropiques a aussi un effet sur la météo les moyennes latitudes, et ce particulièrement en hiver (Coumou et al., 2018). Les conditions tropicales peuvent donc moduler les réponses atmosphériques à la perte de glace de mer, notamment la variabilité du vortex polaire stratosphérique (Overland et al., 2021). Plus précisément, El Niño amplifie la réponse atmosphérique à la perte de glace de mer (Domeisen et al., 2019), tandis que La Niña l'occulte ou l'amplifie selon les situations (Domeisen et al., 2019; Zhang et al., 2022).

Il est aussi possible que les hivers froids aux moyennes latitudes soient plus une cause de la perte de glace de mer qu'une conséquence (Blackport et al., 2019; Kelleher & Screen, 2018). En effet, il a déjà été montré que les anomalies négatives de température aux moyennes latitudes sont présentes avant les anomalies négatives de glace de mer (Blackport et al.,

5. L'AMO est le mode de variabilité principal de la température de surface de l'océan Atlantique Nord. Elle est caractérisée par une alternance de phases plus chaudes (phases positives) et plus froides (phases négatives) que la normale de la température de surface de l'océan Atlantique Nord à une échelle de temps multidéennale (Deser, Alexander et al., 2010).

2019 ; Kelleher & Screen, 2018). Dans ce cas, la réduction de la quantité de glace de mer ne peut pas être à l'origine des hivers froids. A l'inverse, ce sont des anomalies de circulation atmosphérique concomitantes avec le refroidissement des moyennes latitudes qui causent la fonte de la banquise arctique.

2.4.2 Incertitudes liées aux modélisations et aux choix méthodologiques

De nombreux scientifiques ont utilisé des modélisations pour déterminer l'impact de la perte de glace de mer sur le climat des moyennes latitudes. Ces études montrent néanmoins des résultats parfois très divergents entre elles et avec les observations, notamment à cause de différences entre les modèles utilisés et entre les expériences réalisées (Peings et al., 2021).

Les différences entre les modèles sont notamment dues à des différences d'implémentation de la physique régissant le fonctionnement du climat, des différences de paramétrisation, des différences de résolution et des différences de sensibilité à la perte de glace de mer (Vihma, 2014). Par exemple, la mauvaise représentation de la stratosphère et du couplage troposphère - stratosphère a une grande influence sur les conclusions tirées à partir des modélisations, puisqu'elle empêche le développement de la voie stratosphérique via l'affaiblissement du vortex polaire (Cohen et al., 2020). La présence du couplage océan - atmosphère semble aussi jouer un rôle important dans l'obtention de réponses proches de celles observées (Deser et al., 2016 ; Smith et al., 2017).

Les différences entre les expériences concernent quant à elles les perturbations réalisées et les conditions initiales choisies. Afin d'étudier les réponses climatiques à la perte de glace de mer, différentes perturbations peuvent être appliquées aux modèles pour la faire disparaître. Par exemple, il est possible de modifier son albédo, ce qui inhibe son effet réfléchissant et la fait fondre par absorption d'énergie solaire. Il est aussi possible d'appliquer un flux radiatif à sa surface ou à l'océan, de contraindre la glace à une certaine valeur (par exemple à celle projetée à la fin de ce siècle (Deser, Tomas et al., 2010)), ou d'empêcher la congélation de l'eau de mer. Néanmoins, ces différentes approches peuvent induire des déséquilibres énergétiques qui peuvent avoir des conséquences climatiques indépendantes de la perte de glace de mer (Screen et al., 2018). Elles peuvent notamment perturber la réponse de l'océan à la perte de glace de mer. Or, la réponse atmosphérique est amplifiée par des processus océaniques (Screen et al., 2018). Dès lors, les différences de protocole entre les études peuvent entraver la compréhension des divergences entre les résultats (Peings et al., 2021). De plus, l'amplitude et le pattern géographique de la perte de glace de mer imposée influencent les réponses atmosphériques (Screen et al., 2018).

Au-delà des perturbations appliquées aux modèles, la réponse atmosphérique à la perte de glace de mer est fortement influencée par les conditions initiales, notamment la température de surface de l'océan (Zhang et al., 2022), la phase d'oscillations multi-décennales telles qu'ENSO (Domeisen et al., 2019), la *Pacific Decadal Oscillation* (PDO)⁶ (Screen & Francis, 2016), ou la QBO (Labe et al., 2019). Dans ce dernier cas, lors d'une perte de glace de mer importante en Arctique, la phase d'est de la QBO entraîne un affaiblissement du vortex polaire via la propagation verticale d'ondes associée à un renforcement de l'anticyclone sibérien, et est donc associée à des hivers froids en Eurasie. A l'inverse, la QBO en phase

6. La PDO est le mode de variabilité principal des anomalies de la température de surface de l'océan Pacifique Nord selon une échelle de temps de plusieurs décennies. Son pattern ressemble fortement à celui d'ENSO mais avec une amplitude plus faible (Deser, Alexander et al., 2010).

d'ouest ne permet pas le développement d'extrêmes froids (Labe et al., 2019). Les biais dans l'état moyen du modèle influencent aussi la réponse atmosphérique, avec une réponse de la NAO variant en fonction de la capacité du modèle à réfracter les ondes planétaires vers l'équateur dans la troposphère (Smith et al., 2017).

Enfin, la réponse forcée à la perte de glace de mer est relativement faible face à la variabilité interne des modèles, ce qui implique qu'elle est difficilement détectable. Cette faible détectabilité pourrait s'expliquer par une réponse atmosphérique faible comparé à la variabilité interne de l'atmosphère. Cependant, il est possible que le rapport signal - bruit des modèles soit sous-estimé par rapport aux observations, et qu'ils auraient donc tendance à sous-représenter la réponse atmosphérique (Mori et al., 2019 ; Scaife & Smith, 2018 ; Screen et al., 2018). De plus, il varie en fonction des modèles, ce qui peut expliquer les conclusions discordantes obtenues entre les études de modélisation (Mori et al., 2019). Un moyen de séparer la réponse forcée du bruit de l'atmosphère est d'augmenter la taille d'ensemble⁷, ce qui permet d'augmenter le rapport signal - bruit et de diminuer l'incertitude liées aux réponses (Screen et al., 2018). Les variables dynamiques comme la pression de surface ou la hauteur géopotentielle nécessitent une taille d'ensemble environ deux fois plus grande que les variables thermodynamiques telles que la température. Les variables hydrologiques, dont les précipitations, se situent entre les deux du fait qu'elles dépendent de facteur thermiques et dynamiques. La taille d'ensemble doit aussi être plus importante pour détecter des réponses en altitude par rapport à des réponses en surface, ou pour détecter des réponses à distance par rapport à des réponses locales (Screen et al., 2014).

Les premières études sur le sujet utilisaient des tailles d'ensemble relativement réduites, avec moins d'une dizaine de membres⁸, avant de déterminer qu'elle devrait être augmentée à cinquante membres pour détecter des réponses robustes (Screen et al., 2014). Récemment, cent membres sont devenus la norme dans les études sur le sujet grâce aux meilleures capacités de calcul (Peings et al., 2021). Cependant, quelques études ont montré que cette taille d'ensemble n'est pas suffisante pour identifier une réponse robuste parce qu'elle est encore significativement influencée par la variabilité interne du climat (Labe et al., 2019 ; Liang et al., 2020 ; Peings et al., 2021). C'est d'autant plus le cas quand l'océan est interactif, permettant par exemple à des modes de variabilité tels qu'ENSO d'influencer les réponses atmosphériques (Peings et al., 2021).

Face aux limites inhérentes aux études basées sur les observations, les modèles représentent des outils clés pour comprendre l'influence de la perte de glace de mer arctique sur le climat, notamment parce qu'ils permettent d'isoler des processus physiques et d'étudier la perte de glace de mer en l'absence de facteurs confondants (Screen et al., 2018). Pour progresser dans les connaissances, il est donc essentiel de déterminer avec soin les dispositifs expérimentaux, les méthodes d'analyse et les tailles d'ensemble à utiliser dans les études de modélisation. Il faut aussi déceler les réponses communes des modèles à la perte de glace de mer, et comprendre les raisons physiques sous-jacentes aux disparités entre eux.

7. La taille d'ensemble fait référence au nombre de simulations distinctes effectuées à l'aide d'un modèle climatique pour explorer la variabilité et l'incertitude dans les simulations climatiques.

8. Les membres se réfèrent aux différentes simulations individuelles au sein d'un ensemble de simulations climatiques, chacune étant initiée avec des conditions de départ légèrement différentes pour capturer les différentes trajectoires climatiques possibles.

Afin d'étudier les réponses à la perte de glace de mer estivale dans l'hémisphère nord et de comprendre les impacts des choix méthodologiques sur celles-ci, le modèle climatique PlaSim a été utilisé (section 3.1). Différentes simulations de perturbation dans lesquelles la glace de mer a été forcée à disparaître en été ont été comparées à une simulation de contrôle (section 3.2). Une analyse composite de la simulation de contrôle a aussi été réalisée (section 3.3). Plusieurs variables définissant l'état de la glace de mer ainsi que celui de l'atmosphère ont été étudiées (section 3.4). Toutes les données acquises ont été traitées (section 3.3) afin de mettre en évidence les potentielles réponses dont la significativité statistique a été testée (section 3.5).

3.1 Modèle utilisé

Le modèle utilisé est *Planet Simulator* v.17 (PlaSim), un modèle de circulation générale (GCM¹) atmosphérique de complexité intermédiaire qui a été développé à l'université d'Hambourg (Lunkeit et al., 2012). Il a été couplé au modèle de circulation générale océanique *Large Scale Geostrophic* (LSG) (Maier-Reimer & Mikolajewicz, 1992). De plus, PlaSim associe à l'atmosphère un module représentant le sol et la biosphère, tous deux réduits à des systèmes linéaires (Lunkeit et al., 2012).

Les intérêts de PlaSim résident dans sa relative facilité de prise en main comparé à des GCM complexes, permettant un premier pas aisé dans la modélisation climatique, ainsi que la compréhension des processus clés régissant le climat via sa simplification. Sa relative simplicité permet aussi de réduire considérablement le temps de calcul comparé à des modèles complexes, ce qui permet de réaliser de nombreuses simulations à moindre coût. PlaSim montre de légers déséquilibres dans le bilan énergétique, mais ceux-ci sont petits par rapport à ceux reportés pour d'autres modèles climatiques globaux (Angeloni et al., 2020). Sa sensibilité climatique à l'équilibre a été calculée à 4.26 K lorsqu'il est couplé à LSG et utilisé avec une grille de résolution spectrale T21, ce qui est proche de la limite supérieure des sensibilités des modèles du projet d'intercomparaison des modèles couplés 5 (CMIP5) (Angeloni et al., 2020).

Dans le plan horizontal, la résolution spectrale T21 de la grille utilisée dans PlaSim équivaut à une résolution de 5.6° pour les latitudes et longitudes sur la grille gaussienne correspondante. La grille est donc divisée en 32 × 64 (lat × lon) cellules d'une taille approximative de 625 km à l'équateur et dépendante de la latitude (National Center for Atmospheric Research Staff, 2017). L'atmosphère est divisée en 10 couches verticales jusqu'à 40 hPa. Par conséquent, la stratosphère n'est pas complètement représentée dans le modèle puisque la stratopause se situe en réalité à 1 hPa. Le système de coordonnées verticales est défini par la pression normalisée par la pression de surface (σ), tandis que le système de coordonnées horizontales est construit sur base de la latitude (φ) et de la longitude (λ).

1. *General Circulation Model*

3.1.1 Modèle atmosphérique

Dans le modèle PlaSim, plusieurs équations régissent la dynamique atmosphérique : la conservation de la quantité de mouvement, la conservation de la masse, la première loi de la thermodynamique sur la conservation de l'énergie et la fonction d'état simplifiée par l'approximation hydrostatique² (Lunkeit et al., 2012). Les équations pronostiques des vitesses horizontales ont été transformées en équations de la composante verticale de la vorticité (ζ) et de la divergence (D). Les équations différentielles sont utilisées de manière adimensionnelle dans le système de coordonnées (λ, μ, σ) avec $\mu = \sin \varphi$. Elles ont été transformées afin de séparer les modes de gravité rapides (linéarisés autour d'une température de référence constante $T_0 = 250K$ pour tous les niveaux σ) des termes non linéaires plus lents. Ainsi, les termes linéaires contiennent l'effet de la divergence (ou les ondes de gravité) sur la pression de surface, la température et le géopotential. Ils sont calculés implicitement dans l'espace spectral. Les termes non linéaires sont quant à eux résolus explicitement dans l'espace physique, sur la grille gaussienne.

La résolution numérique des équations se base sur les représentations suivantes de l'espace et du temps : une représentation spectrale dans le plan horizontal, une discrétisation par différences finies dans le plan vertical et un pas de temps semi-implicite.

Le calcul des termes non linéaires via une méthode spectrale implique le stockage de nombreux coefficients d'interaction, dont la quantité augmente très rapidement avec la résolution spatiale du modèle. De plus, certains processus physiques locaux comme la libération des précipitations sont difficiles à incorporer. Pour pallier cela, les équations sont résolues grâce à une méthode de transformation spectrale (Eliassen et al., 1970 ; Orszag, 1970). Pour ce faire, les variables pronostiques (ζ, D, T et $\ln p_s$) sont représentées dans le plan horizontal par des séries tronquées d'harmoniques sphériques.

Dans le plan vertical, la vorticité, la température et la divergence sont calculées à tous les niveaux σ tandis que la vitesse verticale est calculée aux demi-niveaux. L'approximation hydrostatique est aussi utilisée aux demi-niveaux. Le géopotential est calculé à chaque niveau sur base des valeurs aux demi-niveaux.

Plusieurs paramétrisations sont réalisées dans PlaSim afin de mieux représenter la physique du climat, notamment les processus non résolus à l'échelle d'une cellule. Cela comprend les flux en surface de chaleur sensible et latente (Roeckner et al., 1992), une diffusion verticale linéaire pour les flux turbulents non résolus, la diffusion horizontale (Roeckner et al., 1992), les rayonnements de courtes (Lacis & Hansen, 1974) et de grandes longueurs d'ondes (Sasamori, 1968) en fonction de leur transmission dans un ciel clair ou nuageux (Slingo & Slingo, 1991 ; Stephens, 1978 ; Stephens et al., 1984), la distribution d'ozone (Green, 1964), les convections sèche et humide (Kuo, 1965, 1974 ; Tiedtke, 1983), les nuages (Slingo & Slingo, 1991) et les précipitations (Lunkeit et al., 2012).

Concernant la partie terrestre, les variables suivantes sont paramétrées : les températures de surface et du sol, l'hydrologie du sol, le schéma de transport dans les rivières, l'albédo de surface, la longueur de rugosité de surface et l'efficacité de l'évaporation en surface (Lunkeit et al., 2012). Les glaciers sont traités comme tous les autres points terrestres mais avec des propriétés de surface et du sol appropriées pour la glace (Lunkeit et al., 2012).

2. L'approximation hydrostatique stipule que la composante verticale de la force de pression est en équilibre avec la force gravitationnelle.

3.1.2 Modèle de biosphère

PlaSim est couplé à un modèle linéaire de biosphère, *Simulator for Biospheric Aspects* (SimBA) (Lunkeit et al., 2012). Ce modèle de dynamique globale de la végétation est utilisé pour obtenir les variables de surface suivantes pour les cellules terrestres non recouvertes de glaciers : l'albédo de surface, la longueur de rugosité, un facteur de conductance de surface pour le flux de chaleur latente et la capacité de rétention d'eau du sol. Ces variables terrestres dépendent des variables de SimBA, elles-mêmes dépendantes de l'humidité du sol, de l'épaisseur de neige et de la biomasse terrestre.

La biomasse terrestre est la variable la plus importante dans le fonctionnement de SimBA et dépend de la productivité primaire nette. La productivité primaire nette vaut la moitié de la productivité primaire brute, qui correspond elle-même au minimum entre la productivité primaire brute limitée par la lumière et celle limitée par l'eau.

L'albédo de surface est calculé dans chaque cellule comme une combinaison des albédos du sol nu (0.30) et de la végétation (0.12) multipliés chacun par leur proportion de surface. Les proportions de surface sont calculées en fonction de l'indice de surface foliaire. En présence de neige, la valeur d'albédo de surface calculée précédemment est modifiée pour en tenir compte, tout en distinguant les zones recouvertes de forêt ou non.

La conductance de surface est calculée de sorte qu'elle varie en fonction du contenu en eau du sol. Par contre, en présence de couverture neigeuse, elle est fixée à 1 pour prendre en compte la possibilité que la neige se sublime en surface.

La rugosité de surface est une combinaison non linéaire des rugosités due à la topographie et à la végétation, cette dernière dépendant de la couverture forestière uniquement.

3.1.3 Modèle de glace

PlaSim est couplé à un modèle de glace basé sur le modèle à zéro couche de Semtner (1976), qui donne l'épaisseur de la glace de mer à partir de l'équilibre thermodynamique à son sommet et à sa base. La glace est composée d'une unique couche au sein de laquelle le gradient de température est linéaire et aucune chaleur ne peut y être stockée. Si l'épaisseur de glace de mer est bien représentée en Antarctique de par sa forte dépendance saisonnière, cela pose une limite en Arctique où la glace est multi-annuelle et relativement épaisse. De la glace de mer est formée à la base de la couche quand la température océanique passe en-dessous du point de congélation (271.25 K), et fond en surface quand la température de l'océan passe au-dessus du point de congélation. Les variables pronostiques sont la concentration de glace de mer, sa température et son épaisseur. Dans PlaSim, la concentration de glace de mer est binaire et vaut soit 0 soit 1 en fonction de l'absence ou de la présence de glace.

Le bilan d'énergie permet de déterminer la formation ou disparition de glace de mer. Quand de la glace se forme, le flux de chaleur total vaut le flux de conduction à travers la glace et la neige. Autrement, il vaut le flux atmosphérique composé des flux de chaleur sensible et latente ainsi que des flux radiatifs de grandes et de courtes longueurs d'ondes incidents et réfléchis. Dans tous les cas, un flux correctif est ajouté au flux de chaleur total afin de contraindre la glace de mer à suivre sa distribution climatologique. Il n'y a pas de flux océanique dans le modèle afin d'éviter la présence de sources ou puits artificiels de chaleur. À la place, l'épaisseur maximale est fixée à 9 m afin d'éviter une croissance démesurée. Lorsque toute la glace de mer fond, l'excès de chaleur restant sert à réchauffer la couche océanique.

En présence de glace, de la neige est accumulée à sa surface suite aux précipitations.

Dans ce cas, la neige doit d’abord complètement fondre avant que ça ne soit le tour de la glace. La neige peut être convertie en glace si elle est présente en quantité suffisante pour faire passer l’intervalle neige-glace sous la surface océanique.

3.1.4 Modèle océanique

Le modèle de circulation océanique LSG est basé sur les équations primitives de conservation de la quantité de mouvement, de continuité pour l’eau et la salinité, et thermodynamique pour la salinité (Maier-Reimer & Mikolajewicz, 1992). Il part du postulat que les échelles caractéristiques spatiales sont grandes par rapport au rayon de déformation de Rossby interne et que celles temporelles sont grandes par rapport aux périodes des modes de gravité et des ondes de Rossby. Dès lors, les termes non linéaires des équations de Navier-Stokes peuvent être négligés et les modes d’ondulation rapides peuvent être supprimés grâce au schéma d’intégration implicite avec un pas de temps fixé à dix jours. Par ailleurs, la friction verticale est négligée et les approximations hydrostatique et de Boussinesq sont appliquées. Le système d’équations est séparé en deux parties barotrope et barocline couplées. Les mouvements turbulents sont paramétrisés par un coefficient de diffusion verticale afin d’obtenir un océan le plus réaliste possible (Angeloni et al., 2020). Le modèle utilise deux grilles horizontales décalées de $5^\circ \times 5^\circ$ afin de définir les variables sur une grille d’Arakawa de type E (Arakawa & Lamb, 1977). La résolution effective qui en découle est de 3.5° (Angeloni et al., 2020). Par défaut, le nombre de couches verticales est fixé à 22, allant de la surface jusqu’à 6000 m de profondeur.

PlaSim et LSG sont couplés via les flux en surface de quantité de mouvement, de chaleur et d’eau douce (Angeloni et al., 2020). Le flux de chaleur océanique est calculé par LSG dans les 50 m de la couche mélangée sur base des processus d’advection et de convection, avant d’être retransmis à PlaSim. La glace de mer est fixée dans LSG sur base des valeurs calculées par PlaSim, de même que la tension du vent et le flux d’eau douce. Comme le pas de temps utilisé dans PlaSim est inférieur à celui de LSG, les valeurs des variables requises de PlaSim sont moyennées sur la durée du pas de temps de LSG pour pouvoir être exploitées par ce dernier (Angeloni et al., 2020). De plus, les grilles atmosphérique et océanique sont interpolées afin d’assurer la conservation globale de l’énergie et de l’eau (Fraedrich, 2012 ; Lorenz, 2006).

3.2 Simulations réalisées

Plusieurs simulations ont été réalisées avec PlaSim : d’abord une simulation de contrôle, sur base de laquelle 4 simulations de perturbation et une analyse composite ont été produites. En plus d’analyser les réponses physiques du système climatique à la perte de glace de mer, le but de ces différentes simulations est de déterminer l’impact de la mise en place de différentes méthodologies expérimentales sur ces réponses.

La première simulation a été réalisée sur une durée de 1300 ans avec une concentration de CO_2 correspondant au niveau pré-industriel, c’est-à-dire fixée à 280 ppm. Après 300 ans de simulation, la température moyenne globale de l’air en surface est devenue stable, ce qui correspond à un état d’équilibre du système. Pour la suite, seules les 1000 années stables de la simulation de contrôle (CTRL) sont utilisées.

Quatre simulations de perturbation (PERT) de 500 membres chacune ont été réalisées en utilisant différentes années de la simulation de contrôle comme conditions initiales. Pour

chaque PERT, 500 simulations de 2 ans ont été lancées à partir de ces conditions initiales et en remplaçant l'albédo de la glace de mer (0.7) par celui de la surface océanique (0.069). Cette modification d'albédo force la glace de mer à fondre en été, lorsqu'elle est soumise au rayonnement solaire. A noter que cette perturbation d'albédo n'empêche pas la glace de se reformer l'hiver suivant, puisque la surface au-delà du cercle polaire n'est plus soumise au rayonnement solaire durant la nuit polaire.

Deux approches ont été suivies afin de déterminer les conditions initiales servant à obtenir les 500 membres (Fig. 3.1). Pour PERT1, trois simulations de perturbation ont été lancées à partir de trois années particulières de CTRL (Fig. 3.1a). Celles-ci ont été choisies sur base de la température moyenne annuelle au-delà de 60°N :

- Année la plus froide de CTRL (PERT1_{min})
- Année correspondant à la climatologie de CTRL (PERT1_{clim})
- Année la plus chaude de CTRL (PERT1_{max})

Pour chacune de ces trois expériences, l'albédo de la glace a été fixé aléatoirement pour chaque membre à une valeur comprise entre 0.06890001 et 0.06909999. Le but de cette perturbation aléatoire de l'albédo est de générer un ensemble contenant 500 membres différents malgré l'utilisation des mêmes conditions initiales.

Dans l'autre approche utilisée, PERT2, les 500 simulations de perturbation ont été lancées en prenant comme conditions initiales la situation de contrôle tous les 2 ans (Fig. 3.1b). Cela signifie que le premier membre a été obtenu à partir de l'année 1 de CTRL, le deuxième membre à partir de l'année 3 de CTRL, le troisième membre à partir de l'année 5 de CTRL, et ainsi de suite. Dans PERT2, l'albédo de la glace de mer a été fixé à 0.69 pour chaque membre.

Etant donné que la même perturbation de l'albédo est appliquée aux quatre simulations de PERT, les différences des réponses obtenues entre ces simulations reflètent l'influence des conditions initiales sur l'évolution du système climatique.

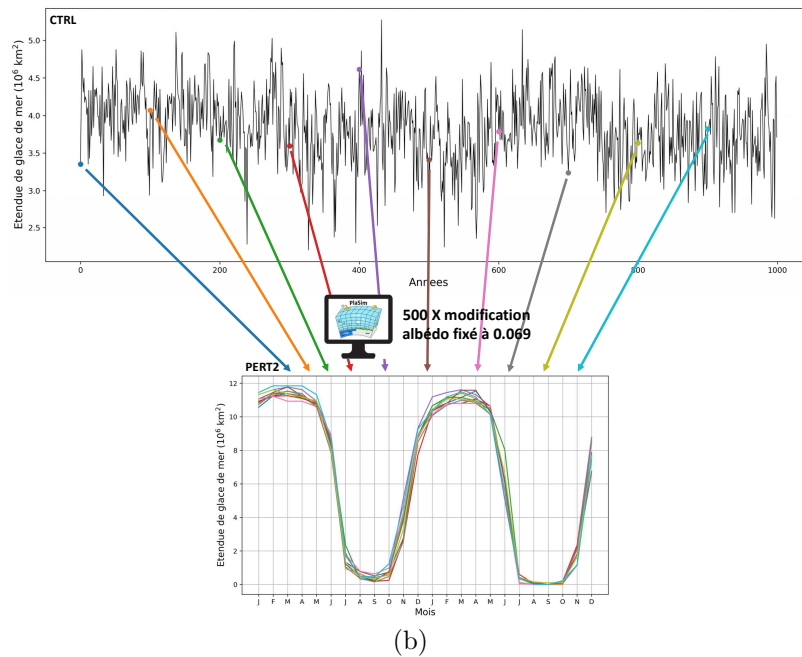
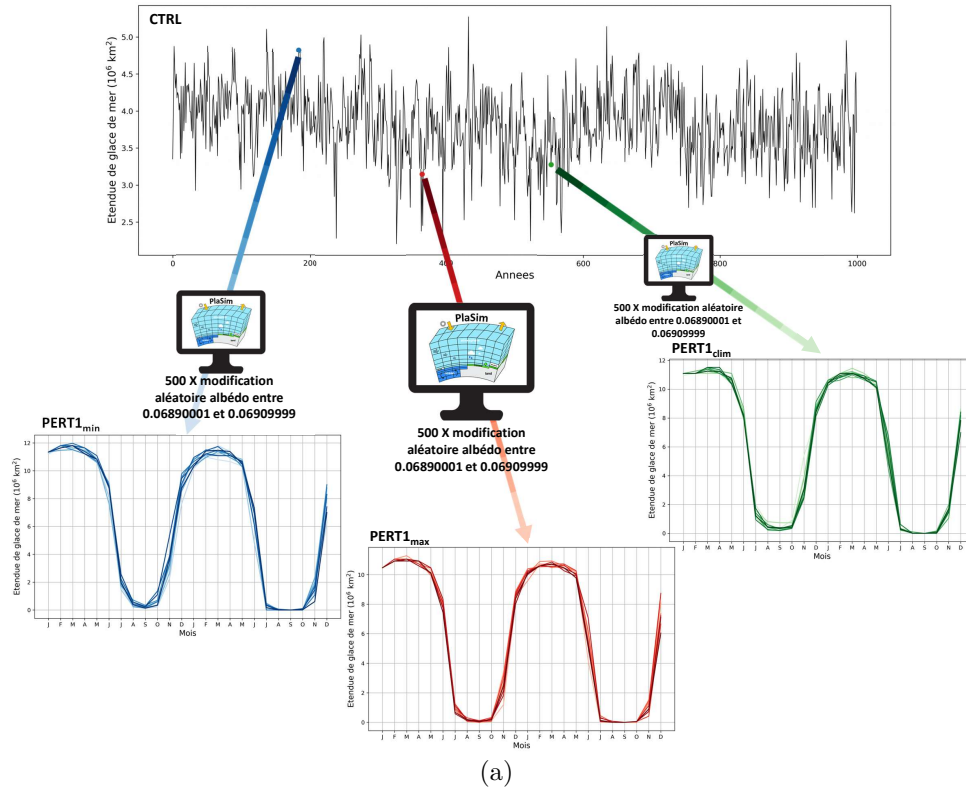


FIGURE 3.1 – Schémas représentant de manière simplifiée la mise en place des expériences de modification de l’albédo de la glace de mer sur PlaSim. **(a)** Dans PERT1, la même année de CTRL est utilisée 500 fois comme conditions initiales auxquelles on applique une modification de l’albédo de la banquise dans PlaSim. Cette année de CTRL est respectivement froide (bleu), moyenne (vert) ou chaude (rouge) en Arctique dans PERT1_{min}, PERT1_{clim} et PERT1_{max}. A partir de ces 500 expériences, on obtient 500 membres représentant différentes évolutions du climat pendant 2 ans avec la perturbation d’albédo. **(b)** Dans PERT2, 500 années de CTRL différentes sont utilisées comme conditions initiales pour subir une perturbation d’albédo dans PlaSim durant 2 ans. Il en résulte 500 membres représentant l’évolution du climat à cause de cette perturbation. Pour simplifier la représentation schématique, seules 10 répétitions des expériences sont représentées via les flèches et courbes colorées. Le schéma du modèle vient de Dippe et al. (2018) (Licence CC BY 4.0).

3.3 Traitement des données

En plus des expériences de perturbation, une analyse composite (COMP) de la simulation de contrôle a été réalisée sur base de l'étendue de glace de mer en septembre. L'étendue de glace de mer (SIE) correspond à la surface des cellules de grille recouvertes d'au moins 15 % de glace de mer. Deux sous-ensembles ont été obtenus : l'un contenant les années à faible étendue de glace de mer (LOW), l'autre contenant les années à forte étendue de glace de mer (HIGH) selon les formules suivantes :

$$\text{LOW} : SIE_S < \overline{SIE_S} - \sigma_{SIE_S} \Rightarrow SIE_S < 3.35 \cdot 10^6 \text{ km}^2$$

$$\text{HIGH} : SIE_S > \overline{SIE_S} + \sigma_{SIE_S} \Rightarrow SIE_S > 4.30 \cdot 10^6 \text{ km}^2$$

Ainsi, le sous-ensemble LOW est constitué de 143 années de CTRL et HIGH est constitué de 154 années de CTRL (Fig. 3.2).

L'intérêt de COMP est de comparer l'effet d'une perturbation plus faible de la glace de mer en Arctique par rapport aux différentes simulations de PERT puisque les membres constituant les ensembles HIGH et LOW sont issus d'une simulation de CTRL dans laquelle le climat est à l'équilibre. L'absence de forçage permet également de mettre en avant les facteurs de variabilité de la circulation atmosphérique qui sont intrinsèques au climat.

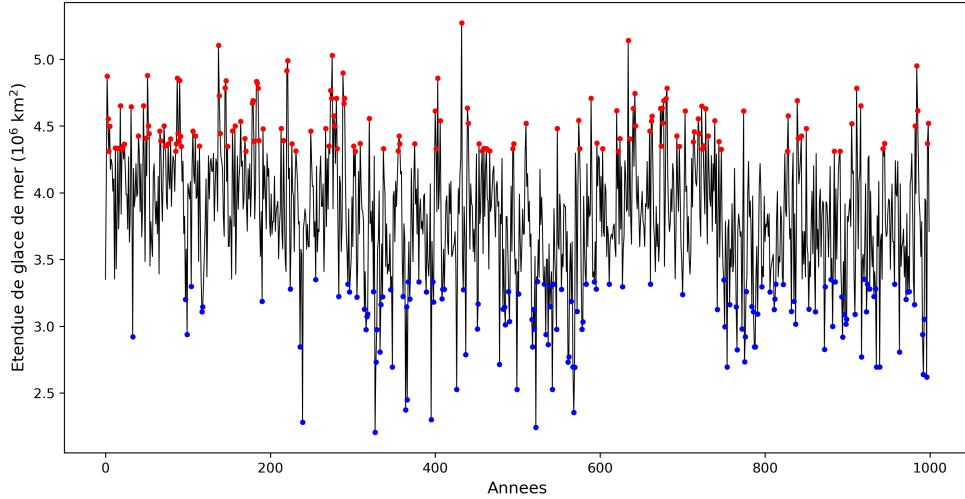


FIGURE 3.2 – Série temporelle de l'étendue de glace de mer en septembre pour la simulation CTRL. Les années à forte (faible) étendue de glace de mer sont indiquées par des points rouges (bleus) et constituent l'ensemble HIGH (LOW) de l'analyse composite.

Dans les 3 expériences de PERT1, les 500 membres ont été comparés aux 1000 ans de CTRL. Dans PERT2, les 500 membres ont été comparés aux 500 années de CTRL sélectionnées comme conditions initiales (Delhaye et al., 2022 ; Petrie et al., 2015 ; Screen et al., 2014). Dans COMP, les 143 membres de LOW ont été comparés aux 154 membres de HIGH (Hopsch et al., 2012).

Des cartes de différences entre les membres de PERT (LOW) et de CTRL (HIGH) ont été réalisées pour plusieurs variables présentées ci-après, et ce pour deux moments de l'année distincts. D'abord, cette différence a été calculée pour le mois de septembre (S) suivant directement la perte de glace de mer. Le choix de montrer le mois de septembre a été fait

parce que l'analyse composite est basée sur les anomalies de glace de mer durant ce mois précis. Il donne en outre un aperçu des changements des conditions climatiques en été. Ensuite, la différence a été calculée pour la moyenne des mois de décembre, janvier et février (DJF) suivant la perte de glace de mer afin de représenter les conditions climatiques en hiver. Pour chaque variable, les différences absolues ont été calculées en chaque point de grille entre la moyenne des membres de PERT (LOW) et la moyenne des membres de CTRL (HIGH). A noter que des différences relatives ont été calculées pour les précipitations, comme cela sera explicité par après. Ces cartes de différence représentent la réponse des variables analysées à la perte de glace de mer en Arctique. Elles sont à chaque fois mises en relation avec une carte présentant la situation initiale, qui correspond à la moyenne des membres constituant CTRL. Bien que l'ensemble de référence, n'est pas exactement le même en fonction des expériences (PERT1, PERT2 et COMP), il est d'une taille suffisamment importante pour que les cartes de moyennes de CTRL et HIGH soient sensiblement identiques entre ces expériences. C'est pourquoi, dans la description des résultats, la même carte de CTRL représentant la situation de référence de chaque variable est utilisée pour toutes ces expériences.

3.4 Variables climatiques analysées

Plusieurs variables décrivant l'état de la glace et de l'atmosphère ont été analysées afin de déterminer un potentiel impact de la fonte de glace de mer sur le système climatique.

3.4.1 Glace de mer

La concentration de glace de mer (icec) correspond à la proportion de la surface océanique recouverte de glace de mer et est comprise entre 0 et 1. Elle est calculée pour chaque cellule de la grille. Elle indique de manière visuelle où a lieu la perte de glace de mer arctique en été, ainsi que les endroits où elle ne se reforme pas en hiver.

L'épaisseur de glace de mer (iced), en mètres, est un indicateur supplémentaire de la perte de glace de mer, particulièrement en hiver. En effet, si les cartes de concentration de glace de mer montrent là où de la glace est présente, les cartes d'épaisseur permettent de détecter les endroits où le volume de glace diminue, bien qu'il y en ait toujours.

3.4.2 Température de l'air en surface

La température moyenne mensuelle de l'air (tas) est mesurée à 2 mètres de hauteur et est exprimée en °C. En plus d'impacter directement la surface, les variations de température ont un effet sur la circulation atmosphérique, notamment à travers la hauteur du géopotentiel.

3.4.3 Hauteur du géopotentiel

La hauteur du géopotentiel à 500 hPa (zg500) est un indicateur de la circulation atmosphérique à large échelle. Par définition, le géopotentiel du niveau d'altitude z correspond à la variation d'énergie potentielle d'une masse unitaire quand elle passe du niveau de la mer au niveau z (Marshall & Plumb, 2008). Par extension, la hauteur du géopotentiel à 500 hPa représente l'altitude à laquelle la pression atteint 500 hPa en chaque point de l'atmosphère. Elle est ici mesurée en mètres (m). La hauteur du géopotentiel est proportionnelle à la température moyenne de la couche d'air étant donné que celle-ci définit son degré d'expansion via la relation de Laplace. Ainsi, elle est d'autant plus élevée (faible)

que la couche d'air est chaude (froide) et qu'elle se dilate (contracte). En faisant l'analogie avec les cartes de pression en surface, les zones de grande (petite) hauteur géopotentielle peuvent généralement être assimilées aux anticyclones (dépressions) en surface (Marshall & Plumb, 2008).

La NAO, déjà brièvement introduite auparavant, a aussi été calculée afin de déterminer si la perte de glace la modifie positivement ou négativement, ce qui pourrait impacter les conditions météorologiques rencontrées dans l'hémisphère nord. Elle a été calculée grâce à la méthode de décomposition orthogonale aux valeurs propres (EOF³), parfois mieux connue sous le nom d'analyse en composantes principales. Cette méthode est largement utilisée en sciences atmosphériques depuis la fin des années 40 (Hannachi et al., 2007). Elle consiste à décomposer un champ de données en un ensemble de patterns spatiaux orthogonaux associé à un ensemble de séries temporelles décorréées (Hannachi et al., 2007). Chaque pattern correspond à un mode de variabilité qui explique une part de la variance observée du champ de données initiales tandis que chaque série temporelle correspond au score associé à chaque pattern. Ainsi, la NAO correspond au premier EOF des anomalies de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa au-dessus du secteur Nord Atlantique. C'est le mode de variabilité principal de l'atmosphère dans cette région à l'échelle sous-saisonnière. Les scores de ce premier EOF correspondent à l'indice de la NAO, qui indique son signe et son amplitude pour chaque mois. Des explications plus détaillées sur la méthode des EOF peuvent notamment être trouvées dans Wilks (2011). Le pattern spatial de la NAO varie de manière saisonnière, mais il est le plus intense en hiver. C'est pourquoi l'indice de la NAO calculé dans ce mémoire correspond à la moyenne des indices pour décembre, janvier et février.

Pour obtenir la NAO moyenne en hiver, il a d'abord fallu calculer l'indice pour chaque mois. Pour cela, la méthodologie suivante a été appliquée sur le champ mensuel de hauteur géopotentielle à 500 hPa. La région délimitée pour calculer la NAO correspond à une boîte comprise entre les latitudes de 20°N et 80°N et entre les longitudes de 90°O et 40°E. Donc seules les données de hauteur géopotentielle situées dans cette boîte ont été conservées. Ce jeu de données a ensuite été transformé en une matrice d'anomalies en enlevant aux données initiales la hauteur géopotentielle moyenne de la référence climatologique, laquelle correspond à la simulation de contrôle. Les anomalies de géopotentiel ont été pondérées en chaque point de grille par le cosinus de la latitude pour prendre en compte la convergence des latitudes vers les pôles (Hannachi et al., 2007). Le premier EOF a alors été calculé comme étant la covariance entre les séries temporelles des composantes principales (c'est-à-dire les scores) et les séries temporelles de l'ensemble du jeu de données à chaque point de grille, via la fonction *eofsAsCovariance* du *package eofs.standard.Eof* sur Python (Fig. 3.3). Le score correspondant (*pc1*) a été calculé via la fonction *pcs* du même *package*. Après, le score obtenu a été corrélé avec la région de l'anticyclone des Açores (située entre 35°N et 40°N et entre 10°O et 30°O) afin de modifier le signe du score en cas de corrélation négative. Enfin, l'indice de la NAO a été calculé en normalisant le score calculé précédemment par rapport aux scores calculés pour les données de CTRL (équation 3.1).

$$NAO_{index} = \frac{pc1 - \overline{pc1_{CTRL}}}{\sigma_{pc1_{CTRL}}} \quad (3.1)$$

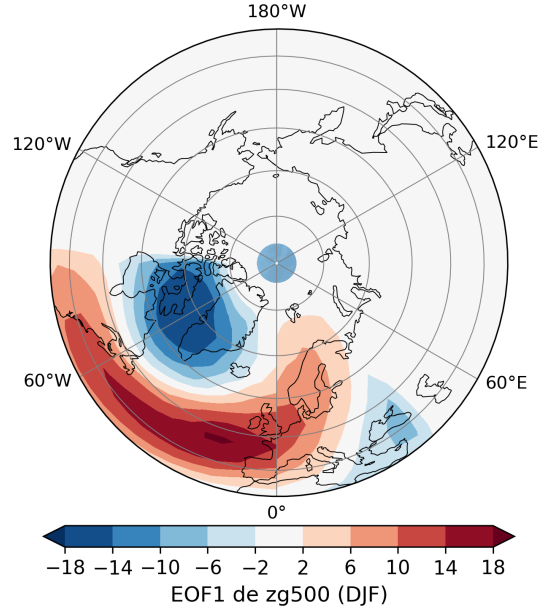


FIGURE 3.3 – Premier EOF en hiver (DJF) dans PlaSim de la hauteur du géopotential à 500 hPa dans la zone comprise entre les latitudes de 20°N et 80°N et entre les longitudes de 90°O et 40°E. Cette carte met en évidence le pattern de dipôle de géopotential entre l’Islande et les Açores qui sert à calculer l’indice NAO, et sera donc utile dans la section 4.2 pour interpréter les changements de cet indice suite à la perte de glace de mer.

3.4.4 Pression atmosphérique

La pression atmosphérique au niveau de la mer (psl), mesurée en hPa, a été utilisée. Elle est caractéristique des conditions atmosphériques en surface.

3.4.5 Précipitations

Un changement dans les précipitations (pr) a aussi été évalué afin de déterminer si la perte de glace est suivie par des conditions plus humides ou plus sèches. Dans PlaSim, deux variables de précipitations sont représentées : les précipitations à large échelle et les précipitations convectives. Pour obtenir les précipitations totales, ces deux variables ont été sommées. Par ailleurs, comme elles sont données en m/s dans PlaSim, la transformation suivante a été réalisée afin d’obtenir des précipitations mensuelles en mm :

$$Pr_{[mm/mois]} = Pr_{[m/s]} \cdot 1000 \cdot 86400 \cdot n_{jours}, \quad (3.2)$$

avec n_{jours} le nombre de jours dans le mois.

La comparaison entre la simulation de contrôle et celles de perturbation a été réalisée avec des différences relatives (%) plutôt qu’absolues afin de mettre en évidence les zones géographiques avec de forts changements de précipitations (équation 3.3).

$$\begin{aligned} \Delta Pr_{rel} &= \frac{Pr_{PERT} - Pr_{CTRL}}{Pr_{PERT}} \cdot 100 \text{ (\%)} \\ \Delta Pr_{rel} &= \frac{Pr_{LOW} - Pr_{HIGH}}{Pr_{HIGH}} \cdot 100 \text{ (\%)} \end{aligned} \quad (3.3)$$

3.5 Significativité statistique

Afin de déterminer si les réponses observées des différentes variables sont statistiquement significatives, le test de Kolmogorov-Smirnov a été appliqué en chaque point de grille aux membres de PERT et de CTRL. Ce test détermine si deux échantillons donnés suivent la même distribution en comparant leur fonctions de distribution cumulative (Berger & Zhou, 2014). Pour ce faire, il prend en compte la différence absolue maximale entre les fonctions de distribution cumulative des deux échantillons (Berger & Zhou, 2014). L'hypothèse nulle du test est que les deux échantillons suivent la même distribution, tandis que l'hypothèse alternative stipule qu'ils ne suivent pas la même distribution. Le seuil de significativité α a été fixé à 0.05, ce qui signifie que l'hypothèse nulle est rejetée si la p-valeur calculée par le test est inférieure à ce seuil.

Les tests statistiques réalisés s'exposent à deux risques. D'abord, les variables climatiques ne sont pas indépendantes puisqu'elles sont fortement corrélées dans l'espace et dans le temps. Ignorer la dépendance spatiale des tests mène à des résultats erronés parce que l'hypothèse nulle est rejetée de trop nombreuses fois (Wilks, 2016). Ensuite, étant donné le nombre élevé de cellules de grille où est appliqué le test de Kolmogorov-Smirnov, il y a un risque non négligeable de commettre une erreur de type I, c'est-à-dire de rejeter l'hypothèse nulle alors qu'elle est vraie. En effet, ce risque augmente avec le nombre de fois où le test est appliqué. Une manière simple de contrebalancer ces risques serait de diminuer le seuil de significativité α , comme suggéré par le critère de Walker (équation 3.4) (Wilks, 2016).

$$\alpha_{\text{Walker}} = 1 - (1 - \alpha)^{1/N} \approx \alpha/N, \quad (3.4)$$

avec N le nombre de tests réalisés. Cependant, dans le cas d'une grille de 34×62 cellules, 2048 tests sont réalisés, ce qui nécessiterait un seuil de significativité très faible (équation 3.5) et limiterait fortement la sensibilité du test à rejeter l'hypothèse nulle.

$$\alpha_{\text{Walker}} = 1 - (1 - 0.05)^{1/2048} = 0.000025 \quad (3.5)$$

Par conséquent, la méthode de contrôle du *False Discovery Rate* (FDR) est appliquée ici pour contrebalancer les risques liés au nombre élevé de tests statistiques réalisés et à l'autocorrélation (Wilks, 2016). Elle a été développée par Benjamini et Hochberg (1995) et est massivement utilisée en sciences depuis.

Par définition, le FDR correspond à la proportion d'hypothèses nulles rejetées qui sont en réalité vraies (Benjamini & Hochberg, 1995). Dès lors, le contrôle du FDR consiste à limiter la fraction d'hypothèses nulles rejetées à tort. Les hypothèses nulles locales sont rejetées si leurs p-valeurs respectives sont inférieures à un seuil p'_{FDR} qui dépend de la distribution des p-valeurs triées par ordre croissant ($p_{(1)} \leq p_{(2)} \leq \dots \leq p_{(n)}$) (Peings et al., 2021) :

$$p'_{\text{FDR}} = \max_{i=1, \dots, N} \left[p_{(i)} : p_{(i)} \leq (i/N) \alpha_{\text{FDR}} \right], \quad (3.6)$$

où $i = 1, \dots, N$ représente les nombres de membres de l'ensemble et α_{FDR} est le niveau de contrôle choisi pour le FDR. Ainsi, le seuil p'_{FDR} pour rejeter les hypothèses nulles locales est le plus grand $p_{(i)}$ qui est inférieur à $(i/N) \alpha_{\text{FDR}}$.

L'équation (3.6) suppose l'indépendance statistique des résultats de tests locaux. Néanmoins, la méthode reste assez robuste lorsqu'ils sont fortement corrélés spatialement ou temporellement (Wilks, 2016).

A noter que lorsque $i = 1$, le contrôle du FDR (équation 3.6) donne une formule proche du critère de Walker (équation 3.4). Par contre le contrôle du FDR est plus sensible au rejet de l'hypothèse nulle quand $i > 1$ parce que p'_{FDR} sera plus élevé que α_{Walker} (Wilks, 2016).

Dans ce mémoire, α_{FDR} est fixé à $2\alpha = 0.1$ pour toutes les variables sauf pour les précipitations mensuelles totales où il est fixé à $\alpha = 0.05$ parce qu'elles présentent une relativement faible autocorrélation spatiale (Wilks, 2016).

Concrètement, sur les cartes de différences des différentes variables climatiques, un point noir est représenté sur chaque point de grille pour lequel la différence entre PERT et CTRL est statistiquement significative suite au test de Kolmogorov-Smirnov et au FDR. Cela signifie que, pour ces points, la différence observée est suffisamment importante. En d'autres termes, elle n'est probablement pas due à la variabilité interne du climat mais bien à la perte de glace imposée en Arctique.

Ce chapitre montre les résultats obtenus à partir des simulations PlaSim et les discute à la lumière de la littérature. Pour commencer, les pertes de glace de mer forcées dans les différentes expériences sont montrées (section 4.1). Ensuite, les réponses atmosphériques à la perte de glace de mer sont analysées en septembre et en hiver par le biais de la température de surface, de la circulation à large échelle et des précipitations (section 4.2). L'influence des choix méthodologiques est mise en avant (section 4.3), avant de terminer par présenter les limites de cette étude et proposer des suggestions (section 4.4).

4.1 Perte de glace de mer

Dans COMP, la perte de glace entre les années à forte étendue (HIGH) et les années à faible étendue (LOW) est limitée par rapport aux autres méthodes parce qu'elle est due à la variabilité interne du climat plutôt qu'à un forçage. L'étendue totale en septembre passe donc de 4.5 à 3 millions de km² (Fig. 4.1). Le déclin de la banquise est localisé dans les mers de Barents et Kara (Fig. 4.2) parce qu'elle y est plus fine (Fig. 4.3), ce qui la rend plus susceptible de subir une diminution de sa concentration lorsqu'elle fond (Park et al., 2015). La fonte de la glace dans cette région peut s'expliquer par la circulation atmosphérique observée en septembre. En effet, la configuration des anomalies de pression au niveau de la mer (négative à l'ouest et positive à l'est de la région de fonte) entraînent un flux d'air chaud depuis le sud vers les mers de Barents et Kara (Fig. 4.8b). Mais la fonte de la banquise dans ce secteur peut aussi être due au transport de chaleur par les eaux en provenance de l'océan Atlantique (Kumar et al., 2021 ; Yamagami et al., 2022). Elle peut également être causée par une advection d'air chaud et humide dans le secteur eurasiatique de l'Arctique l'hiver précédent, ce qui entraîne des anomalies de rayonnement infrarouge vers la surface (Park et al., 2015). L'amincissement de la couche de glace de mer touche non seulement les mers de Barents et Kara, mais aussi l'océan Arctique central (Fig. 4.3). En plus des facteurs affectant les mers de Barents et Kara, cet amincissement peut par exemple s'expliquer par la dynamique de la glace qui crée des zones de divergence de masse lorsqu'elle dérive, emportée par les courants marins ou les vents (Park et al., 2015).

En hiver, toute la glace de mer se reforme de sorte qu'il n'y a aucune diminution significative de concentration dans COMP (Fig. 4.4b). Même si la glace de mer retrouve une étendue relativement proche de celle de CTRL en hiver, son épaisseur moyenne diminue significativement jusqu'à 0.4 m à l'est de l'océan Arctique (Fig. 4.5b). Cela pourrait être dû à l'intensification de l'anticyclone de Sibérie. En effet, elle cause l'advection d'air chaud et humide au-dessus des mers de Barents et Kara (Overland et al., 2021), ce qui y amplifie la fonte de la banquise (Tyrlis et al., 2019) (Figs. 4.5b et 4.12b).

Dans les différentes simulations PERT, la forte réduction d'albédo entraîne la fonte brusque de la glace de mer à partir de mai et la fait disparaître entièrement d'août à octobre (Fig. 4.1). Son étendue minimale est inférieure à 0.5 million de km² en septembre, alors

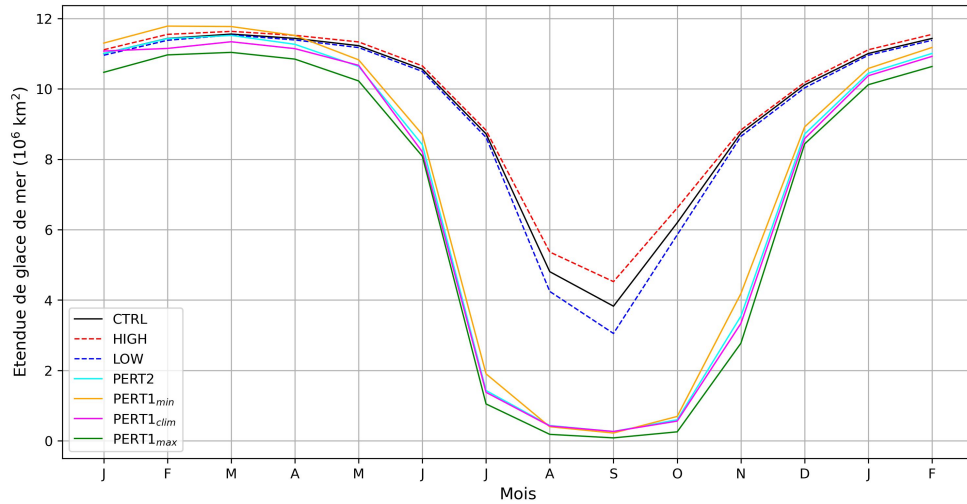


FIGURE 4.1 – Evolution mensuelle de l’étendue de glace de mer arctique moyenne de janvier précédent la perte de glace de mer à février de l’année suivante pour la simulation de contrôle (CTRL), celles de perturbation (PERT1_{min}, PERT1_{clim}, PERT1_{max} et PERT2) et l’analyse composite (HIGH et LOW).

qu’elle est de 4 millions de km² dans CTRL. La même diminution de la concentration de glace de mer est simulée entre PERT1_{min}, PERT1_{clim}, PERT1_{max} et PERT2 (Annexe 2). Lorsque la glace de mer disparaît, la surface de l’océan se retrouve exposée au rayonnement solaire incident, en absorbe une grande part et se réchauffe. Cela a pour effet de retarder le début de la saison de croissance de la banquise par congélation de l’eau de mer (Stroeve et al., 2014). Normalement, celle-ci commence au début de la nuit polaire quand la surface ne reçoit plus de rayonnement solaire et que la température de l’eau devient suffisamment basse pour qu’elle gèle. Cependant, avec l’augmentation de la température de l’océan, le point de congélation est atteint plus tard. La croissance de la glace ne commence donc qu’en octobre dans PERT au lieu de septembre dans CTRL (Fig. 4.1).

Comme la croissance de la glace de mer démarre en retard, elle ne peut pas se reformer entièrement par rapport à la simulation de contrôle. Cela se traduit par une légère diminution de l’étendue de glace de mer en hiver atteignant environ 1.5 million de km² en décembre et se stabilisant à plus ou moins 0.5 million de km² en janvier et février (Fig. 4.1). Celle-ci est causée par une diminution jusqu’à 50 % de la concentration de glace de mer dans les mers du Groenland et de Norvège, dans le détroit du Danemark ainsi que dans la baie d’Hudson et autour des îles au nord du Canada (Fig. 4.4). En outre, l’épaisseur moyenne de la glace de mer diminue significativement dans tout le bassin arctique en hiver (Fig. 4.5c). Cette diminution d’épaisseur est proportionnelle à l’épaisseur moyenne de CTRL. Ainsi, elle est la plus importante au centre de l’océan Arctique et au nord des mers de Barents et Kara où elle dépasse 1.4 m, et diminue radialement jusqu’aux limites externes où elle atteint 0.4 m. Elle est sensiblement la même entre les 4 expériences de PERT (Annexe 4). Cet amincissement pourrait s’expliquer par la fonte importante de la banquise l’été précédent menant à la disparition partielle ou totale de la glace pluri-annuelle. Par conséquent, en hiver, de la nouvelle glace est formée avec une épaisseur plus faible que celle qui s’est développée au cours de plusieurs années (Stroeve et al., 2014).

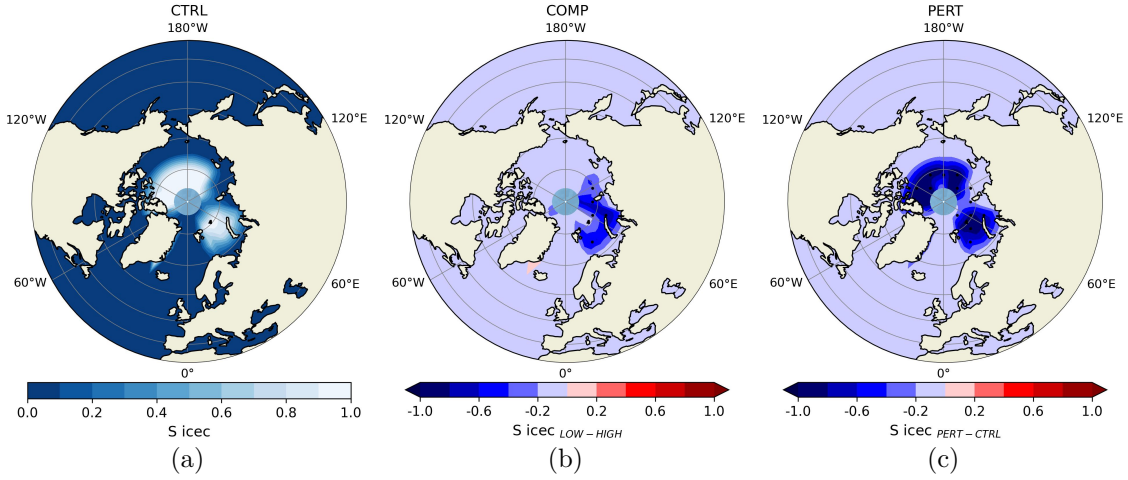


FIGURE 4.2 – (a) Concentration de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en septembre (S). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf Annexe 2). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

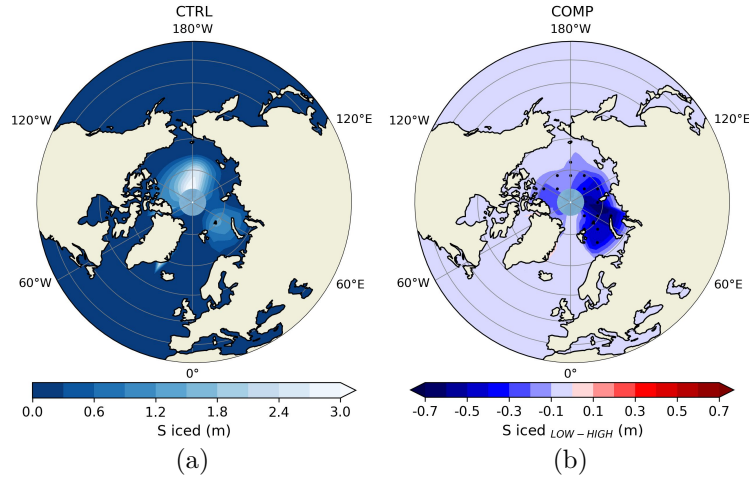


FIGURE 4.3 – (a) Épaisseur de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH) dans l'épaisseur de glace de mer en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

4.2 Réponses atmosphériques

4.2.1 Septembre

En septembre, la fonte de la glace de mer entraîne une augmentation significative de la température de l'air en surface au-dessus du secteur de fonte ainsi qu'aux latitudes inférieures (Fig. 4.6). Le réchauffement en Arctique est principalement thermodynamique et lié à l'augmentation de la chaleur absorbée en surface. Il y a des différences notables dans les patterns géographiques et les amplitudes des réponses dans COMP par rapport aux quatre expériences PERT (Figs 4.6, 4.7, 4.8 et 4.9). De plus, les réponses sont moins

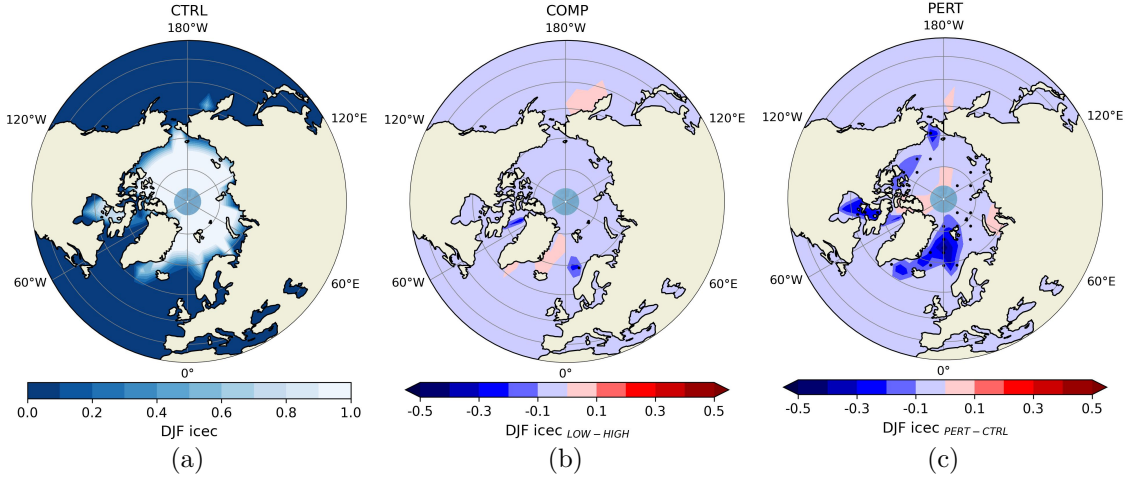


FIGURE 4.4 – (a) Concentration de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en hiver (DJF). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf Annexe 3). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

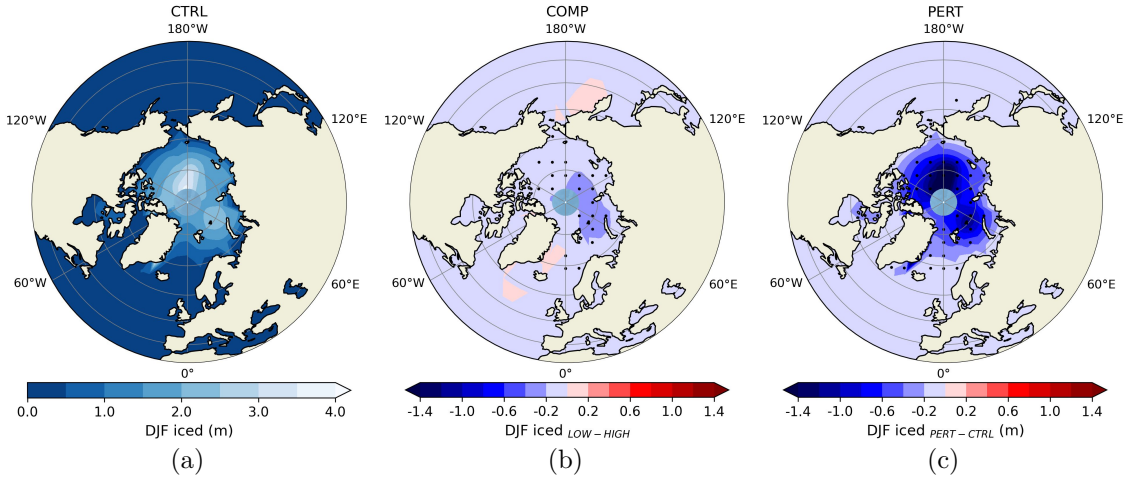


FIGURE 4.5 – (a) Épaisseur de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans l'épaisseur de glace de mer en hiver (DJF). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf annexe 4). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

significatives dans COMP en raison du plus petit nombre de membres (un peu moins de 150 dans COMP contre 500 dans PERT), et potentiellement en raison de la plus faible perte de glace.

Pour COMP, la température de surface augmente entre 0.5 et 3.5 °C au-dessus des mers de Barents, de Kara et de Laptev ainsi qu'au centre de la Sibérie (Fig. 4.6b). La température de surface augmente aussi légèrement en Europe ainsi qu'au niveau de la baie d'Hudson (Fig. 4.6b). La hauteur du géopotential à 500 hPa augmente à l'est du bassin

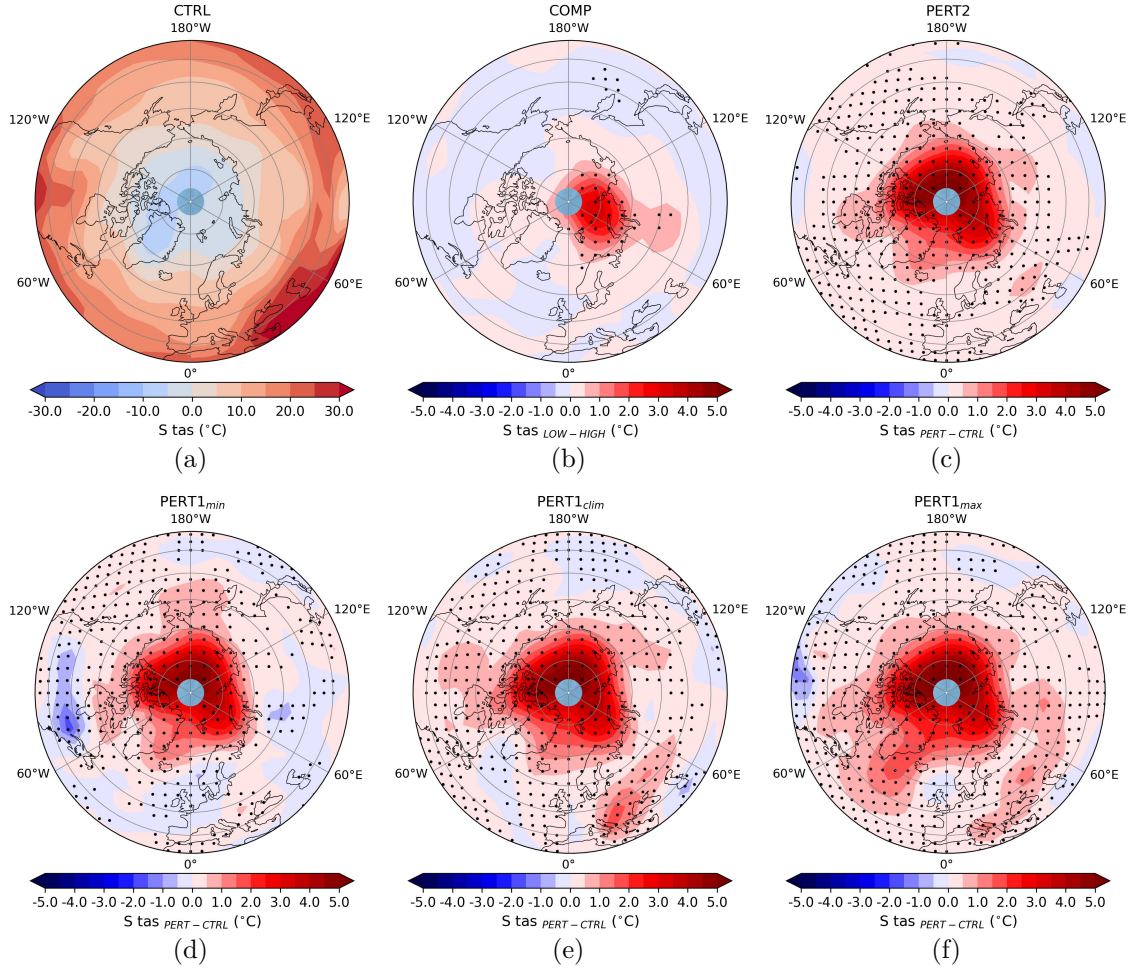


FIGURE 4.6 – (a) Température moyenne de l’air en surface dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d’ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la température de l’air en surface en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

arctique et au centre de la Sibérie suite à la dilatation thermique des masses d’air (Fig. 4.7b). Les variations du champ de géopotentiel montrent également le développement de creux et crêtes de manière ondulatoire, ce qui conduit à l’affaiblissement du courant-jet (Fig. 4.7b). Par ailleurs, la dépression islandaise est légèrement renforcée (Fig. 4.8b). Les changements des précipitations varient selon les endroits : l’Amérique du Nord rencontre des conditions plus humides, tandis qu’en Eurasie les conditions plus humides et plus sèches s’alternent de région en région (Fig. 4.9b). De toutes ces réponses observées, seule l’augmentation de température au-dessus de l’Arctique et du nord de l’Eurasie est significative.

Dans les quatre simulations de PERT, le réchauffement de l’air en surface est de 0.5 °C au niveau du cercle polaire (situé à 66°33’N) et atteint 5 °C au centre du bassin arctique (Fig. 4.6c-f). Il s’étend globalement aux moyennes latitudes dans tous les PERT sauf PERT1_{min}, avec des augmentations de température de 0.5 °C. Celles-ci atteignent parfois 1.5 °C au sud-est de l’Europe et à l’est de la Russie. Ce réchauffement des moyennes latitudes peut être expliqué de manière thermodynamique, par expansion du réchauffement en Arctique suite à la disparition de la banquise. Dans PERT1_{min}, le réchauffement des moyennes latitudes est confiné à la limite nord des continents tandis qu’un refroidissement de 0.5 à

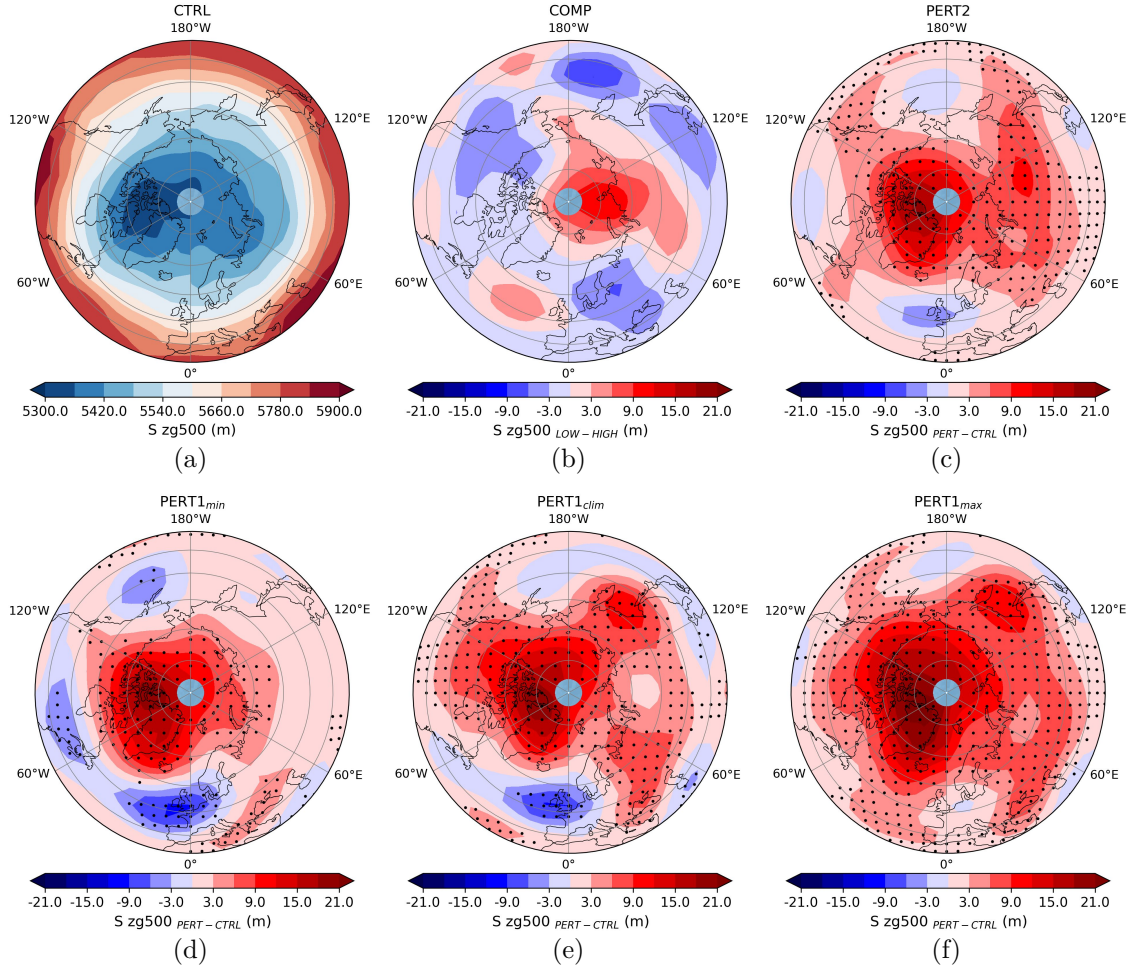


FIGURE 4.7 – (a) Hauteur moyenne du géopotiel à 500 hPa dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la hauteur du géopotiel à 500 hPa en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

1.5 °C est observé à l'est du Canada, au nord-ouest de l'Europe et en Sibérie (Fig. 4.6d).

Un léger refroidissement de l'Eurasie est observé autour de 30°N dans toutes les PERT sauf $PERT1_{max}$ (Fig. 4.6c-f). Les anomalies de pression observées au niveau de la dépression asiatique pourraient en être la cause (Fig. 4.8c-f). En effet, dans $PERT1_{max}$, cette dépression est renforcée, ce qui augmente l'advection d'air chaud depuis la zone subtropicale. A l'inverse, dans les autres PERT, l'affaiblissement de cette dépression limite l'advection d'air chaud depuis la zone subtropicale. Une autre explication possible concerne les conditions initiales des différentes expériences. Lorsque la région du cercle polaire arctique est initialement plus froide (chaude) que la climatologie, comme dans $PERT1_{min}$ ($PERT1_{max}$), le réchauffement des moyennes latitudes est moins (plus) étendu.

De manière générale, le champ de géopotiel augmente dans tout le secteur arctique et en Eurasie, mais diminue en Europe de l'Ouest (sauf pour $PERT1_{max}$) (Fig. 4.7c-f). La gradient selon la latitude de la hauteur du géopotiel à 500 hPa tend donc à diminuer, ce qui entraîne un affaiblissement et déplacement en latitude du courant-jet. Par ailleurs, le dipôle de géopotiel qui se développe entre l'Islande et l'ouest de l'Europe est signe d'un

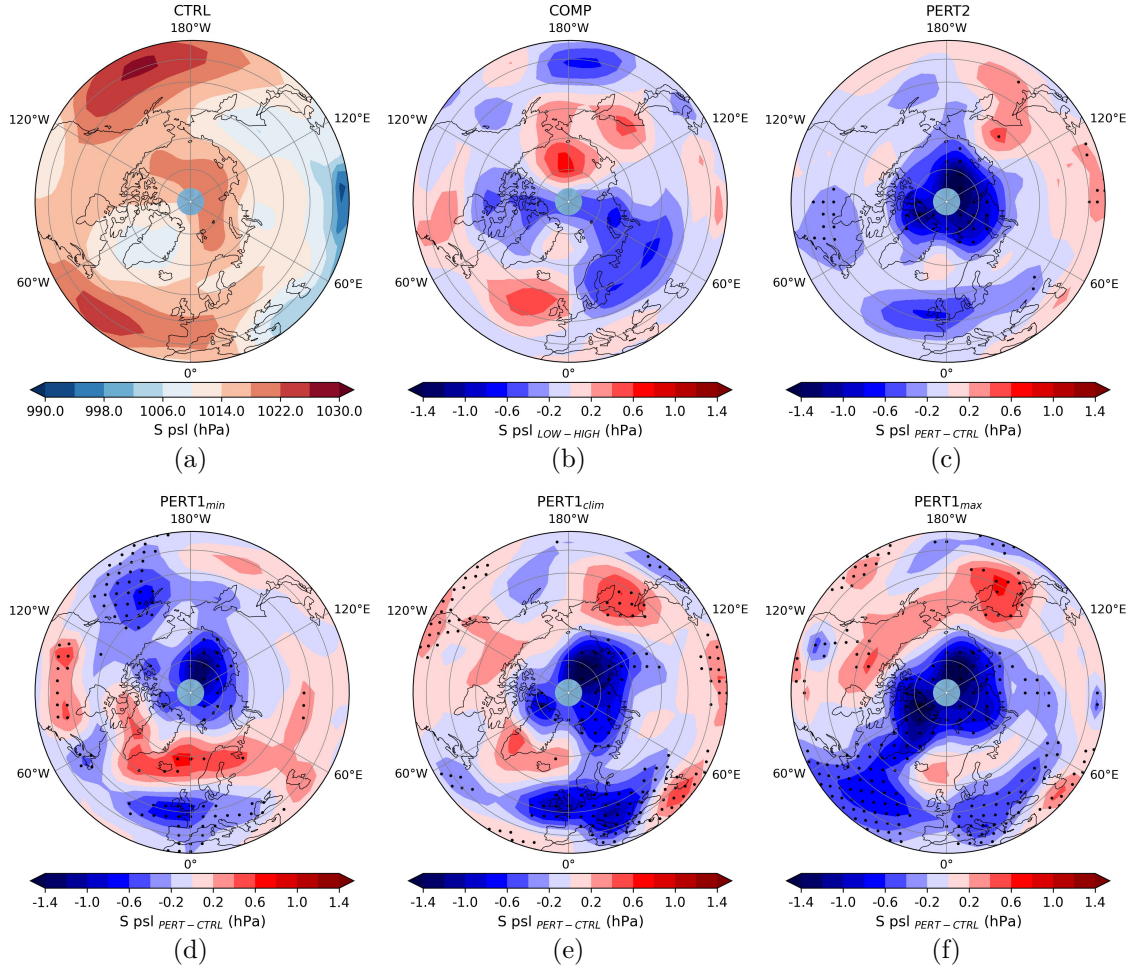


FIGURE 4.8 – (a) Pression au niveau de la mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la pression au niveau de la mer en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

changement de régime de la NAO vers une phase négative. Le champ de pression en surface concorde avec la diminution de l'indice NAO puisque la dépression islandaise est affaiblie (sauf pour PERT1_{max} où elle est renforcée), de même pour l'anticyclone des Açores (Fig. 4.8c-f). Cependant, la relation entre l'indice NAO et la température et les précipitations est moins marquée en été qu'en hiver (Folland et al., 2009), et n'explique probablement pas les patterns de température observés ici.

Des conditions plus sèches cohérentes avec la NAO négative sont observées dans le sud de l'Europe (Fig. 4.9c-f). Par contre, au nord-ouest de l'Europe, les changements de précipitations varient de manière opposée entre les quatre PERT. Cependant, les précipitations présentent une grande variabilité naturelle. C'est pourquoi les réponses observées sont rarement significatives et parfois opposées entre les simulations, contrairement aux autres variables atmosphériques étudiées pour lesquelles les réponses sont plus robustes. L'accroissement des précipitations mensuelles en Arctique et au nord du continent américain est cohérent avec celui obtenu dans des expériences de disparition complète de la glace par forçage d'albédo réalisées sur deux modèles de circulation globale entièrement couplés (ECMWF-IFS et CNRM-CM6-1) (Delhaye et al., 2022). Par contre, les variations de

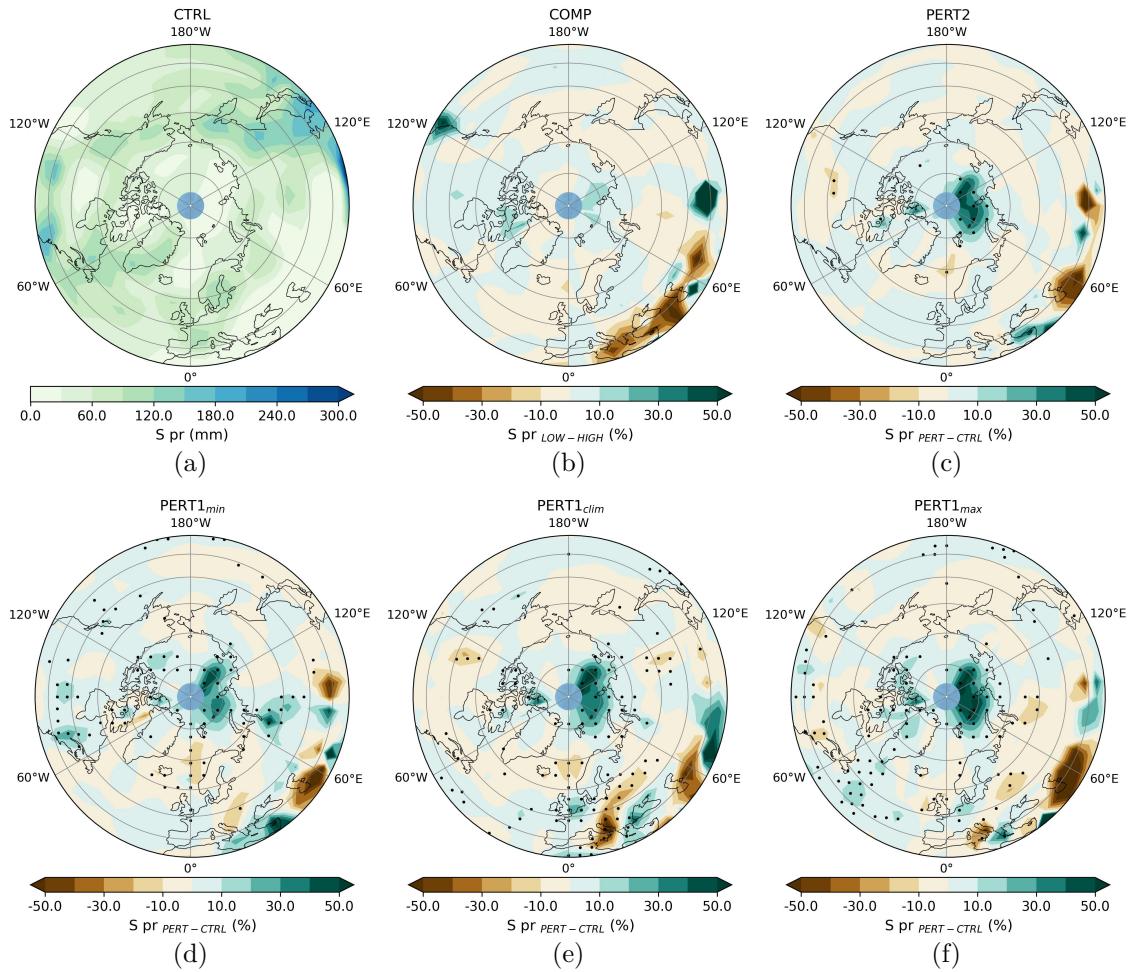


FIGURE 4.9 – (a) Précipitations totales dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans les précipitations totales en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

précipitations concernant le nord du continent eurasien contrastent avec les résultats de Delhaye et al. (2022) qui obtiennent une augmentation plus généralisée que dans PERT.

4.2.2 Hiver

La diminution de la banquise induit des changements de température généralement plus intenses dans l'hémisphère nord en hiver. Ceux-ci diffèrent entre COMP et PERT à la fois dans leur amplitude et dans leur étendue géographique (Fig. 4.10).

Pour COMP, le seul réchauffement significatif est confiné à l'est du bassin arctique et dans la baie de Baffin et atteint 2 °C (Fig. 4.10b). Il est donc inférieur au réchauffement observé en septembre. Il s'étend jusqu'à la limite du cercle polaire bien qu'il ne soit pas significatif. Un refroidissement non significatif est observé d'environ 40 à 60°N.

Les variations de géopotential, de pression et de précipitations sont de faible ampleur et non significatives, à l'instar des variations de température. Le champ de hauteur du géopotential à 500 hPa suit dans l'ensemble les variations de température avec une dilatation (contraction) des couches d'air qui se réchauffent (refroidissent) (Fig. 4.11b). La dépression

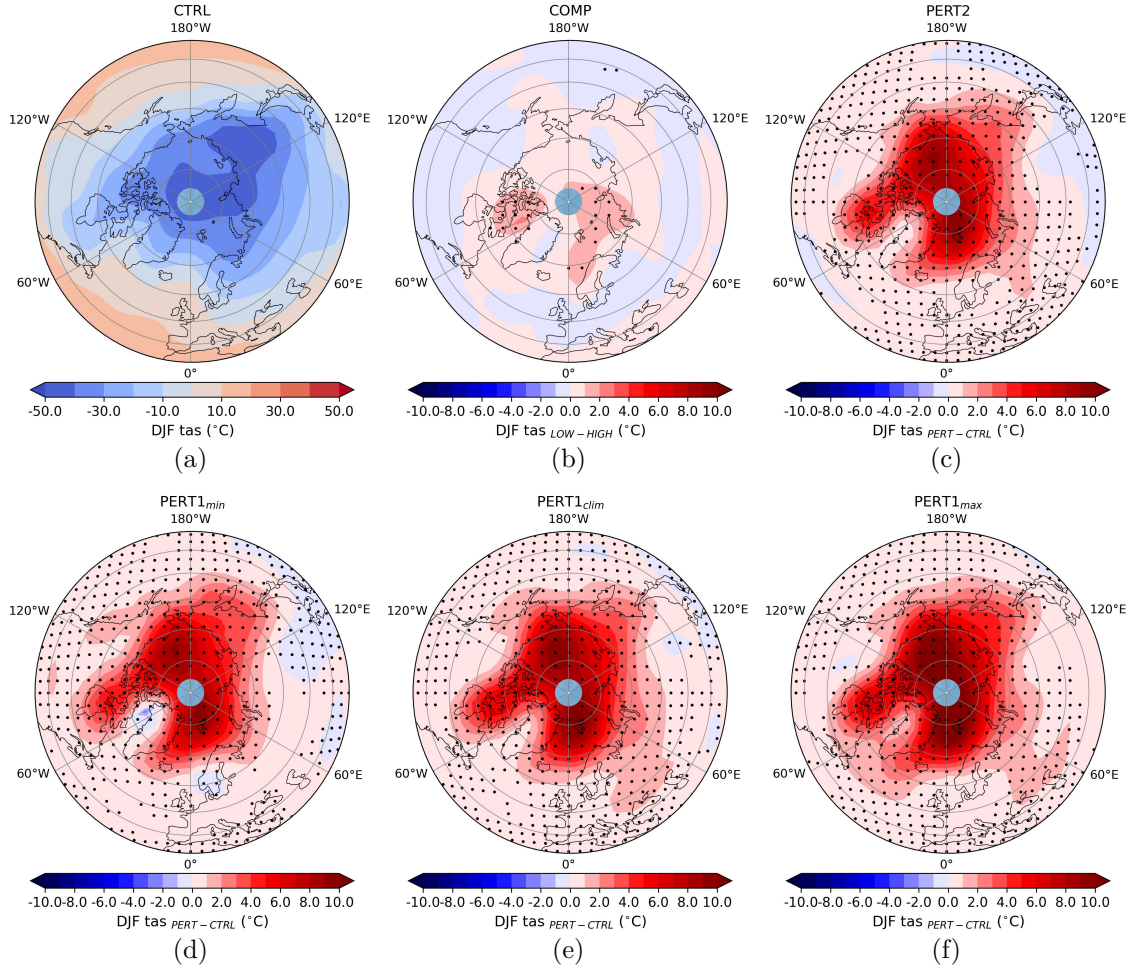


FIGURE 4.10 – (a) Température moyenne de l’air en surface dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d’ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la température de l’air en surface en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

d’Islande et l’anticyclone des Açores sont affaiblis (Fig. 4.12b), ce qui mène à une réponse de NAO légèrement négative (Figs. 3.3 et 4.13). Celle-ci est également visible dans le champ de géopotentiel, avec des anomalies positive au-dessus de l’Islande et négative au-dessus des Açores (Fig. 4.11b). Cependant, d’un point de vue statistique, la réponse de la NAO n’est pas significative ($p\text{-valeur}_{\text{Kolmogorov-Smirnov}} = 0.47$) étant donné que la distribution des indices de NAO ne change quasiment pas entre LOW et HIGH (Fig. 4.13). Les variations de température et de précipitations correspondent généralement à celles attendues pour une NAO négative (Figs. 4.10b et 4.14b). L’hiver est effectivement plus doux et plus humide autour du bassin méditerranéen ainsi qu’autour de la baie de Baffin et du détroit de Davis. Il est également plus froid à l’est de l’Amérique du Nord, et plus sec au nord de l’Europe. En revanche, seule la région de l’Eurasie située entre 45 et 60°N montre un refroidissement (Fig. 4.10b). L’absence de refroidissement au nord de l’Eurasie pourrait être expliquée par le renforcement de la dépression des Aléoutiennes et de l’anticyclone de Sibérie qui induit une advection de l’air réchauffé à l’est du bassin arctique vers le nord de l’Eurasie.

En ce qui concerne PERT, le réchauffement de l’hémisphère nord s’amplifie par rapport à l’été (Fig. 4.10c-f). Un pattern similaire peut être retrouvé entre les quatre simulations de

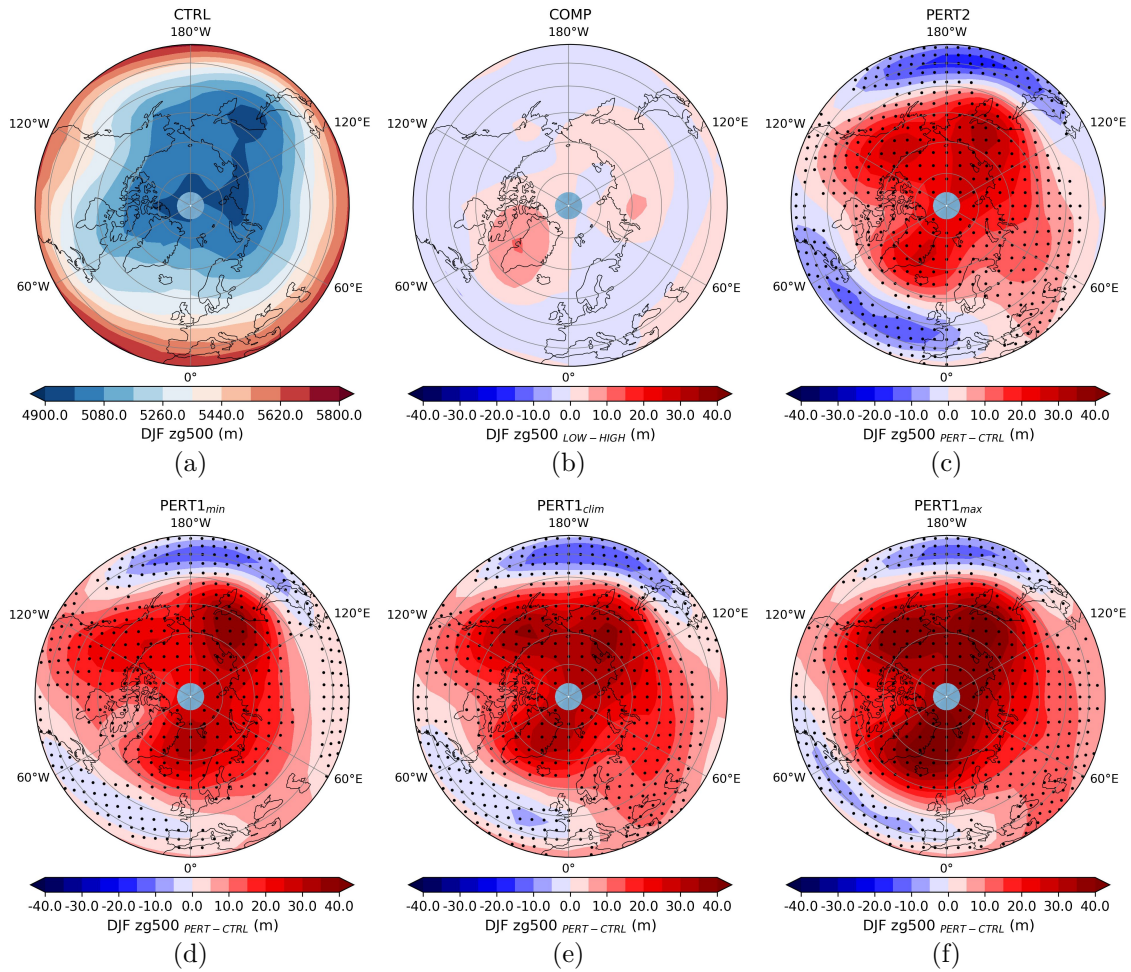


FIGURE 4.11 – (a) Hauteur moyenne du géopotential à 500 hPa dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la hauteur du géopotential à 500 hPa en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

PERT. Le bassin arctique se réchauffe jusqu'à 10 °C (Fig. 4.10c-f) à cause de la libération de l'énergie stockée par l'océan en été pendant qu'il était exposé au rayonnement solaire (Dai et al., 2019). Cette énergie est libérée sous forme de flux turbulents et de rayonnement de grandes longueurs d'ondes (Taylor et al., 2022). Le réchauffement important de l'Arctique s'étend jusqu'aux frontières continentales tandis que la majorité des moyennes latitudes se réchauffent de 1 à 2 °C. L'amplification arctique est donc clairement visible en hiver. Des refroidissements de 1 °C sont observés à l'est de l'Eurasie entre 30 et 60°N dans PERT2, PERT1_{min} et PERT1_{clim}, ainsi qu'au sud du Royaume-Uni et à l'ouest du Groenland dans PERT1_{min}. Par contre, aucun refroidissement n'est observé dans PERT1_{max} (Fig. 4.10c-f).

La hauteur du géopotential à 500 hPa augmente en Arctique ainsi que sur les continents des moyennes latitudes, tandis qu'elle diminue dans les océans Atlantique Nord et Pacifique Nord (Fig. 4.11c-f). Cette variation du géopotential est cohérente avec ce qui a déjà été obtenu dans des expériences de fonte de la banquise dans tout l'océan arctique en été (Screen, 2017b). Le gradient méridien de géopotential diminue donc suite à la perte de glace de mer, ce qui mène à un affaiblissement du courant-jet (Francis & Vavrus, 2012). L'augmentation du géopotential au-dessus de l'Islande et sa diminution au niveau des Açores

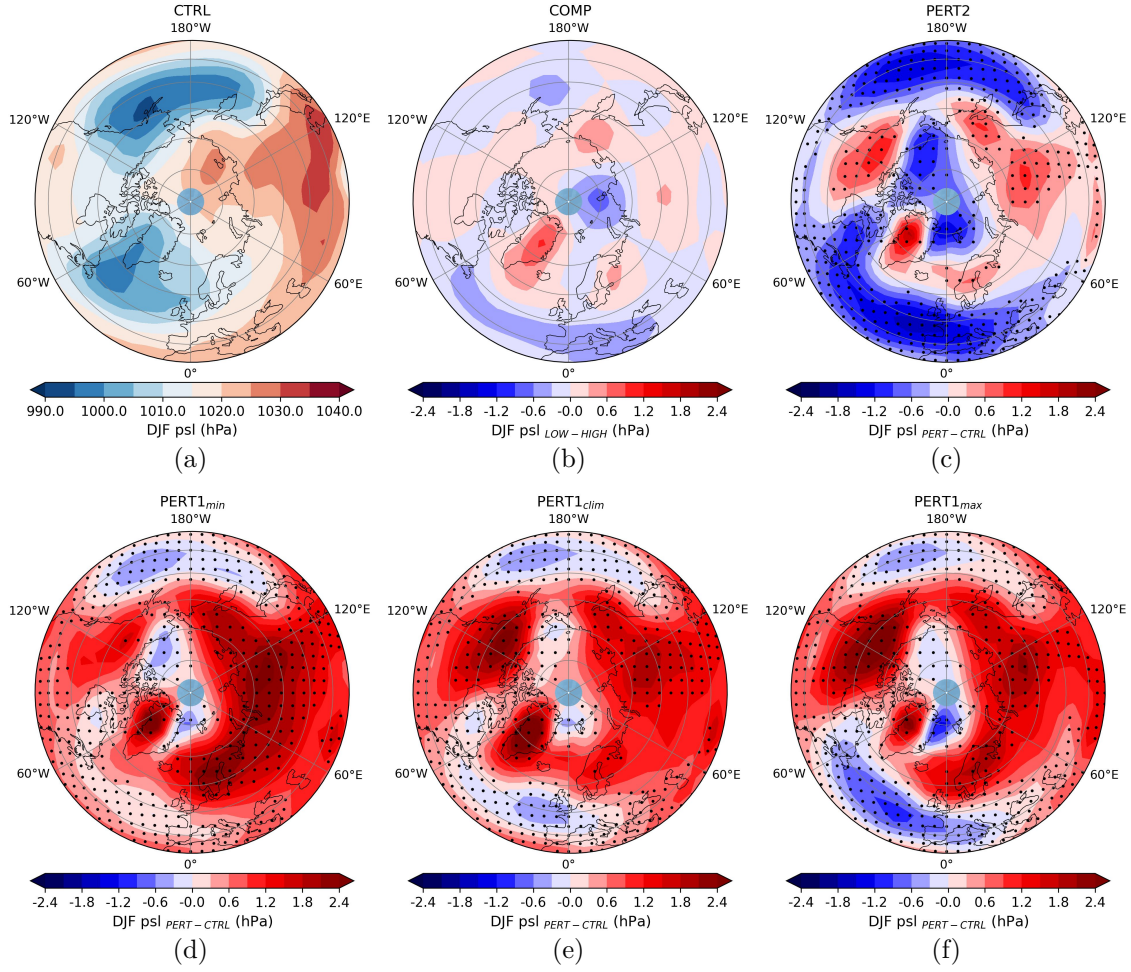


FIGURE 4.12 – (a) Pression au niveau de la mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la pression au niveau de la mer en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

est le signe d'une NAO négative (Hurrell et al., 2003) (Fig. 3.3). Cela se voit également en surface puisque la dépression islandaise est affaiblie, et de même pour l'anticyclone des Açores (sauf pour $PERT1_{min}$ où il est légèrement renforcé) (Fig. 4.12c-f). Le pattern de NAO négative est plus intense en hiver qu'en septembre. Les études scientifiques ont montré que la NAO/AO négative coïncide souvent avec de grandes hauteurs du géopotiel au-dessus du Groenland correspondant à des situations de blocage (Hanna et al., 2016), ce qui concorde avec les résultats observés (Fig. 4.11c-f).

La distribution des indices de NAO en hiver pour chacun des membres a été établie via des fonctions de densité de probabilité (Fig. 4.13). Dans les différentes PERT, la NAO devient bien plus négative, avec un déplacement des courbes de densité de probabilité vers la gauche par rapport à CTRL, mais ce changement est ténu bien que statistiquement significatif ($p\text{-valeur}_{Kolmogorov-Smirnov} = 0.002$ pour $PERT1_{min}$ et < 0.001 pour les autres PERT). La conclusion à en tirer est que la diminution de l'indice NAO est loin d'être univoque, avec dans chaque expérience des membres présentant une NAO positive malgré la perte de glace de mer. Comme le même forçage est appliqué au sein de chaque expérience de PERT, toute différence entre les réponses des membres est due à la variabilité interne

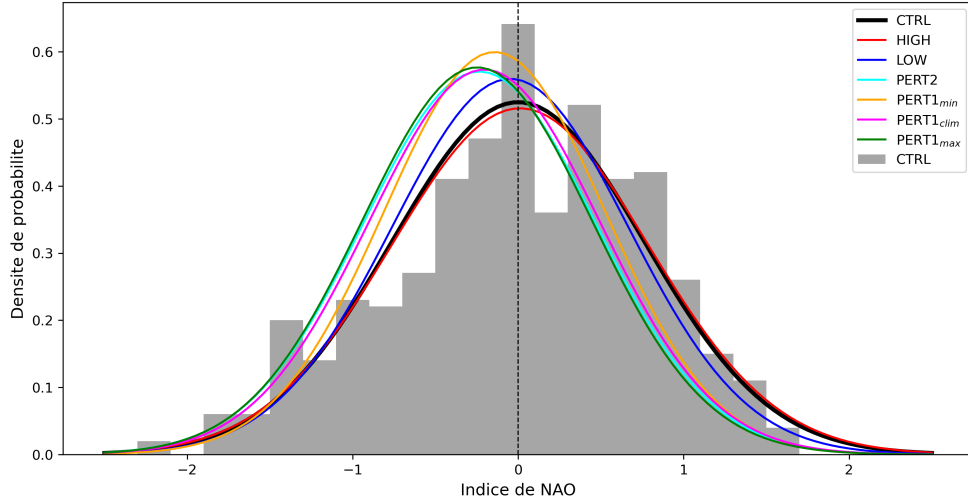


FIGURE 4.13 – Fonctions de densité de probabilité de l’indice de NAO en hiver (DJF) pour les ensembles LOW, HIGH, CTRL, PERT2, PERT1_{min}, PERT1_{clim} et PERT1_{max}. La distribution de LOW doit être comparée à celle de HIGH tandis que les 4 distributions de PERT doivent être comparées à celle de CTRL. Les distributions ont été approximées par des distributions normales parce que leurs histogrammes s’en rapprochent. L’histogramme de CTRL a été tracé en gris.

du climat ; cette dernière est donc élevée en ce qui concerne la NAO. Il se trouve que la réponse de la NAO varie notamment en fonction de la température de surface de l’océan Atlantique Nord, et tend à être positive (négative) lors d’anomalies chaudes aux moyennes (hautes) latitudes de celui-ci (Luo et al., 2016b). Dans la littérature, de nombreuses réponses négatives de la NAO ont été mises en avant (García-Serrano et al., 2017 ; Kim et al., 2014 ; Koenigk et al., 2016 ; Overland et al., 2021). Mais la réponse de la NAO à la perte de glace n’est pas stationnaire dans le temps (Kolstad & Screen, 2019), et d’autres études ont trouvé des réponses positives de la NAO (Orsolini et al., 2012 ; Petoukhov & Semenov, 2010). Comme la réponse de la NAO est notamment liée à l’affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (Kim et al., 2014), la mauvaise représentation de la stratosphère dans PlaSim pourrait expliquer la variabilité élevée des réponses de NAO.

Même si la réponse de l’indice NAO n’est pas univoque au sein des différentes expériences, la réponse moyenne est bien négative. Cependant, le pattern de températures attendu pour une NAO négative semble être effacé par le réchauffement étendu des moyennes latitudes. Ainsi, il n’y a aucun refroidissement à l’est de l’Amérique du Nord, et rarement en Eurasie (Fig. 4.10c-f). En fait, le refroidissement dynamique induit par des changements de circulation illustrés par la NAO semble être effacé par le réchauffement thermodynamique causé par l’advection d’air polaire plus chaud suite à la perte de glace (Screen, 2017a ; Sun et al., 2015). Cette advection semble être favorisée par le renforcement de la dépression des Aléoutiennes et de l’anticyclone sibérien qui amènent à une circulation plus importante dans l’axe nord - sud (Fig. 4.12c-f). Le renforcement de la dépression des Aléoutiennes suite à une perte de glace de mer en Arctique a déjà été documenté dans la littérature scientifique (Blackport & Kushner, 2017 ; Osborne et al., 2017). En résumé, les anomalies négatives de température associées à l’indice NAO négatif ne sont pas retrouvées dans les différentes expériences PERT.

Par contre, le pattern WACE, qui combine l’Arctique chaud et l’est de l’Eurasie froide en hiver, est partiellement retrouvé dans COMP, PERT2, PERT1_{min} et PERT1_{clim} (Fig.

4.10b-e). De nombreuses études basées sur des réanalyses ou sur des modélisations l'ont également mis en évidence, en le reliant à des anomalies de banquise dans l'océan Arctique et les mers de Barents et Kara (Cohen et al., 2014; Kim et al., 2014; Kug et al., 2015; Mori et al., 2019; Mori et al., 2014). Celles-ci sont reliées à une augmentation dans la fréquence des blocages de l'Oural à l'échelle synoptique (Mori et al., 2014) et à un renforcement de l'anticyclone sibérien (Overland et al., 2021), qui conduisent à l'advection d'air chaud et humide vers les mers de Barents et Kara et d'air froid vers l'est et le centre de l'Asie (Overland et al., 2021). L'intensification de l'anticyclone sibérien se retrouve largement dans les simulations de PERT (Fig. 4.12c-f), et est donc probablement à l'origine du refroidissement observé en Eurasie.

En revanche, l'étendue géographique et l'amplitude du refroidissement observé sont limitées par rapport aux observations (Mori et al., 2014). Il s'étend normalement de 30°E à 120°E et de 40°N à 60°N, ce qui se rapproche du deuxième EOF - ou deuxième mode de variabilité principal - de la température de surface en Eurasie (Mori et al., 2014; Sung et al., 2018). Le refroidissement en Eurasie atteint en moyenne -1.5 °C dans l'analyse composite des années à faible et forte étendue de glace de mer entre 2004 et 2013 réalisée sur base de la réanalyse ERA-Interim de la température de surface (cf Fig. 1 de Mori et al. (2014)), contre maximum -1 °C dans les simulations réalisées sur PlaSim (Fig. 4.10b-e). Cela pourrait s'expliquer par la moindre ampleur de variation de la pression de surface au niveau de l'anticyclone sibérien dans PERT et COMP comparé aux observations. En effet, elle atteint maximum 2 hPa dans PERT et 0.6 hPa dans COMP, contre 8 hPa dans les observations utilisées pour l'analyse composite de Mori et al. (2014). Par ailleurs, cela serait cohérent avec les résultats qu'ils ont obtenus lors d'une analyse composite sur base d'une simulation avec le modèle MIROC4. Dans celle-ci, l'anticyclone sibérien est renforcé de maximum 1.6 hPa et le refroidissement résultant en Eurasie est moins intense et moins étendu spatialement que dans leur analyse composite de la réanalyse. Il est toutefois important de noter que cette comparaison avec les observations risque d'être biaisée étant donné que les observations reprennent les années comprises entre 2004 à 2013, ce qui constitue un échantillon de très petite taille. Il y a donc un risque de biais d'échantillonnage, avec une surestimation du refroidissement par rapport aux simulations qui sont composées de beaucoup de membres. Ce n'est par ailleurs pas la même perturbation de glace qui est appliquée, puisque Mori et al. (2014) considèrent une diminution historique de l'étendue de glace de mer alors que ce mémoire s'intéresse à une disparition de la banquise estivale.

Le refroidissement eurasiatique s'accompagne normalement d'une diminution du géopotentiel en hiver, avec la formation d'un creux au-dessus de l'Eurasie (Cohen et al., 2014). Mais dans les PERT, la perte de glace de mer est trop importante que pour engendrer une diminution du géopotentiel à ces latitudes. A la place, il augmente suite à la dilatation thermique des masses d'air qui se réchauffent.

A la fois la voie troposphérique en début d'hiver et la voie stratosphérique en fin d'hiver pourraient être à l'origine du pattern WACE (Overland et al., 2021). La voie troposphérique, active de novembre à décembre, se traduit notamment par une circulation anticyclonique au-dessus de la Scandinavie jusqu'en Sibérie (Overland et al., 2021). La perturbation du vortex polaire stratosphérique semble jouer un rôle prédominant dans la formation d'une crête près de l'Oural et d'une dépression à l'est de l'Asie dans la moyenne troposphère, qui favorisent les irruptions d'air froid à l'est de l'Eurasie (Zhang et al., 2018). Néanmoins, il est peu probable que la voie stratosphérique soit active dans PlaSim. En effet, le modèle possède un niveau d'altitude maximale relativement bas, 40 hPa, ce qui se traduit en

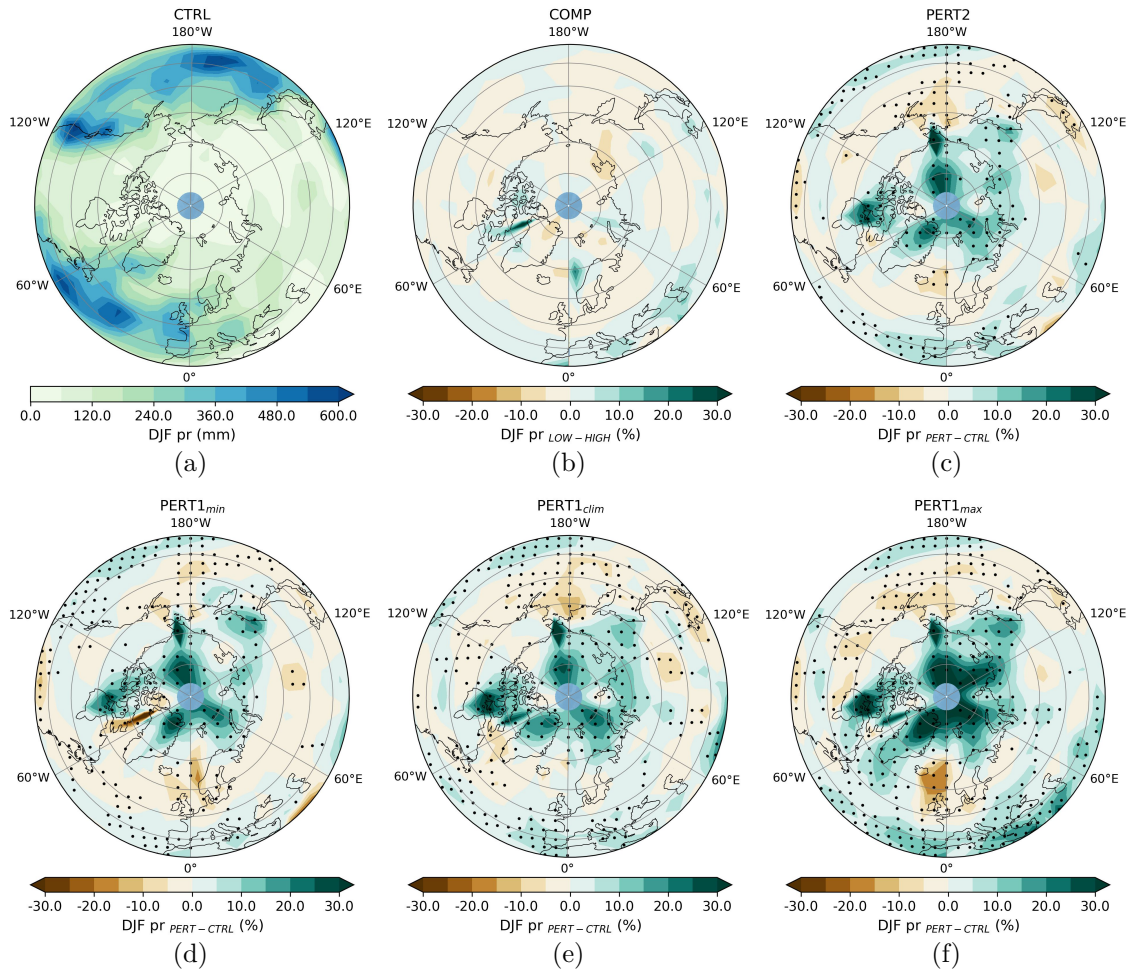


FIGURE 4.14 – (a) Précipitations totales dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans les précipitations totales en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

une représentation peu réaliste de la stratosphère et des mécanismes qui s'y passent. De plus, dans les modèles de bas niveau, la stratosphère souffre d'un manque de variabilité qui résulte en un couplage moins fort avec la troposphère (Charlton-Perez et al., 2013). L'action isolée de la voie troposphérique pourrait expliquer la réponse moins prononcée à l'est de l'Eurasie, en contraste avec les observations et modèles dans lesquels la voie stratosphérique se manifeste entièrement (Cohen et al., 2020). L'absence de refroidissement hivernal en Amérique du Nord et en Europe peut aussi potentiellement être imputée à la mauvaise représentation de la stratosphère dans PlaSim qui, comme pour l'Eurasie, empêche l'émergence de vagues de froid via des perturbations du vortex polaire stratosphérique (Overland et al., 2021 ; Zhang et al., 2020).

En outre, il a déjà été montré que si les pertes de glace régionales induisent effectivement des refroidissements localisés, la disparition totale de la banquise résulte en un réchauffement de l'Arctique qui s'étend sur les continents adjacents, avec très peu de refroidissement perceptible (Cohen et al., 2020 ; Screen, 2017b). En effet, dans ce cas, le refroidissement causé par des changements dynamiques est compensé voire dépassé par le réchauffement thermodynamique (Screen, 2017b), comme cela a déjà été abordé auparavant.

Pour finir, les précipitations subissent des changements notables. En Arctique, elles augmentent de manière importante (Fig. 4.14c-f), en conséquence directe de la fonte de la banquise. D’une part, les flux d’humidité croissent de l’océan vers l’atmosphère mais, selon la formule de Clausius-Clapeyron, celle-ci ne peut pas contenir beaucoup plus de vapeur d’eau avant d’arriver à saturation malgré la hausse de température. D’autre part, les systèmes dépressionnaires s’intensifient en Arctique (Fig. 4.12c-f) suite aux échanges de chaleur accrus entre l’océan et l’atmosphère et à la perturbation de la stabilité verticale de l’air (Cohen et al., 2020). Aux moyennes latitudes, les modifications des précipitations concordent avec la NAO négative puisque l’hiver est effectivement globalement plus sec au nord-ouest de l’Europe et plus humide au sud de l’Europe ainsi qu’autour de la baie d’Hudson (Fig. 4.14c-f). Par ailleurs, la diminution des précipitations observée au sud du Canada pourrait être due au renforcement de l’anticyclone du Canada visible dans toutes les PERT sauf PERT2 (Fig. 4.12c-f).

4.3 Dépendance des réponses aux choix méthodologiques

Cette section se concentre sur les résultats obtenus durant la saison hivernale afin de discuter de l’importance des choix méthodologiques sur les réponses observées dans l’hémisphère nord. Ce choix a été réalisé pour deux raisons. D’abord, les réponses observées sont plus intenses en hiver qu’en été. Ensuite, la littérature scientifique traitant de la perte de glace de mer est bien plus abondante concernant ses effets sur les conditions hivernales que sur celles estivales.

4.3.1 Différences entre l’analyse composite et les perturbations

Une première distinction peut être réalisée entre COMP et PERT qui correspondent à des conditions expérimentales bien distinctes. Dans COMP, les perturbations de glace de mer sont dues à la variabilité interne du climat puisque cette analyse reprend les années de la simulation de CTRL dont l’étendue de banquise en septembre dévie d’un écart-type de la moyenne. Alors que dans PERT, la réduction drastique de l’albédo entraîne une disparition quasi complète de la glace de mer en été. Par conséquent, dans COMP, les mers de Barents et Kara sont la seule région de banquise affectée par une diminution d’étendue en septembre, alors que tout le bassin arctique est touché dans PERT. Or, des pertes de glace de mer dans des régions différentes peuvent avoir des impacts différents sur les moyennes latitudes (McKenna et al., 2018; Screen, 2017b). Les mers de Barents et Kara sont connues pour leur rôle prépondérant sur les changements de circulation aux moyennes latitudes en hiver, ceux-ci étant principalement dus à un affaiblissement du vortex polaire stratosphérique (McKenna et al., 2018; Screen, 2017b; Sun et al., 2015). Cet affaiblissement s’accompagne régulièrement d’une NAO en phase négative quelques semaines plus tard (Kim et al., 2014; Zhang et al., 2018), menant alors à des anomalies froides aux moyennes latitudes. Le pattern WACC est alors retrouvé. Par contre, une perte de glace de mer dans l’ensemble du bassin arctique mène à un réchauffement étendu de l’Arctique jusqu’aux moyennes latitudes, de ce fait des hivers plus rudes sont rares et de faible ampleur (Cohen et al., 2020; Screen, 2017b). La localisation de la perte de glace de mer est donc de grande importance dans la mise en oeuvre du dispositif expérimental, et comparer PERT et COMP permet de distinguer les conséquences d’une perte de banquise variable d’un point de vue géographique.

La comparaison des résultats de COMP et PERT permet de mettre en avant une influence accrue des mers de Barents et Kara sur les moyennes latitudes, en concordance avec la littérature scientifique. En effet, bien que l'amplitude de perte de glace soit plus faible dans COMP par rapport à PERT, un refroidissement s'opère sur toute la partie du globe comprise entre 40 et 60°N dans COMP. A l'inverse, dans PERT, même si la glace de mer disparaît entièrement en Arctique, seul l'est de l'Eurasie subit un refroidissement géographiquement étendu, et quelques autres anomalies froides apparaissent localement. En réalité, les pertes de glace de mer dans les différentes régions arctiques interagissent de manière non linéaire (Screen, 2017b ; Sui et al., 2017). Dès lors, les effets de la perte de glace de mer dans COMP ne peuvent pas être utilisés comme tels pour expliquer la part d'influence des mers de Barents et Kara sur les résultats obtenus dans PERT.

Cependant, les amplitudes de perte de glace de mer en septembre diffèrent entre ces deux expériences, et mènent à des réponses atmosphériques plus ou moins persistantes. Par exemple, les signaux de température, pression et géopotentiel sont plus importants en hiver qu'en septembre dans PERT, tandis que c'est l'inverse pour COMP. Cela peut être directement relié à la pérennité des anomalies de glace de mer, qui est plus importante pour PERT que pour COMP.

Pour déterminer l'influence de l'amplitude de la perte de glace de mer, une deuxième analyse composite a été réalisée sur base de la simulation CTRL. Dans celle-ci (COMP2), les années à haute et faible étendue de glace de mer en septembre ont été sélectionnées sur base d'un seuil de deux écarts-types autour de la moyenne, contre un seul dans COMP. Le secteur de fonte est presque le même excepté les anomalies négatives au nord du Groenland et atteignant la mer de Laptev à l'est de la mer de Kara (Annexe 5a). En toute logique, la diminution de la concentration de glace de mer est plus importante que dans COMP, et les réponses qui en résultent le sont aussi (Annexe 5). Concernant la température de l'air, les anomalies positives au-dessus de l'Arctique sont plus importantes dans COMP2 par rapport à COMP à la fois en hiver et en septembre. De plus, l'Eurasie et l'Amérique du Nord subissent respectivement un réchauffement et un refroidissement accrus dans COMP2 par rapport à COMP en septembre. Les réponses sont donc amplifiées lorsque la fonte de glace augmente en été. En hiver, le large refroidissement continental observé aux moyennes latitudes dans COMP est beaucoup moins étendu dans COMP2. Par conséquent, la réponse en température change de signe dans certaines régions des moyennes latitudes lorsque la fonte estivale est plus marquée. C'est notamment le cas au sud-ouest de l'Amérique du Nord et au centre de l'Eurasie.

A mesure que l'Arctique tend à devenir libre de glace, le risque de vagues de froid en hiver diminue (Song et al., 2021 ; Yang & Christensen, 2012) tandis que celui de vagues de chaleur augmente en été aux moyennes et hautes latitudes continentales (Song et al., 2021). Mais plusieurs études ont mis en avant que l'atmosphère répond de manière non linéaire à l'amplitude de disparition de la glace de mer (Chen et al., 2021 ; Overland et al., 2016 ; Petoukhov & Semenov, 2010 ; Song et al., 2021). Afin de conclure de la linéarité ou non des réponses atmosphériques, il faudrait analyser l'amplitude des changements atmosphériques normalisés par rapport à la perte de glace de mer imposée. Une autre possibilité serait d'analyser au moins trois amplitudes de disparition de la banquise différentes. Elles pourraient être obtenues en changeant le seuil d'anomalie d'étendue de glace de mer pour sélectionner les années à faible et forte étendue dans CTRL (par exemple de 0.5 à 3 écarts-types par pas de 0.25). Cependant, l'autocorrélation serait importante et constituerait un risque pour évaluer la linéarité des réponses (Delhaye et al., 2023). En effet, chaque année sélectionnée dans l'analyse composite avec un grand seuil d'anomalie le serait

aussi dans l'analyse composite avec un petit seuil. De plus, à mesure que le seuil augmente, le nombre de membres constituant chaque composite diminue, de même que la robustesse des réponses.

Même si des réponses sont observées dans COMP, elles ne sont pas statistiquement robustes à cause d'une trop petite taille d'ensemble. En effet, un nombre de membres suffisant est nécessaire pour séparer les réponses causées par un forçage de la variabilité interne (Peings et al., 2021). De plus, ce nombre doit être d'autant plus important que l'atmosphère est couplée à un océan interactif (Peings et al., 2021), comme c'est le cas dans ce mémoire. De fait, l'océan rajoute de l'incertitude aux réponses observées via sa propre variabilité interne qui s'ajoute à celle de l'atmosphère, créant donc un bruit supplémentaire. Dans le cas de COMP, la variabilité interne influence encore une large part des réponses observées et il est difficile de quantifier les réponses forcées par la disparition d'une partie de la glace de mer. Cela constitue la limite principale de cette analyse par rapport aux expériences de PERT pour lesquelles la taille d'ensemble est très importante, et qui génèrent donc plus de réponses statistiquement significatives. Une manière d'obtenir plus de membres dans COMP serait de diminuer le seuil utilisé pour sélectionner les années à forte et faible étendue de glace de mer. Mais en faisant cela, l'amplitude de perte de glace de mer serait diminuée, ce qui risque d'atténuer davantage l'intensité des réponses obtenues et donc de limiter leur significativité statistique. Pour pallier à ce risque, une autre possibilité serait d'augmenter le nombre d'années constituant la simulation de contrôle, d'autant plus que PlaSim est un modèle très peu demandeur en capacité de calcul. De cette manière, un plus grand nombre d'années serait susceptible de correspondre aux conditions de petite et grande étendue de glace de mer, et l'analyse composite pourrait comporter plus de membres.

Enfin, dans COMP, il peut être difficile de séparer les causes de la perte de glace de mer des réponses observées pour la période sur base de laquelle les sous-ensembles ont été construits. Des précurseurs atmosphériques particuliers pourraient induire à la fois les anomalies de glace de mer en Arctique et celles de températures aux moyennes latitudes. Il a déjà été montré que les anomalies négatives de température aux moyennes latitudes en hiver peuvent être dues à des changements de circulation troposphérique à large échelle, et que ces derniers précèdent et contribuent également à la perte de glace en hiver (Kelleher & Screen, 2018). En d'autres termes, ce n'est pas la perte de glace qui serait responsable d'hivers froids aux moyennes latitudes, mais bien des conditions atmosphériques particulières qui causeraient également la fonte de glace. Un raisonnement similaire pourrait s'appliquer en septembre dans COMP, d'où l'intérêt de réaliser une analyse temporelle des changements dans les variables atmosphériques avant et après septembre afin de déterminer si les réchauffements observés sont dus à la perte de glace ou à des anomalies de circulation atmosphérique. De plus, le refroidissement présent en hiver dans COMP l'est déjà en septembre pour une grande partie des moyennes latitudes (Figs. 4.6b et 4.10b). Il est donc possible que le refroidissement hivernal des moyennes latitudes ne soit pas dû à la perte de glace de mer mais à des anomalies de circulation atmosphérique qui persistent jusqu'en hiver, bien qu'il faudrait analyser la réponse en température de mois en mois afin d'en être certain. Dans PERT, la perte de glace de mer est forcée à disparaître en été, et ce quelques soient les conditions climatiques présentes à ce moment-là. Les réponses atmosphériques obtenues en septembre et en hiver peuvent donc être imputées à la perte de glace de mer. Cela n'empêche toutefois pas une influence de l'état initial du climat sur les réponses atmosphériques obtenues, comme abordé dans la section suivante.

4.3.2 Importance de l'état moyen sur la réponse atmosphérique

Pour commencer, les trois expériences de PERT1 vont servir à discuter de l'influence des conditions initiales du système climatique sur les réponses observées. En effet, les ensembles $PERT1_{min}$, $PERT1_{clim}$ et $PERT1_{max}$ ont été constitués en appliquant 500 fois une perturbation d'albédo à une année de CTRL dont la température moyenne annuelle en Arctique était respectivement froide, semblable à la climatologie ou chaude. Par conséquent, les différences entre les réponses atmosphériques de ces trois expériences résultent des conditions initiales.

En hiver, ces trois expériences divergent quant au refroidissement eurasiatique et son étendue spatiale. S'il est présent dans $PERT1_{min}$, il est infime dans $PERT1_{clim}$ et totalement absent dans $PERT1_{max}$ (Fig. 4.10d-f). La réponse en température aux moyennes latitudes peut être décomposée en une part due à des changements dynamiques, et une autre part due à des changements thermodynamiques. La distribution de l'indice de NAO en hiver est représentative des changements dynamiques qui s'opèrent suite à la perte de glace de mer. Or, elle est sensiblement identique entre les trois expériences PERT1. Cela signifie que les changements dynamiques sont les mêmes entre ces expériences et qu'ils n'expliquent donc pas les divergences entre les patterns de température en Eurasie. Dès lors, ces divergences peuvent être potentiellement imputées à des effets thermodynamiques, et plus particulièrement à la température initiale de l'air en surface. Lorsque l'Arctique est initialement plus froid (comme dans $PERT1_{min}$), une disparition de la glace de mer permet des intrusions d'air froid de l'Arctique vers l'est de l'Eurasie. Cette advection d'air de l'Arctique vers l'est de l'Eurasie est favorisée par l'accentuation du gradient latitudinal de pression de surface vers 120 °E (Fig. 4.12d-f). De ce fait, les vents du nord sont plus forts et l'air froid est dirigé plus directement vers l'est de l'Asie. A l'inverse, quand l'Arctique est initialement plus chaud (comme dans $PERT1_{max}$), les moyennes latitudes sont aussi plus chaudes. Or, à nouveau, le gradient latitudinal des anomalies de pression favorise l'advection de l'air arctique vers l'est de l'Eurasie. Dès lors, cette région reçoit de l'air arctique plus chaud que dans $PERT1_{min}$ où l'Arctique était initialement froid. En conséquence, l'est de l'Eurasie est réchauffé dans $PERT1_{max}$ par rapport à $PERT1_{min}$. En résumé, en fonction de l'état initial du climat, la disparition de glace de mer ne mène pas toujours à des refroidissements sur l'est de l'Eurasie malgré une réponse semblable de la circulation atmosphérique sur ces régions. Par ailleurs, cela supposerait que dans un climat plus chaud, la fonte de glace de mer mènerait toujours à un indice de NAO négatif mais avec moins de refroidissement sur les moyennes latitudes.

D'autres études ont déjà montré l'importance des conditions initiales dans la modélisation des réponses climatiques. En particulier, Dai et Mu (2020) ont montré que le déplacement vers le sud de l'anticyclone sibérien était critique pour l'établissement de vagues de froid à l'est de l'Eurasie, et que ce déplacement est très sensible à l'état initial de l'atmosphère en Arctique. Plus précisément, les conditions initiales atmosphériques en Arctique influencent le forçage de vorticité des tourbillons qui est crucial dans le déplacement vers le sud de l'anticyclone sibérien. Le forçage de vorticité des tourbillons décrit comment les forces externes influencent la vorticité, ou la rotation, des tourbillons atmosphériques, jouant un rôle essentiel dans le développement et la dynamique de ces structures.

Maintenant que des pistes ont été soulevées pour expliquer les divergences entre les trois expériences de PERT1, comment expliquer le refroidissement plus marqué dans PERT2 comparé à ces dernières? Dans PERT1, chaque membre possède les mêmes conditions initiales et subit une perturbation légèrement différente. C'est l'inverse dans PERT2 où

chaque membre dérive de conditions initiales légèrement différentes et subit une même perturbation. Ainsi, si dans PERT1 les conditions initiales en Arctique risquent d’entraver l’apparition d’un refroidissement, dans PERT2 la multitude de conditions initiales limite ce risque. Lorsque la température est moyennée sur l’ensemble des membres, il est donc plus probable d’observer un phénomène de refroidissement dans PERT2 par rapport à PERT1 parce que la diversité des conditions initiales dans PERT2 risque moins d’impacter les réponses atmosphériques à la perte de glace de mer.

Pareille situation a notamment été montrée par Dai et Mu (2020) concernant l’apparition de vagues de froid en Eurasie. Lorsqu’ils ont utilisé une seule représentation précise des conditions initiales atmosphériques en Arctique, le modèle de prévision météo n’a pas réussi à reproduire la vague de froid observée fin janvier 2016 à l’est de l’Asie. Par contre, en réalisant les prévisions à partir d’un ensemble de conditions atmosphériques légèrement différentes comme conditions initiales, le modèle a réussi à reproduire le refroidissement observé à l’est de l’Asie. Dès lors, utiliser des ensembles obtenus à partir de conditions initiales différentes s’avère être essentiel dans la modélisation des réponses climatiques. Ce phénomène de moyenne des conditions initiales diverses est d’autant plus important que la taille d’ensemble utilisée est grande. En effet, si des sous-ensembles de plus petite taille avaient été créés à partir des membres de PERT2, il est probable que le pattern WACE n’apparaîtrait pas dans certains d’entre eux. Orsolini et al. (2012) et Peings et al. (2021) ont notamment montré que les liens entre la perte de glace de mer en Arctique et l’hiver aux moyennes latitudes varient en fonction des sous-ensembles lorsqu’ils sont de taille réduite.

La comparaison de ces quatre expériences PERT montre donc l’intermittence de la connexion entre la perte de glace de mer en Arctique et les moyennes latitudes. La réponse observée n’est pas uniquement fonction du forçage appliqué, mais dépend aussi de l’état initial du système climatique (Overland et al., 2016). Etant donné que la réponse du climat à des perturbations est très sensible aux conditions initiales, il est fondamental d’utiliser des ensembles obtenus à partir de conditions initiales différentes, et de taille suffisamment importante pour limiter les perturbations des réponses par la variabilité interne du climat.

4.4 Limites et suggestions

Avant d’aborder les limites concernant le modèle utilisé et l’analyse en tant que telle, il est important de noter que d’autres facteurs que les conditions atmosphériques en Arctique peuvent expliquer les réponses différentes entre les simulations de PERT. Pour commencer, les températures de surface de l’océan dans les régions extratropicales jouent un rôle dans la réponse des moyennes latitudes à la fonte de la banquise en Arctique (Blackport & Kushner, 2018). Par exemple, le blocage de l’Oural, qui joue un rôle dans l’établissement des vagues de froid en Eurasie suite à la perte de glace de mer (Luo et al., 2016a), dépend aussi de la variabilité de la température de surface de l’océan Atlantique Nord (Luo et al., 2016b). Un deuxième exemple concerne les anomalies de température de surface dans l’océan Pacifique Nord. Lors de la phase négative de l’AMO, ces anomalies ressemblent à la phase positive de la PDO et peuvent accentuer l’intensification de la dépression des Aléoutiennes observée lors de la perte de glace de mer (Osborne et al., 2017). Dans ce cas de figure, une crête se développe en Amérique et se retrouve entre deux creux situés au nord des océans Pacifique et Atlantique. Par contre, le développement de ce pattern creux - crête - creux n’apparaît pas lors de la phase positive de l’AMO. Les patterns de pression et de géopotentiel dans PERT se rapprochent de ce qui est observé lorsque la perte de glace de mer est associée à la

phase négative de l'AMO. Toutefois, ces patterns sont plus marqués dans PERT2 que dans PERT1. De manière générale, l'océan à la fois dans les zones tropicales et extratropicales peut moduler la réponse des moyennes latitudes à la fonte de la banquise. Pour finir, la couverture neigeuse en Eurasie peut augmenter indépendamment de la perte de glace de mer en Arctique et aussi influencer les réponses atmosphériques via le développement de centres de haute pression (Vihma, 2014). Cependant, la couverture neigeuse joue un rôle sur ces réponses via la stratosphère (Cohen et al., 2007 ; Gastineau et al., 2017), donc son rôle devrait être limité dans PlaSim qui représente mal la stratosphère.

Le parti pris des concepteurs de PlaSim était de créer un modèle de complexité intermédiaire, de façon à ce qu'il soit avantageux en termes de temps de calcul et facile à prendre en main. Mais sa relative simplicité présente aussi des inconvénients. D'abord, le modèle présente plusieurs biais. Un premier biais déjà abordé concerne la mauvaise représentation de la stratosphère, avec un sommet de l'atmosphère atteignant 40 hPa alors que la stratosphère s'étend en réalité jusqu'à 1 hPa, et le vortex polaire stratosphérique est généralement analysé à 10 hPa. De plus, la résolution verticale est très faible puisque l'atmosphère est divisée en seulement dix niveaux verticaux. Pourtant, la perturbation de la stratosphère semble être un mécanisme clé dans l'apparition de vagues de froid en hiver aux moyennes latitudes (Cohen et al., 2020). Il serait toutefois intéressant d'analyser la réponse de la stratosphère du modèle afin de voir comment elle répond aux changements en Arctique.

Au-delà de la mauvaise représentation de la stratosphère, il a été mis en avant que les modèles repris dans le projet d'intercomparaison de modèles sur l'amplification polaire (PAMIP) présentent une rétroaction des tourbillons 1.2 à 3 fois plus faible comparé aux observations (Smith et al., 2022), et que de nombreux autres modèles de prévisions météorologiques présentent aussi cette faiblesse (Hardiman et al., 2022). Cette rétroaction a lieu entre les tourbillons transitoires à petite échelle et les anomalies climatiques quasi stationnaires à grande échelle (Hardiman et al., 2022) et est importante dans la dynamique atmosphérique (García-Serrano et al., 2017). Lorsque la rétroaction des tourbillons est correctement quantifiée, la téléconnection entre ENSO et l'AO est améliorée dans les modèles de prévisions et ces dernières deviennent plus précises aux moyennes latitudes (Hardiman et al., 2022). De par sa moindre complexité, il est probable que PlaSim souffre davantage de ce défaut que les modèles PAMIP, d'autant plus lorsque sa résolution horizontale est relativement grossière.

La simplicité du modèle de glace couplé à PlaSim risque de perturber la représentation de la banquise arctique. En effet, la glace consiste en une seule couche incapable de stocker de la chaleur et dans laquelle le gradient de température est linéaire. L'absence d'inertie thermique induit une mauvaise représentation des variations saisonnières de l'épaisseur de glace de mer, avec des amplitudes et phases décalées (Semtner, 1976). Le modèle de glace a également du mal à représenter la glace pluri-annuelle arctique et sous-estime son épaisseur. La modélisation de la couche neigeuse comme une unique couche pose aussi des problèmes en présence d'un rayonnement solaire important parce que le profil de température au sein de la neige n'est pas réaliste (Cheng et al., 2008). Par ailleurs, les processus ayant lieu au sein de la glace doivent être paramétrés, tels que la pénétration du rayonnement solaire sous la surface en été, qui fait normalement fondre la glace dans les inclusions de saumure en profondeur plutôt qu'en surface (Semtner, 1976). Enfin, puisque le modèle de Semtner est un modèle thermodynamique, il néglige totalement la dynamique de la glace de mer. Pourtant, les mouvements de la banquise, principalement dirigés par les vents,

influencent directement la distribution spatiale de l'épaisseur de la glace de mer (Perovich & Richter-Menge, 2009). Par exemple, dans les zones de convergence, l'épaisseur de la glace de mer augmente par formation de crêtes. Dans les zones de divergence, des zones d'eau libre sont susceptibles d'apparaître (Perovich & Richter-Menge, 2009), permettant la croissance de glace de mer par congélation de l'eau lorsqu'elle est suffisamment froide en hiver. De plus, l'export de glace de mer vers des zones océaniques plus chaudes, par exemple via la dérive transpolaire, induit la fonte de la glace de mer et influence donc son étendue. La combinaison de ces mécanismes de dérive conduit normalement à la création d'un gradient d'épaisseur de la Sibérie, où la glace est plus fine, vers le Canada, où la glace est plus épaisse (Rousset et al., 2015). Cependant, ce pattern d'épaisseur n'est pas correctement reproduit dans la simulation de contrôle sur PlaSim (Fig. 4.5). Par conséquent, l'absence de dynamique de la banquise constitue une limite importante du modèle de Semtner. En résumé, les différentes simplifications faites dans le modèle de glace de mer entraînent plusieurs biais dans la représentation à l'équilibre de la banquise, et le modèle risque de réagir de manière incorrecte aux anomalies de glace de mer qui lui sont imposées.

La faible résolution horizontale utilisée dans ce mémoire (T21, 64 longitudes $\times$ 32 latitudes) risque aussi d'induire des réponses atmosphériques biaisées, parce que les processus se passant à une échelle inférieure sont paramétrisés au lieu d'être directement modélisés. Les processus régionaux sont également mal représentés, notamment ceux liés à l'orographie. Or, le système climatique est hautement non linéaire donc de légers biais dans les processus peuvent avoir de grandes conséquences en vertu de l'effet papillon. Dans un travail futur, il serait donc primordial d'augmenter la résolution du modèle utilisé. Par exemple, il serait intéressant d'exploiter PlaSim avec sa plus haute résolution (T42, 128 longitudes $\times$ 64 latitudes) afin de déterminer si les réponses à la perte de glace diffèrent en fonction de la résolution lorsqu'on reproduit les mêmes conditions expérimentales.

De par sa relative simplicité, PlaSim possède une faible variabilité interne comparé à d'autres modèles plus complexes. Le rapport signal - bruit, qui quantifie la force des réponses forcées par rapport au bruit de fond, c'est-à-dire par rapport à la variabilité interne, a été évalué pour les différentes variables climatiques. Il devient supérieur à 1, signe que la réponse forcée se dégage de la variabilité interne du climat, pour un nombre de membres anormalement bas comparé aux autres modèles climatiques (Screen et al., 2014). En d'autres termes, la variabilité naturelle du climat est sous-représentée dans PlaSim, ce qui peut affecter les réponses atmosphériques à la perte de glace de mer (Blackport & Kushner, 2016). De manière générale, de nombreux modèles climatiques souffrent de ce biais, ce qui affecte les connexions entre les changements des différentes variables climatiques (Handorf & Dethloff, 2012). Ces modèles ont donc du mal à reproduire les relations entre les changements en Arctique et les moyennes latitudes. Dans la continuité de ce travail, il serait donc pertinent d'utiliser des modèles plus complexes que PlaSim qui capturent de manière réaliste la variabilité naturelle du système climatique. En lien avec le paragraphe précédent, ces modèles devraient avoir des résolutions verticale et horizontale les plus fines possible pour représenter au mieux les différents processus et interactions du système climatique se passant à des échelles régionales (Overland et al., 2016).

Outre les défauts majeurs de PlaSim décrits ci-dessus, les expériences réalisées dans ce mémoire présentent également des limites. Une première limite concerne le forçage d'albédo appliqué dans PERT pour faire disparaître la glace de mer. La modification de l'albédo de la glace de mer s'applique non seulement à l'Arctique mais aussi à l'Antarctique. La banquise antarctique est donc aussi forcée à disparaître durant l'été austral, avec comme

conséquence un réchauffement de la planète entière (England et al., 2020). Les réponses observées en hiver boréal pourraient donc être en partie influencées par la fonte de la banquise en Antarctique en plus de la fonte de la celle arctique. Dans d'autres études, ce risque est toutefois considéré comme absent étant donné qu'on s'intéresse aux réponses à court terme du climat à la perte de glace (Chripko et al., 2021 ; Screen et al., 2018).

De plus, les expériences qui utilisent une perturbation d'albédo pour faire disparaître la banquise sous-estiment la perte de glace de mer en hiver (Screen et al., 2018). Cela mène donc potentiellement à une sous-estimation des réponses atmosphériques en hiver. Pour pallier à ces problèmes, on pourrait utiliser d'autres perturbations pour induire une perte de glace de mer. Il est par exemple possible d'appliquer un flux radiatif à sa surface ou à l'océan, de contraindre la glace de mer à une certaine valeur ou d'empêcher la congélation de l'eau de mer, bien que ces méthodes comportent aussi des défauts comme cela a été décrit dans la section 2.4.2.

Le forçage d'albédo induit une disparition totale de la banquise, et permet d'isoler les effets de celle-ci en l'absence de facteurs confondants tels qu'un forçage radiatif. Cependant, les réponses obtenues ne correspondent pas aux réponses réelles. En effet, dans le monde réel, la disparition de la banquise n'est qu'une composante de l'amplification arctique et plus largement du changement climatique. De nombreux autres forçages ont aussi leurs effets sur la circulation atmosphérique, et peuvent contrebalancer, masquer ou amplifier les conséquences de la perte de glace de mer. Par exemple, si l'amplification arctique cause l'affaiblissement et le déplacement du courant-jet vers le sud en hiver, ces phénomènes sont aussi influencés par le réchauffement de la troposphère tropicale (Peings et al., 2019). Comme le monde ne ressent pas les effets isolés de la perte de glace de mer mais bien ceux de tous les changements agissant de concert, il serait intéressant de réaliser des expériences supplémentaires les prenant en compte. Dans ce cadre, il est par exemple possible d'utiliser un forçage du CO₂ ou les scénarios RCP établis par le GIEC.

L'analyse des expériences s'est focalisée sur le mois de septembre et sur l'hiver. Les processus ou réponses ayant lieu à l'échelle sous-saisonnière ou durant les mois pas étudiés sont donc passés sous les radars, ce qui limite la compréhension des mécanismes reliant l'Arctique aux les moyennes latitudes. Par exemple, l'augmentation de la couverture neigeuse en Sibérie, notamment en octobre (Ghatak et al., 2010), joue un rôle important dans la voie stratosphérique (Cohen et al., 2014). L'augmentation dans la fréquence des blocages de l'Oural est aussi importante pour l'émergence de vagues de froid hivernales en Eurasie, mais elle a lieu à l'échelle synoptique (Mori et al., 2014) et n'a donc pas été évaluée. Des outils diagnostiques devraient être utilisés pour comprendre de manière plus fine la chaîne de processus menant aux changements atmosphériques. Parmi ceux-ci, la méthodologie des *Causal Effect Networks* a déjà permis de mettre en évidence des relations de causalité liant la perte de glace de mer dans les mers de Barents et Kara à l'indice NAO en février via la stratosphère (Siew et al., 2020). Cette méthode pourrait donc être appliquée plus largement dans un futur travail, sur les simulations réalisées sur PlaSim pour ce mémoire ou sur un modèle plus complexe.

Par ailleurs, l'analyse s'est concentrée sur les réponses à l'échelle de quelques mois donc seule une partie de la réponse transitoire à la perte de glace estivale a été analysée. Étudier la réponse à l'équilibre du climat permettra notamment à l'océan de s'ajuster à la disparition estivale de la glace de mer (Blackport & Kushner, 2016). Il se trouve qu'à mesure que le système climatique passe d'un état transitoire à un nouvel équilibre, le refroidissement hivernal eurasiatique tend à disparaître (Blackport & Kushner, 2016).

Par contre, les expériences réalisées dans ce mémoire permettent de détecter les réponses directes à une perte de glace majeure, qui aura lieu de plus en plus souvent dans le futur (Holland et al., 2006).

Enfin, l'analyse a porté sur les changements moyens des différentes variables, mais n'indique en rien comment les extrêmes varient ; y a-t-il plus de vagues de froid ou de chaleur, d'inondations ou de sécheresses aux moyennes latitudes suite à la perte de glace de mer en Arctique ? La société est pourtant plus sensible à un changement de ces extrêmes qu'à un changement de la moyenne climatique (Ayarzagüena & Screen, 2016). Il serait donc intéressant d'évaluer les variations de la fréquence d'occurrence et de la durée de ces extrêmes climatiques dans les expériences réalisées dans ce mémoire.

Le réchauffement climatique en cours a de nombreuses conséquences sur toutes les composantes du climat. Parmi ces conséquences, l'étendue de glace de mer en Arctique diminue à un rythme effréné depuis le début des observations satellitaires. L'océan arctique est même amené à se retrouver probablement libre de glace en été avant 2050 (Notz & Community, 2020 ; Notz & Stroeve, 2018 ; Sigmond et al., 2018). La disparition de la banquise s'accompagne d'un phénomène apparu récemment, l'amplification arctique. Elle consiste en l'amplification du réchauffement de l'Arctique par rapport aux plus basses latitudes. Les enjeux de la disparition de la banquise sont nombreux et concernent notamment la météo des moyennes latitudes. En effet, les événements extrêmes sont récemment devenus plus fréquents aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord, avec plus de vagues de froid en hiver et plus de vagues de chaleur, de sécheresses et d'inondations en été. Il a donc été proposé que ces événements extrêmes peuvent être dus à la perte de glace en Arctique via plusieurs mécanismes. Cependant, la dynamique du climat est très complexe et présente une grande variabilité interne, ce qui complique la compréhension des connexions entre l'Arctique et les moyennes latitudes. Étant donné la période d'observation limitée pour identifier des liens de causalité robustes, les modèles jouent un rôle clé dans cette compréhension. Cependant, de nombreuses divergences existent entre les résultats de simulations par des modèles ainsi qu'avec les observations. Il n'est donc pas encore clair de si les événements extrêmes observés sont dus à la fonte de la banquise en Arctique ou simplement à la variabilité du climat.

Les deux objectifs de ce mémoire étaient, d'une part, d'isoler l'effet à court terme de la fonte de la banquise sur le climat de l'hémisphère nord via le modèle de complexité intermédiaire PlaSim couplé au modèle océanique LSG, et d'autre part, de déterminer l'influence des méthodologies utilisées sur les réponses simulées du climat. Pour ce faire, plusieurs méthodologies ont été utilisées. La première consistait en une analyse composite d'une simulation de contrôle entre les années à faible et celles à forte étendue de glace de mer arctique en septembre (COMP). Étant donné l'absence de forçage dans la simulation de contrôle, la différence d'étendue de glace de mer entre ces deux sous-ensembles est expliquée par la variabilité interne du climat. La seconde méthode a été de réaliser quatre simulations de 500 membres dans lesquelles la glace est forcée à disparaître en été à cause d'une augmentation drastique de son albédo imposée dans le modèle (PERT). Dans ces quatre simulations, la seule différence consiste en les conditions climatiques initiales auxquelles la perturbation a été appliquée.

Les résultats obtenus ont été analysés en septembre ainsi que l'hiver suivant la perte de glace de mer. En septembre, la diminution d'étendue de glace estivale mène à un réchauffement de l'hémisphère nord, celui-ci étant accru en Arctique comparé aux moyennes latitudes. Ce pattern de température est la manifestation de l'amplification arctique. Les précipitations augmentent en Arctique et en Amérique du Nord tandis que leur changement est de signe variable en Eurasie. En hiver, l'amplification arctique est encore plus importante avec des anomalies de température atteignant 10 °C en Arctique. Un refroidissement est observé en Eurasie dans certaines expériences et est dû au renforcement de l'anticyclone

sibérien, qui amène de l'air froid de l'Arctique vers cette région. Ce refroidissement ressemble au pattern "*warm Arctic - cold Eurasia*" (WACE) parfois observé en hiver ces dernières années. Une réponse négative de la NAO est visible mais elle n'amène pas au refroidissement attendu au nord de l'Europe et au sud de l'Amérique du Nord. Ce refroidissement dynamique est en fait contrebalancé par un réchauffement thermodynamique des hautes latitudes. Quant aux précipitations, elles augmentent de manière importante en Arctique et sur ses frontières continentales en conséquence directe de la fonte de la banquise. De plus, en accord avec un indice NAO négatif, elles augmentent au sud de l'Europe et autour de la baie d'Hudson tandis qu'elles diminuent au nord-ouest de l'Europe. Il est important de noter que tous les changements de température et de précipitations montrés représentent des moyennes sur des périodes données mais n'indiquent en rien comment les extrêmes climatiques changent, alors que ce sont eux qui risquent d'avoir les impacts les plus dommageables sur les systèmes humains et les écosystèmes.

L'analyse composite a permis de confirmer l'influence accrue des mers de Barents et Kara sur les moyennes latitudes déjà mise en avant dans de nombreuses études scientifiques, mais son défaut principal est l'absence de significativité des réponses qui résulte d'une taille d'ensemble trop petite. Celle-ci pourrait être augmentée en utilisant une simulation de contrôle plus longue, ce qui aurait un faible coût grâce à la rapidité de calcul de PlaSim. Dans les simulations de perturbation, les réponses sont majoritairement significatives. Par contre, les conditions initiales ont une grande influence sur les réponses atmosphériques aux moyennes latitudes. En fonction de celles-ci, le refroidissement à l'est de l'Eurasie est parfois masqué et cette région se réchauffe à la place. Cela souligne l'importance capitale du choix des conditions initiales pour ne pas biaiser les réponses des modèles. Quand celles-ci sont identiques entre les membres, le risque d'obtenir un biais dans les réponses est non négligeable. En résumé, deux conclusions importantes peuvent être tirées de cette recherche quant aux méthodologies appliquées. D'abord, le nombre de membres est capital afin d'obtenir des réponses qui ne sont plus influencées par la variabilité interne du climat. Ensuite, il est primordial de faire varier les conditions initiales entre tous les membres d'une expérience afin d'empêcher la variabilité interne de la simulation de contrôle de biaiser les réponses au forçage appliqué.

PlaSim possède plusieurs avantages, parmi lesquels sa facilité de prise en main et son temps de calcul très rapide, mais il a aussi les défauts de ses qualités. C'est un modèle de complexité intermédiaire donc de nombreux processus sont simplifiés et paramétrisés, ce qui est entre autres à l'origine de certains biais. Ses résolutions verticale et horizontale sont trop faibles que pour représenter de manière réaliste tous les processus et interactions en jeu, notamment ceux liés à la stratosphère. Or, celle-ci est connue pour être d'importance capitale dans l'établissement de connexions entre la perte de glace de mer en Arctique et le climat des moyennes latitudes. Pour prolonger cette recherche, il serait d'abord intéressant de reproduire les mêmes expériences sur PlaSim mais avec une résolution horizontale plus fine, afin de déterminer si les réponses atmosphériques à une perte de glace imposée diffèrent en fonction de la résolution. Ensuite, il faudrait utiliser des modèles climatiques couplés plus complexes que PlaSim. Comparer les résultats de modèles de complexité différente permettra de mettre en évidence les processus clés à l'oeuvre lors d'une perte de glace de mer en Arctique.

Pour finir, les résultats obtenus ici ne représentent pas les réponses réelles, ou en tous cas leur quantification réelle parce qu'ils ne prennent pas en compte les changements climatiques dans leur ensemble mais uniquement une perte de glace de mer rapide et intense. Ils ne

peuvent donc pas être directement comparés aux observations, d'autant plus que PlaSim simplifie la réalité. Par contre, les expériences menées ici donnent une idée de ce qui pourrait survenir avec les événements de fonte rapide de la glace de mer, qui devraient devenir de plus en plus fréquents au cours du temps (Holland et al., 2006). Enfin, si la recherche scientifique doit continuer à ce sujet afin d'établir un consensus, la société doit aussi prendre ses responsabilités en prenant des actions concrètes pour limiter le changement climatique et s'adapter à ses conséquences.

Références

- Ackerman, S., & Knox, J. (2007). *Meteorology : understanding the atmosphere* (2^e éd.). Thomson Higher Education.
- Ambaum, M. H. P., Hoskins, B. J., & Stephenson, D. B. (2001). Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation ? *Journal of Climate*, 14(16), 3495-3507. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2001\)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2)
- Angeloni, M., Palazzi, E., & Von Hardenberg, J. (2020). Evaluation and climate sensitivity of the PlaSim v.17 Earth SystemModel coupled with ocean model components of different complexity. <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/gmd-2020-245>
- Arakawa, A., & Lamb, V. R. (1977). Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model [https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4]. In J. Chang (Éd.), *Methods in Computational Physics : Advances in Research and Applications* (p. 173-265). Elsevier.
- Ayarzagüena, B., & Screen, J. A. (2016). Future Arctic sea ice loss reduces severity of cold air outbreaks in midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2801-2809. <https://doi.org/10.1002/2016GL068092>
- Baldwin, M. P., Ayarzagüena, B., Birner, T., Butchart, N., Butler, A. H., Charlton-Perez, A. J., Domeisen, D. I. V., Garfinkel, C. I., Garny, H., Gerber, E. P., Hegglin, M. I., Langematz, U., & Pedatella, N. M. (2021). Sudden Stratospheric Warmings. *Reviews of Geophysics*, 59(1), e2020RG000708. <https://doi.org/10.1029/2020RG000708>
- Barnes, E. A., Dunn-Sigouin, E., Masato, G., & Woollings, T. (2014). Exploring recent trends in Northern Hemisphere blocking. *Geophysical Research Letters*, 41(2), 638-644. <https://doi.org/10.1002/2013GL058745>
- Barry, R. G. (1996). The parameterization of surface albedo for sea ice and its snow cover. *Progress in Physical Geography : Earth and Environment*, 20(1), 63-79. <https://doi.org/10.1177/030913339602000104>
- Benjamini, Y., & Hochberg, Y. (1995). Controlling the False Discovery Rate : A Practical and Powerful Approach to Multiple Testing. *Journal of the Royal Statistical Society : Series B (Methodological)*, 57(1), 289-300. <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1995.tb02031.x>
- Berger, V. W., & Zhou, Y. (2014). Kolmogorov–Smirnov Test : Overview. In *Wiley StatsRef : Statistics Reference Online*. John Wiley & Sons, Ltd.
- Blackport, R., & Kushner, P. J. (2016). The Transient and Equilibrium Climate Response to Rapid Summertime Sea Ice Loss in CCSM4. *Journal of Climate*, 29(2), 401-417. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0284.1>
- Blackport, R., & Kushner, P. J. (2017). Isolating the Atmospheric Circulation Response to Arctic Sea Ice Loss in the Coupled Climate System. *Journal of Climate*, 30(6), 2163-2185. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0257.1>
- Blackport, R., & Kushner, P. J. (2018). The Role of Extratropical Ocean Warming in the Coupled Climate Response to Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate*, 31(22), 9193-9206. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0192.1>
- Blackport, R., & Screen, J. A. (2019). Influence of Arctic Sea Ice Loss in Autumn Compared to That in Winter on the Atmospheric Circulation. *Geophysical Research Letters*, 46(4), 2213-2221. <https://doi.org/10.1029/2018GL081469>

- Blackport, R., Screen, J. A., van der Wiel, K., & Bintanja, R. (2019). Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nat. Clim. Chang.*, *9*(9), 697-704. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0551-4>
- Blockley, E. W., & Peterson, K. A. (2018). Improving Met Office seasonal predictions of Arctic sea ice using assimilation of CryoSat-2 thickness. *The Cryosphere*, *12*(11), 3419-3438. <https://doi.org/10.5194/tc-12-3419-2018>
- Boeke, R. C., & Taylor, P. C. (2018). Seasonal energy exchange in sea ice retreat regions contributes to differences in projected Arctic warming. *Nat Commun*, *9*(1), 5017. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07061-9>
- Catto, J. L., Ackerley, D., Booth, J. F., Champion, A. J., Colle, B. A., Pfahl, S., Pinto, J. G., Quinting, J. F., & Seiler, C. (2019). The Future of Midlatitude Cyclones. *Curr Clim Change Rep*, *5*(4), 407-420. <https://doi.org/10.1007/s40641-019-00149-4>
- Chang, E. K. M., Ma, C.-G., Zheng, C., & Yau, A. M. W. (2016). Observed and projected decrease in Northern Hemisphere extratropical cyclone activity in summer and its impacts on maximum temperature. *Geophysical Research Letters*, *43*(5), 2200-2208. <https://doi.org/10.1002/2016GL068172>
- Charlton-Perez, A. J., Baldwin, M. P., Birner, T., Black, R. X., Butler, A. H., Calvo, N., Davis, N. A., Gerber, E. P., Gillett, N., Hardiman, S., Kim, J., Krüger, K., Lee, Y.-Y., Manzini, E., McDaniel, B. A., Polvani, L., Reichler, T., Shaw, T. A., Sigmond, M., ... Watanabe, S. (2013). On the lack of stratospheric dynamical variability in low-top versions of the CMIP5 models. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, *118*(6), 2494-2505. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50125>
- Chen, X., & Luo, D. (2017). Arctic sea ice decline and continental cold anomalies : Upstream and downstream effects of Greenland blocking. *Geophysical Research Letters*, *44*(7), 3411-3419. <https://doi.org/10.1002/2016GL072387>
- Chen, X., Luo, D., Wu, Y., Dunn-Sigouin, E., & Lu, J. (2021). Nonlinear Response of Atmospheric Blocking to Early Winter Barents–Kara Seas Warming : An Idealized Model Study. *Journal of Climate*, *34*(6), 2367-2383. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0720.1>
- Cheng, B., Zhang, Z., Vihma, T., Johansson, M., Bian, L., Li, Z., & Wu, H. (2008). Model experiments on snow and ice thermodynamics in the Arctic Ocean with CHINARE 2003 data. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, *113*(C9). <https://doi.org/10.1029/2007JC004654>
- Chripko, S., Msadek, R., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., Bessi eres, L., & Moine, M.-P. (2021). Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter. *Journal of Climate*, *34*(14), 5847-5867. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0515.1>
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Ballinger, T. J., Bhatt, U. S., Chen, H. W., Coumou, D., Feldstein, S., Gu, H., Handorf, D., Henderson, G., Ionita, M., Kretschmer, M., Laliberte, F., Lee, S., Linderholm, H. W., ... Yoon, J. (2020). Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nat. Clim. Chang.*, *10*(1), 20-29. <https://doi.org/10.1038/s41558-019-0662-y>
- Cohen, J., Barlow, M., Kushner, P. J., & Saito, K. (2007). Stratosphere–Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability. *Journal of Climate*, *20*(21), 5335-5343. <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1725.1>
- Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D., Coumou, D., Francis, J., Dethloff, K., Entekhabi, D., Overland, J., & Jones, J. (2014). Recent Arctic

- amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci*, 7(9), 627-637. <https://doi.org/10.1038/ngeo2234>
- Cohen, J., Zhang, X., Francis, J., Jung, T., Kwok, R., Overland, J., Taylor, P. C., Lee, S., Laliberte, F., Feldstein, S., Maslowski, W., Henderson, G., Stroeve, J., Coumou, D., Handorf, D., Semmler, T., Ballinger, T., Hell, M., Kretschmer, M., ... Smith, D. (2018). *Arctic change and possible influence on mid-latitude climate and weather : A US CLIVAR White Paper* (rapp. tech.). U.S. CLIVAR Project Office. <https://doi.org/10.5065/D6TH8KGW>
- Conservation of Arctic Flora and Fauna. (2013). *Arctic Biodiversity Assessment. Status and Trends in Arctic Biodiversity* (H. Meltøfte, Éd.). Narayana Press.
- Coumou, D., Di Capua, G., Vavrus, S., Wang, L., & Wang, S. (2018). The influence of Arctic amplification on mid-latitude summer circulation. *Nat Commun*, 9(1), 2959. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05256-8>
- Coumou, D., Kornhuber, K., Lehmann, J., & Petoukhov, V. (2017). Weakened Flow, Persistent Circulation, and Prolonged Weather Extremes in Boreal Summer. In S.-Y. S. Wang, J.-H. Yoon, C. C. Funk & R. R. Gillies (Éd.), *Geophysical Monograph Series* (p. 61-73). John Wiley & Sons, Inc. <https://doi.org/10.1002/9781119068020.ch4>
- Coumou, D., Lehmann, J., & Beckmann, J. (2015). The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes. *Science*, 348(6232), 324-327. <https://doi.org/10.1126/science.1261768>
- Coumou, D., Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S., & Schellnhuber, H. J. (2014). Quasi-resonant circulation regimes and hemispheric synchronization of extreme weather in boreal summer. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(34), 12331-12336. <https://doi.org/10.1073/pnas.1412797111>
- Cruz-García, R., Guemas, V., Chevallier, M., & Massonnet, F. (2019). An assessment of regional sea ice predictability in the Arctic ocean. *Clim Dyn*, 53(1), 427-440. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4592-6>
- Dai, A., Luo, D., Song, M., & Liu, J. (2019). Arctic amplification is caused by sea-ice loss under increasing CO2. *Nat Commun*, 10(1), 121. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07954-9>
- Dai, G., & Mu, M. (2020). Arctic Influence on the Eastern Asian Cold Surge Forecast : A Case Study of January 2016. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 125(23). <https://doi.org/10.1029/2020JD033298>
- Day, J. J., Sandu, I., Magnusson, L., Rodwell, M. J., Lawrence, H., Bormann, N., & Jung, T. (2019). Increased Arctic influence on the midlatitude flow during Scandinavian Blocking episodes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 145(725), 3846-3862. <https://doi.org/10.1002/qj.3673>
- Delhayé, S., Fichet, T., Massonnet, F., Docquier, D., Msadek, R., Chripko, S., Roberts, C., Keeley, S., & Senan, R. (2022). Summertime changes in climate extremes over the peripheral Arctic regions after a sudden sea ice retreat. *Weather Clim. Dynam.*, 3(2), 555-573. <https://doi.org/10.5194/wcd-3-555-2022>
- Delhayé, S., Massonnet, F., Fichet, T., Msadek, R., Terray, L., & Screen, J. (2023). *Dominant role of early winter Barents-Kara sea ice extent anomalies in subsequent atmospheric circulation changes in CMIP6 models* (preprint). In Review. <https://doi.org/10.21203/rs.3.rs-2617079/v1>
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S.-P., & Phillips, A. S. (2010). Sea Surface Temperature Variability : Patterns and Mechanisms. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 2(1), 115-143. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120408-151453>

- Deser, C., Knutti, R., Solomon, S., & Phillips, A. S. (2012). Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Clim Change*, 2(11), 775-779. <https://doi.org/10.1038/nclimate1562>
- Deser, C., Sun, L., Tomas, R. A., & Screen, J. (2016). Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? *Geophysical Research Letters*, 43(5), 2149-2157. <https://doi.org/10.1002/2016GL067792>
- Deser, C., Tomas, R., Alexander, M., & Lawrence, D. (2010). The Seasonal Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in the Late Twenty-First Century. *Journal of Climate*, 23(2), 333-351. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3053.1>
- Dippe, T., Krebs, M., Harlaß, J., & Lübbecke, J. F. (2018). Can Climate Models Simulate the Observed Strong Summer Surface Cooling in the Equatorial Atlantic? In S. Jungblut, V. Liebich & M. Bode (Éd.), *YOUMARES 8 – Oceans Across Boundaries : Learning from each other* (p. 7-23). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93284-2_2
- Domeisen, D. I., Garfinkel, C. I., & Butler, A. H. (2019). The Teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the Stratosphere. *Reviews of Geophysics*, 57(1), 5-47. <https://doi.org/10.1029/2018RG000596>
- Eliassen, E., Machenhauer, B., & Rasmussen, E. (1970). *On a numerical method for integration of the hydrodynamical equations with a spectral representation of the horizontal fields* (rapp. tech. N° 2). Institute of Theoretical Meteorology. University of Copenhagen.
- England, M. R., Polvani, L. M., Sun, L., & Deser, C. (2020). Tropical climate responses to projected Arctic and Antarctic sea-ice loss. *Nat. Geosci.*, 13(4), 275-281. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0546-9>
- Folland, C. K., Knight, J., Linderholm, H. W., Fereday, D., Ineson, S., & Hurrell, J. W. (2009). The Summer North Atlantic Oscillation : Past, Present, and Future. *Journal of Climate*, 22(5), 1082-1103. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2459.1>
- Fox-Kemper, B., Hewitt, H., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S., Edwards, T., Golledge, N., Hemer, M., Kopp, R., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Slangen, A., & Yu, Y. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In Masson-Delmotte, V. and Zhai, P. and Pirani, A. and Connors, S.L. and Péan, C. and Berger, S. and Caud, N. and Chen, Y. and Goldfarb, L. and Gomis, M.I. and Huang, M. and Leitzell, K. and Lonnoy, E. and Matthews, J.B.R. and Maycock, T.K. and Waterfield, T. and Yelekçi, O. and Yu, R. and Zhou, B. (Éd.), *Climate Change 2021 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (1^{re} éd., p. 1211-1362). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Fraedrich, K. (2012). A suite of user-friendly global climate models : Hysteresis experiments. *Eur. Phys. J. Plus*, 127(5), 53. <https://doi.org/10.1140/epjp/i2012-12053-7>
- Francis, J. A., & Vavrus, S. J. (2012). Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophysical Research Letters*, 39(6). <https://doi.org/10.1029/2012GL051000>
- García-Serrano, J., Frankignoul, C., Gastineau, G., & Cámara, A. d. l. (2015). On the Predictability of the Winter Euro-Atlantic Climate : Lagged Influence of Autumn Arctic Sea Ice. *Journal of Climate*, 28(13), 5195-5216. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00472.1>
- García-Serrano, J., Frankignoul, C., King, M. P., Arribas, A., Gao, Y., Guemas, V., Matei, D., Msadek, R., Park, W., & Sanchez-Gomez, E. (2017). Multi-model assessment of

- linkages between eastern Arctic sea-ice variability and the Euro-Atlantic atmospheric circulation in current climate. *Clim Dyn*, 49(7-8), 2407-2429. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3454-3>
- Gastineau, G., García-Serrano, J., & Frankignoul, C. (2017). The Influence of Autumnal Eurasian Snow Cover on Climate and Its Link with Arctic Sea Ice Cover. *Journal of Climate*, 30(19), 7599-7619. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0623.1>
- Ghatak, D., Deser, C., Frei, A., Gong, G., Phillips, A., Robinson, D. A., & Stroeve, J. (2012). Simulated Siberian snow cover response to observed Arctic sea ice loss, 1979–2008. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 117(D23). <https://doi.org/10.1029/2012JD018047>
- Ghatak, D., Frei, A., Gong, G., Stroeve, J., & Robinson, D. (2010). On the emergence of an Arctic amplification signal in terrestrial Arctic snow extent. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D24). <https://doi.org/10.1029/2010JD014007>
- Goosse, H., Kay, J. E., Armour, K. C., Bodas-Salcedo, A., Chepfer, H., Docquier, D., Jonko, A., Kushner, P. J., Lecomte, O., Massonnet, F., Park, H.-S., Pithan, F., Svensson, G., & Vancoppenolle, M. (2018). Quantifying climate feedbacks in polar regions. *Nat Commun*, 9(1), 1919. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>
- Graham, T., & Vellinga, M. (2013). Heat budget of the upper Arctic Ocean under a warming climate. *Clim Dyn*, 40(1), 143-153. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1454-5>
- Graversen, R. G., & Burtu, M. (2016). Arctic amplification enhanced by latent energy transport of atmospheric planetary waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142(698), 2046-2054. <https://doi.org/10.1002/qj.2802>
- Graversen, R. G., & Wang, M. (2009). Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo. *Clim Dyn*, 33(5), 629-643. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0535-6>
- Green, A. E. S. (1964). Attenuation by Ozone and the Earth's Albedo in the Middle Ultraviolet. *Appl. Opt., AO*, 3(2), 203-208. <https://doi.org/10.1364/AO.3.000203>
- Handorf, D., & Dethloff, K. (2012). How well do state-of-the-art atmosphere-ocean general circulation models reproduce atmospheric teleconnection patterns? *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, 64(1), 19777. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.19777>
- Hanna, E., Cropper, T. E., Hall, R. J., & Cappelen, J. (2016). Greenland Blocking Index 1851–2015 : a regional climate change signal. *International Journal of Climatology*, 36(15), 4847-4861. <https://doi.org/10.1002/joc.4673>
- 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>
- Hardiman, S. C., Dunstone, N. J., Scaife, A. A., Smith, D. M., Comer, R., Nie, Y., & Ren, H.-L. (2022). Missing eddy feedback may explain weak signal-to-noise ratios in climate predictions. *npj Clim Atmos Sci*, 5(1), 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41612-022-00280-4>
- Henry, M., & Merlis, T. M. (2019). The Role of the Nonlinearity of the Stefan–Boltzmann Law on the Structure of Radiatively Forced Temperature Change. *Journal of Climate*, 32(2), 335-348. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0603.1>
- Holland, M. M., Bitz, C. M., & Tremblay, B. (2006). Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice. *Geophysical Research Letters*, 33(23). <https://doi.org/10.1029/2006GL028024>
- Hopsch, S., Cohen, J., & Dethloff, K. (2012). Analysis of a link between fall Arctic sea ice concentration and atmospheric patterns in the following winter. *Tellus A : Dynamic*

- Meteorology and Oceanography*, 64(1), 18624. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18624>
- Horton, D. E., Johnson, N. C., Singh, D., Swain, D. L., Rajaratnam, B., & Diffenbaugh, N. S. (2015). Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends. *Nature*, 522(7557), 465-469. <https://doi.org/10.1038/nature14550>
- Horton, R. M., Mankin, J. S., Lesk, C., Coffel, E., & Raymond, C. (2016). A Review of Recent Advances in Research on Extreme Heat Events. *Curr Clim Change Rep*, 2(4), 242-259. <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0042-x>
- Hoskins, B., & Woollings, T. (2015). Persistent Extratropical Regimes and Climate Extremes. *Curr Clim Change Rep*, 1(3), 115-124. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0020-8>
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. In J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen & M. Visbeck (Éd.), *Geophysical Monograph Series* (p. 1-35). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/134GM01>
- Hwang, Y.-T., Frierson, D. M. W., & Kay, J. E. (2011). Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport. *Geophysical Research Letters*, 38(17). <https://doi.org/10.1029/2011GL048546>
- Jenkins, M., & Dai, A. (2021). The Impact of Sea Ice Loss on Arctic Climate Feedbacks and Their Role for Arctic Amplification. *Geophysical Research Letters*, 48(15). <https://doi.org/10.1029/2021GL094599>
- Jeong, J.-H., Kug, J.-S., Linderholm, H. W., Chen, D., Kim, B.-M., & Jun, S.-Y. (2014). Intensified Arctic warming under greenhouse warming by vegetation-atmosphere-sea ice interaction. *Environ. Res. Lett.*, 9(9), 094007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/9/094007>
- Jung, T., Kasper, M. A., Semmler, T., & Serrar, S. (2014). Arctic influence on subseasonal midlatitude prediction. *Geophysical Research Letters*, 41(10), 3676-3680. <https://doi.org/10.1002/2014GL059961>
- Kay, J. E., Deser, C., Phillips, A., Mai, A., Hannay, C., Strand, G., Arblaster, J. M., Bates, S. C., Danabasoglu, G., Edwards, J., Holland, M., Kushner, P., Lamarque, J.-F., Lawrence, D., Lindsay, K., Middleton, A., Munoz, E., Neale, R., Oleson, K., ... Vertenstein, M. (2015). The Community Earth System Model (CESM) Large Ensemble Project : A Community Resource for Studying Climate Change in the Presence of Internal Climate Variability. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(8), 1333-1349. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00255.1>
- Kelleher, M., & Screen, J. (2018). Atmospheric precursors of and response to anomalous Arctic sea ice in CMIP5 models. *Adv. Atmos. Sci.*, 35(1), 27-37. <https://doi.org/10.1007/s00376-017-7039-9>
- Kidston, J., Scaife, A. A., Hardiman, S. C., Mitchell, D. M., Butchart, N., Baldwin, M. P., & Gray, L. J. (2015). Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather. *Nature Geosci*, 8(6), 433-440. <https://doi.org/10.1038/ngeo2424>
- Kim, B.-M., Son, S.-W., Min, S.-K., Jeong, J.-H., Kim, S.-J., Zhang, X., Shim, T., & Yoon, J.-H. (2014). Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss. *Nat Commun*, 5(1), 4646. <https://doi.org/10.1038/ncomms5646>
- Koenigk, T., Caian, M., Nikulin, G., & Schimanke, S. (2016). Regional Arctic sea ice variations as predictor for winter climate conditions. *Clim Dyn*, 46(1-2), 317-337. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2586-1>
- Kolstad, E. W., & Screen, J. A. (2019). Nonstationary Relationship Between Autumn Arctic Sea Ice and the Winter North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, 46(13), 7583-7591. <https://doi.org/10.1029/2019GL083059>

- Koster, R. D., Chang, Y., Wang, H., & Schubert, S. D. (2016). Impacts of Local Soil Moisture Anomalies on the Atmospheric Circulation and on Remote Surface Meteorological Fields during Boreal Summer : A Comprehensive Analysis over North America. *Journal of Climate*, 29(20), 7345-7364. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0192.1>
- Kretschmer, M., Coumou, D., Agel, L., Barlow, M., Tziperman, E., & Cohen, J. (2018). More-Persistent Weak Stratospheric Polar Vortex States Linked to Cold Extremes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 99(1), 49-60. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0259.1>
- Kug, J.-S., Jeong, J.-H., Jang, Y.-S., Kim, B.-M., Folland, C. K., Min, S.-K., & Son, S.-W. (2015). Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia. *Nature Geosci*, 8(10), 759-762. <https://doi.org/10.1038/ngeo2517>
- Kumar, A., Perlwitz, J., Eischeid, J., Quan, X., Xu, T., Zhang, T., Hoerling, M., Jha, B., & Wang, W. (2010). Contribution of sea ice loss to Arctic amplification. *Geophysical Research Letters*, 37(21). <https://doi.org/10.1029/2010GL045022>
- Kumar, A., Yadav, J., & Mohan, R. (2021). Spatio-temporal change and variability of Barents-Kara sea ice, in the Arctic : Ocean and atmospheric implications. *Science of The Total Environment*, 753, 142046. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142046>
- Kuo, H. L. (1965). On Formation and Intensification of Tropical Cyclones Through Latent Heat Release by Cumulus Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 22(1), 40-63. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1965\)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2)
- Kuo, H. L. (1974). Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(5), 1232-1240. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2)
- Labe, Z., Peings, Y., & Magnusdottir, G. (2019). The Effect of QBO Phase on the Atmospheric Response to Projected Arctic Sea Ice Loss in Early Winter. *Geophysical Research Letters*, 46(13), 7663-7671. <https://doi.org/10.1029/2019GL083095>
- Lacis, A. A., & Hansen, J. (1974). A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 31(1), 118-133. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1974\)031<0118:APFTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1974)031<0118:APFTAO>2.0.CO;2)
- Lehmann, J., Coumou, D., Frieler, K., Eliseev, A. V., & Levermann, A. (2014). Future changes in extratropical storm tracks and baroclinicity under climate change. *Environ. Res. Lett.*, 9(8), 084002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084002>
- Li, F., Orsolini, Y. J., Wang, H., Gao, Y., & He, S. (2018). Atlantic Multidecadal Oscillation Modulates the Impacts of Arctic Sea Ice Decline. *Geophysical Research Letters*, 45(5), 2497-2506. <https://doi.org/10.1002/2017GL076210>
- Liang, Y.-C., Kwon, Y.-O., Frankignoul, C., Danabasoglu, G., Yeager, S., Cherchi, A., Gao, Y., Gastineau, G., Ghosh, R., Matei, D., Mecking, J. V., Peano, D., Suo, L., & Tian, T. (2020). Quantification of the Arctic Sea Ice-Driven Atmospheric Circulation Variability in Coordinated Large Ensemble Simulations. *Geophysical Research Letters*, 47(1), e2019GL085397. <https://doi.org/10.1029/2019GL085397>
- Lindzen, R. S., & Holton, J. R. (1968). A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(6), 1095-1107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1968\)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1968)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2)
- Lorenz, S. (2006). *Coupling of Planet Simulator (atmosphere) with Large Scale Geostrophic (ocean) general circulation model : PlaSim/LSG* (Internal Report). University of Hamburg, Theoretische Meteorologie.
- Lunkeit, F., Borth, H., Böttinger, M., Fraedrich, K., Jansen, H., Kirk, E., Kleidon, A., Luksch, U., Paiewonsky, P., Schubert, S., Sielmann, S., & Wan, H. (2012). *Planet*

- Simulator - reference manual* (rapp. tech. Version 16). Meteorologisches Institut, Universität Hamburg.
- Luo, D., Chen, X., Overland, J., Simmonds, I., Wu, Y., & Zhang, P. (2019). Weakened Potential Vorticity Barrier Linked to Recent Winter Arctic Sea Ice Loss and Midlatitude Cold Extremes. *Journal of Climate*, 32(14), 4235-4261. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0449.1>
- Luo, D., Xiao, Y., Diao, Y., Dai, A., Franzke, C. L. E., & Simmonds, I. (2016b). Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part II : The Link to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 29(11), 3949-3971. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0612.1>
- Luo, D., Xiao, Y., Yao, Y., Dai, A., Simmonds, I., & Franzke, C. L. E. (2016a). Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic–Cold Eurasian Anomalies. Part I : Blocking-Induced Amplification. *Journal of Climate*, 29(11), 3925-3947. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0611.1>
- Maier-Reimer, E., & Mikolajewicz, U. (1992). The Hamburg Large Scale Geostrophic Ocean General Circulation Model. https://doi.org/10.2312/WDCC/DKRZ_REPORT_NO02
- Marshall, J., & Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, ocean, and climate dynamics : an introductory text*. Elsevier Academic Press.
- McCusker, K. E., Fyfe, J. C., & Sigmond, M. (2016). Twenty-five winters of unexpected Eurasian cooling unlikely due to Arctic sea-ice loss. *Nature Geosci*, 9(11), 838-842. <https://doi.org/10.1038/ngeo2820>
- McKenna, C. M., Bracegirdle, T. J., Shuckburgh, E. F., Haynes, P. H., & Joshi, M. M. (2018). Arctic Sea Ice Loss in Different Regions Leads to Contrasting Northern Hemisphere Impacts. *Geophys. Res. Lett.*, 45(2), 945-954. <https://doi.org/10.1002/2017GL076433>
- Meier, W. N., Hovelsrud, G. K., van Oort, B. E., Key, J. R., Kovacs, K. M., Michel, C., Haas, C., Granskog, M. A., Gerland, S., Perovich, D. K., Makshtas, A., & Reist, J. D. (2014). Arctic sea ice in transformation : A review of recent observed changes and impacts on biology and human activity. *Reviews of Geophysics*, 52(3), 185-217. <https://doi.org/10.1002/2013RG000431>
- Melia, N., Haines, K., & Hawkins, E. (2016). Sea ice decline and 21st century trans-Arctic shipping routes. *Geophysical Research Letters*, 43(18), 9720-9728. <https://doi.org/10.1002/2016GL069315>
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., Kofinas, G., Mackintosh, A., Melbourne-Thomas, J., Muelbert, M., Ottersen, G., Pritchard, H., & Schuur, E. (2019). Polar Regions. In H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (Éd.), *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (1^{re} éd., p. 203-320). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964>
- Mori, M., Kosaka, Y., Watanabe, M., Nakamura, H., & Kimoto, M. (2019). A reconciled estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nature Clim Change*, 9(2), 123-129. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0379-3>
- Mori, M., Watanabe, M., Shiogama, H., Inoue, J., & Kimoto, M. (2014). Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nature Geosci*, 7(12), 869-873. <https://doi.org/10.1038/ngeo2277>
- National Center for Atmospheric Research Staff. (2017). The Climate Data Guide : Common Spectral Model Grid Resolutions. Récupérée 6 août 2023, à partir de <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-tools/common-spectral-model-grid-resolutions>

- Naumann, G., Cammalleri, C., Mentaschi, L., & Feyen, L. (2021). Increased economic drought impacts in Europe with anthropogenic warming. *Nat. Clim. Chang.*, *11*(6), 485-491. <https://doi.org/10.1038/s41558-021-01044-3>
- Notz, D., & Community, S. (2020). Arctic Sea Ice in CMIP6. *Geophysical Research Letters*, *47*(10). <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>
- Notz, D., & Stroeve, J. (2018). The Trajectory Towards a Seasonally Ice-Free Arctic Ocean. *Curr Clim Change Rep*, *4*(4), 407-416. <https://doi.org/10.1007/s40641-018-0113-2>
- Onarheim, I. H., Eldevik, T., Smedsrud, L. H., & Stroeve, J. C. (2018). Seasonal and Regional Manifestation of Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate*, *31*(12), 4917-4932. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0427.1>
- Orsolini, Y. J., Senan, R., Benestad, R. E., & Melsom, A. (2012). Autumn atmospheric response to the 2007 low Arctic sea ice extent in coupled ocean–atmosphere hindcasts. *Clim Dyn*, *38*(11), 2437-2448. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1169-z>
- Orszag, S. A. (1970). Transform Method for the Calculation of Vector-Coupled Sums : Application to the Spectral Form of the Vorticity Equation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *27*(6), 890-895. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1970\)027<0890:TMFTCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1970)027<0890:TMFTCO>2.0.CO;2)
- Osborne, J. M., Screen, J. A., & Collins, M. (2017). Ocean–Atmosphere State Dependence of the Atmospheric Response to Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate*, *30*(5), 1537-1552. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0531.1>
- Overland, J. E., Ballinger, T. J., Cohen, J., Francis, J. A., Hanna, E., Jaiser, R., Kim, B.-M., Kim, S.-J., Ukita, J., Vihma, T., Wang, M., & Zhang, X. (2021). How do intermittency and simultaneous processes obfuscate the Arctic influence on midlatitude winter extreme weather events? *Environ. Res. Lett.*, *16*(4), 043002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abdb5d>
- Overland, J. E., Dethloff, K., Francis, J. A., Hall, R. J., Hanna, E., Kim, S.-J., Screen, J. A., Shepherd, T. G., & Vihma, T. (2016). Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nature Clim Change*, *6*(11), 992-999. <https://doi.org/10.1038/nclimate3121>
- Overland, J. E., Wood, K. R., & Wang, M. (2011). Warm Arctic—cold continents : climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Polar Research*, *30*(1), 15787. <https://doi.org/10.3402/polar.v30i0.15787>
- Park, H.-S., Lee, S., Kosaka, Y., Son, S.-W., & Kim, S.-W. (2015). The Impact of Arctic Winter Infrared Radiation on Early Summer Sea Ice. *Journal of Climate*, *28*(15), 6281-6296. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00773.1>
- Peings, Y., Brun, E., Mauvais, V., & Douville, H. (2013). How stationary is the relationship between Siberian snow and Arctic Oscillation over the 20th century? *Geophysical Research Letters*, *40*(1), 183-188. <https://doi.org/10.1029/2012GL054083>
- Peings, Y., Cattiaux, J., & Magnusdottir, G. (2019). The Polar Stratosphere as an Arbiter of the Projected Tropical Versus Polar Tug of War. *Geophysical Research Letters*, *46*(15), 9261-9270. <https://doi.org/10.1029/2019GL082463>
- Peings, Y., Labe, Z. M., & Magnusdottir, G. (2021). Are 100 Ensemble Members Enough to Capture the Remote Atmospheric Response to +2°C Arctic Sea Ice Loss? *Journal of Climate*, *34*(10), 3751-3769. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0613.1>
- Peings, Y., & Magnusdottir, G. (2014). Response of the Wintertime Northern Hemisphere Atmospheric Circulation to Current and Projected Arctic Sea Ice Decline : A Numerical Study with CAM5. *Journal of Climate*, *27*(1), 244-264. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00272.1>

- Perovich, D. K., & Richter-Menge, J. A. (2009). Loss of Sea Ice in the Arctic. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 1(1), 417-441. <https://doi.org/10.1146/annurev.marine.010908.163805>
- Petoukhov, V., Petri, S., Rahmstorf, S., Coumou, D., Kornhuber, K., & Schellnhuber, H. J. (2016). Role of quasiresonant planetary wave dynamics in recent boreal spring-to-autumn extreme events. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 113(25), 6862-6867. <https://doi.org/10.1073/pnas.1606300113>
- Petoukhov, V., Rahmstorf, S., Petri, S., & Schellnhuber, H. J. (2013). Quasiresonant amplification of planetary waves and recent Northern Hemisphere weather extremes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(14), 5336-5341. <https://doi.org/10.1073/pnas.1222000110>
- Petoukhov, V., & Semenov, V. A. (2010). A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 115(D21). <https://doi.org/10.1029/2009JD013568>
- Petrie, R. E., Shaffrey, L. C., & Sutton, R. T. (2015). Atmospheric response in summer linked to recent Arctic sea ice loss. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(691), 2070-2076. <https://doi.org/10.1002/qj.2502>
- Philipp, D., Stengel, M., & Ahrens, B. (2020). Analyzing the Arctic Feedback Mechanism between Sea Ice and Low-Level Clouds Using 34 Years of Satellite Observations. *Journal of Climate*, 33(17), 7479-7501. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0895.1>
- Pithan, F., & Mauritsen, T. (2014). Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geosci*, 7(3), 181-184. <https://doi.org/10.1038/ngeo2071>
- Previdi, M., Smith, K. L., & Polvani, L. M. (2021). Arctic amplification of climate change : a review of underlying mechanisms. *Environ. Res. Lett.*, 16(9), 093003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29>
- Pringle, D. J., Eicken, H., Trodahl, H. J., & Backstrom, L. G. E. (2007). Thermal conductivity of landfast Antarctic and Arctic sea ice. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C4). <https://doi.org/10.1029/2006JC003641>
- Rantanen, M., Karpechko, A. Y., Lipponen, A., Nordling, K., Hyvärinen, O., Ruosteenoja, K., Vihma, T., & Laaksonen, A. (2022). The Arctic has warmed nearly four times faster than the globe since 1979. *Commun Earth Environ*, 3(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00498-3>
- Roeckner, E., Arpe, K., Bengtsson, L., Brinkop, S., Dümenil, L., Esch, M., Kirk, E., Lunkeit, F., Ponater, M., Rockel, B., Sausen, R., Schlese, U., Schubert, S., & Windelband, M. (1992). *Simulation of the present-day climate with the ECHAM model : Impact of model physics and resolution* (rapp. tech. N° 93). Max Planck Institute of Meteorology. Hamburg.
- Rousi, E., Kornhuber, K., Beobide-Arsuaga, G., Luo, F., & Coumou, D. (2022). Accelerated western European heatwave trends linked to more-persistent double jets over Eurasia. *Nat Commun*, 13(1), 3851. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31432-y>
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichfet, T., Flavoni, S., Barthélemy, A., Benshila, R., Chanut, J., Levy, C., Masson, S., & Vivier, F. (2015). The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6 : global and regional capabilities. *Geosci. Model Dev.*, 8(10), 2991-3005. <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>
- Sasamori, T. (1968). The Radiative Cooling Calculation for Application to General Circulation Experiments. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 7(5), 721-729. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1968\)007<0721:TRCCFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1968)007<0721:TRCCFA>2.0.CO;2)
- Scaife, A. A., & Smith, D. (2018). A signal-to-noise paradox in climate science. *npj Clim Atmos Sci*, 1(1), 1-8. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4>

- Schuur, E. a. G., McGuire, A. D., Schädel, C., Grosse, G., Harden, J. W., Hayes, D. J., Hugelius, G., Koven, C. D., Kuhry, P., Lawrence, D. M., Natali, S. M., Olefeldt, D., Romanovsky, V. E., Schaefer, K., Turetsky, M. R., Treat, C. C., & Vonk, J. E. (2015). Climate change and the permafrost carbon feedback. *Nature*, 520(7546), 171-179. <https://doi.org/10.1038/nature14338>
- Screen, J. A. (2017a). The missing Northern European winter cooling response to Arctic sea ice loss. *Nat Commun*, 8(1), 14603. <https://doi.org/10.1038/ncomms14603>
- Screen, J. A. (2017b). Simulated Atmospheric Response to Regional and Pan-Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate*, 30(11), 3945-3962. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0197.1>
- Screen, J. A., Deser, C., Simmonds, I., & Tomas, R. (2014). Atmospheric impacts of Arctic sea-ice loss, 1979–2009 : separating forced change from atmospheric internal variability. *Clim Dyn*, 43(1-2), 333-344. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1830-9>
- Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., Oudar, T., McCusker, K. E., & Sun, L. (2018). Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models. *Nature Geosci*, 11(3), 155-163. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>
- Screen, J. A., & Francis, J. A. (2016). Contribution of sea-ice loss to Arctic amplification is regulated by Pacific Ocean decadal variability. *Nature Clim Change*, 6(9), 856-860. <https://doi.org/10.1038/nclimate3011>
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2010). The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 464(7293), 1334-1337. <https://doi.org/10.1038/nature09051>
- Screen, J. A., & Simmonds, I. (2014). Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes. *Nature Clim Change*, 4(8), 704-709. <https://doi.org/10.1038/nclimate2271>
- Semtner, A. J. (1976). A Model for the Thermodynamic Growth of Sea Ice in Numerical Investigations of Climate. *Journal of Physical Oceanography*, 6(3), 379-389. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2)
- Serreze, M. C., & Barry, R. G. (2011). Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis. *Global and Planetary Change*, 77(1-2), 85-96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>
- Siew, P. Y. F., Li, C., Sobolowski, S. P., & King, M. P. (2020). Intermittency of Arctic–mid-latitude teleconnections : stratospheric pathway between autumn sea ice and the winter North Atlantic Oscillation. *Weather Clim. Dynam.*, 1(1), 261-275. <https://doi.org/10.5194/wcd-1-261-2020>
- Sigmond, M., Fyfe, J. C., & Swart, N. C. (2018). Ice-free Arctic projections under the Paris Agreement. *Nature Clim Change*, 8(5), 404-408. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0124-y>
- Singh, H. A., Rasch, P. J., & Rose, B. E. J. (2017). Increased Ocean Heat Convergence Into the High Latitudes With CO2 Doubling Enhances Polar-Amplified Warming. *Geophysical Research Letters*, 44(20), 10, 583-10, 591. <https://doi.org/10.1002/2017GL074561>
- Skific, N., & Francis, J. A. (2013). Drivers of projected change in arctic moist static energy transport. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 118(7), 2748-2761. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50292>
- Slingo, A., & Slingo, J. M. (1991). Response of the National Center for Atmospheric Research community climate model to improvements in the representation of clouds. *J. Geophys. Res.*, 96(D8), 15341. <https://doi.org/10.1029/91JD00930>

- Smith, D. M., Eade, R., Andrews, M. B., Ayres, H., Clark, A., Chripko, S., Deser, C., Dunstone, N. J., García-Serrano, J., Gastineau, G., Graff, L. S., Hardiman, S. C., He, B., Hermanson, L., Jung, T., Knight, J., Levine, X., Magnusdottir, G., Manzini, E., ... Walsh, A. (2022). Robust but weak winter atmospheric circulation response to future Arctic sea ice loss. *Nat Commun*, *13*(1), 727. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-28283-y>
- Smith, D. M., Dunstone, N. J., Scaife, A. A., Fiedler, E. K., Copsey, D., & Hardiman, S. C. (2017). Atmospheric Response to Arctic and Antarctic Sea Ice : The Importance of Ocean–Atmosphere Coupling and the Background State. *J. Climate*, *30*(12), 4547-4565. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0564.1>
- Song, M.-R., Wang, S.-Y., Zhu, Z., & Liu, J.-P. (2021). Nonlinear changes in cold spell and heat wave arising from Arctic sea-ice loss. *Advances in Climate Change Research*, *12*(4), 553-562. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2021.08.003>
- Sorokina, S. A., & Esau, I. N. (2011). Meridional energy flux in the Arctic from data of the radiosonde archive IGRA. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.*, *47*(5), 572-583. <https://doi.org/10.1134/S0001433811050112>
- Stephens, G. L. (1978). Radiation Profiles in Extended Water Clouds. II : Parameterization Schemes. *Journal of Atmospheric Sciences*, *35*, 2123-2132. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2123:RPIEWC>2.0.CO;2)
- Stephens, G. L., Ackerman, S., & Smith, E. A. (1984). A Shortwave Parameterization Revised to Improve Cloud Absorption. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *41*(4), 687-690. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1984\)041<0687:ASPRTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1984)041<0687:ASPRTI>2.0.CO;2)
- Stroeve, J. C., Markus, T., Boisvert, L., Miller, J., & Barrett, A. (2014). Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss. *Geophysical Research Letters*, *41*(4), 1216-1225. <https://doi.org/10.1002/2013GL058951>
- Stroeve, J., & Notz, D. (2018). Changing state of Arctic sea ice across all seasons. *Environ. Res. Lett.*, *13*(10), 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Stuecker, M. F., Bitz, C. M., Armour, K. C., Proistosescu, C., Kang, S. M., Xie, S.-P., Kim, D., McGregor, S., Zhang, W., Zhao, S., Cai, W., Dong, Y., & Jin, F.-F. (2018). Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks. *Nature Clim Change*, *8*(12), 1076-1081. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0339-y>
- Sui, C., Zhang, Z., Yu, L., Li, Y., & Song, M. (2017). Sensitivity and nonlinearity of Eurasian winter temperature response to recent Arctic sea ice loss. *Acta Oceanol. Sin.*, *36*(8), 52-58. <https://doi.org/10.1007/s13131-017-1018-y>
- Sun, L., Deser, C., & Tomas, R. A. (2015). Mechanisms of Stratospheric and Tropospheric Circulation Response to Projected Arctic Sea Ice Loss. *Journal of Climate*, *28*(19), 7824-7845. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0169.1>
- Sun, L., Perlwitz, J., & Hoerling, M. (2016). What caused the recent “Warm Arctic, Cold Continents” trend pattern in winter temperatures? *Geophysical Research Letters*, *43*(10), 5345-5352. <https://doi.org/10.1002/2016GL069024>
- Sun, Q., Sun, Z., Chen, C., Yan, M., Zhong, Y., Huang, Z., He, L., & Li, T. (2022). Health risks and economic losses from cold spells in China. *Science of The Total Environment*, *821*, 153478. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153478>
- Sung, M.-K., Kim, S.-H., Kim, B.-M., & Choi, Y.-S. (2018). Interdecadal Variability of the Warm Arctic and Cold Eurasia Pattern and Its North Atlantic Origin. *Journal of Climate*, *31*(15), 5793-5810. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0562.1>
- Swart, N. C., Fyfe, J. C., Hawkins, E., Kay, J. E., & Jahn, A. (2015). Influence of internal variability on Arctic sea-ice trends. *Nature Clim Change*, *5*(2), 86-89. <https://doi.org/10.1038/nclimate2483>

- Tang, Q., Zhang, X., & Francis, J. A. (2014). Extreme summer weather in northern mid-latitudes linked to a vanishing cryosphere. *Nature Clim Change*, 4(1), 45-50. <https://doi.org/10.1038/nclimate2065>
- Tang, Q., Zhang, X., Yang, X., & Francis, J. A. (2013). Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss. *Environ. Res. Lett.*, 8(1), 014036. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014036>
- Taylor, P. C., Boeke, R. C., Boisvert, L. N., Feldl, N., Henry, M., Huang, Y., Langen, P. L., Liu, W., Pithan, F., Sejas, S. A., & Tan, I. (2022). Process Drivers, Inter-Model Spread, and the Path Forward : A Review of Amplified Arctic Warming. *Frontiers in Earth Science*, 9. Récupérée 25 juin 2023, à partir de <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2021.758361>
- Taylor, P. C., Cai, M., Hu, A., Meehl, J., Washington, W., & Zhang, G. J. (2013). A Decomposition of Feedback Contributions to Polar Warming Amplification. *Journal of Climate*, 26(18), 7023-7043. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00696.1>
- Thomas, D. N. (2017). *Sea ice*. John Wiley & Sons.
- Tiedtke, M. (1983). The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model, 297-316.
- Tyrlis, E., Manzini, E., Bader, J., Ukita, J., Nakamura, H., & Matei, D. (2019). Ural Blocking Driving Extreme Arctic Sea Ice Loss, Cold Eurasia, and Stratospheric Vortex Weakening in Autumn and Early Winter 2016–2017. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 124(21), 11313-11329. <https://doi.org/10.1029/2019JD031085>
- Vihma, T. (2014). Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate : A Review. *Surv Geophys*, 35(5), 1175-1214. <https://doi.org/10.1007/s10712-014-9284-0>
- Wegmann, M., Orsolini, Y., Vázquez, M., Gimeno, L., Nieto, R., Bulygina, O., Jaiser, R., Handorf, D., Rinke, A., Dethloff, K., Sterin, A., & Brönnimann, S. (2015). Arctic moisture source for Eurasian snow cover variations in autumn. *Environ. Res. Lett.*, 10(5), 054015. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/10/5/054015>
- Wilks, D. S. (2016). “The Stippling Shows Statistically Significant Grid Points” : How Research Results are Routinely Overstated and Overinterpreted, and What to Do about It. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(12), 2263-2273. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00267.1>
- Wilks, D. (2011). Principal Component (EOF) Analysis. In *International Geophysics* (p. 519-562). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385022-5.00012-9>
- Wu, R., Zhao, P., & Liu, G. (2014). Change in the contribution of spring snow cover and remote oceans to summer air temperature anomaly over Northeast China around 1990. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, 119(2), 663-676. <https://doi.org/10.1002/2013JD020900>
- Wu, Y., & Smith, K. L. (2016). Response of Northern Hemisphere Midlatitude Circulation to Arctic Amplification in a Simple Atmospheric General Circulation Model. *Journal of Climate*, 29(6), 2041-2058. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0602.1>
- Yamagami, Y., Watanabe, M., Mori, M., & Ono, J. (2022). Barents-Kara sea-ice decline attributed to surface warming in the Gulf Stream. *Nat Commun*, 13(1), 3767. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31117-6>
- Yang, S., & Christensen, J. H. (2012). Arctic sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments. *Geophysical Research Letters*, 39(20). <https://doi.org/10.1029/2012GL053338>
- Yao, Y., Luo, D., Dai, A., & Simmonds, I. (2017). Increased Quasi Stationarity and Persistence of Winter Ural Blocking and Eurasian Extreme Cold Events in Response

- to Arctic Warming. Part I : Insights from Observational Analyses. *Journal of Climate*, 30(10), 3549-3568. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0261.1>
- Zhang, P., Wu, Y., Chen, G., & Yu, Y. (2020). North American cold events following sudden stratospheric warming in the presence of low Barents-Kara Sea sea ice. *Environ. Res. Lett.*, 15(12), 124017. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abc215>
- Zhang, P., Wu, Y., Simpson, I. R., Smith, K. L., Zhang, X., De, B., & Callaghan, P. (2018). A stratospheric pathway linking a colder Siberia to Barents-Kara Sea sea ice loss. *Science Advances*, 4(7). <https://doi.org/10.1126/sciadv.aat6025>
- Zhang, X., Fu, Y., Han, Z., Overland, J. E., Rinke, A., Tang, H., Vihma, T., & Wang, M. (2022). Extreme Cold Events from East Asia to North America in Winter 2020/21 : Comparisons, Causes, and Future Implications. *Adv. Atmos. Sci.*, 39(4), 553-565. <https://doi.org/10.1007/s00376-021-1229-1>

TABLE DES FIGURES

2.1	Schéma des impacts de la phase de la NAO en hiver sur les températures et précipitations. (Ackerman & Knox, 2007)	8
2.2	Schéma synthétisant le développement de la voie stratosphérique au fil des mois. Les anomalies négatives de glace de mer en Arctique et la présence extensive de neige en Eurasie interfèrent constructivement et entraînent la propagation verticale d'ondes qui affaiblissent le vortex polaire stratosphérique. Cet affaiblissement se traduit alors en une phase négative de la NAO/AO en hiver. La neige est représentée en blanc, la glace de mer en dégradé de bleu, la fonte de la glace de mer avec des vagues bleues et noires, la hauteur géopotentielle avec les H (rouge pour les anomalies chaudes) et L (bleu pour les anomalies froides). Le courant en bleu est le courant-jet troposphérique et celui en mauve est le vortex stratosphérique polaire. Sur la figure de droite, les anomalies froides (chaudes) en surface sont montrées en bleu (brun). (Cohen et al., 2014)	10
2.3	Schéma des trois mécanismes proposés pour lier l'amplification arctique au climat des moyennes latitudes en été : (a) la modification des trajectoires des tempêtes, (b) le rapprochement latitudinal des jets polaire et subtropical, et (c) l'amplification des trains d'ondes circumglobaux quasi-stationnaires. (Coumou et al., 2018)	14
3.1	Schémas représentant de manière simplifiée la mise en place des expériences de modification de l'albédo de la glace de mer sur PlaSim. (a) Dans PERT1, la même année de CTRL est utilisée 500 fois comme conditions initiales auxquelles on applique une modification de l'albédo de la banquise dans PlaSim. Cette année de CTRL est respectivement froide (bleu), moyenne (vert) ou chaude (rouge) en Arctique dans PERT1 _{min} , PERT1 _{clim} et PERT1 _{max} . A partir de ces 500 expériences, on obtient 500 membres représentant différentes évolutions du climat pendant 2 ans avec la perturbation d'albédo. (b) Dans PERT2, 500 années de CTRL différentes sont utilisées comme conditions initiales pour subir une perturbation d'albédo dans PlaSim durant 2 ans. Il en résulte 500 membres représentant l'évolution du climat à cause de cette perturbation. Pour simplifier la représentation schématique, seules 10 répétitions des expériences sont représentées via les flèches et courbes colorées. Le schéma du modèle vient de Dippe et al. (2018) (Licence CC BY 4.0).	23
3.2	Série temporelle de l'étendue de glace de mer en septembre pour la simulation CTRL. Les années à forte (faible) étendue de glace de mer sont indiquées par des points rouges (bleus) et constituent l'ensemble HIGH (LOW) de l'analyse composite.	24

3.3	Premier EOF en hiver (DJF) dans PlaSim de la hauteur du géopotentiel à 500 hPa dans la zone comprise entre les latitudes de 20°N et 80°N et entre les longitudes de 90°O et 40°E. Cette carte met en évidence le pattern de dipôle de géopotentiel entre l'Islande et les Açores qui sert à calculer l'indice NAO, et sera donc utile dans la section 4.2 pour interpréter les changements de cet indice suite à la perte de glace de mer.	27
4.1	Evolution mensuelle de l'étendue de glace de mer arctique moyenne de janvier précédent la perte de glace de mer à février de l'année suivante pour la simulation de contrôle (CTRL), celles de perturbation (PERT1 _{min} , PERT1 _{clim} , PERT1 _{max} et PERT2) et l'analyse composite (HIGH et LOW).	31
4.2	(a) Concentration de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en septembre (S). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf Annexe 2). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	32
4.3	(a) Epaisseur de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH) dans l'épaisseur de glace de mer en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	32
4.4	(a) Concentration de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en hiver (DJF). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf Annexe 3). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	33
4.5	(a) Epaisseur de glace de mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-c) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans l'épaisseur de glace de mer en hiver (DJF). (c) montre la différence de glace de mer pour toutes les expériences PERT parce qu'elle est sensiblement la même pour chacune d'elles (cf annexe 4). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	33
4.6	(a) Température moyenne de l'air en surface dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la température de l'air en surface en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	34

4.7	(a) Hauteur moyenne du géopotential à 500 hPa dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la hauteur du géopotential à 500 hPa en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	35
4.8	(a) Pression au niveau de la mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la pression au niveau de la mer en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	36
4.9	(a) Précipitations totales dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans les précipitations totales en septembre (S). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	37
4.10	(a) Température moyenne de l'air en surface dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la température de l'air en surface en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	38
4.11	(a) Hauteur moyenne du géopotential à 500 hPa dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la hauteur du géopotential à 500 hPa en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	39
4.12	(a) Pression au niveau de la mer moyenne dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans la pression au niveau de la mer en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	40
4.13	Fonctions de densité de probabilité de l'indice de NAO en hiver (DJF) pour les ensembles LOW, HIGH, CTRL, PERT2, PERT1 _{min} , PERT1 _{dim} et PERT1 _{max} . La distribution de LOW doit être comparée à celle de HIGH tandis que les 4 distributions de PERT doivent être comparées à celle de CTRL. Les distributions ont été approximées par des distributions normales parce que leurs histogrammes s'en rapprochent. L'histogramme de CTRL a été tracé en gris.	41
4.14	(a) Précipitations totales dans la situation de contrôle et (b-f) moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH et PERT-CTRL) dans les précipitations totales en hiver (DJF). Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	43
1	Carte des mers de la région polaire arctique. La région GIN est formée des mers du Groenland, d'Islande et de Norvège. (Cruz-García et al., 2019) . . .	75

2	(a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en septembre (S) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	76
3	(a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en hiver (DJF) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	77
4	(a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans l'épaisseur de glace de mer en hiver (DJF) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	78
5	Moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH) dans COMP2 (a-f) en septembre (S) et (g-l) en hiver (DJF) dans (a,g) la concentration de glace de mer, (b,h) l'épaisseur de glace, (c,i) la température de l'air en surface, (d,j) la hauteur du géopotentiel à 500 hPa, (e,k) la pression au niveau de la mer et (f,l) les précipitations. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.	79

Annexes

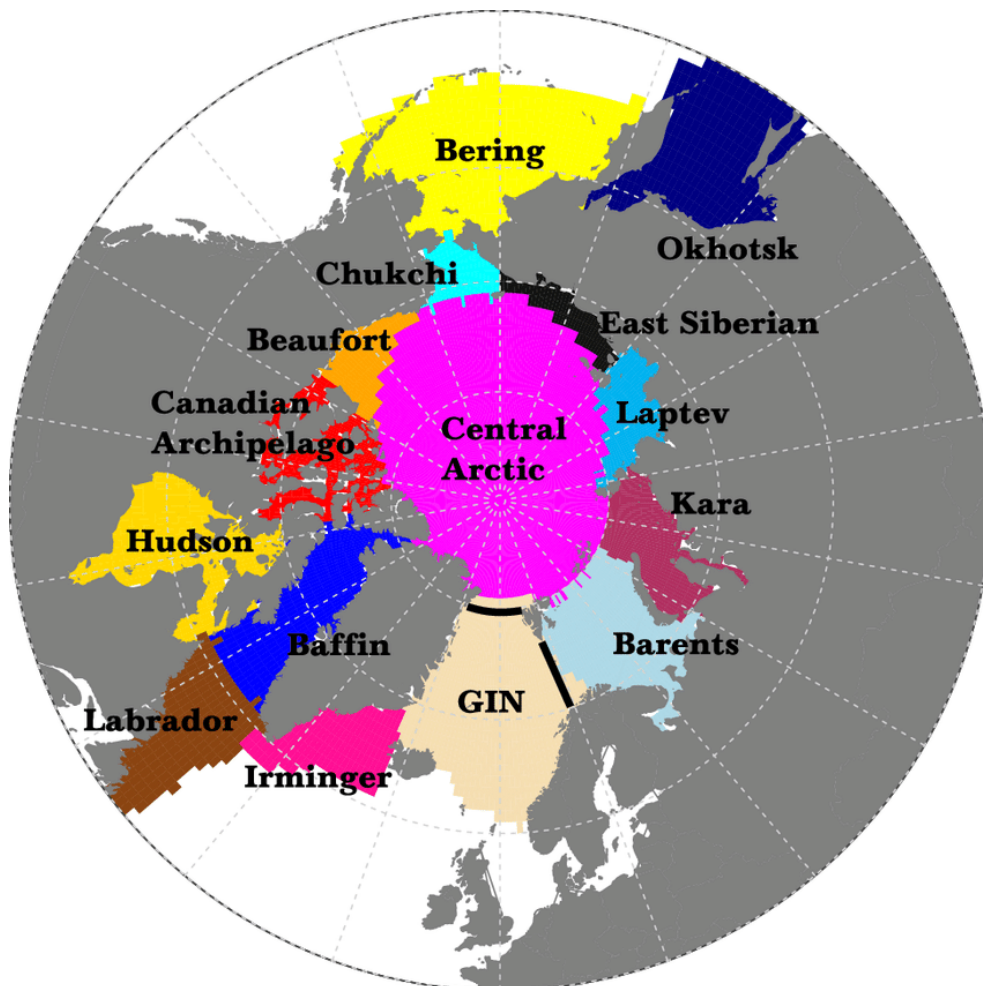


FIGURE 1 – Carte des mers de la région polaire arctique. La région GIN est formée des mers du Groenland, d’Islande et de Norvège. (Cruz-García et al., 2019)

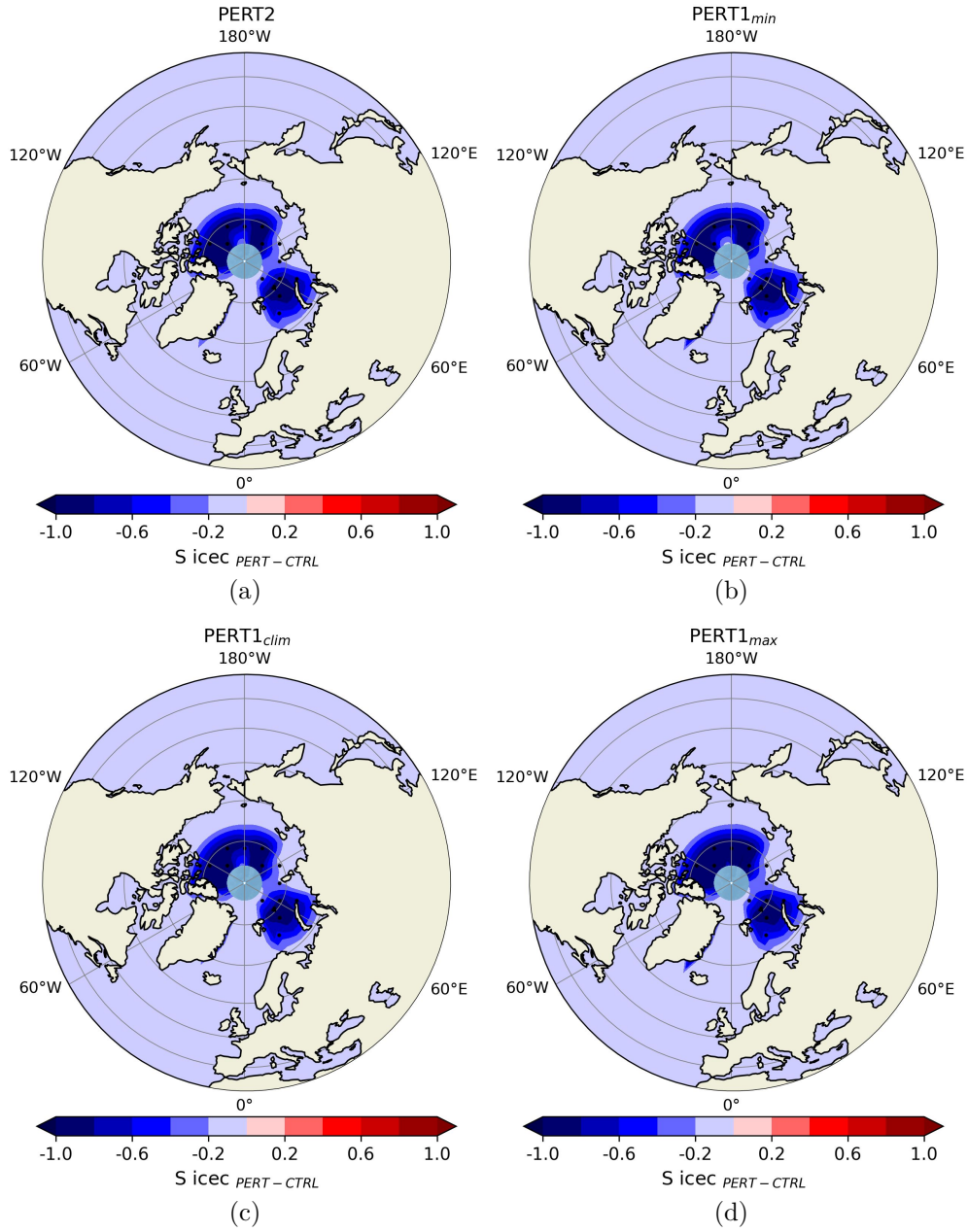


FIGURE 2 – (a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en septembre (S) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

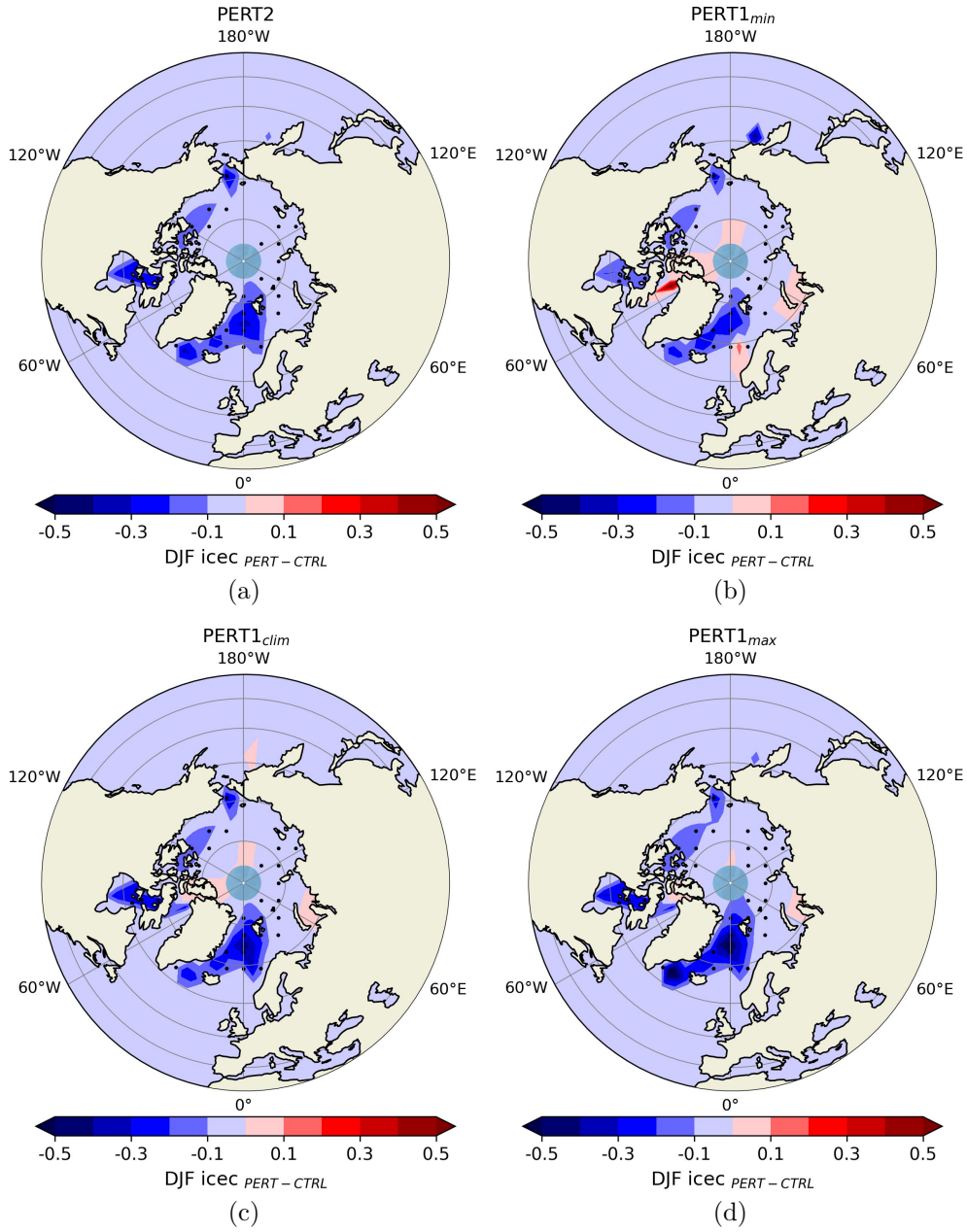


FIGURE 3 – (a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans la concentration de glace de mer en hiver (DJF) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

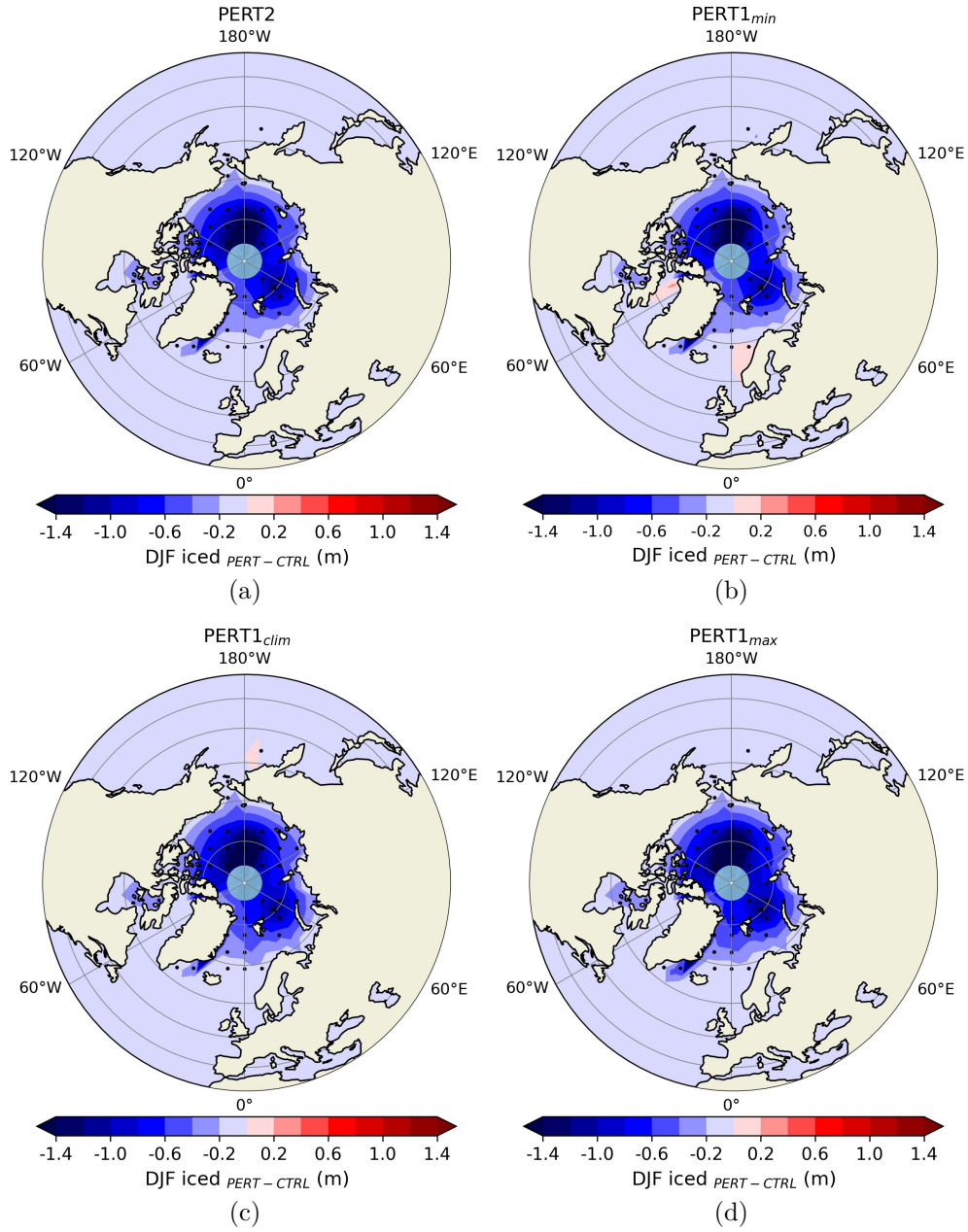


FIGURE 4 – (a-d) Moyenne d'ensemble des changements (PERT-CTRL) dans l'épaisseur de glace de mer en hiver (DJF) pour les différentes simulations de PERT. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

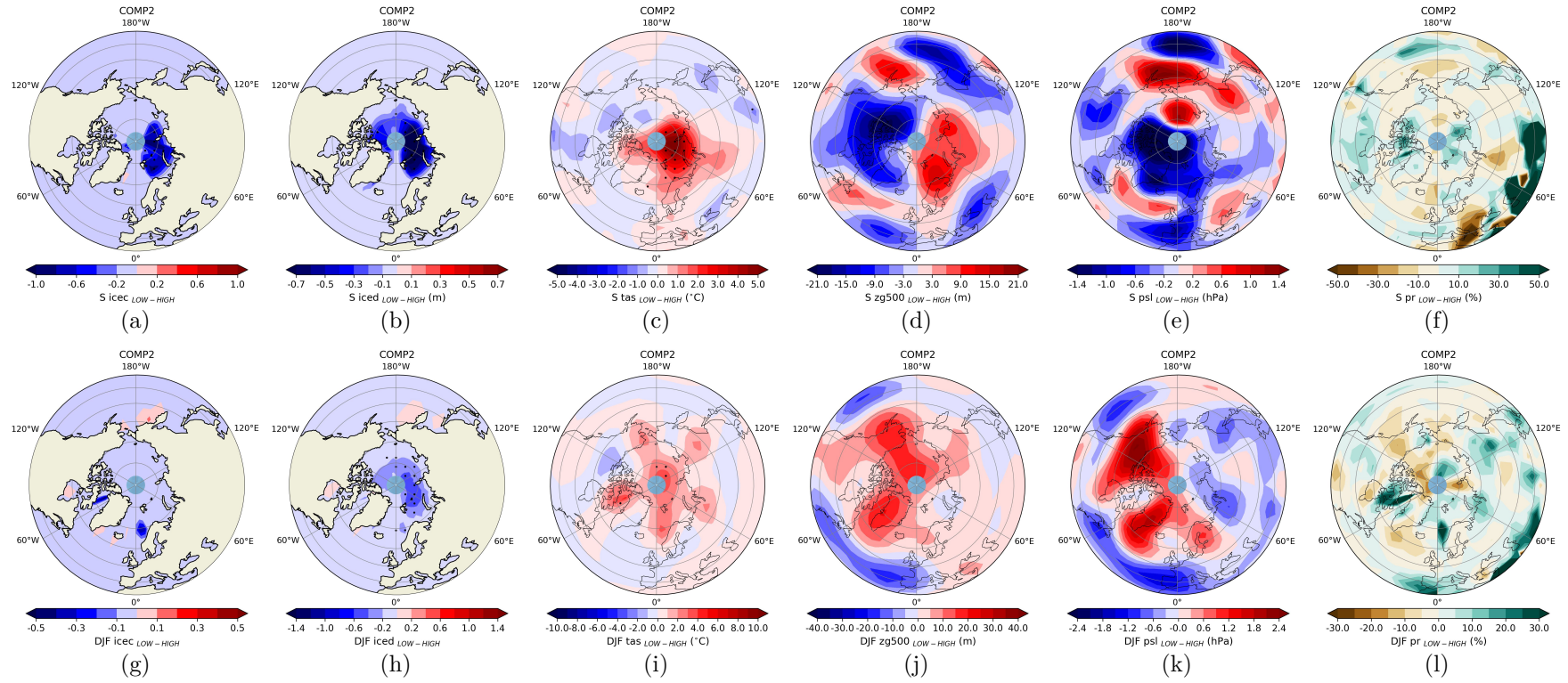


FIGURE 5 – Moyenne d'ensemble des changements (LOW-HIGH) dans COMP2 (a-f) en septembre (S) et (g-l) en hiver (DJF) dans (a,g) la concentration de glace de mer, (b,h) l'épaisseur de glace, (c,i) la température de l'air en surface, (d,j) la hauteur du géopotentiel à 500 hPa, (e,k) la pression au niveau de la mer et (f,l) les précipitations. Les points noirs représentent les cellules de la grille où la différence est statistiquement significative selon le test de FDR à un niveau de 10% associé au test de Kolmogorov-Smirnov.

Coordonnées

Favaro Alexia
18/01/2001

Rue de la Bascule, 5
5030 Gembloux

alexia.favaro@gmail.com
+32 471 57 62 03

Formation académique

2007-2012 : Primaires au Collège Saint-Guibert de Gembloux

2012-2014 : Secondaires au Collège Saint-Guibert de Gembloux

2014-2018 : Secondaires à l'Athénée Royal Paul Delvaux d'Ottignies, option maths 7h - sciences 7h

2018-2021 : Bachelier en sciences de l'ingénieur, orientation bioingénieur, option sciences et technologies de l'environnement, à Gembloux Agro-Bio Tech (Université de Liège)

2019-2021 : Master [120] en sciences géographiques, orientation climatologie, à finalité approfondie, à l'Université Catholique de Louvain

