



Modéliser les évolutions du climat de l'Arctique et de la calotte groenlandaise pendant le dernier interglaciaire pour en comprendre les mécanismes

Marie Sicard

► To cite this version:

Marie Sicard. Modéliser les évolutions du climat de l'Arctique et de la calotte groenlandaise pendant le dernier interglaciaire pour en comprendre les mécanismes. Autre. Université Paris-Saclay, 2021. Français. NNT : 2021UPASJ017 . tel-03531249

HAL Id: tel-03531249

<https://theses.hal.science/tel-03531249>

Submitted on 18 Jan 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Modéliser les évolutions du climat de l'Arctique
et de la calotte groenlandaise pendant le dernier
interglaciaire pour en comprendre les mécanismes
*Towards an improved understanding of the Arctic climate
and Greenland ice sheet evolutions during the last
interglacial period - a modelling study*

Thèse de doctorat de l'Université Paris-Saclay

École doctorale n° 129, Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Océan, Atmosphère, Climat et Observations Spatiales
Unité de recherche : Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ, Laboratoire des sciences du
climat et de l'environnement, 91191, Gif-sur-Yvette, France.
Référent : : Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse présentée et soutenue à Paris-Saclay,
le 01/12/2021, par

Marie SICARD

Composition du jury

Valérie Daux
Professeure, UVSQ
Hugues Goosse
Professeur, Université catholique de Louvain
Dan Lunt
Professeur, Université de Bristol
Catherine Ritz
Directrice de recherche CNRS, IGE
Didier Swingedouw
Chargé de recherche CNRS, UMR EPOC

Présidente
Rapporteur et examinateur
Rapporteur et examinateur
Examinatrice
Examineur

Direction de la thèse

Masa Kageyama
Directrice de recherche CNRS, LSCE
Sylvie Charbit
Directrice de recherche CEA, LSCE
David Salas y Mélia
Chargé de recherche Météo-France, CNRM

Directrice de thèse
Co-directrice de thèse
Invité

*J'ai essayé, mais en vain, d'analyser cette attirance, non cette passion pour les pôles.
Dans le but d'en faire une synthèse et dans tirer des conclusions. De l'expliquer. J'y
ai longuement réfléchi. J'ai écrit paragraphes sur paragraphes, rédigé des pages et des
pages, sans autre résultat que des banalités. Alors, j'abandonne. Ou, plutôt, j'affirme
qu'aucune explication n'est possible. Il ne s'agit pas là d'une situation objective, mais
strictement subjective. Une question d'amour.*
Dialogue à une voix, Paul-Émile Victor (1995)

Remerciements

J'écris mes remerciements à l'heure des bilans de fin d'année et autres bonnes résolutions. En repensant à cette année qui s'achève, l'une des réalisations dont je suis le plus fière est, sans aucun doute, l'aboutissement de cette thèse et je le dois à toutes ces personnes qui ont fait de ces trois ans une belle aventure.

Mes premiers remerciements vont bien sûr à mes deux directrices de thèse. Masa, Sylvie, c'est difficile de trouver les mots justes pour vous exprimer ma reconnaissance. Merci de m'avoir laissé ma chance et donné l'opportunité de travailler sur un sujet aussi passionnant. À votre enthousiasme, votre bonne humeur et votre énergie communicative. Ce fut un réel plaisir d'apprendre à vos côtés.

Je tiens également à remercier Pascale, Aurélien, Sébastien, Jean-Yves et Christophe pour leur disponibilité et leur aide précieuse. Certains chapitres leur doivent beaucoup. Je souhaite remercier David et Jean-Baptiste pour leur suivi annuel et nos échanges sur la glace de mer et les nuages. Ainsi que Valérie, Hugues, Dan, Catherine et Didier d'avoir accepté d'évaluer ma thèse.

Un grand merci à l'ensemble de l'équipe CLIM et à Florence de m'avoir accueillie avec tant de gentillesse au sein du LSCE et d'avoir su préserver une bonne dose de convivialité malgré les restrictions sanitaires. Je ne pouvais espérer meilleures conditions.

Ces trois années de thèse ont été marquées par beaucoup de belles rencontres, mais aussi par la naissance de nouvelles amitiés, à commencer par le bureau arc-en-ciel : Julia, Fanny, Gaëlle, quel plaisir d'avoir partagé votre bureau et bien plus ! Également, Audrey, Sophie, Stella, Alizée C., Alizée D., Tiphaine, Anthony, Yann, Clément D. et nos "aînés" : Vincent, Thomas, Tristan V., Anta et Lise. Merci à vous tous. Votre soutien a été si précieux !

En rédigeant ces mots, je pense bien sûr aux anciens du master OACOS : Sarah B., Lilian, Marylou, Lucie, Émilien et Clément S. Je crois que nous pouvons être tous fiers du chemin parcouru depuis nos années Jussieu.

Un grand merci à la joyeuse bande des stepiens : Alexandra R., Esther, Roxanne, Valentine, Renan, Sarah H., Joia, Tristan M., Alexandre et Florian pour tous ces moments partagés, pour votre présence malgré mes trop nombreuses absences. Et surtout à Alexandra F. qui a été là du début à la fin. Et à Camille qui nous a suivies dans nos escapades culinaires.

Enfin, mille mercis à ma famille qui a traversé avec moi les montagnes russes émotionnelles inhérentes à une thèse, m'a supportée en cette période de Covid et toujours épaulée durant ces longues années d'étude.

Résumé

Le dernier interglaciaire, qui s'étend de 129 000 à 116 000 ans avant notre ère, est l'une des périodes les plus chaudes de ces 800 000 dernières années. Cette période se caractérise par une distribution saisonnière et latitudinale de l'insolation différente de l'actuel, se manifestant par une hausse des températures dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord par rapport à la période pré-industrielle (1850). Durant cette période, l'élévation du niveau marin (+ 6 à 9 m par rapport au niveau actuel) indique que les calottes polaires étaient moins volumineuses qu'aujourd'hui. Le dernier interglaciaire est donc un sujet d'étude important étant donnés les risques de fonte des calottes glaciaires sous l'influence du réchauffement actuel et à venir. C'est aussi un bon cas d'étude pour identifier et quantifier les mécanismes à l'origine de l'amplification polaire dans un contexte de climat chaud.

Dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6-PMIP4, j'ai analysé la simulation à climat constant *lig127k* réalisée au LSCE, à partir du modèle climatique IPSL-CM6A-LR. En Arctique (60-90 ° N), les variations d'insolation induisent un réchauffement annuel de 0,9 ° C par rapport à la période pré-industrielle, pouvant atteindre jusqu'à 4,0 ° C en automne. L'étude du bilan énergétique de la région Arctique a mis en évidence les rôles fondamentaux des variations de la couverture de glace de mer, du stockage de chaleur dans l'océan, ainsi que des changements des propriétés optiques des nuages sur le réchauffement de l'Arctique il y a 127 000 ans.

En réponse au changement climatique du dernier interglaciaire, le modèle de calottes GRISLI simule une perte de 10,7 à 57,1 % du volume de glace au Groenland. Ce recul de la calotte groenlandaise se traduit par 1) une hausse maximale du niveau marin estimée entre 0,83 et 4,35 m et 2) des interactions climat-calotte engendrant un réchauffement additionnel maximal de 0,2 ° C à l'échelle de la région arctique. Ces estimations illustrent bien le rôle important des calottes dans le système climatique et rappellent l'importance de coupler les modèles climatiques aux modèles de calottes. Dans ce cadre, une étude préliminaire a été menée à l'aide du modèle atmosphérique icoLMDZOR v7, utilisant le nouveau cœur dynamique DYNAMICO développé à l'IPSL. Elle a montré que l'utilisation de champs atmosphériques à haute résolution améliorerait le calcul du bilan de masse à la surface des calottes polaires. Elle encourage également le couplage asynchrone entre le modèle climatique de l'IPSL, le modèle icoLMDZOR v7 et le modèle de calotte GRISLI.

Enfin, l'analyse du bilan énergétique de la région Arctique à partir d'une expérience idéalisée, dans laquelle la concentration en CO₂ atmosphérique augmente de 1 % par an, a révélé que des processus similaires sont à l'origine du réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire et dans un futur proche.

Abstract

The Last Interglacial (129–116 ka BP) is one of the warmest periods in the last 800 ka at many locations. This period is characterized by a strong orbital forcing leading to a different seasonal and latitudinal distribution of insolation compared to today. These changes in insolation result in a temperature increase in the high latitudes of the Northern Hemisphere and a rise in sea level of 6 to 9 m above present. Therefore, the Last Interglacial represents a good case study given the risks of melting ice sheets under the influence of current and future warming. It is also an opportunity to identify and quantify the mechanisms causing polar amplification in a warmer climate than today.

Within the framework of the CMIP6–PMIP4 model intercomparison project, I analyzed the *lig127k* snapshot run with the IPSL-CM6A-LR climate model. In the Arctic region (60–90° N), the insolation variations induce an annual warming of 0.9 °C compared to the pre-industrial period (1850) reaching up to 4.0 °C in autumn. Investigate changes in the Arctic energy budget relative to the pre-industrial period highlights the crucial roles of changes in the sea ice cover, ocean heat storage and clouds optical properties in the Last Interglacial Arctic warming.

As a result of climate change over the Last Interglacial, the GRISLI ice sheet model simulates a Greenland ice loss of 10.7–57.1 %, corresponding to a sea level rise of 0.83–4.35 m and a 0.2 °C additional warming in the Arctic region. These estimates illustrate the crucial role of polar ice sheets in the climate system. To better assess ice sheet-climate feedbacks in the Arctic, I have therefore carried out a preliminary study using the icoLMDZOR model that includes the new dynamical core DYNAMICO developed at the IPSL. This study shows that the use of high-resolution atmospheric fields improves the calculation of the surface mass balance in Greenland.

Finally, analysis of the Arctic energy budget from an idealized experiment, in which the atmospheric CO₂ concentration increases by 1 % per year, reveals that the processes causing Arctic warming during the Last Interglacial and the near future are similar.

Table des matières

Remerciements	v
Résumé	vii
Abstract	ix
Introduction générale	1
1 État de l’art - Le climat de l’Arctique d’hier, d’aujourd’hui et de demain	7
1.1 L’Arctique, une région fragile en pleine mutation	10
1.2 Caractérisation du climat de l’Arctique au dernier interglaciaire par les données paléoclimatiques	21
1.3 Simulation du climat du dernier interglaciaire par les modèles climatiques	33
1.4 Bilan : Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider à comprendre les changements climatiques à venir ?	44
2 Étude des mécanismes responsables du réchauffement de la région arctique (60 ° -90 ° N) au cours du dernier interglaciaire	47
2.1 Introduction	48
2.2 Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle de circulation générale IPSL-CM6A-LR	50
2.3 Article - An energy budget approach to understand the Arctic warming during the Last Interglacial	60
2.4 Analyse multi-modèles des variations de glace de mer au dernier interglaciaire	101
2.5 Analyse des rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d’onde	103
2.6 Bilan du chapitre	108
3 Modélisation de l’évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire	111
3.1 Introduction	112
3.2 Modélisation de la calotte groenlandaise avec le modèle GRISLI	113
3.3 Modélisation de l’ablation au dernier interglaciaire	119
3.4 Évolution de la topographie de la calotte au cours du dernier interglaciaire	133

3.5	Causes des variations du bilan de masse de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire	145
3.6	Bilan du chapitre	150
4	Mise en évidence des interactions climat-calotte au cours du dernier interglaciaire	153
4.1	Introduction	154
4.2	Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7	155
4.3	Vers une analyse des interactions atmosphère-calotte à l'échelle du dernier interglaciaire	161
4.4	Bilan du chapitre	168
5	Apport de l'étude du climat du dernier interglaciaire pour la compréhension du changement climatique en cours et à venir en Arctique	171
5.1	Introduction	172
5.2	Analyse des mécanismes responsables du réchauffement de l'Arctique dans le futur, simulé par le modèle IPSL-CM6A-LR	173
5.3	Comparaison des mécanismes responsables de l'amplification arctique future à ceux en jeu au dernier interglaciaire	191
5.4	Mise en évidence des rétroactions engendrant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde	199
5.5	Bilan du chapitre	202
	Conclusion et perspectives	205
	Bibliographie	211
	Table des figures	237
	Liste des tableaux	247
	Annexes	249
A	Article 1 - Large-scale features of Last Interglacial climate : results from evaluating the <i>lig127k</i> simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)—Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4)	253
B	Article 2 - A multi-model CMIP6-PMIP4 study of Arctic sea ice at 127 ka : sea ice data compilation and model differences	287

Introduction générale

Dans le domaine de la modélisation du climat de l'Arctique, l'un des principaux enjeux consiste à identifier et à quantifier les processus dynamiques responsables du réchauffement des hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Au cours de ces deux dernières décennies, l'Arctique a subi un réchauffement deux fois plus rapide que le reste du globe (AMAP, 2017, Overland et al., 2019, Meredith et al., 2019). Ce phénomène, aussi connu sous le nom d'amplification polaire, est le résultat d'un forçage radiatif additionnel lié à la hausse de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère et d'un ensemble de rétroactions climatiques qui amplifient ou atténuent cette perturbation.

Le système climatique arctique est contrôlé par des interactions complexes entre l'océan, l'atmosphère, la cryosphère et les surfaces continentales. Ces interactions consistent en des échanges d'énergie, de masse ou encore de CO_2 . Analyser ces interactions est nécessaire pour améliorer notre compréhension du phénomène d'amplification arctique. À partir d'observations récentes et de réanalyses, Serreze et al. (2007) et Mayer et al. (2017, 2019) ont quantifié les différentes composantes du bilan énergétique de l'Arctique. En particuliers, ils ont mis en évidence l'impact des variations saisonnières des flux de surface sur l'accumulation de chaleur dans l'océan et l'atmosphère. Ils ont toutefois montré que le manque d'observations de l'océan profond et de la glace de mer ne permettait pas d'estimer de manière robuste le bilan énergétique de l'Arctique. De plus, même si l'analyse des observations disponibles est nécessaire pour identifier l'origine de ces interactions, elle ne permet pas de quantifier l'amplitude des rétroactions en elle-même. Ainsi, plusieurs études ont évalué la contribution de ces rétroactions à l'amplification polaire en utilisant des modèles climatiques et des modèles de transfert radiatif (Taylor et al., 2013, Pithan and Mauritsen, 2014, Smith et al., 2019). Trois rétroactions principales ont été mises en évidence : la rétroaction du gradient vertical de la température de l'air (*lapse-rate feedback*), la rétroaction de l'albédo (*albedo feedback*) et la rétroaction du rayonnement terrestre régi par la loi d'émission du corps noir (*Planck feedback*). L'importance relative de ces rétroactions est encore discutée.

D'autre part, les rétroactions entre le climat et la calotte groenlandaise sont rarement représentées explicitement dans les modèles. On estime pourtant que la calotte groenlandaise pourrait fortement influencer l'évolution du climat à moyen et long terme, au travers notamment de ses interactions avec la circulation atmosphérique et la circulation océanique (Goosse et al., 2018, Fyke et al., 2018). La compréhension des interactions climat-calotte est aussi fondamentale pour réduire les incertitudes sur l'élévation du niveau moyen des mers. En effet, la fonte des calottes polaires compilée à celle des glaciers de montagnes constitue aujourd'hui la principale cause de la hausse du niveau marin, devant la dilatation thermique des océans. Face au réchauffement rapide de la région arctique, l'évolution de la calotte groenlandaise est alarmante. Sur la

période 2007–2016, les mesures des marégraphes, puis des satellites ont démontré que le Groenland perdait deux fois plus de glace que sur la période 1997–2006 (Oppenheimer et al., 2019). De plus, Goelzer et al. (2020) ont montré que la calotte groenlandaise continuerait de reculer au cours du XXI^{ème} siècle, avec une contribution à la hausse du niveau marin variant entre 32 ± 17 mm (scénario RCP2.6) et 90 ± 50 mm (scénario RCP8.5) en 2100. Les projections futures, tout comme l'étude des variations passées, de la calotte groenlandaise s'appuient sur des modèles de l'écoulement des calottes glaciaires. Malgré les avancées de ces dernières années, certains processus dynamiques spécifiques des calottes sont encore mal représentés dans les modèles, du fait d'un manque d'observations au centre de la calotte groenlandaise (en particuliers, pour les processus à l'interface calotte-socle rocheux) et d'une compréhension limitée des interactions entre l'océan et les glaciers émissaires qui s'écoulent vers la mer (Goelzer et al., 2017, 2020).

Ces transformations rapides de la région arctique affectent en premier lieu la biodiversité de l'Arctique et le mode de vie des populations autochtones, qui vivent en étroite relation avec l'environnement et qui sont tributaires des ressources naturelles. Elles sont également préoccupantes à l'échelle mondiale. En effet, l'océan Arctique et la cryosphère occupent une place centrale dans le fonctionnement du système climatique. Les variations de la couverture de glace, ainsi que les changements de température et de salinité des masses d'eaux arctiques influencent le cycle hydrologique et le bilan énergétique de la Terre. De plus, la fonte de la glace de mer et de la calotte groenlandaise posent de nouvelles interrogations d'ordre géopolitique, économique et sociétal. L'ouverture de nouvelles routes maritimes et l'accessibilité aux ressources naturelles, notamment le pétrole et le gaz, sont à l'origine de tensions entre les pays limitrophes et aggravent le risque qui pèse déjà sur les écosystèmes marins et les communautés locales de l'Arctique. En dehors de la région arctique, l'élévation du niveau de la mer menace les zones côtières, régions les plus densément peuplées sur Terre (Oppenheimer et al., 2019). Face aux différents bouleversements environnementaux à venir, il est donc nécessaire d'approfondir nos connaissances des processus dynamiques responsables de l'amplification arctique et de ses conséquences sur la cryosphère.

Le dernier interglaciaire (129–116 ka, où 1 ka = 1000 ans avant aujourd'hui) est souvent utilisé par les modélisateurs pour mettre à l'épreuve notre compréhension des interactions et des rétroactions climatiques sous des conditions de température comparables à celles de l'actuel. Cette période se caractérise par une distribution régionale et saisonnière de l'insolation différente de l'actuel, due aux variations des paramètres orbitaux (excentricité, obliquité et précession). En surface, cette différence d'insolation se traduit par une hausse des températures de 0,5 à plus de 2 °C en moyenne globale (Turney and Jones, 2010, Capron et al., 2014). Ce réchauffement est plus marqué dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, où il aurait pu atteindre jusqu'à plus de 4 °C au-dessus du Groenland (NEEM community members, 2013, Landais et al., 2016).

A partir de l'analyse des reconstructions paléoclimatiques disponibles, Thomas et al. (2020) ont montré que la réponse de la cryosphère, de la végétation, du pergélisol et de la circulation océanique à ce forçage climatique est apparue dès le début du dernier interglaciaire. Ils ont établi la chronologie suivante. Le déclin de la couverture de glace de mer s'est amorcé dès 130 ka et a été suivi par un recul de la calotte groenlandaise vers 128 ka. Ce recul de la calotte s'est probablement accompagné, à la même période,

d'un changement de végétation et d'une fonte du permafrost. Enfin, vers 127-126 ka, la circulation thermohaline a subi un ralentissement qui aurait pu être déclenché par une débâcle d'icebergs. Une telle réponse du système climatique ne peut pas être uniquement due au forçage orbital (CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006, Pedersen et al., 2016), mais provient également de la mise en place de rétroactions à l'interface entre l'océan, l'atmosphère, la cryosphère et les surfaces continentales. Cependant, les simulations du dernier interglaciaire sous-estiment généralement l'ampleur des changements régionaux suggérés par les données paléoclimatiques (Masson-Delmotte et al., 2013, Capron et al., 2014), ce qui a été confirmé par l'analyse récente des modèles participant à l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6-PMIP4 (Otto-Bliesner et al., 2021). Une des raisons souvent avancée est que d'importantes rétroactions climatiques sont mal représentées en particulier dans les régions polaires. Notamment, les interactions climat-calottes ne sont que très rarement considérées, alors que leurs conséquences impactent le climat à l'échelle régionale mais aussi à l'échelle globale.

La simulation de l'état de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire et de sa contribution au niveau marin a fait l'objet de nombreuses études utilisant différentes approches de modélisation. Actuellement, l'approche la plus couramment utilisée consiste à forcer un modèle de calottes glaciaires avec les champs atmosphériques d'un modèle climatique global (Otto-Bliesner et al., 2006, Fyke et al., 2011, Born and Nisancioglu, 2012, Stone et al., 2013, Quiquet et al., 2013) ou régional (Robinson et al., 2011, Calov et al., 2015, Plach et al., 2018, 2019), pour une période donnée, et d'étudier la réponse de la calotte à ce forçage. Cependant, ces études ne proposent pas d'évaluer, en retour, les rétroactions associées à la nouvelle topographie de la calotte sur le climat. La prise en compte de ces rétroactions peut passer par le couplage synchrone (Goelzer et al., 2016) ou asynchrone (Helsen et al., 2013) entre un modèle de climat et un modèle de calotte.

De ces différentes approches ressort une large gamme d'estimations de la hausse du niveau marin (entre 0,3 et 5,6 m). Il est difficile de déterminer quelles études proposent l'estimation la plus fiable, car la géométrie de la calotte groenlandaise est mal contrainte par les reconstructions paléoclimatiques (Dutton et al., 2015). Une partie de l'incertitude est aussi liée au choix de la méthode de calcul du bilan de masse en surface. En particuliers, Robinson and Goelzer (2014) ont mis en évidence l'importance d'inclure les variations d'insolation dans le calcul du bilan de masse en surface de la calotte au cours du dernier interglaciaire. Ils ont montré que celle-ci perd jusqu'à trois fois plus de glace comparée aux modèles ne considérant pas l'impact direct de l'insolation, tels que le *Positive Degree Day* (PDD).

En résumé, les reconstructions et les simulations numériques s'accordent sur le fait que la région Arctique a subi un réchauffement plus important que le reste du globe au dernier interglaciaire. Cependant, de larges incertitudes demeurent concernant, notamment, l'ampleur du recul de la cryosphère et son influence sur le climat. De plus aucune étude ne s'est attachée à quantifier les processus dynamiques responsables du réchauffement des hautes latitudes de l'hémisphère nord au dernier interglaciaire, en considérant le climat arctique dans sa globalité. C'est dans ce contexte que s'inscrit notre étude. Elle consiste à **identifier et à quantifier le rôle des processus dynamiques impliquant l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la cryosphère, et contribuant à l'amplification du réchauffement climatique de l'Arctique au dernier interglaciaire**. Je considère ici deux cas distincts. D'abord,

l'évolution annuelle de la calotte groenlandaise est fixée à son état actuel et donc, ne répond pas au forçage climatique du dernier interglaciaire. Ensuite, les interactions climat-calotte sont permises grâce à une suite de simulations transitoires réalisées à l'aide du modèle de calottes de glace GRISLI, forcé par les modèles IPSL-CM5A2-VLR (Sepulchre et al., 2020) et ICOLMDZOR v7 (Dubos et al., 2015, Hourdin et al., 2020).

Ce manuscrit de thèse est organisé en quatre chapitres, précédés d'un état des connaissances générales sur le climat de l'Arctique et la calotte groenlandaise (chap. 1). Le chapitre 2 est consacré à l'étude des processus dynamiques participant au réchauffement l'Arctique au dernier interglaciaire. Après l'évaluation de la capacité du modèle IPSL-CM6A-LR (Boucher et al., 2020) à simuler le climat à l'échelle de l'Arctique au dernier interglaciaire, je réalise une analyse détaillée du bilan énergétique de la région Arctique (60° – 90° N). Dans le chapitre 3, je simule l'évolution de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka, à l'aide du modèle de calottes de glace GRISLI (Quiquet et al., 2018). L'objectif est d'analyser les effets des fluctuations de l'insolation et de la concentration de gaz à effet de serre sur l'inlandsis et l'impact des variations du volume de glace sur le niveau marin, à partir de différentes approches. Le chapitre 4 présente la méthodologie utilisée pour étudier les rétroactions atmosphérique-calotte et quelques résultats préliminaires. Il s'agit de réaliser différentes simulations transitoires forcées par le modèle icoLMDZOR v7 (Dubos et al., 2015, Hourdin et al., 2020), pour des topographies de la calotte groenlandaise différentes. Enfin, le chapitre 5 met en perspectives les interactions mises en évidence dans les chapitres précédents. Pour cela, j'estime les flux contribuant au bilan énergétique de l'Arctique, comme dans le chapitre 2, mais cette fois-ci dans le cas où la concentration en CO_2 est deux fois plus élevée qu'au pré-industriel (i.e. 560 ppm).

Chapitre 1

État de l'art - Le climat de l'Arctique d'hier, d'aujourd'hui et de demain

Sommaire

1.1	L'Arctique, une région fragile en pleine mutation	10
1.1.1	Propriétés et caractéristiques de la cryosphère en Arctique . .	11
1.1.2	Évolution future du climat arctique et son lien avec la hausse du niveau marin	13
1.1.3	Rétroactions climatiques dans les régions polaires	17
1.1.4	Impacts des variations du climat arctique sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord	20
1.2	Caractérisation du climat de l'Arctique au dernier interglaciaire par les données paléoclimatiques	21
1.2.1	Évolution du forçage climatique au cours du dernier interglaciaire	22
1.2.2	Impact du forçage radiatif sur les variations de températures de surface au cours du dernier interglaciaire	25
1.2.3	Extension et saisonnalité de la couverture de glace de mer au dernier interglaciaire	27
1.2.4	Variations de la circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC) au dernier interglaciaire	28
1.2.5	Topographie de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire reconstruite à partir de l'analyse du contenu en air des carottes de glace	29
1.2.6	Variations du niveau marin au dernier interglaciaire estimées grâce à l'analyse des coraux et des enregistrements côtiers . .	31
1.2.7	Changement de couvert végétal dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord au cours du dernier interglaciaire	32
1.3	Simulation du climat du dernier interglaciaire par les modèles climatiques	33
1.3.1	Modélisation des variations de températures de surface et de précipitations au dernier interglaciaire	33
1.3.2	Modélisation des variations de glace de mer arctique au dernier interglaciaire	37

1.3.3	Modélisation de l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire	38
1.3.4	Réponse de l'AMOC aux variations climatiques du dernier interglaciaire	41
1.4	Bilan : Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider à comprendre les changements climatiques à venir ?	44

Objectifs du chapitre

- Décrire les caractéristiques du climat de l'Arctique tel qu'il a été au cours du dernier interglaciaire (129–116 ka), tel qu'il est aujourd'hui et tel qu'il pourrait être dans le futur, afin de présenter les enjeux liés à l'impact du changement climatique dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord ;
- Définir l'amplification arctique et les rétroactions qui affectent le climat en Arctique ;
- Présenter les apports et les limitations des précédentes études de modélisation du climat de l'Arctique et de la calotte groenlandaise pour le dernier interglaciaire.

Ce premier chapitre est dédié à la présentation des caractéristiques géographiques, biogéophysiques et climatiques de la région arctique, qui en font une région si singulière. J'introduis ici des concepts clés tels que l'amplification polaire ou encore les rétroactions climatiques. J'y décris également l'état des connaissances actuelles sur l'évolution du climat arctique et de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire, établi à partir de reconstructions paléoclimatiques et d'un ensemble d'études de modélisation.

L'objectif de ce chapitre est d'abord de définir les processus climatiques que nous analyserons par la suite dans les chapitres 2, 4 et 5. Il s'agit aussi de mettre en évidence les enjeux liés à l'étude des mécanismes responsables de l'amplification polaire, qui représentent encore aujourd'hui une source d'incertitude sur l'évolution future du climat arctique et de son impact sur le reste du globe.

Ce chapitre s'articule autour de trois parties qui décrivent tour à tour les changements climatiques actuellement observés en Arctique, ceux envisagés pour le futur et ceux qui sont survenus au cours de la dernière période interglaciaire, entre 129 000 et 116 000 ans avant notre ère. Ce cheminement nous amènera finalement à poser la question "Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider pour comprendre les changements climatiques à venir ?".

Dans le cadre de cette thèse, nous définissons l'Arctique comme la région comprise entre 60 et 90 ° N. Cette région comprend à la fois l'océan Arctique et les mers côtières qui l'entourent, les parties les plus septentrionales l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord, le Groenland, le nord du Canada, l'Alaska, ainsi que le nord de l'Europe et de la Russie (fig. 1.1). Ainsi, toutes les composantes du système climatique arctique sont considérées : océan, continent, atmosphère et cryosphère.

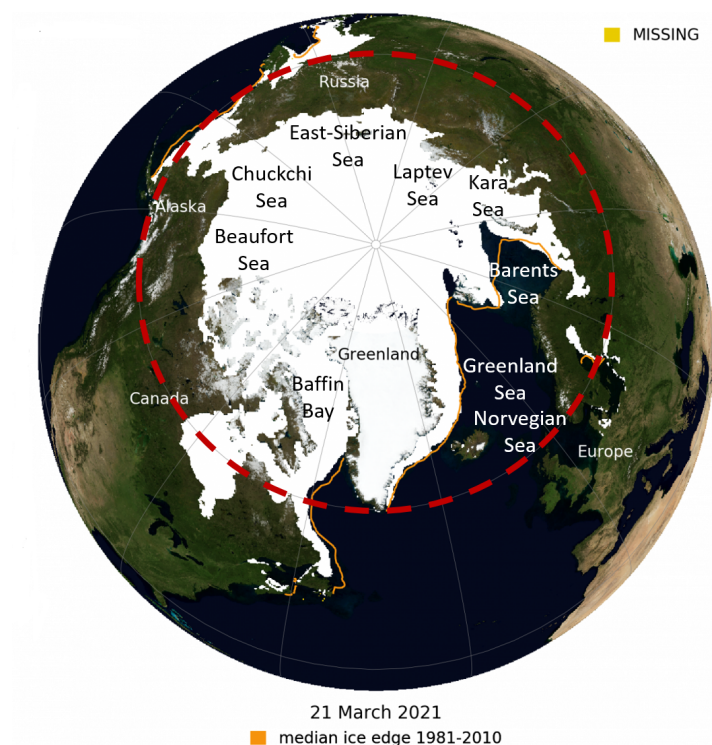


FIGURE 1.1 – Carte de l'étendue maximale de glace de mer, le 21 mars 2021. Le cercle en pointillés rouges délimite notre région d'étude. Adaptée de <http://nsidc.org/>.

1.1 L'Arctique, une région fragile en pleine mutation

La région Arctique se caractérise d'abord par de faibles températures de surface, marquées par un fort écart saisonnier. Près des régions côtières, la température de l'air en surface est en moyenne de $4,98 \pm 4,58$ °C en juillet, et de $-23,58 \pm 11,28$ °C en janvier (Rigor et al., 2000). C'est au-dessus de la calotte groenlandaise que les températures les plus extrêmes sont mesurées. Dans les régions les plus élevées de l'inlandsis, elles peuvent atteindre jusqu'à -70 °C en hiver (Masson-Delmotte et al., 2016). Cet aspect du climat des hautes latitudes de l'hémisphère nord provient, tout d'abord, de la distribution du rayonnement solaire à la surface de la Terre. En effet, en raison de la forme sphérique de la Terre et de l'inclinaison de son axe de rotation, l'énergie reçue par unité de surface est nettement plus faible dans les régions polaires qu'au niveau de l'équateur.

La persistance de conditions de surface froides tout au long de l'année explique la présence de la cryosphère. En Arctique, la cryosphère se décline sous la forme de neige, de pergélisol (sol dont la température descend en-dessous de 0 °C durant au moins 2 années consécutives), de glaciers de montagnes, de la calotte groenlandaise et de glace de mer. Elle est un acteur crucial du climat des régions polaires et un témoin de ses fluctuations actuelle et passées. Dans le cadre de cette thèse, nous nous intéresserons plus spécialement à la neige, à la calotte groenlandaise et à la glace de mer arctique.

1.1.1 Propriétés et caractéristiques de la cryosphère en Arctique

La couverture neigeuse recouvre la région arctique durant 7 à 10 mois dans l'année (AMAP, 2017). Elle témoigne de propriétés physiques uniques, liées à son fort pouvoir réfléchissant (albédo) et sa faible conductivité thermique. Elle intervient dans les échanges de vapeur d'eau et d'énergie avec l'atmosphère (fig. 1.2). Elle interagit également avec la végétation, qui la protège du vent et limite son tassement. Ainsi, la végétation impacte le métamorphisme de la neige et donc son albédo. En retour, les propriétés d'isolation de la neige en hiver profitent à la croissance de la végétation le reste de l'année. En été, la fonte de la neige fournit des nutriments et de l'eau en abondance (fig. 1.2).

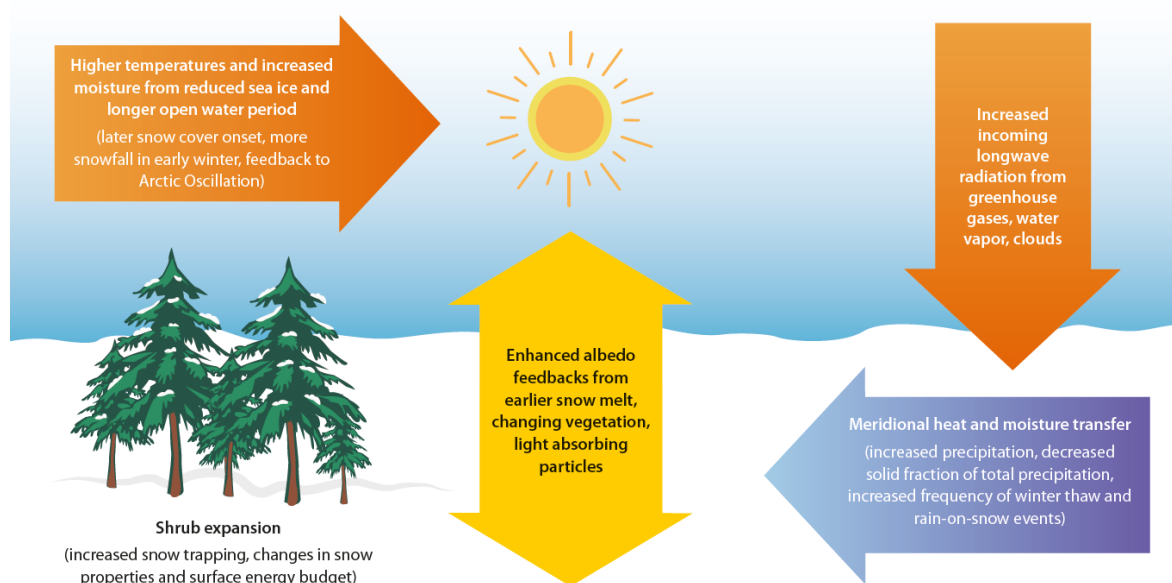


FIGURE 1.2 – Schéma illustrant les interactions entre la neige, l'atmosphère et la végétation pour un réchauffement climatique lié à une augmentation des gaz à effet de serre, similaire aux changements actuels et à venir. D'après AMAP (2017).

Au-dessus du Groenland, les chutes de neige alimentent l'inlandsis : leur accumulation, leur transformation en névé puis en glace sous le poids de la neige contribuent à épaissir la calotte groenlandaise.

La calotte groenlandaise s'est mise en place au Pliocène, il y a environ 3,15 millions d'années. La glaciation du Groenland n'a été possible que dans un contexte où le CO_2 atmosphérique était relativement faible (autour de 300 ppmv, contre 800 ppmv pour la glaciation de l'Antarctique) et l'insolation estivale peu élevée (Tan et al., 2018, Dolan et al., 2015). La calotte groenlandaise couvre aujourd'hui à peu près 1,7 millions de km^2 du territoire groenlandais, ce qui correspond à environ 2,7 fois la taille de la France. Avec un volume total de 2,99 millions de km^3 (Morlighem et al., 2017), elle constitue le deuxième plus gros réservoir d'eau douce sur Terre, après la calotte antarctique. Son rôle dans la régulation climatique est double. D'abord, elle participe au cycle de l'eau, et les variations de son volume de glace se traduisent par une fluctuation du niveau

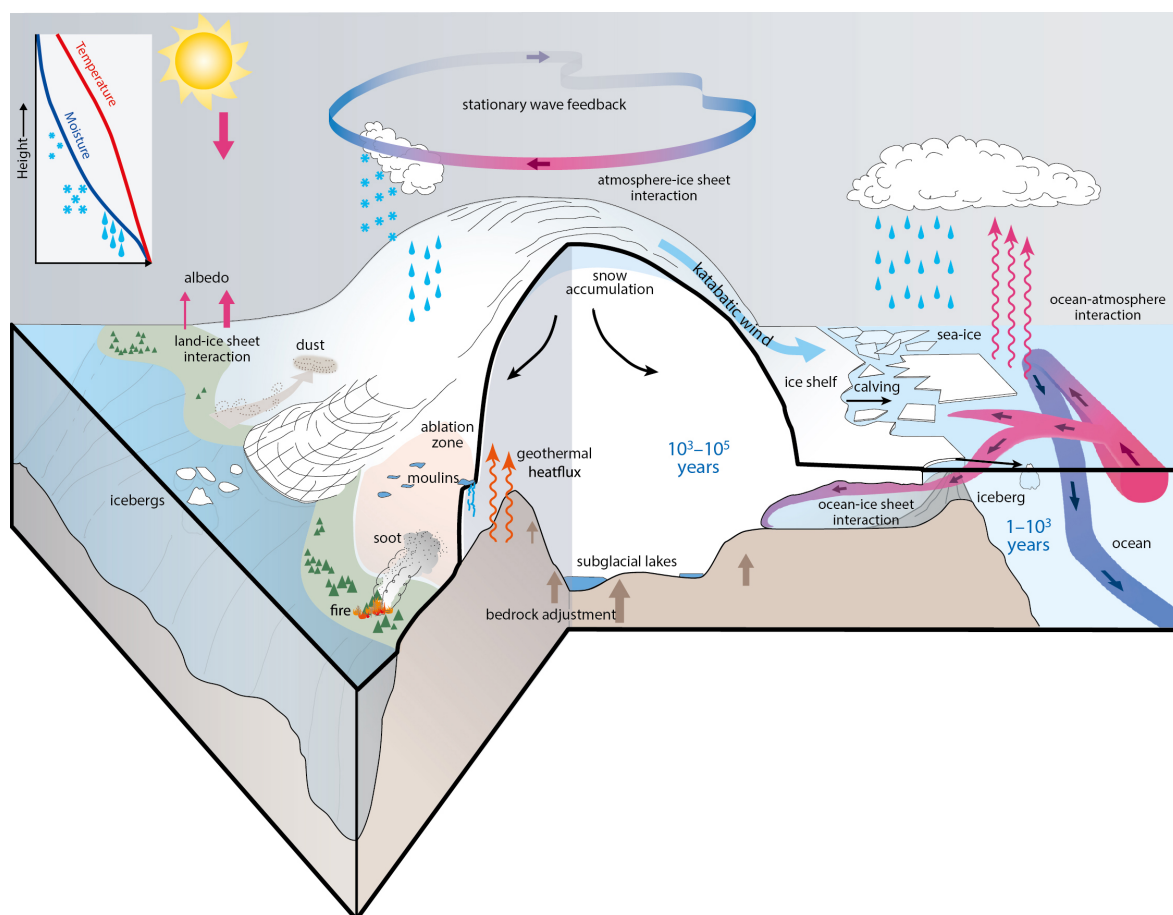


FIGURE 1.3 – Schéma des processus à l'interface entre la calotte de glace et les autres composantes du système climatique : l'atmosphère, l'océan et le continent sous-jacent. D'après Masson-Delmotte et al. (2013).

marin. Ensuite, les changements d'albédo et d'épaisseur de la calotte sont à l'origine de différentes rétroactions contribuant à amplifier ou à atténuer le forçage climatique initial (fig. 1.3). Nous reviendrons sur ces interactions dans la section 1.1.3.

Actuellement, une grande partie de l'océan Arctique est recouvert de glace de mer dont l'étendue et l'épaisseur varient selon les saisons. La couverture de glace de mer évolue en réponse aux variations des températures de surface de l'air et de l'océan. Elle atteint un minimum en septembre et un maximum en mars. La glace de mer isole la surface océanique de l'atmosphère, et limite ainsi les échanges de chaleur entre ces deux réservoirs.

Comme pour la calotte groenlandaise, la glace de mer est impliquée dans de nombreuses rétroactions qui modulent les effets de l'insolation : alors qu'en hiver, la glace de mer réfléchit environ 80 % de l'énergie incidente, en été l'océan absorbe près de 90 % de cette énergie¹. De plus, les flux d'eau douce et de salinité provenant de la fonte et de la formation de la glace de mer sont susceptibles d'impacter l'intensité de la formation d'eaux profondes et la circulation océanique en Atlantique Nord, appelée circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC). L'ensemble des interactions entre la

1. <https://nsidc.org/cryosphere/quickfacts/seaice.html>

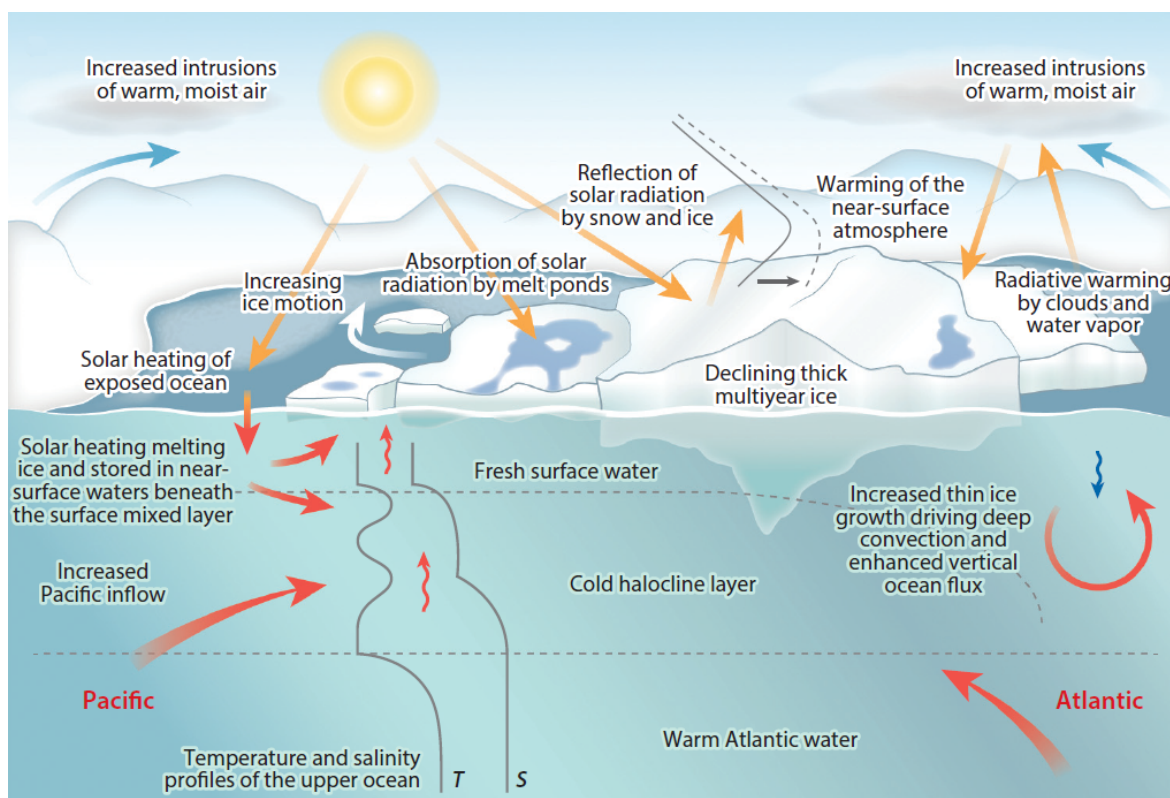


FIGURE 1.4 – Schéma des processus à l'interface entre la glace de mer, l'atmosphère et l'océan intervenant dans les changements climatiques actuel et futur. Adapté de Maksym (2019).

glace de mer arctique et les autres composantes du système climatique est résumé sur la figure 1.4.

1.1.2 Évolution future du climat arctique et son lien avec la hausse du niveau marin

Au cours de ces dernières décennies, l'étude de l'évolution du climat arctique a fait l'objet de beaucoup d'attention, car la situation y est préoccupante. Les projections climatiques suggèrent que le changement climatique pourrait conduire à des changements irréversibles en Arctique. Par exemple, concernant le Groenland, Boers and Rypdal (2021) ont récemment montré que la partie ouest de la calotte groenlandaise était proche d'un point de bascule². Auparavant, Gregory and Huybrechts (2006) et Robinson et al. (2012) avait respectivement estimé qu'il suffirait d'une hausse des températures de surface de 3,1 °C et 1,6 °C par rapport à la période pré-industrielle, pour que le bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise devienne négatif. Dans ce cas, il est probable que de tels seuils de températures conduisent à la disparition d'une partie de la calotte groenlandaise. Si celle-ci devait fondre entièrement, cela entraînerait

2. Selon la définition donnée par le GIEC (IPCC, 2013), un point de bascule correspond à *un seuil critique hypothétique à partir duquel le climat mondial ou régional passe d'un état stable à un autre. La bascule peut se révéler irréversible*. A l'échelle des calottes polaires, ce point de bascule s'exprime par une phase de transition durant laquelle la fonte de la glace s'accélère et devient globalement plus importante que l'accumulation neigeuse.

une élévation du niveau marin de 7 m et altérerait lourdement le climat de l'Arctique.

En 2018, le rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C (IPCC, 2018) quantifiait le réchauffement global actuel d'environ 1 °C par rapport à la période pré-industrielle (1850-1900). Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, la hausse des températures est en moyenne deux fois plus importante que sur le reste du globe (Serreze and Barry, 2011, Dirk Notz and Julianne Stroeve, 2016, AMAP, 2017, Meredith et al., 2019). Ce phénomène d'amplification polaire résulte en partie de la disparition de la cryosphère. Par la diminution de l'albédo, une fraction moins importante du rayonnement solaire est réfléchi par la surface et absorbée par les basses couches de l'atmosphère et l'océan (Serreze and Barry, 2011). La rétroaction de l'albédo est plus marquée en été, lorsque les températures de surface sont suffisamment élevées pour forcer la fonte de la neige et de la glace. Cependant, l'amplification polaire est plus intense en hiver. Durant les hivers de 2016 à 2018, par exemple, la hausse des températures a même atteint plus de 6 °C dans le centre de l'Arctique, par rapport à la période 1981–2010 (Meredith et al., 2019). Nous reviendrons sur les mécanismes à l'origine de cette amplification du réchauffement dans la section 1.1.3.

Comme nous l'avons vu auparavant, la première manifestation visible de ce réchauffement est le recul de la cryosphère, très sensible aux variations des températures de surface. Dans l'Arctique, l'épaisseur, et l'étendue du manteau neigeux ont diminué. Durant ces dernières décennies, l'étendue de la couverture de neige du mois de juin a reculé de $13,4 \pm 5,4$ % par décennie entre 1967 et 2018, ce qui correspond à une perte totale d'environ 2,5 millions de km² (Meredith et al., 2019). De même, sa durée annuelle a été raccourcie de 2 à 4 jours par décennie sur les 30-40 dernières années (AMAP, 2017). La fonte du manteau neigeux risque de s'amplifier durant les prochaines années, avec des changements plus importants dans le secteur européen et l'ouest de l'Alaska (AMAP, 2017).

Au-dessus du Groenland, la température de surface n'a cessé d'augmenter depuis les années 1990 (Orsi et al., 2017), conduisant à une accélération de la perte de glace de la calotte groenlandaise durant ces deux dernières décennies. Le volume de la calotte groenlandaise diminue à un rythme environ deux fois plus rapide que celui de la calotte antarctique, en partie en raison de l'amplification polaire plus marquée en Arctique qu'en Antarctique (Collins et al., 2013a).

Le bilan de masse des calottes de glace (BM) s'exprime comme la différence entre le bilan de masse en surface (BMS), la décharge de glace liée à la dynamique de l'écoulement (D) et la fonte à la base des plateformes de glace flottantes au contact de l'océan (F) : $BM = BMS - D - F$. Le BMS est défini comme la différence entre l'accumulation neigeuse et les processus liés à la perte de masse en surface.

Dans le cas de la calotte groenlandaise, la perte de glace est majoritairement induite par les variations du BMS, et plus précisément par l'augmentation de la fonte de surface (fig. 1.3). La perte de masse cumulée entre 1992 et 2016 est d'environ 4000 Gt. Elle se traduit par une élévation du niveau marin d'environ 12 mm (Meredith et al., 2019).

À partir d'une analyse multi-modèles, Goelzer et al. (2020) ont estimé que le Groenland continuerait de perdre de la glace jusqu'en 2100, et durant les prochains siècles. Ils ont évalué la contribution de la calotte groenlandaise à l'élévation du niveau marin de 32 ± 17 mm, dans le cadre du scénario d'émission de gaz à effet de serre de plus

faible RCP2.6, et de 90 ± 50 mm, dans le cadre du scénario le plus extrême RCP8.5. Considérant les estimations les plus extrêmes, la calotte groenlandaise ne devrait pas contribuer à une hausse du niveau global des mers de plus de 20 cm (RCP8.5) d'ici la fin du siècle (Oppenheimer et al., 2019).

Ces projections sont sensibles au forçage climatique sur le prochain siècle, appliqué aux modèles de calotte de glace, ce qui explique en partie les fortes incertitudes. De plus, certains processus sont mal représentés dans les modèles de calotte au niveau de la ligne d'échouage³.

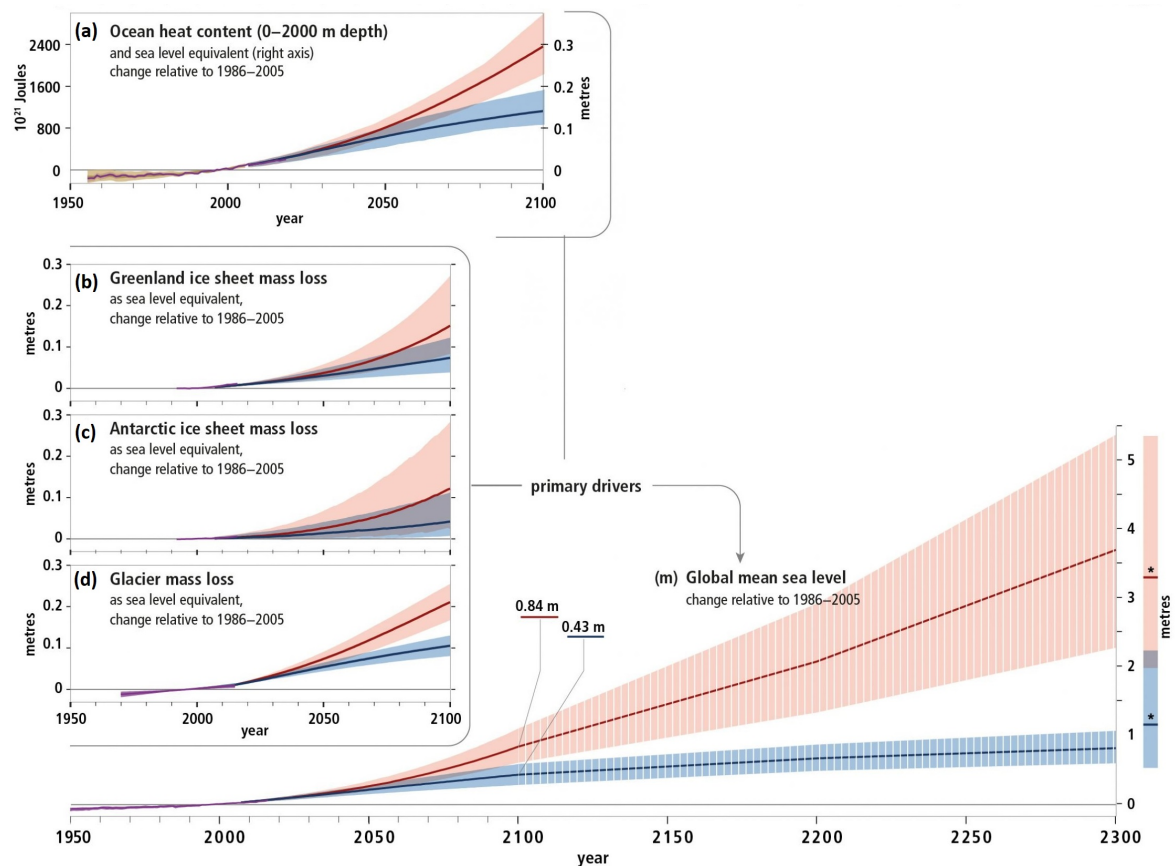


FIGURE 1.5 – Changements historiques et projections futures de l'évolution du niveau marin moyen global (m) selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre : le scénario RCP2.6 (courbe bleue) et le scénario RCP8.5 (courbe rouge). Les contributions des différents processus responsables de l'élévation du niveau marin sont présentées sur la partie gauche du graphique : (a) le contenu en chaleur de l'océan, (b) la fonte de la calotte groenlandaise, (c) la fonte de la calotte antarctique et (d) la fonte des glaciers. Adapté de Abram et al. (2019)

Actuellement, l'expansion thermique des océans ainsi que la fonte des glaciers de montagnes constituent la première cause de la hausse du niveau des mers, devant la fonte conjuguée des deux calottes polaires. Cependant, ce scénario pourrait s'inverser durant les prochaines décennies, et la contribution des calottes polaires deviendrait

3. La ligne d'échouage définit la zone de transition entre la glace posée sur le continent et la glace flottante.

alors prédominante. Les projections prévoient une hausse moyenne du niveau de la mer d'environ 0,43 m (0.29-0.59 m), pour le scénario RCP2.6, à 0,84 m (0.61-1.10 m), pour le scénario RCP8.5, à la fin du siècle (Oppenheimer et al. (2019), fig. 1.5). Toutefois, quelques études suggèrent une élévation plus importante du niveau marin, dépassant les 1 m (Horton et al., 2014).

L'étendue et l'épaisseur de la couverture de glace de mer arctique ont également connu un déclin significatif durant ces dernières décennies. Les observations récentes par satellite révèlent un recul de la glace de mer de $-12,8 \pm 2,3$ % par décennie en septembre (par rapport à la moyenne 1981-2010 ; Meredith et al. (2019)). Un exemple frappant est l'étendue minimale de la glace de mer de 3,74 millions de km² atteint en septembre 2020 (*NASA Earth Observatory*). Il s'agit du deuxième minimum le plus bas depuis les premières observations par satellite en 1979. Pendant les mois d'hiver, les variations de glace de mer sont plus faibles (baisse de $2,7 \pm 0,5$ % par décennie en mars, Meredith et al. (2019)). Au centre du bassin Arctique, l'épaisseur de glace a diminué de 65 % entre 1975 et 2012, passant d'en moyenne 3,59 à 1,25 m (Lindsay and Schweiger, 2015).

La glace de mer est aussi marquée par des changements profonds de ses caractéristiques. La glace pluriannuelle est peu à peu remplacée par de la glace plus jeune, qui s'est formée dans l'année. Ce type de glace, moins épaisse que la glace pluriannuelle, absorbe plus d'énergie solaire et favorise ainsi la mise en place d'une boucle de rétroaction positive menant à une accélération de la fonte. Elle est également plus facilement transportable par les courants marins (gyre de Beaufort et dérive transpolaire) qui, de surcroît, s'accroissent sous l'effet du réchauffement de l'Arctique.

Cependant, il existe des disparités saisonnières et régionales quant à l'évolution de la couverture de glace de mer arctique. En été, le déclin de la glace touche majoritairement les mers de Beaufort, des Tchouktches, de Sibérie orientale, de Laptev et de Kara où de la glace pérenne dominait jusqu'à présent. En hiver, les changements les plus importants ont lieu plus au sud, dans les mers de Barents, d'Okhotsk, du Groenland et dans la baie de Baffin (Onarheim et al., 2018).

Au cours des prochaines années, nous nous attendons à ce que le recul de la glace de mer s'intensifie. Les modèles de climat utilisés pour le dernier exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6 ne s'accordent pas sur la période durant laquelle la superficie de la glace de mer arctique devrait passer en dessous du seuil symbolique de 1×10^6 km², c'est-à-dire au moment où l'océan Arctique deviendra pratiquement libre de glace. Toutefois, quel que soit le scénario d'émissions anthropiques, la majorité des modèles simule un océan Arctique pratiquement libre de glace de mer à la fin de l'été avant l'année 2050 (Notz and SIMIP Community, 2020).

Les changements survenus dans la cryosphère et les effets hydrologiques qui en résultent ont affecté et continueront d'affecter les espèces et les écosystèmes dans les régions polaires du fait de l'apparition de terres auparavant recouvertes de glace, de la modification du manteau neigeux et du dégel du pergélisol (non discuté ici). Ils perturbent la sécurité alimentaire et les ressources en eau des populations autochtones, avec des implications pour leur santé (Masson-Delmotte et al., 2016).

1.1.3 Rétroactions climatiques dans les régions polaires

Aujourd'hui, si le climat se réchauffe aussi vite dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, c'est parce que de nombreuses rétroactions positives amplifient le forçage climatique initial (Goosse et al., 2018, Fyke et al., 2018) :

- La **rétroaction de l'albédo** (+). La cryosphère possède un albédo élevé, compris entre 0,85 et 0,90 pour la neige fraîche, qui lui confère un pouvoir réfléchissant important. Lorsque le manteau neigeux et la glace se retirent, ils laissent place à des surfaces plus sombres qui absorbent donc plus d'énergie solaire ;
- La **rétroaction du gradient vertical de la température de l'air** (*lapse-rate feedback*, +). Lorsque le climat se réchauffe, l'atmosphère se charge en vapeur d'eau et émet plus de rayonnement de grande longueur d'onde vers l'espace, ce qui se traduit par un refroidissement à la surface (rétroaction négative). À l'inverse, dans les hautes latitudes, les conditions relativement stables dans la basse troposphère entraînent un réchauffement plus important proche de la surface que dans la haute troposphère (rétroaction positive) ;
- La **rétroaction du rayonnement terrestre régi par la loi des corps noirs** (*Planck feedback*, -). Selon la loi de Planck, un corps chaud tend à émettre plus de rayonnement infrarouge vers l'espace, amortissant l'amplitude du réchauffement ;
- La **rétroaction de la vapeur d'eau** (+). La capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau augmente avec la température de l'air. Or, la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre puissant, entraînant une rétroaction positive lorsque sa quantité augmente dans l'atmosphère ;
- La **rétroaction des nuages** (+/-). La couverture nuageuse et les propriétés optiques des nuages bas impactent le bilan radiatif de l'Arctique. Tout d'abord, la formation de nuages bas dépend du taux d'humidité dans l'atmosphère. Lorsque la glace de mer fond, le transfert d'humidité vers l'atmosphère s'intensifie via l'amplification des flux turbulents à l'interface océan-atmosphère. La couverture nuageuse se développe et bloque le rayonnement infrarouge terrestre, ce qui réchauffe l'atmosphère. Par ailleurs, lorsque les températures sont suffisamment basses, les nuages bas sont constitués à la fois de cristaux de glace et de gouttelettes d'eau. Avec la hausse des températures, la fraction liquide devient plus importante. La surface des gouttelettes d'eau étant plus grande que celle des cristaux de glace, celles-ci réfléchissent davantage le rayonnement solaire incident vers l'espace, ce qui a pour effet d'atténuer le réchauffement.
- La **rétroaction température-altitude** (+). Avec le réchauffement, la perte de glace s'intensifie et entraîne une diminution de l'élévation de la calotte groenlandaise. La surface de la calotte est alors exposée à des masses d'air plus chaud, ce qui intensifie la fonte de surface.

En plus de ces rétroactions locales, la chaleur et la vapeur d'eau advectées des basses latitudes vers les pôles contribuent aussi aux variations de températures et d'humidité en Arctique (Khodri et al., 2003, Hwang et al., 2011, Serreze and Barry, 2011, van der Linden et al., 2019).

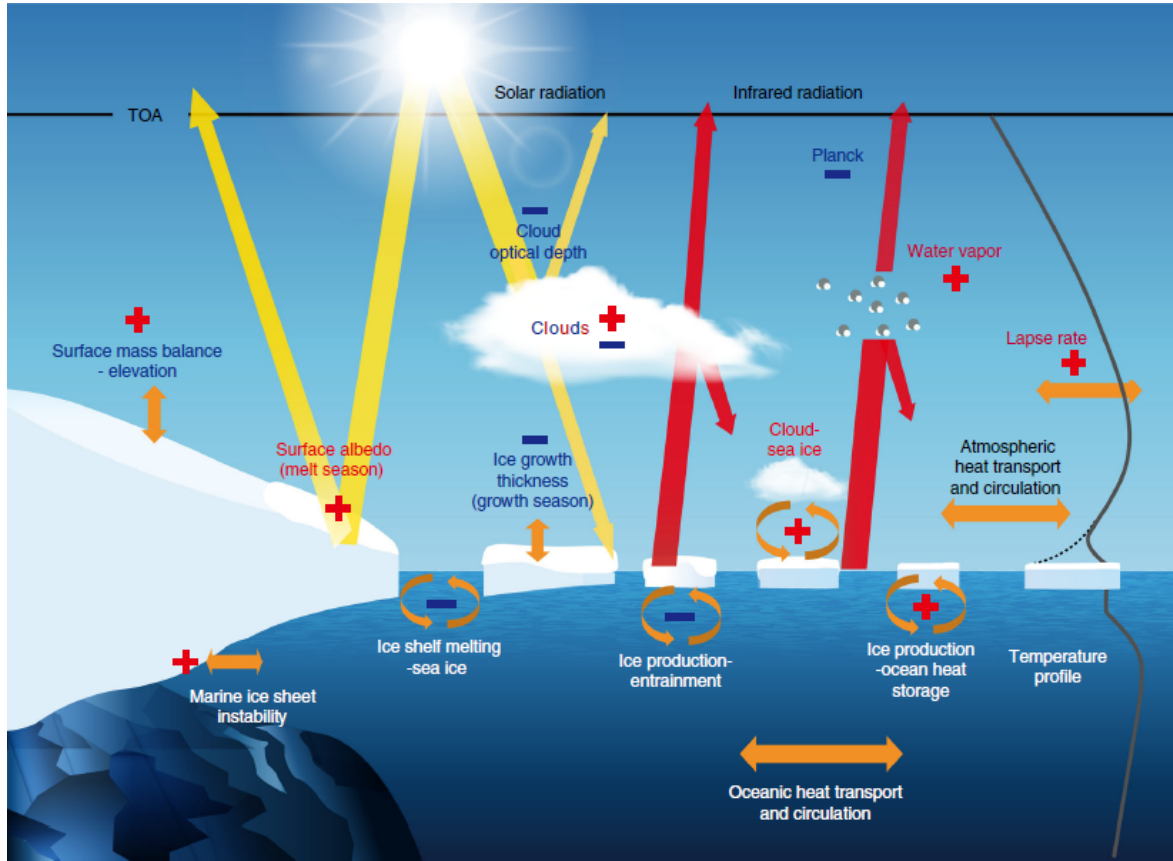


FIGURE 1.6 – Schéma des rétroactions radiatives et non-radiatives opérant dans les régions polaires et de leur impact positif (+) ou négatif (-) sur le climat. Le rayonnement solaire est représenté en jaune, le rayonnement infra-rouge en rouge. À droite, la courbe grise correspond à un profil de température caractéristique des régions polaires. D'après Goosse et al. (2018).

L'évaluation des rétroactions climatiques repose sur l'analyse des changements du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère ΔR causés par une perturbation extérieure F . Il est souvent considéré que ces variations du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère sont proportionnelles aux variations de la température moyenne globale de surface ΔT_s . Dans ce cas, ΔR peut être exprimé comme suit :

$$\Delta R = F + \lambda \Delta T_s \quad (1.1)$$

Le paramètre λ ($\text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-1}$) caractérise la rétroaction climatique nette, définie comme la somme des rétroactions liées à la température, à la vapeur d'eau, aux nuages et à l'albédo de surface. Différentes méthodes existent pour calculer ce paramètre et quantifier le rôle relatif de chaque rétroaction. Elles nécessitent de faire tourner un code de transfert radiatif off-line, en faisant varier une à une certaines propriétés du système climatique, tout en gardant les autres fixes. Ces approches sont connues sous le nom de *radiative kernel method* (Held and Soden, 2000, Soden and Held, 2006), *Partial Radiative Perturbation* (PRP, Wetherald and Manabe (1988)) ou encore *Approximate Partial Radiative Perturbation* (APRP, Taylor et al. (2007)). Elles diffèrent principalement par la complexité du code de transfert radiatif utilisé.

La contribution des différentes rétroactions impliquées dans l'amplification du réchauffement de l'Arctique a été évaluée par Taylor et al. (2013) et Pithan and Mauritsen (2014), à partir des sorties des modèles climatiques CMIP5.

En décomposant le signal radiatif au sommet de l'atmosphère par la méthode des *radiative kernels*, Pithan and Mauritsen (2014) ont quantifié les variations de température de surface associées aux différentes rétroactions dans le cas où la concentration en CO_2 atmosphérique actuelle est multipliée par quatre. Ils ont montré, qu'en été, les rétroactions de l'albédo et de la vapeur d'eau dominent en raison du retrait de la cryosphère. En hiver, la hausse des températures est due principalement à la rétroaction du gradient vertical de température et, dans une moindre mesure, au transport de chaleur par l'océan. Ainsi, en moyenne annuelle, la rétroaction de l'albédo et la rétroaction du gradient vertical des températures représentent les principaux contributeurs à l'amplification des températures en Arctique (fig. 1.7).

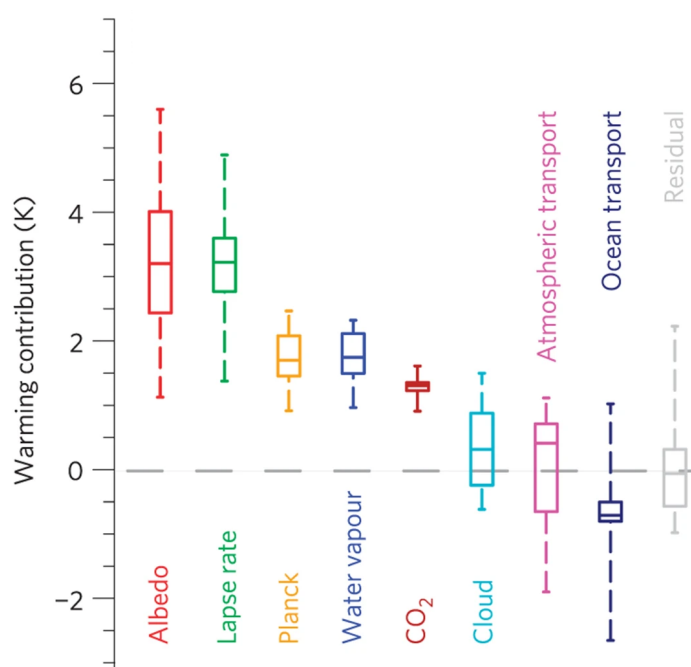


FIGURE 1.7 – Quantification des variations annuelles de la température de l'air en surface associées aux rétroactions climatiques en Arctique. Les boîtes représentent la médiane, le 25e et le 75e percentiles. Les barres verticales indiquent l'écart type de l'ensemble des modèles participant à l'expérience $4 \times \text{CO}_2$ de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP5. Adaptée de Pithan and Mauritsen (2014).

Les estimations de Taylor et al. (2013) diffèrent légèrement, dans le cas d'un doublement de la concentration en CO_2 . Les auteurs ont montré que la rétroaction de l'albédo est le principal contributeur, suivi par les forçages externes (évolution de la concentration en CO_2 notamment) et le transport de chaleur atmosphérique. Ces différences peuvent provenir du choix de la méthode utilisée pour quantifier l'impact des rétroactions sur les variations de températures (Klocke et al., 2013). En effet, Taylor et al. (2013) ont fait appel à une approche alternative (*Coupled Feedback Response Analysis Method* ou CFRAM), qui a l'avantage de prendre explicitement en compte les processus non-radiatifs, contrairement aux autres méthodes citées plus haut.

Ces travaux ont été effectués sur la base de modèles climatiques sans calottes interactives et ne tiennent donc pas compte des rétroactions liées aux variations de l'albédo et de l'altitude des calottes. Pourtant, cette dernière pourrait avoir un impact local important sur les températures de surface et la circulation atmosphérique du Groenland (Fyke et al., 2018).

Par ailleurs, des expériences de sensibilité ont été menées et ont montré que même sans variations du manteau neigeux et de la couverture de glace de mer, le phénomène d'amplification était présent (Hall, 2004, Graversen and Wang, 2009). Ceci tend à donner moins d'importance à la rétroaction de l'albédo. En parallèle des questionnements sur les effets de l'albédo sur la hausse des températures de surface, le rôle des nuages est aussi discuté car ces derniers représentent une forte source d'incertitudes pour les projections climatiques. Ils sont à l'origine d'une partie des différences inter-modèles. De plus, les rétroactions climatiques pouvant être reliées au même processus physique (e.g. vapeur d'eau) et interagir entre-elles, il est difficile de les dissocier (Serreze and Barry, 2011, Klocke et al., 2013, Goosse et al., 2018). Il est donc important de quantifier précisément l'impact des rétroactions climatiques pour 1) comprendre les processus physiques responsables des changements climatiques en Arctique et 2) réduire les incertitudes sur les projections climatiques.

1.1.4 Impacts des variations du climat arctique sur les moyennes latitudes de l'hémisphère nord

Il n'est pas exclu que l'amplification polaire arctique influence le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère nord au travers des phases de l'oscillation arctique (OA). Ce mode de variabilité climatique est lié aux variations de pression entre les hautes latitudes de l'hémisphère nord et la latitude 20° N, qui pourraient être responsables de téléconnexions atmosphère-océan. C'est une question qui reste aujourd'hui ouverte. Elle est à la fois complexe et controversée, car les observations des changements actuels de l'Arctique, et notamment de la cryosphère, ne couvrent qu'une dizaine d'années. Cependant, si la hausse des températures de surface en Arctique affecte effectivement le climat des moyennes latitudes de l'hémisphère nord, comprendre les causes et conséquences s'avère cruciale pour les études sur le changement climatique futur.

La recul de la couverture de glace en mer de Kara et en mer de Barents pourrait affecter le climat de l'Asie centrale et de l'Amérique du Nord par l'advection de masses d'air plus chaudes que la normale vers les moyennes latitudes et par des changements de la circulation atmosphérique de grande échelle (Overland et al., 2015, Screen et al., 2018, Chripko et al., 2021). Une des motivations pour mieux comprendre les conséquences de ces processus est le lien éventuel entre le retrait de la glace de mer arctique et la fréquence des extrêmes climatiques dans les moyennes latitudes. Même si cette question a fait l'objet de nombreuses études, aucun consensus n'a encore émergé aujourd'hui. Ces extrêmes climatiques semblent reliés à l'activité et la trajectoire du courant-jet qui se forme dans les moyennes latitudes, sous l'influence d'un fort gradient méridien de températures. Sous l'effet de la diminution du gradient méridien de température (liée à des anomalies positives de température plus fortes en Arctique que sur le reste du globe), il est probable que l'activité du courant-jet s'affaiblisse, renforçant ainsi son caractère ondulatoire. Ce phénomène favoriserait l'intrusion d'air froid vers le sud et d'air chaud vers le nord (fig. 1.8, AMAP (2017)).

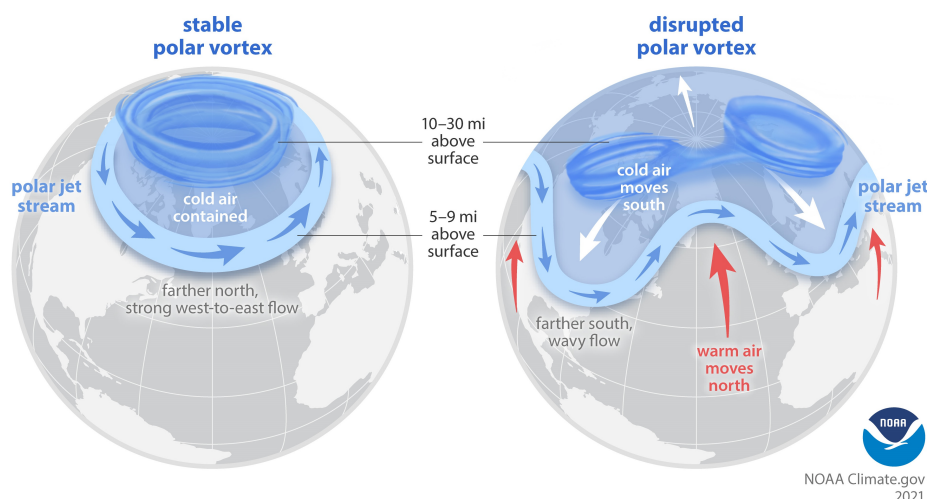


FIGURE 1.8 – À gauche, état stable du courant-jet dans des conditions climatiques normales. À droite, affaiblissement du courant-jet sous l’effet de l’amplification polaire. Crédit : NOAA (<https://scijinks.gov/polar-vortex/>)

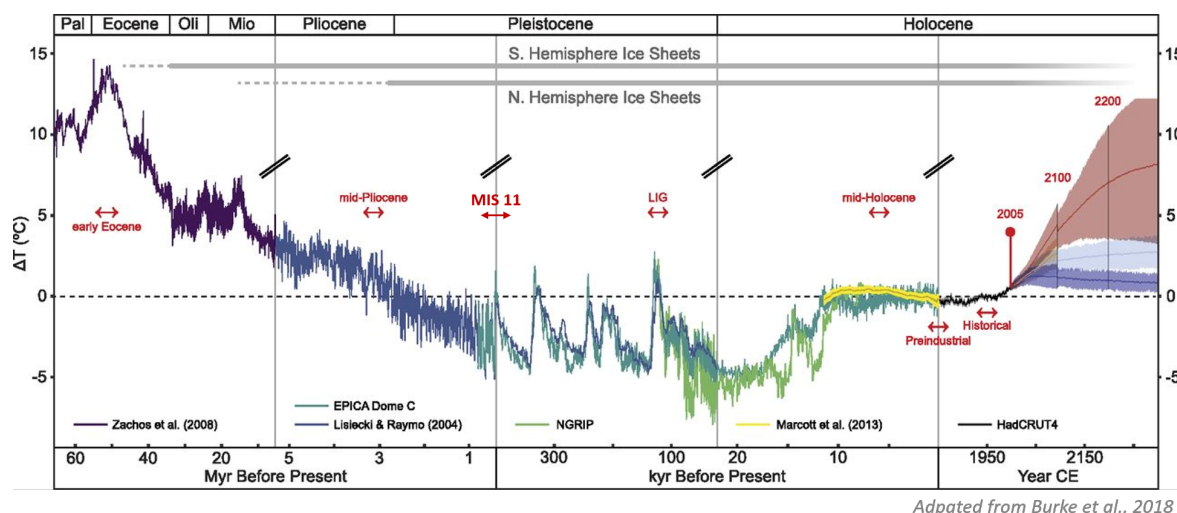
1.2 Caractérisation du climat de l’Arctique au dernier interglaciaire par les données paléoclimatiques

L’étude des paléoclimats permet d’analyser des processus climatiques sous différents forçages orbitaux, concentrations en CO_2 , topographies de calottes de glace ou encore configurations des continents. Elle crée aussi une bonne opportunité pour tester les modèles climatiques utilisés dans le cadre des projections futures.

Durant les périodes géologiques passées, il n’existe pas d’analogie parfait au réchauffement futur. Néanmoins, plusieurs intervalles de temps pourraient permettre de caractériser la réponse du climat à des variations du forçage climatique donnant lieu à des conditions de surface plus chaudes que les conditions actuelles (fig. 1.9). Parmi elles, sont souvent citées : l’Holocène moyen (6 ka), le dernier interglaciaire (129–116 ka), l’interglaciaire survenu il y a 400 000 ans, le Pliocène moyen (3,3–3,0 Ma) et l’Éocène inférieur (53–51 Ma).

Le Quaternaire est l’une des périodes géologiques les mieux documentées, riche en reconstructions climatiques. Cette période, qui s’étend sur les derniers 2,6 millions d’années, constitue donc un cadre idéal pour étudier les variations du climat sur le long terme, et pour ainsi enrichir notre compréhension de la variabilité climatique moderne. Elle est marquée par une succession de périodes froides et de périodes chaudes, les cycles glaciaires-interglaciaires, qui sont en partie liés aux variations des paramètres astronomiques. Au début du Quaternaire, ces cycles se succèdent avec une période de 40 000 environ, correspondant aux variations de l’inclinaison terrestre (obliquité). Durant le dernier million d’années, la durée et l’intensité des cycles changent et passent de 40 000 à 100 000 ans. Ces derniers sont régis par les variations de la distance entre la Terre et le Soleil (excentricité). Cette transition entre cycles de 40 000 et de 100 000 ans a fait et fait encore l’objet de recherches actives.

Ces oscillations du climat s’accompagnent de variations de la concentration du CO_2 atmosphérique, et de l’évolution des calottes de glace et du niveau marin.



Adapted from Burke et al., 2018

FIGURE 1.9 – Reconstruction des températures annuelles moyennes sur les 65 derniers millions d’années et scénarios de leur évolution future. Les quatre scénarios d’émissions de gaz à effet de serre sont représentés à droite de la figure (RCP2.6, RCP4.5, RCP6, et RCP8.5). Les anomalies de températures sont calculées par rapport à la période 1961-1990. Les flèches rouges symbolisent des états passés du climat terrestre perçus comme de potentiels analogues pour le climat futur. Adapté de Burke et al. (2018).

Au cours de ma thèse, je me suis concentrée sur la dernière période interglaciaire, aussi appelée Éémien ou encore MIS5e. Cette période constitue l’une des plus chaudes de ces 800 000 dernières années. Elle s’est déroulée entre 129 000 et 116 000 ans avant notre ère, et se caractérise par une élévation du niveau marin estimée entre 6 et 9 m (Dutton et al., 2015).

Dans cette section, je résume les caractéristiques du climat de l’Arctique au dernier interglaciaire, telles que déterminées à partir des reconstructions paléoclimatiques disponibles.

1.2.1 Évolution du forçage climatique au cours du dernier interglaciaire

Au début des années 40, les calculs de Milutin Milankovitch confirment la théorie astronomique selon laquelle les variations climatiques de ces derniers 800 000 ans sont régies par les variations orbitales de l’insolation. Cette théorie est d’abord controversée dans les années 1970, jusqu’à ce qu’il soit démontré que les variations des paramètres astronomiques (excentricité, obliquité et précession) sont à l’origine des entrées en glaciation. Cependant, les phases de déglaciation semblent être expliquées par d’autres facteurs comme, notamment, les variations de la concentration en CO₂ atmosphérique.

L’obliquité définit l’inclinaison de l’axe de rotation de la Terre par rapport au plan de son orbite. Elle est responsable de la distribution des zones climatiques, et de leur symétrie par rapport à l’équateur. Par exemple, l’augmentation de l’obliquité engendre une hausse de l’insolation dans les régions polaires des deux hémisphères. L’obliquité est aussi à l’origine du phénomène des saisons.

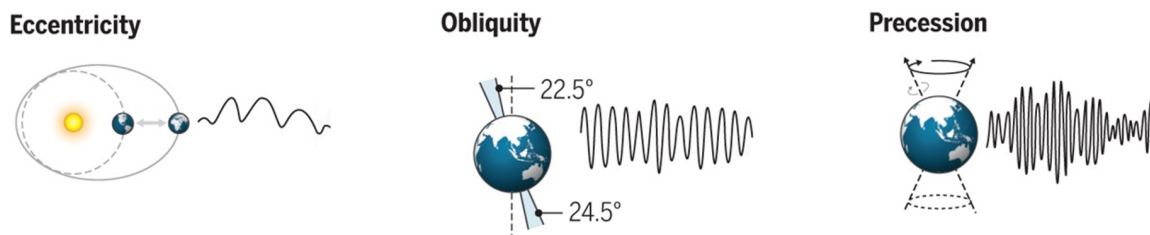


FIGURE 1.10 – Représentation schématique des trois paramètres astronomiques : l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et la précession. Adaptée de Hodel (2016)

L'excentricité décrit la forme de l'orbite terrestre, c'est-à-dire la trajectoire parcourue par la Terre autour du Soleil. Elle dépend de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes. La Terre se déplace sur cette orbite elliptique, dont le Soleil occupe l'un des foyers. Cette ellipse se caractérise par deux points remarquables, l'aphélie et le périhélie, qui désignent respectivement les points de la trajectoire de l'orbite le plus éloigné et le plus proche du Soleil. Ainsi, la Terre ne reçoit pas la même quantité d'énergie selon sa position sur l'orbite. Tandis qu'au périhélie, le rayonnement reçu est maximal, il est minimal à l'aphélie. Plus l'excentricité est grande, plus l'éloignement de l'aphélie par rapport au périhélie l'est aussi. Ainsi, les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre modulent la longueur des saisons.

La précession climatique est le résultat de la précession des équinoxes et de la précession du périhélie. Le premier mouvement se traduit par le déplacement des équinoxes par rapport aux étoiles fixes, et donc des saisons. Le second correspond au mouvement du grand axe de l'ellipse de l'orbite terrestre par rapport au périhélie. Nous définissons le paramètre de précession climatique par $esin(\omega)$, où e est l'excentricité et ω l'angle entre l'équinoxe de printemps et le périhélie. Ainsi, la précession climatique détermine la position de la Terre sur l'ellipse à un moment précis de l'année (et, par extension, la distance Terre-Soleil).

Au cours du dernier interglaciaire, l'excentricité était en moyenne deux fois plus grande que sa valeur actuelle de 0,016764 (fig. 1.11). La Terre tournait donc sur une orbite légèrement plus aplatie, provoquant des hivers plus longs et des étés plus courts. Entre 129 ka et 123 ka, les valeurs de l'obliquité étaient plus grandes que sa valeur actuelle, avec pour conséquence des étés plus chauds et des hivers plus froids. À l'inverse, durant la seconde partie du dernier interglaciaire, l'obliquité était plus faible, entraînant une diminution des contrastes saisonniers. Ainsi, le forçage astronomique se traduit par des variations de la distribution saisonnière et latitudinale de l'énergie reçue par la Terre au sommet de son atmosphère. Au dernier interglaciaire, l'insolation à 65° N (au solstice d'été) était maximale il y a 126 000 ans, puis a diminué jusqu'à atteindre, il y a 119 000 ans, des valeurs inférieures à la valeur actuelle (fig. 1.11). En 13 000 ans, l'insolation a donc varié d'environ 89 W.m^{-2} .

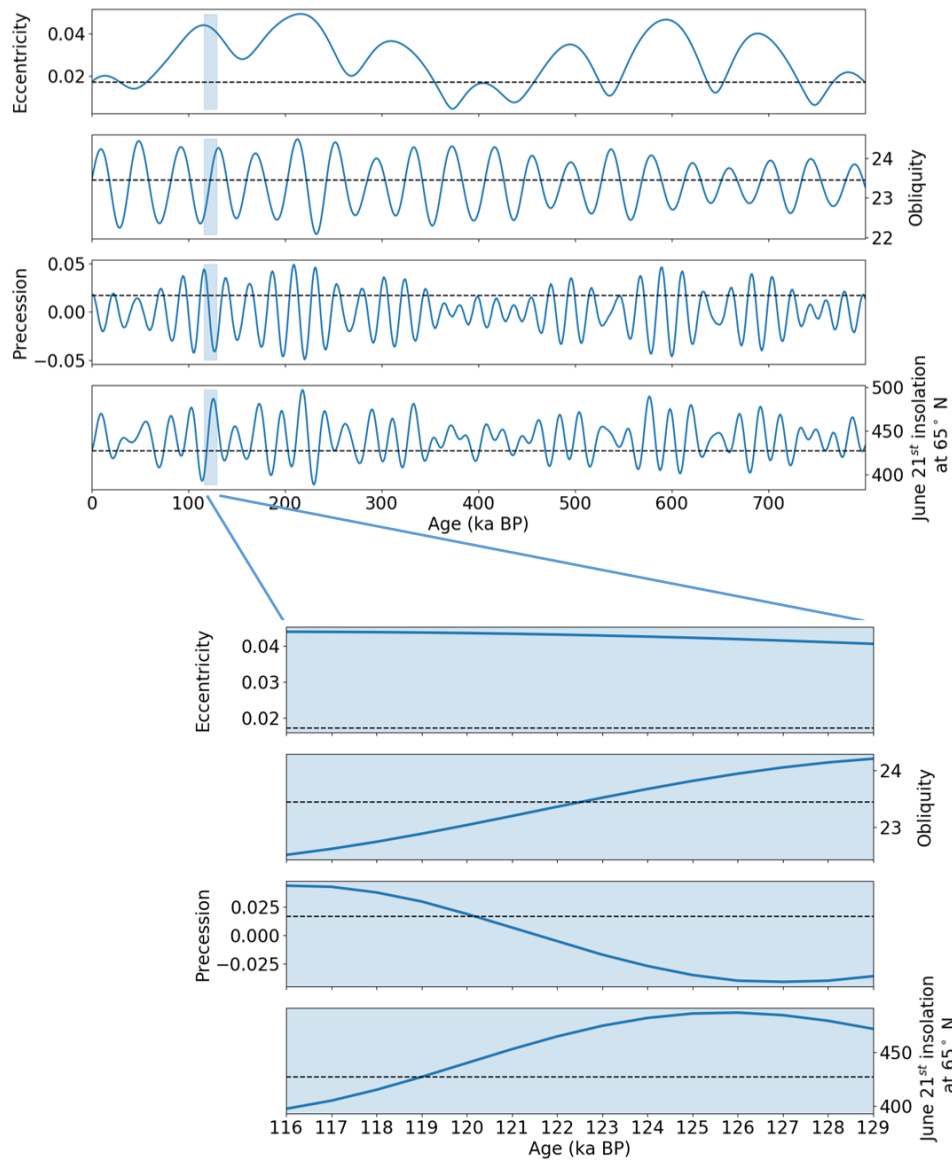


FIGURE 1.11 – Évolution temporelle des paramètres astronomiques, tels que définis par Milankhovitch, durant ces derniers 800 000 ans. Les calculs réalisés pour tracer ces cycles proviennent des données de Berger and Loutre (1999) (accompagnant le papier de Berger and Loutre (1991)). La figure du bas représente un zoom sur le dernier interglaciaire (de 129 000 à 116 000 ans avant notre ère), avec en pointillés la valeur actuelle des paramètres astronomiques.

1.2.2 Impact du forçage radiatif sur les variations de températures de surface au cours du dernier interglaciaire

Ces variations d'insolation ont des répercussions sur les températures de surface. Les variations passées des températures de surface peuvent être reconstruites à partir d'archives continentales ou océaniques : certaines grandeurs biologiques et physiques reflétant des processus thermodynamiques peuvent être converties en termes de température de surface. Parmi ces grandeurs, nous pouvons citer les rapports isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$) dans les carbonates des foraminifères et des glaces, les coraux, les rapports magnésium/calcium (Mg/Ca) et strontium/calcium (Sr/Ca) des carbonates ou encore les indices de saturation des alcénones de molécules organiques marines.

Du fait de contraintes sur la datation absolue des échantillons, la reconstruction de l'évolution des températures durant le dernier interglaciaire est difficile à établir. En effet, la datation au ^{14}C , souvent utilisée pour dresser une chronologie précise de l'enchaînement des événements climatiques passés, est limitée aux derniers 50 000 ans (voire moins). Il y a également très peu de marqueurs chronologiques tels que les téphras ou encore les événements d'inversion du champ magnétique terrestre, dont on connaît les âges avec plus de précision. Les enregistrements du dernier interglaciaire sont donc datés à partir de méthodes indirectes. Ces méthodes basées sur l'alignement des enregistrements récoltés avec des échantillons de référence (spéléothèmes, carottes sédimentaires...) ne sont pas toujours très fiables (Govin et al., 2015). Cependant, de nombreux efforts ont été fournis ces dernières années, et de nouvelles synthèses de températures de surface sont désormais disponibles.

Turney and Jones (2010) ont compilé un ensemble d'enregistrements marins, terrestres et glaciaires recouvrant l'ensemble du globe. À partir de leur synthèse, ils ont estimé un réchauffement annuel maximum de 2°C au dernier interglaciaire. Cette synthèse est la seule qui, actuellement, présente une bonne couverture spatiale et intègre des enregistrements terrestres. Plus tard, McKay et al. (2011) ont mis en évidence une hausse des températures de surface de l'océan de $0,7 \pm 0,6^\circ\text{C}$ par rapport à l'Holocène supérieur, en moyennant les températures de surface de l'océan sur une période de 5 000 ans centrée sur le pic de température observé entre 135 ka et 118 ka. Cependant, ces deux synthèses rencontrent un certain nombre de limitations qui amènent à les considérer avec précaution. D'abord, les méthodes de datation utilisées introduisent des incertitudes de plus de 6 000 ans (Govin et al., 2015). De plus, Turney and Jones (2010) et McKay et al. (2011) considèrent que le pic de température au dernier interglaciaire s'est produit de manière synchrone entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. Or, nous savons aujourd'hui que l'Antarctique a subi un réchauffement précoce par rapport à l'Arctique (Masson-Delmotte et al., 2013). Néanmoins, McKay et al. (2011) tiennent compte des biais saisonniers et des incertitudes liées à l'analyse des traceurs marins utilisés dans leur synthèse, ce qui n'est pas le cas de Turney and Jones (2010). Par conséquent, ces deux synthèses sont peu adaptées à la comparaison modèles-données (Otto-Bliesner et al., 2013, Lunt et al., 2013, Masson-Delmotte et al., 2013).

Capron et al. (2014) et Capron et al. (2017) sont à l'origine des premières synthèses de températures de surface centrées sur les hautes latitudes des deux hémisphères (au-delà de 40°). Ces synthèses sont basées sur un cadre chronologique cohérent. Pour se

faire, chaque enregistrement est aligné sur la chronologie de référence AICC2012 (Bazin et al., 2013, Veres et al., 2013). Elles fournissent des anomalies de température de surface par rapport à la période pré-industrielle, à la fois en moyenne annuelle et sur les mois d'été (i.e. juin, juillet et août). Elles proposent également des reconstructions pour des intervalles de temps choisis afin d'améliorer la comparaison modèles-données. Ainsi, la synthèse Capron et al. (2017) a été réalisée dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6–PMIP4. Les auteurs ont mis en évidence un réchauffement dans les deux hémisphères, à l'exception des mers nordiques où des conditions froides dominent. En été, les anomalies de température de la mer en surface atteignent $+1,1 \pm 0,7^\circ\text{C}$ dans l'Atlantique Nord et $+0,5 \pm 0,2^\circ\text{C}$ dans l'océan Austral. Il existe, cependant, peu de données dans le Pacifique Nord. Au-dessus du Groenland, l'anomalie de température de l'air en surface est déterminée à partir de la carotte de glace prélevée sur le site de NEEM (NEEM community members, 2013), situé au Nord-Ouest du Groenland. Cependant, de fortes incertitudes sur la datation des données perdurent (jusqu'à $\pm 2\sigma$ pour certains enregistrements).

La même année, Hoffman et al. (2017) ont, quant à eux, compilé un ensemble d'enregistrements marins couvrant l'ensemble du globe. Comme Capron et al. (2014, 2017), ils ont développé une chronologie cohérente basée ici sur l'alignement avec la carotte EDC (EPICA–Dôme C) en Antarctique et la carotte GISP2 pour le Groenland. Leur étude suggère une hausse des températures de la mer en surface de $0,5 \pm 0,3^\circ\text{C}$ au plus chaud du dernier interglaciaire comparée à la période 1870-1889.

Récemment, Turney et al. (2020) ont construit une synthèse de températures de surface de l'océan moyennées sur la période 129–116 ka afin de s'affranchir des contraintes de datation et ainsi évaluer de manière robuste les conditions climatiques moyennes durant le dernier interglaciaire. Ils ont également pris en compte l'impact des courants océaniques sur l'estimation des températures de la mer en surface à partir de foraminifères planctoniques. Ainsi, ils ont estimé une augmentation des températures de $0,2 \pm 0,1^\circ\text{C}$ en moyenne annuelle sur l'ensemble du dernier interglaciaire, par rapport à la période pré-industrielle, et un pic atteignant $+0,9 \pm 0,1^\circ\text{C}$ au plus chaud du dernier interglaciaire.

Dans le chapitre 2.3, je compare les sorties du modèle IPSL-CM6A-LR à la nouvelle synthèse de températures de surface de la mer compilée par Otto-Bliesner et al. (2021) pour la période 127 ka. Cette synthèse reprend les chronologies développées par Hoffman et al. (2017) et Capron et al. (2017).

1.2.3 Extension et saisonnalité de la couverture de glace de mer au dernier interglaciaire

Comme nous l'avons rappelé dans la section 1.1.1, la glace de mer constitue une composante cruciale du climat des hautes latitudes. Ses variations passées peuvent être reconstituées à partir de l'analyse de microfossiles (foraminifères, dinokystes, ostracodes..) ou de biomarqueurs (IP₂₅) présents dans les carottes sédimentaires marines. Leur abondance et leur répartition géographique dans les eaux de surface répondent à différentes contraintes de température, de salinité et de concentration en nutriments. Ainsi, ces données paléoclimatiques représentent, pour la plupart, des indicateurs indirects de l'étendue de la couverture de glace. Seul l'IP₂₅ constitue un indicateur direct de la présence de glace de mer. Il s'agit d'un biomarqueur synthétisé par certaines espèces de diatomées vivant dans la glace de mer arctique.

Même si durant ces dernières décennies, les connaissances sur l'évolution des températures de surface au dernier interglaciaire se sont bien améliorées, l'interprétation des variations de la couverture de glace de mer en Arctique fait encore débat (Nørgaard-Pedersen et al., 2007, Sime et al., 2013, Stein et al., 2017, Malmierca-Vallet et al., 2018).

Au cours du dernier interglaciaire, la couverture de glace de mer était significativement réduite comparée à celle d'aujourd'hui. Au nord du Groenland, la forte abondance de foraminifères subpolaires (Nørgaard-Pedersen et al., 2007) et la présence plus modérée d'ostracodes (Cronin et al., 2010) suggèrent un recul du bord de glace vers le nord. La possibilité d'un recul de la couverture de glace de mer dans cette région a également été mise en évidence par Sime et al. (2013) et Malmierca-Vallet et al. (2018), car il expliquerait le signal en $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations enregistré dans les carottes de glace du Groenland, prélevées sur les sites de NEEM, NGRIP, GISP2 et Camp Century. En mer de Beaufort, l'analyse de microfossiles a également révélé une absence de glace de mer pendant une partie du dernier interglaciaire (Brigham-Grette and Hopkins, 1995). D'autre part, il semble probable que celle-ci ait été significativement réduite en mer de Barents, ainsi qu'en mer de Sibérie orientale (Stein et al., 2017).

Au cœur de l'océan Arctique, peu d'enregistrements paléoclimatiques sont disponibles et leur interprétation ne permet pas à la communauté scientifique d'arriver à un consensus sur l'étendue de glace de mer dans cette région. La présence de foraminifères benthiques (Adler et al., 2009) et d'ostracodes (Cronin et al., 2010) au cœur de l'océan arctique indique une diminution de glace de mer dans cette région et suggère même que l'océan aurait pu se retrouver libre de glace à la fin de l'été. Cependant, l'analyse de la concentration en IP₂₅ témoigne de la prédominance de glace de mer pérenne au centre du bassin arctique (Stein et al., 2017), entrecoupée de phases de fonte en été permettant aux foraminifères de se reproduire.

Récemment, une nouvelle synthèse de glace de mer a été compilée par Kageyama et al. (2021) suivant les reconstructions de de Vernal et al. (2013a,b, 2020) (fig. 1.12). L'utilisation de différents types d'indicateurs de glace de mer montre qu'il faut être prudent en les comparant avec les résultats des modèles. C'est pourquoi Kageyama et al. (2021) proposent une description qualitative et non quantitative de la couverture de glace de mer arctique au dernier interglaciaire, en classant son étendue à chaque site en trois catégories : absence de glace, glace saisonnière, glace pérenne. De plus, certaines

carottes, situées principalement au cœur de l’océan Arctique, n’ont finalement pas été utilisées pour la comparaison modèle-données en raison d’incertitudes trop importantes sur leur chronologie.

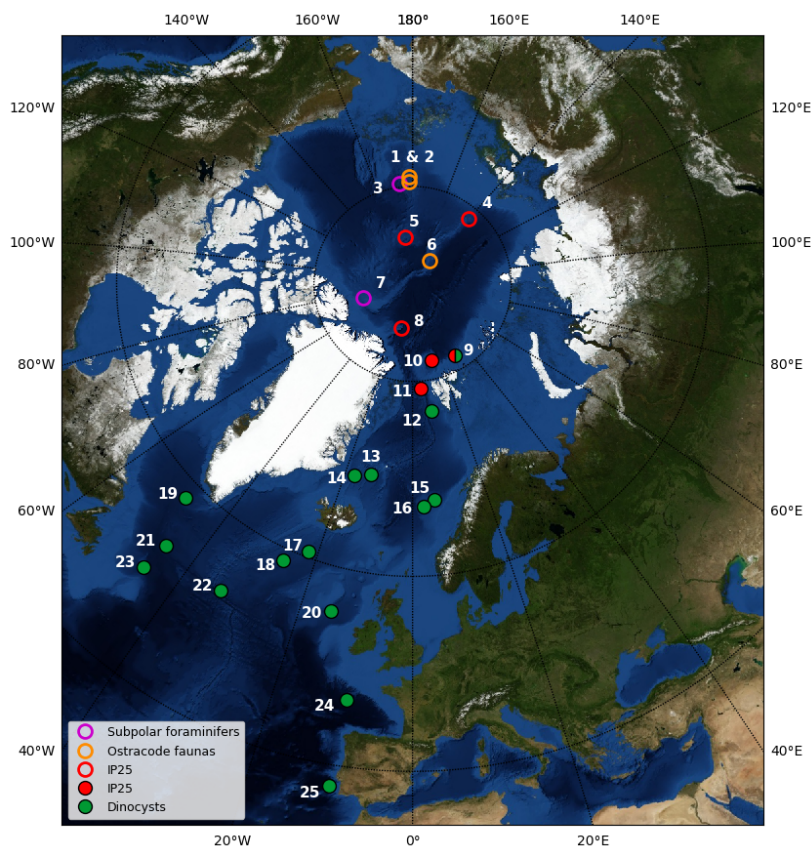


FIGURE 1.12 – Localisation des carottes marines contenant des sédiments datés du dernier interglaciaire. Les symboles pleins indiquent les enregistrements dont la chronologie est connue. Les autres symboles correspondent aux enregistrements dont la chronologie est incertaines. D’après Kageyama et al. (2021).

1.2.4 Variations de la circulation méridienne de retournement Atlantique (AMOC) au dernier interglaciaire

Il existe peu d’informations sur les variations de la circulation océanique en Arctique au cours du dernier interglaciaire. Elles proviennent majoritairement d’études de modélisation. Toutefois, plusieurs études se sont intéressées à la circulation océanique de grande échelle, et notamment à l’état de l’AMOC au dernier interglaciaire. L’AMOC constitue la branche Atlantique de la circulation thermohaline et est alimentée par la formation d’eaux profondes (NADW), froides et salées, prenant aujourd’hui leur source en mer de Norvège, et dans une moindre mesure, en mer du Labrador et en mer du Groenland. La production de NADW est souvent utilisée comme indicateur de l’intensité de l’AMOC. Elle peut être estimée à partir de l’analyse simultanée des compositions isotopiques de l’oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) mesurées dans les coquilles calcaires des microfossiles. De fortes valeurs $\delta^{13}\text{C}$ en profondeur sont associées

à une production intense de la NADW.

Au début du dernier interglaciaire (vers 129 ka), l'AMOC était relativement vigoureuse et la production de la NADW en Atlantique Nord était stable par rapport aux périodes glaciaires précédentes (Adkins et al., 1997, Oppo et al., 1997, Galaasen et al., 2014, Thomas et al., 2020). Cependant, les données paléoclimatiques enregistrent un déclin de l'AMOC entre 127 ka et 126 ka (Irvali et al., 2012, Nicholl et al., 2012). Il coïnciderait avec une débâcle massive d'icebergs, à l'origine d'un apport d'eau douce dans l'Atlantique Nord.

Cependant, la résolution des archives paléoclimatiques est souvent trop faible pour fournir des informations sur les changements à plus haute fréquence temporelle, c'est-à-dire pour des résolutions plus fines que le millier d'années. Ce problème a été contourné par Hodell et al. (2009) et Galaasen et al. (2014). À partir de la reconstruction de profils de $\delta^{13}\text{C}$ au large du cap Farvel (sud du Groenland), ils ont réussi à examiner les variations de l'intensité de l'AMOC à l'échelle centennale. Ils ont ainsi montré que la formation de NADW est marquée par des épisodes brefs et intermittents au début de la dernière période interglaciaire, durant lesquels l'AMOC s'affaiblirait. Ces événements résultent de l'apport conséquent d'eau douce dans le bassin Arctique et les mers nordiques, suite au retrait de la calotte groenlandaise (vêlage d'iceberg et fonte) et à la fonte de la glace de mer. Ces résultats suggèrent que la formation de NADW n'a peut-être pas été aussi stable que ce qui a pu être affirmé auparavant.

1.2.5 Topographie de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire reconstruite à partir de l'analyse du contenu en air des carottes de glace

Au dernier interglaciaire, seules les calottes groenlandaise (GrIS) dans l'hémisphère nord et antarctique (AIS) dans l'hémisphère sud ont subsisté. Les calottes laurentide et fennoscandinave, qui couvraient respectivement l'Amérique du Nord et l'Europe du Nord durant les périodes glaciaires, se sont retirées.

La présence de calottes dans le passé est mise en évidence par les enregistrements marins et les carottes de glace. Celles-ci permettent de remonter les derniers 800 000 ans de l'histoire du climat en Antarctique⁴, et jusqu'au dernier interglaciaire au Groenland.

Dans les carottes de glace, la quantité d'air piégé lors du processus de compaction de la neige dépend de la pression atmosphérique à la surface de la calotte, et donc de l'altitude de celle-ci (Raynaud et al., 1997). Ainsi, la mesure de la quantité d'air constitue un indicateur des changements passés de la topographie des calottes de glace.

Au Groenland, six carottes remontent jusqu'au dernier interglaciaire : GRIP, GISP2 et NGRIP dans la partie centrale de l'inlandsis (point culminant), Camp Century et NEEM au nord-ouest du Groenland, et Dye-3 au sud (fig. 1.13). Les premiers forages, réalisés à Camp Century et à Dye-3 (Dansgaard et al., 1971, 1982), n'ont pas permis d'apporter des informations assez fiables sur la calotte au dernier interglaciaire. En effet, la présence de glace datant du dernier interglaciaire au niveau de ces deux sites

4. Le projet *Projet Beyond EPICA Oldest Ice*, qui a démarré le 1^{er} juin 2019, vise à extraire une carotte de glace couvrant les derniers 1,5 millions d'années.

est finalement questionnée par Koerner (1989), Reeh (1990) et Willerslev et al. (2007). Ces forages ont cependant ouvert la voie à de nouvelles expéditions dans la partie centrale du Groenland, où les chances de trouver de la glace plus ancienne étaient meilleures. Les forages qui suivirent, à GRIP, GISP2 puis plus tard à NEEM, ont ainsi permis d'atteindre des glaces plus âgées. Ces glaces, situées près du socle rocheux, ont été soumises à des contraintes (déformation, flux géothermique...) qui rendent les enregistrements difficiles à exploiter. Après comparaison avec des enregistrements non-perturbés, il a été possible de reconstituer la stratigraphie originale de la carotte. Ainsi, les variations du contenu en air et des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$) révèlent que le volume de la calotte était moins important qu'à l'actuel.

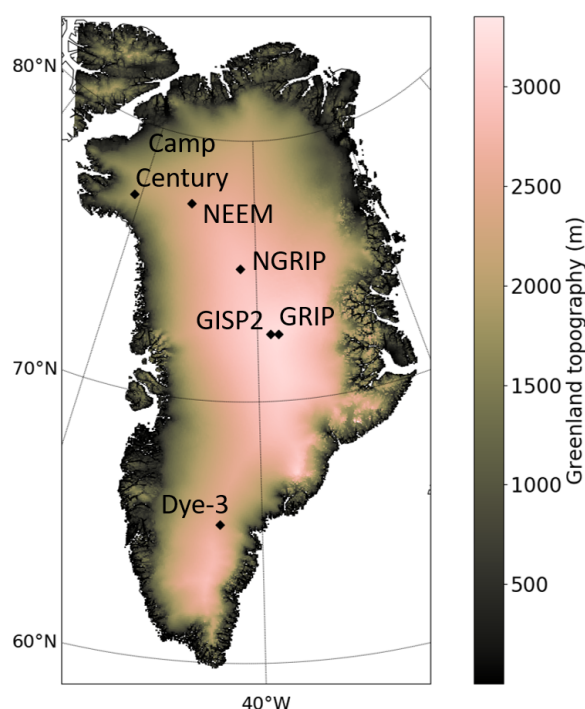


FIGURE 1.13 – Carte de la topographie actuelle du Groenland avec les emplacements des 5 sites de forage contenant de la glace datée du dernier interglaciaire : Camp-Century, NEEM, NGRIP, GISP2, GRIP et Dye-3. La topographie provient de la base de données *BedMachine v3* développée par Morlighem et al. (2017)

Les forages réalisés sur les sites de GRIP, GISP2 (Yau et al., 2016), NEEM (NEEM community members, 2013, Landais et al., 2016) et NGRIP (NGRIP members, 2004) suggèrent que le sommet de la calotte n'était situé qu'à une centaine de mètres en-dessous de son niveau actuel. Néanmoins, en tenant compte du rebond isostatique, la partie Nord-Ouest de la calotte aurait perdu près de 400 ± 350 m entre 128 000 et 122 000 ans avant notre ère (NEEM community members, 2013). Au sud, la perte de glace aurait pu être telle que la calotte se serait complètement retirée, laissant la région autour de Dye-3 sans glace (CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006). Cependant, l'analyse de sédiments marins collectés au large des côtes du Groenland ne semble pas confirmer cette hypothèse et indique que la zone sud n'était pas complètement déglacée (Colville et al., 2011).

Cependant, la distribution spatiale des sites de forage n'apporte pas d'informations sur l'étendue exacte et la topographie de l'ensemble de la calotte groenlandaise au

dernier interglaciaire. Notamment, les marges de la calotte sont peu contraintes, alors que la fonte y est la plus importante.

1.2.6 Variations du niveau marin au dernier interglaciaire estimées grâce à l'analyse des coraux et des enregistrements côtiers

Les calottes de glace étant l'un des principaux contributeurs aux variations du niveau marin, leur taille peut également être évaluée, de manière indirecte, par les fluctuations du niveau marin moyen. Le niveau de la mer en un endroit donné dépend des variations eustatiques mais aussi de la dynamique interne de la Terre et des mouvements horizontaux et verticaux de la lithosphère, ce qui rend complexe son estimation dans le passé. La reconstruction des variations passées du niveau de la mer s'appuie sur la composition isotopique en oxygène des coquilles de microfossiles calcaires, préservées dans les sédiments marins, sur les altitudes et les âges de séquences de terrasses marines et l'analyse des coraux ou celles des spéléothèmes dans les zones côtières.

Les différentes études s'accordent sur une élévation du niveau de la mer de 6 à 9 m au cours du dernier interglaciaire (Dutton et al., 2015).

À partir d'une approche probabiliste, Kopp et al. (2009, 2013) ont mis en évidence une structure intéressante de l'évolution du niveau marin transcrivant une augmentation suivie d'une chute du niveau marin de plus de 4 m au milieu du dernier interglaciaire. Leur reconstruction soulève la possibilité d'une croissance et d'un déclin rapide de l'une ou des deux calottes polaires. Néanmoins, Barlow et al. (2018) ont montré que ces fluctuations du niveau de la mer sont probablement dues à la difficulté de dater les proxies géologiques et d'interpréter les effets des processus géodynamiques affectés par les marqueurs locaux qui sont utilisés pour estimer le niveau moyen global de la mer. De plus, il est difficile d'identifier précisément la contribution de l'inlandsis groenlandais grâce à ces indicateurs.

Quant à la calotte antarctique, il n'existe pas, à l'heure actuelle, d'indicateurs directs de sa contribution à l'élévation du niveau des mers. Elle est généralement déduites des reconstitutions du niveau marin global et des contributions de la calotte groenlandaise, de la fonte des glaciers de montagnes et de l'expansion thermique des océans. Ces dernières sont respectivement estimées à 1,4-4,3 m, à $0,42 \pm 0,11$ m et à $0,4 \pm 0,3$ m (Masson-Delmotte et al., 2013). Par déduction, la contribution de la calotte antarctique serait donc supérieure ou égale à 3 m.

Récemment, l'expansion thermique des océans au dernier interglaciaire a été réévaluée. En considérant un réchauffement intégré sur les 2000 premiers mètres de l'océan, Turney et al. (2020) ont estimé une contribution de l'expansion thermique des océans de $0,39 \pm 0,1$ m. Cette estimation est comparable à la valeur précédemment rapportée par McKay et al. (2011) de $0,4 \pm 0,3$ m. Shackleton et al. (2020) ont fait appel à la même méthode que celle utilisée par McKay et al. (2011), tout en ayant accès à un nombre plus large d'enregistrements marins. Cependant, la profondeur jusqu'à laquelle le réchauffement pénètre dans l'océan est incertaine et pourrait s'étendre au-delà de 2000 m. Ainsi, pour un réchauffement qui s'étendrait jusqu'à une profondeur de 3500 m, les auteurs ont déterminé que l'élévation thermostérique du niveau de la mer pourrait

atteindre $0,72 \pm 0,10$ m. Cette nouvelle valeur est identique à l'expansion thermique évaluée par Shackleton et al. (2020).

1.2.7 Changement de couvert végétal dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord au cours du dernier interglaciaire

Au cours du dernier interglaciaire, les conditions climatiques plus clémentes dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord entraînent le développement et l'expansion des forêts boréales vers le nord, au détriment de la tundra (CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006, Thomas et al., 2020). Les variations de végétation sont particulièrement importantes en Europe du Nord et en Sibérie. L'étude des pollens et des macrofossiles indiquent que la forêt boréale a pu s'étendre jusqu'à plus de 1000 km vers le nord dans certaines régions de la Sibérie (Thomas et al., 2020). L'analyse du champ magnétique enregistré par des sédiments du lac Baïkal en Sibérie suggère que la transition de la toundra vers la forêt boréale s'est opérée vers 128 ka (Demory et al., 2005, Tarasov et al., 2005). De plus, cette transition s'accompagne d'un changement de biodiversité. Par exemple, dans la partie ouest de la Sibérie, la forêt boréale est enrichie en feuillus (bouleaux et charmes majoritairement) par rapport à la végétation moderne. En Alaska et au nord du Canada, les changements de végétation sont moins marqués, mais témoignent également d'une expansion vers le nord de la forêt boréale, dans des régions dominées par la tundra à l'Holocène (CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006). Au Sud du Groenland, la présence de végétation est un indice supplémentaire du retrait de la calotte groenlandaise dans cette région.

1.3 Simulation du climat du dernier interglaciaire par les modèles climatiques

Il serait restrictif de dire que les études de modélisation paléoclimatique se contentent d'évaluer la capacité des modèles à simuler correctement les processus climatiques dans le cas de climats différents du climat actuel. Cependant, les périodes interglaciaires du Quaternaire sont souvent considérées comme une possibilité d'étudier la réponse du système climatique à différentes variations du forçage climatique dans un contexte de climat chaud. En effet, les modèles climatiques sont calibrés à partir des observations récentes dans l'objectif de reproduire le plus fidèlement possible les variations du climat actuel. L'étude des paléoclimats présente donc une opportunité de tester le comportement et les limites de ces modèles dans des conditions climatiques autres que celles que nous connaissons aujourd'hui. C'est l'un des objectifs qui s'est imposé dès le début de l'exercice d'intercomparaison de modèles PMIP. L'étude de la dernière période interglaciaire y a fait son entrée à partir de la phase III du projet (PMIP3, Braconnot et al. 2012 ; PMIP4, Kageyama et al. 2018).

Je m'attache ici principalement à présenter les résultats d'études récentes, réalisées dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6–PMIP4, avec un focus particulier sur les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Tour à tour seront abordés les températures de surface (section 1.3.1), les processus hydroclimatiques (section 1.3.1), les interactions entre la cryosphère et le climat (sections 1.3.2 et 1.3.3), ainsi que les variations de la circulation profonde dans l'Atlantique Nord (section 1.3.4).

1.3.1 Modélisation des variations de températures de surface et de précipitations au dernier interglaciaire

La dernière période interglaciaire est reconnue comme étant une période remarquable pour analyser les interactions et rétroactions entre la cryosphère et le climat dans le contexte d'un climat plus chaud que le climat actuel.

Dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles PMIP4, (Otto-Bliesner et al., 2017) ont proposé un protocole expérimental, afin que chaque équipe de modélisation fasse tourner une expérience standard du dernier interglaciaire, l'objectif étant de rendre cohérente la comparaison entre ces différentes simulations. Ce protocole expérimental est décrit dans le chapitre 2.2.2.

L'étude de Otto-Bliesner et al. (2021) résume les premières analyses d'un ensemble de 17 modèles climatiques sur la base de trois variables clefs : la température de surface, les précipitations et la glace de mer. Ces modèles sont comparés entre eux, mais aussi aux nouvelles synthèses de températures de surface et de précipitations développées dans le cadre de l'exercice PMIP4. Nous nous pencherons surtout sur la première partie de l'article, discutant des anomalies de températures de surface à 127 ka par rapport à la période pré-industrielle (fig. 1.14). Nous reviendrons ensuite sur l'analyse des variations des précipitations et de la couverture de glace de mer à partir des articles dédiés à ces sujets, à savoir les études de Scussolini et al. (2019) et de Kageyama et al. (2021) respectivement.

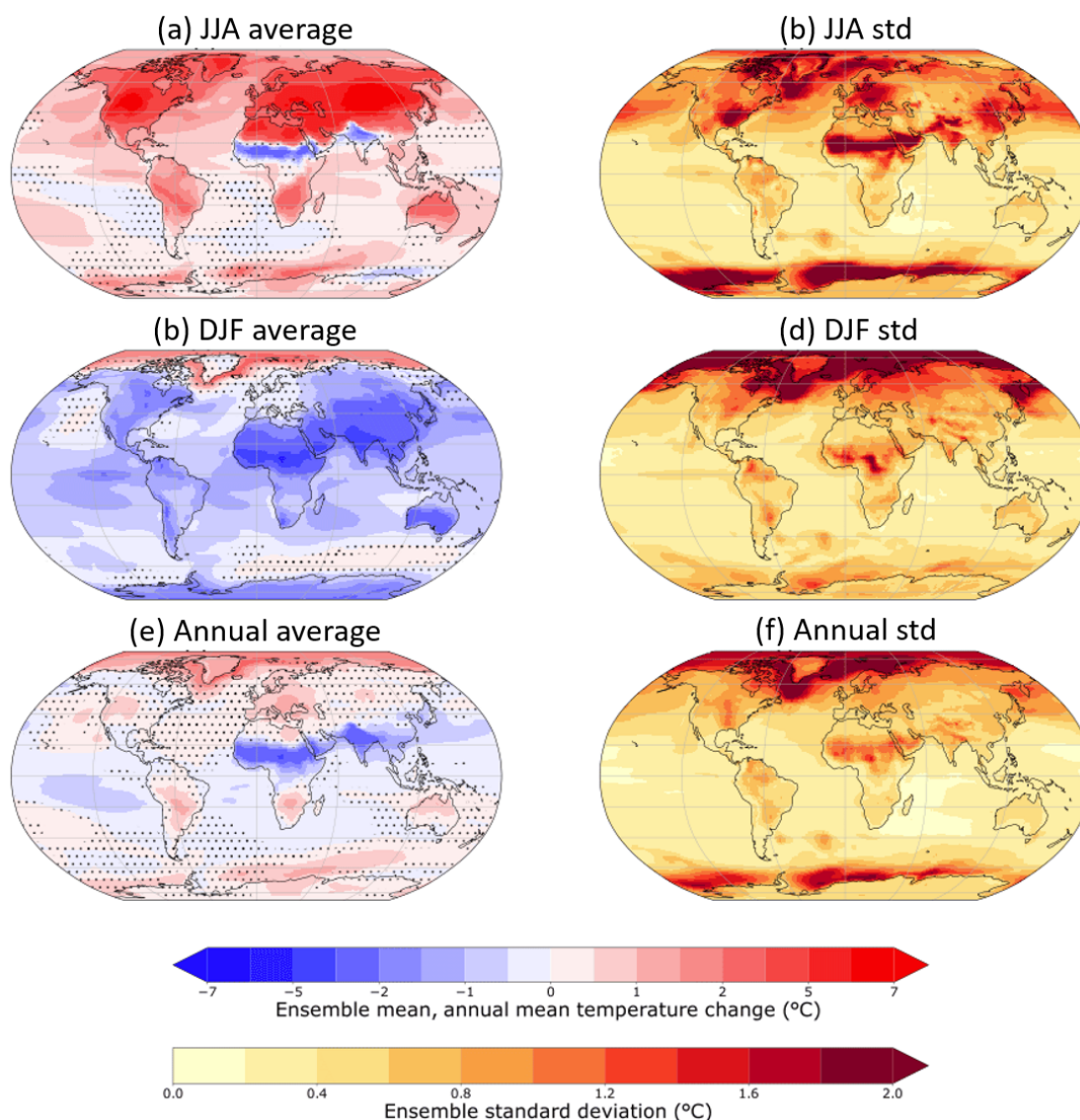


FIGURE 1.14 – **À gauche** : Anomalies de températures de surface moyennes simulées par l'ensemble de modèles CMIP6–PMIP4 en (a) été (JJA), (b) hiver (DJF) et (c) moyenne annuelle. **À droite** : Écarts types entre les anomalies de températures de surface simulées par les différents modèles climatiques sélectionnés par Otto-Bliesner et al. (2021). D'après Otto-Bliesner et al. (2021).

Otto-Bliesner et al. (2021) ont mis en évidence une distribution spatiale et saisonnière des anomalies de températures de surface similaire à ce qui avait été précédemment exposé par Lunt et al. (2013). En été, le réchauffement affecte aussi bien les continents que les océans. En moyenne, ces derniers subissent la hausse de température la plus forte, en particulier au-dessus de l'Atlantique Nord et de l'océan Austral. En hiver, les continents et les océans ne répondent pas de la même manière au forçage climatique. Tandis que la température de surface baisse au-dessus des continents, l'océan se réchauffe. Par son inertie thermique, plus grande que celle des continents, l'océan a la capacité de "garder en mémoire" une partie de la chaleur stockée durant la saison précédente.

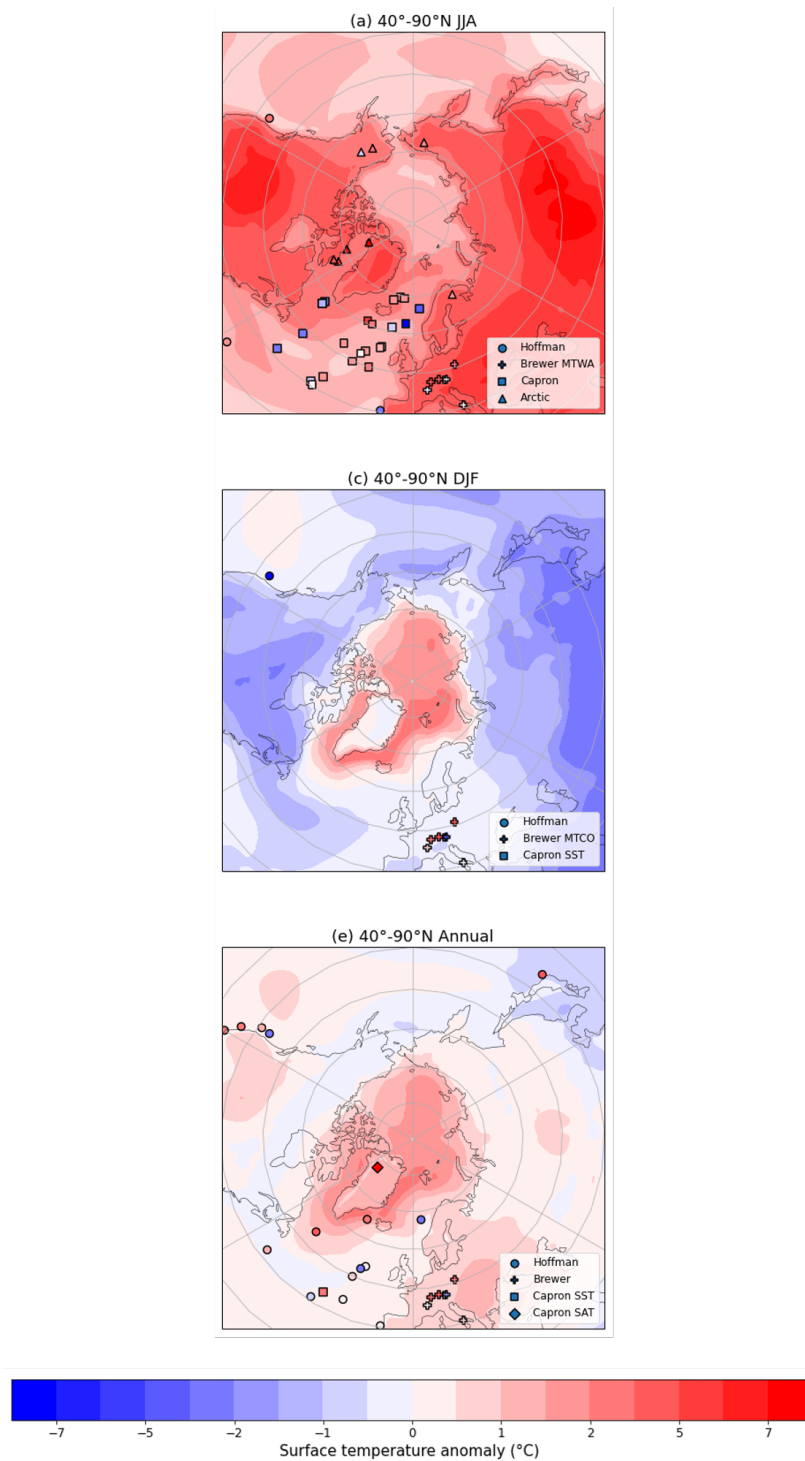


FIGURE 1.15 – Anomalies de température de surface (° C) dans les hautes latitudes entre la période 127 ka et la période préindustrielle en moyenne (a) sur les mois d’été (JJA), (b) sur les mois d’hiver (DJF) et (c) annuelle. L’échelle de couleurs représente les anomalies calculées à partir de la moyenne multi-modèles. Les symboles correspondent aux enregistrements paléoclimatiques : des cercles pour la compilation de Hoffman et al. (2017), des carrés et des losanges respectivement pour les sites marins et les carottes de glace provenant de la compilation de Capron et al. (2014, 2017), des croix pour la compilation de Brewer et al. (2008) et des triangles pour la compilation de l’Arctique. Adapté de Otto-Bliesner et al. (2021).

Otto-Bliesner et al. (2021) ont montré que ces caractéristiques climatiques sont robustes car elles sont partagées par 70 % des modèles climatiques analysés dans cette étude. À l'échelle globale, la température de surface change peu en moyenne annuelle ($-0,02 \pm 0,32$ °C). Même si cette moyenne multi-modèle est proche de 0, elle révèle une forte variabilité inter-modèle. En Arctique (défini comme la région entre 60 et 90 °N dans cette étude), les anomalies de température de surface par rapport à la période pré-industrielle varient entre $-0,39$ °C et $3,88$ °C. Seulement deux modèles (EC-Earth3-LR et HadGEM3-GC3.1-LL) excèdent les 3 °C.

Cette variabilité inter-modèles, présente à la fois à l'échelle globale et à l'échelle de l'Arctique, influencent également la quantité d'humidité dans l'atmosphère au travers de la loi de Clausius-Clapeyron (Scussolini et al., 2019).

Les enregistrements sédimentaires marins présentent généralement des variations de température entre le dernier interglaciaire et la période pré-industrielle plus hétérogènes que les températures simulées par les modèles CMIP6 (Otto-Bliesner et al., 2021). En été, la plupart des modèles simulent bien le réchauffement de surface, mais ils ne reproduisent pas de manière systématique le refroidissement local dans les mers du Labrador et de Norvège observé dans les reconstructions paléoclimatiques. Ce constat avait été préalablement dressé lors de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP5 (Lunt et al., 2013, Masson-Delmotte et al., 2013) et semble donc être une caractéristique partagée par les modèles CMIP5 et CMIP6. Dans les études précédentes, ce désaccord modèles-données a été attribué aux simplifications faites lors de la prescription des conditions aux limites dans les modèles climatiques. En effet, le protocole CMIP6-PMIP4 consiste à fixer la topographie des calottes glaciaires à sa configuration moderne. Ceci revient à négliger les flux d'eau douce vers l'Atlantique Nord provenant de la fonte de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire, et donc l'impact sur la circulation océanique et le transport de chaleur qui en résulte. Il a été démontré que ces apports sont responsables d'hétérogénéités locales dans les simulations du climat du dernier interglaciaire (Govin et al., 2012, Stone et al., 2016).

À partir d'un ensemble de sept modèles, Scussolini et al. (2019) ont montré que les précipitations au-dessus des continents augmentent, en moyenne annuelle, de 2,7 % au dernier interglaciaire comparées à la période pré-industrielle. Dans l'hémisphère nord, la hausse des précipitations est beaucoup plus marquée et atteint près de 20 % (fig. 1.16). Cette augmentation semble être concomitante à un réchauffement des surfaces continentales et à l'intensification de l'évaporation qui lui est associée. Dans les hautes latitudes, cette augmentation des précipitations est plus modérée, car l'atmosphère y est plus sèche.

Le modèle IPSL-CM6A-LR se situe légèrement en-dessous de la moyenne multi-modèles, excepté en hiver (DJF) et en moyenne annuelle (fig. 1.16). Il tend donc à simuler des anomalies de précipitations plus faibles que les autres modèles sélectionnés par Scussolini et al. (2019).

De manière générale, les précipitations simulées par l'ensemble de modèles témoignent d'un bon accord avec la synthèse de données présentées dans l'étude de Scussolini et al. (2019) (à près de 64 %), avec quelques divergences observées en Europe et en Scandinavie pour l'hémisphère nord.

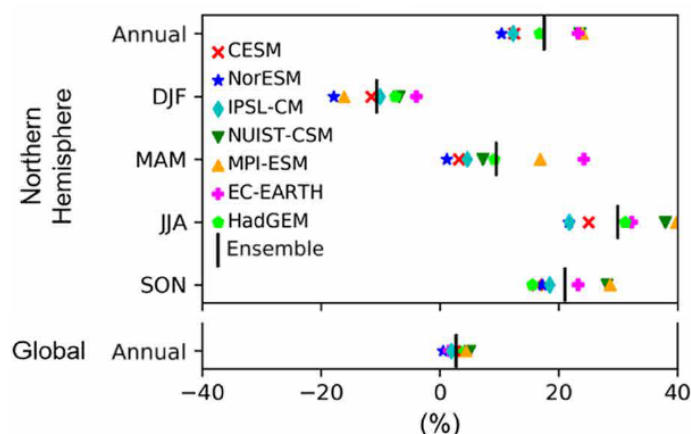


FIGURE 1.16 – Anomalies des précipitations dans l’hémisphère nord au dernier interglaciaire par rapport à la période pré-industrielle (en %), pour différents modèles PMIP4-CMIP6. Adapté de Scussolini et al. (2019).

1.3.2 Modélisation des variations de glace de mer arctique au dernier interglaciaire

Kageyama et al. (2021) ont comparé un ensemble de 16 modèles climatiques à une nouvelle synthèse de températures de surface présentée dans la section 1.2.2.

La plupart des modèles représente de manière réaliste la couverture de glace de mer arctique en été et en hiver, au pré-industriel. C’est en été que la variabilité inter-modèle est la plus élevée, avec 4 modèles sur 16 simulant beaucoup plus de glace de mer au pré-industriel que ce qui est observé sur la période actuelle (1981-2002). Les anomalies les plus fortes se situent en mer de Barents, en mer de Kara, dans les mers nordiques et en baie de Baffin. La moyenne multi-modèle évalue l’aire de glace de mer à $6,46 \times 10^6 \text{ km}^2$ durant la période pré-industrielle et à $3,20 \times 10^6 \text{ km}^2$ à 127 ka durant les mois où l’on constate que l’aire de glace de mer est à son minimum (août-septembre). Par conséquent, l’aire de glace recule d’environ 50 % en été à 127 ka par rapport à la période pré-industrielle. Durant les mois d’hiver, la couverture de glace de mer tend à se développer légèrement plus que durant la période pré-industrielle.

Deux modèles (HadGEM3 et CESM2) se détachent de cette étude. Tous deux simulent un recul extrême du bord de glace à 127 ka, qui se manifeste par une perte presque totale de glace dans le cas du modèle HadGEM3 (Guarino et al., 2020), alors que ces deux modèles reproduisent pourtant une extension de glace de mer similaire à celle estimée par les observations par satellites pour la période actuelle.

Ces divergences entre modèles s’expliquent principalement par des différences d’albédo de surface et de propriétés optiques des nuages, impactant directement le bilan radiatif en surface de ces modèles et, par extension, accélérant la fonte de la glace. Pour certains modèles, des variations de la circulation océanique durant le dernier interglaciaire ont aussi été mises en évidence. D’une part, les changements de courants océaniques de surface pourraient accentuer ou bien réduire le transport de glace en dehors du bassin arctique, d’autre part, les variations des températures de la mer en surface pourraient entraîner de la fonte à la base de la glace de mer. Par exemple, Guarino et al. (2020) ont interprété la perte massive de glace de mer dans le modèle HadGEM3 comme une réponse directe à l’augmentation du rayonnement net de courte longueur d’onde en été,

sans changements significatifs de la couverture nuageuse ou de la circulation océanique.

De plus, Kageyama et al. (2021) ont mis en évidence des désaccords entre les modèles climatiques et les reconstructions de glace de mer. Ceux-ci apparaissent au niveau de certains sites de forages situés dans les zones les plus au nord de l'océan Arctique, en mers nordiques et dans une partie de l'Atlantique Nord.

1.3.3 Modélisation de l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire

De nombreuses études se sont attachées à représenter l'état de la calotte groenlandaise durant le dernier interglaciaire (extension, topographie) et à quantifier sa contribution à l'élévation du niveau de la mer (fig. 1.17). Elles s'appuient sur différentes méthodes pour générer des champs climatiques servant ensuite à forcer les modèles de calotte de glace et différentes méthodes de calcul du bilan de masse en surface. Ces méthodes ont évolué au cours des avancées techniques et numériques.

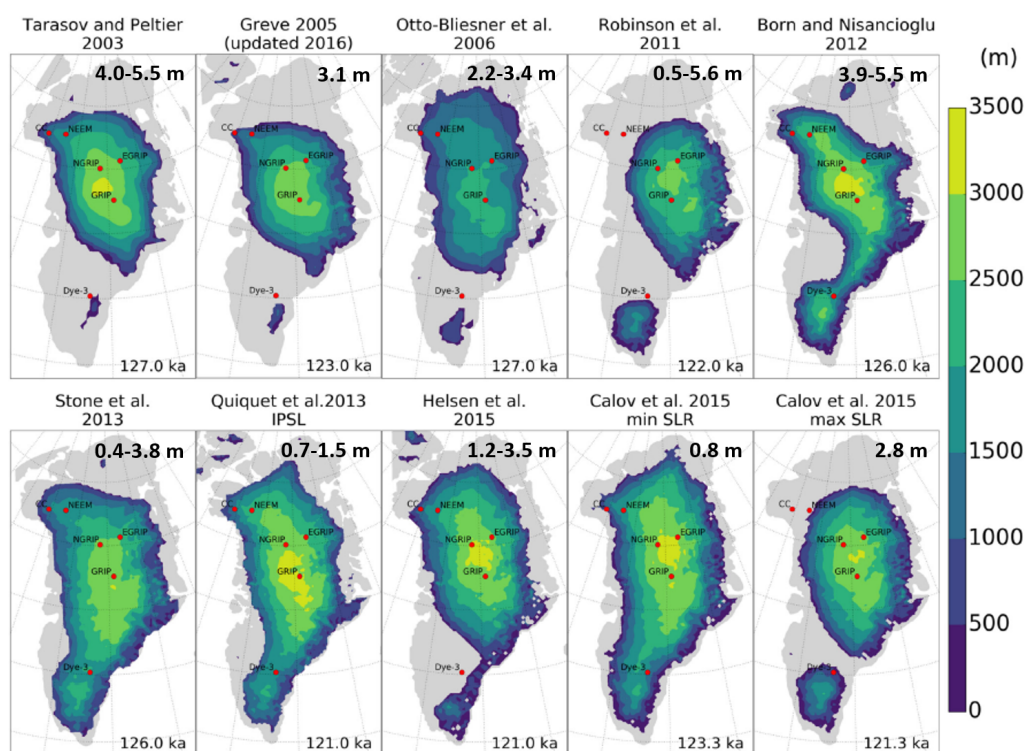


FIGURE 1.17 – Panel représentatif des différentes études modélisant l'évolution de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire. Pour chaque étude, la topographie minimale de la calotte groenlandaise est représentée. Le chiffre en haut à droite quantifie la perte de glace en terme de contribution à l'élévation du niveau marin. Le chiffre en bas à droite se réfère à la période durant laquelle la calotte groenlandaise atteint son extension minimale dans chaque simulation. Les sites de forage de carotte de glace sont indiqués par des cercles rouges. Adaptée de Plach et al. (2018).

L'une des première approches a été de forcer les modèles de calottes de glace à partir d'anomalies de températures et de précipitations dérivées d'archives paléoclimatiques disponibles (Létrégilly et al., 1991, Ritz et al., 1997, Cuffey and Marshall, 2000, Huybrechts, 2002, Tarasov and Peltier, 2003, Lhomme et al., 2005, Greve, 2005). L'inconvénient le plus notable est que cette méthode ne reflète pas l'intensité du réchauffement induit par les variations d'insolation. Les champs atmosphériques qui en découlent sont appliqués de manière homogène sur l'ensemble de la calotte groenlandaise. Par conséquent, les variations régionales de températures, de précipitations, et plus généralement de circulation atmosphérique ne sont pas prises en compte. Néanmoins, malgré certaines approximations, Letrégilly et al. (1991) et Ritz et al. (1997) ont simulé une extension de la calotte groenlandaise en accord avec les données paléoclimatiques issues des carottes de glace du Groenland.

Une autre approche, basée également sur des index climatiques calibrés sur l'enregistrement du ^{18}O des carottes de glace, a été utilisée par la suite par Charbit et al. (2007) ou encore Quiquet et al. (2013) pour l'interpolation temporelle de différents snapshots afin de réaliser des simulations transitoires. Cette méthode permet de reconstruire une évolution des calottes cohérente avec les données paléoclimatiques enregistrées dans les carottes de glace.

Plus tard, les modèles de BMS ont été forcés par des modèles climatiques globaux (Otto-Bliesner et al., 2006, Fyke et al., 2011, Born and Nisancioglu, 2012, Stone et al., 2013, Quiquet et al., 2013) ou régionaux (Robinson et al., 2011, Helsen et al., 2013, Calov et al., 2015). Toutefois, la résolution spatiale des modèles climatiques soulève également de nouvelles limitations, car elle n'est souvent pas suffisante pour reproduire finement la topographie au niveau des zones d'ablation. Au sud-ouest du Groenland, la topographie abrupte des marges de la calotte permet l'ascension de masses d'air humide. Ce phénomène de soulèvement orographique génère des précipitations orographiques, responsables des forts taux d'accumulation dans cette région (Ohmura and Reeh, 1991).

Plach et al. (2018) ont montré que les BMS simulés par les modèles globaux présentaient des anomalies positives, par rapport à la période pré-industrielle, plus fortes et spatialement plus étendues que les BMS simulés par les modèles régionaux.

Des tentatives de couplage entre modèle climatique de circulation général et modèle de calotte ont été menées. À l'heure actuelle, ce type de couplage est encore trop coûteux en terme de temps de calcul. Cependant, certaines études ont modélisé l'évolution passée des calottes de glace à partir de modèles de complexité intermédiaire, profitant ainsi de leur capacité à simuler le climat à l'échelle de millier d'années pour un coût de calcul relativement faible (Kageyama et al., 2004, Philippon et al., 2006, Charbit et al., 2002, Bonelli et al., 2009, Ganopolski et al., 2010, Alvarez Solas et al., 2011, Roche et al., 2014, Robinson et al., 2017). Goelzer et al. (2016) ont réalisé une simulation transitoire du dernier interglaciaire à l'aide du modèle de complexité intermédiaire LOVECLIM v.1.3 qui intègre une représentation interactive des calottes de glace. Ils ont montré que les variations du bilan de masse induisent une hausse maximale du niveau marin de 0,4 m à 123 ka. Cependant, une des principales limites, mise en avant par les auteurs, provient de la résolution du modèle atmosphérique. En effet, comparée à un modèle de circulation générale ou à un modèle régional, la résolution d'un modèle de complexité intermédiaire n'est pas suffisante pour représenter avec précision les champs atmosphériques et résoudre les phénomènes de petite échelle comme, par

exemple, les vents catabatiques.

Au dernier interglaciaire, l'évolution de la topographie et de l'extension de la calotte groenlandaise est aussi très sensible au choix de la méthode de calcul du BMS ou encore des paramètres climatiques imposés comme le traitement des précipitations solides, le coefficient de fonte ou encore le coefficient de friction (van de Berg et al., 2011, Robinson and Goelzer, 2014, Calov et al., 2015, Plach et al., 2018, 2019). Traditionnellement, les modèles de calottes sont forcés par la méthode du PDD (*Positive Degree-Day*), initialement développée par Braithwaite (1985) et adaptée par Reeh (1990) pour le Groenland). Cette méthode est bien adaptée au calcul du bilan de masse de surface actuel, mais elle a montré ses limites dans le cas du dernier interglaciaire. En effet, elle ne prend pas directement en compte les effets de l'insolation sur la fonte, alors que ce paramètre constitue le forçage climatique principal du dernier interglaciaire. Par conséquent, une partie du signal est négligée. Pour pallier cela, d'autres techniques se sont développées (ITM, *Insolation-Temperature-Melt*) et le recours à des modèles de bilan d'énergie est de plus en plus fréquente.

À partir d'une série d'expériences de sensibilité, Plach et al. (2019) ont comparé l'influence d'un modèle de BMS de complexité intermédiaire (BESSI) et d'un modèle de bilan d'énergie en surface (SEB), couplés au modèle régional MAR, sur l'évolution du volume de glace entre 127 ka et 115 ka. Les différences entre ces deux configurations sont notables : tandis que la première simule une fonte restreinte de la calotte groenlandaise (équivalent à 0,3-0,7 m en terme de niveau marin), la seconde témoigne d'un retrait bien plus important de la partie nord-est et sud-ouest de la calotte (équivalent à 2,7-3,1 m). En complément, ils ont montré que les effets de la rétroaction de l'altitude, de l'utilisation d'un modèle d'écoulement de glace complexe et de l'initialisation du modèle de calotte de glace à partir d'une calotte plus étendue et plus épaisse sur le BMS sont d'importance secondaire.

Ainsi, converger vers un meilleur accord entre les différents modes de calcul du BMS de la calotte groenlandaise semble constituer un challenge pour les années à venir. Relever ce défi permettra de préciser les estimations des variations du niveau marin au cours dernier interglaciaire et, plus largement, d'améliorer nos connaissances de l'évolution passée et future de la calotte groenlandaise. Cependant, un second facteur est également à prendre en compte. van den Broeke et al. (2009), Rignot et al. (2011) et Enderlin et al. (2014) ont montré qu'au moins un tiers de la perte de masse du Groenland est actuellement due à la dynamique des glaciers émissaires.

Dans ces régions, l'interaction entre les plateformes de glace et les eaux de subsurface contribue à la fonte basale, ainsi qu'au vêlage d'icebergs. Par exemple, Clark et al. (2020) ont évalué une perte du volume des calottes groenlandaise et antarctique sous l'effet du forçage océanique de plus de 85 % au cours de la Terminaison II⁵. Cependant, la modélisation explicite de ces processus reste complexe, en raison de la mauvaise cartographie des fjords où se situent ces glaciers émissaires, du peu d'observations de la fonte le long du front de glace et de connaissances limitées des propriétés de circulations des masses d'eau dans ces fjords (Goelzer et al., 2017, 2020). Par conséquent, ces différents mécanismes sont modélisés sous la forme de paramétrisations de plus en plus

5. Une Terminaison est une phase de basculement glaciaire/interglaciaire. La Terminaison II a eu lieu vers 140–130 ka.

développées ces dernières années (Goelzer et al., 2017).

De plus, l'initialisation des modèles de calotte est une étape cruciale de la simulation de la réponse d'une calotte de glace à un forçage climatique. Elle consiste à définir à la fois l'état physique initial de la calotte et les valeurs des paramètres du modèle. Certains de ces paramètres, tels que la géométrie initiale de la calotte glaciaire, la structure des vitesses ou encore les conditions basales, sont des paramètres critiques pour représenter correctement l'état dynamique de la calotte glaciaire. Or, les reconstructions paléoclimatiques de la calotte groenlandaise ne permettent pas d'avoir une représentation précise de l'état de celle-ci au dernier interglaciaire. Le choix de la topographie initiale soulève donc de nombreuses questions. Cette limitation n'est pas propre au dernier interglaciaire, mais est aussi devenue un enjeu crucial pour les projections futures.

1.3.4 Réponse de l'AMOC aux variations climatiques du dernier interglaciaire

La variabilité de la circulation méridienne de retournement en Atlantique, ou AMOC, est contrôlée par les variations de densité des masses d'eau, elles-même reliées aux variations de températures et de salinité. Les études de Otto-Bliesner et al. (2021) et Scussolini et al. (2019) ont mis en avant un réchauffement de surface et une augmentation des précipitations au-dessus de l'Atlantique Nord, lesquelles modifient le flux de flottabilité. De plus, les simulations réalisées dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6-PMIP4 s'accordent sur un retrait significatif de la glace de mer arctique et de la calotte groenlandaise (sections 1.3.2 et 1.3.3). Les flux de fonte qui en résultent pourraient perturber la formation des eaux profondes en Atlantique Nord, et moduler l'intensité de l'AMOC. Les changements de vitesse et de direction des vents jouent également sur l'intensité de l'AMOC, au travers de leurs impacts sur les courants océaniques de surface et sur le transport de glace. Toutefois, les études de modélisation se penchant sur la question de la variabilité de l'AMOC au cours du dernier interglaciaire ne convergent pas vers un consensus.

Dans la section 1.3.1, nous avons avancé l'hypothèse selon laquelle négliger les flux d'eau douce provenant de la fonte de la calotte groenlandaise pouvait entraîner des désaccords entre les modèles climatiques et les reconstructions de température de surface. Des tests de sensibilité ont été réalisés dans ce sens par Govin et al. (2012) et Stone et al. (2016) et confirment cette hypothèse.

Govin et al. (2012) ont réalisé trois simulations, à partir du modèle IPSL-CM4 et couvrant différentes périodes du dernier interglaciaire, forcées par les variations d'insolation et de gaz à effet de serre. La première à 126 ka correspond au pic de l'insolation estivale, la deuxième à 122 ka est une simulation "intermédiaire" et la dernière à 115 ka est représentative du minimum d'insolation estivale. Les auteurs ont montré que l'AMOC s'affaiblissait entre 126 ka et 115 ka, car l'export de glace de mer au travers du détroit de Fram s'intensifiait. Cependant, ces résultats sont en contradiction avec les enregistrements sédimentaires marins. Cela signifie que l'insolation n'est pas le seul facteur régulant le climat des hautes latitudes de l'hémisphère nord au début du dernier interglaciaire. Pour aller plus loin, Govin et al. (2012) ont comparé la simulation à 126 ka avec une simulation de la même période, mais pour laquelle un flux

d'eau douce de 0,17 Sv est redistribué en Atlantique Nord, au nord de 40 ° N (fig. 1.18). Ce flux d'eau douce est le flux engendré par la fonte de la calotte groenlandaise. La comparaison entre ces deux expériences révèle que l'ajout de ce flux d'eau douce entraîne (1) une diminution des températures de la mer en surface de plus 3 ° C dans l'Atlantique Nord et les mers nordiques et (2) une réduction de l'intensité de l'AMOC de 6 Sv, soit une diminution de près de 50 % par rapport à la simulation sans l'apport d'eau douce. De cette manière, les températures simulées sont plus cohérentes avec les reconstructions paléoclimatiques.

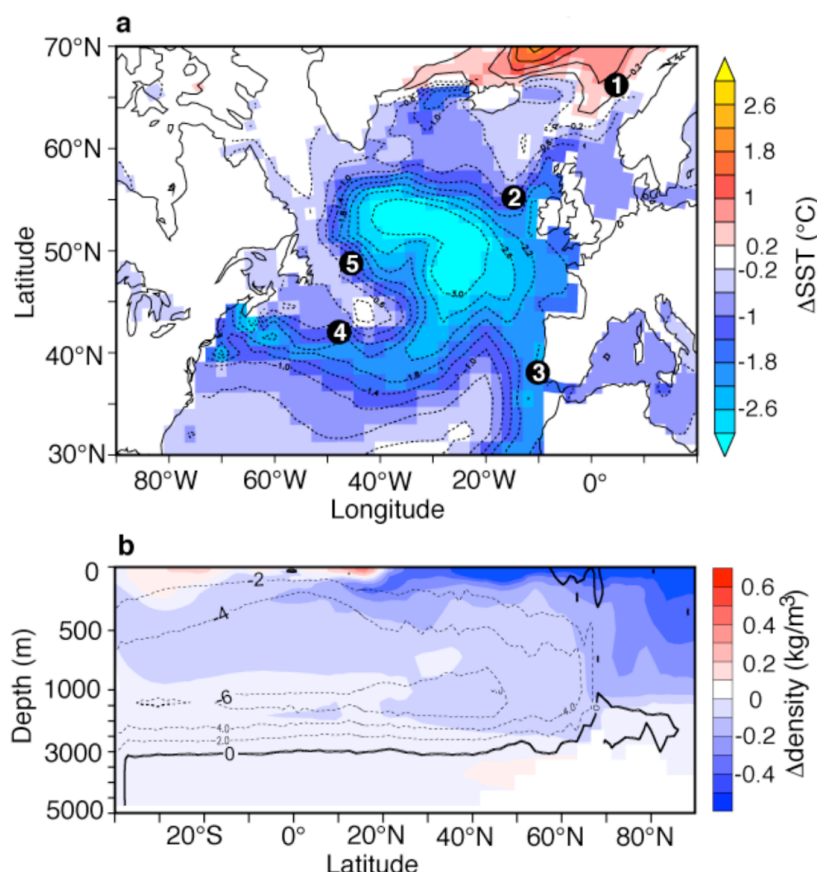


FIGURE 1.18 – Réponse de l'AMOC lors de l'ajout d'un flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord à 126 ka, en moyenne annuelle. (a) Cartes des anomalies de températures de la mer en surface. Les cercles noirs indiquent les sites de forage de sédiments marins, utilisés pour la comparaison modèle-données. (b) Anomalies zonales de densité (couleurs) et d'intensité de la circulation thermohaline (contour tous les 2 Sv) dans l'Atlantique Nord. Adapté de Govin et al. (2012)

Cependant, les auteurs insistent sur le fait que l'intensité du flux d'eau choisie est plutôt dans la marge haute. Bakker et al. (2012) ont quantifié un flux d'eau douce compris entre 0,052 et 0,13 Sv. Ainsi, les conditions de surface simulées à 126 ka pourraient surtout être représentatives du climat du tout début du dernier interglaciaire (≈ 130 – 129 ka), lorsque la décharge d'icebergs a certainement été la plus forte. Stone et al. (2016) sont arrivés à la même conclusion, pour une expérience similaire utilisant le modèle HadCM3. Les auteurs ont comparé deux simulations représentatives du climat à 130 ka. Comme Govin et al. (2012), l'une d'entre elle est forcée uniquement par les conditions d'insolation et les concentrations gaz à effet de serre représentatives

de cette période. Dans la seconde, un flux d'eau douce de 0,2 Sv est injecté dans l'Atlantique Nord. Il provoque une diminution de l'intensité de l'AMOC de plus de 10 Sv et une anomalie négative des températures de surface en Atlantique Nord par rapport à l'actuel.

Ces deux études montrent qu'il est nécessaire de considérer les flux d'eau douce liés à la fonte de la calotte groenlandaise dans les simulations du dernier interglaciaire, afin de reproduire la distribution des anomalies de températures de surface observée dans les reconstructions paléoclimatiques.

Les variations de l'AMOC au dernier interglaciaire telles que simulées par les modèles climatiques suggèrent d'importants changements du transport océanique de chaleur vers l'Arctique au cours du dernier interglaciaire. Cependant, La période 127 ka a été choisie, car elle est antérieure aux périodes durant lesquelles les flux d'eau douce sont les plus conséquents.

1.4 Bilan : Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider à comprendre les changements climatiques à venir ?

Depuis le premier rapport d'évaluation du Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) en 1990, la complexité des modèles climatiques n'a cessé d'évoluer. La représentation de certains processus climatiques a été améliorée et de nouvelles interactions et processus physiques ont été ajoutés. Cependant, comme nous l'avons montré dans la section 1.1 de ce chapitre, de fortes incertitudes sur les projections futures du climat arctique demeurent. Elles concernent notamment l'ampleur des rétroactions à l'origine de l'amplification polaire ou encore la contribution de la calotte groenlandaise à la hausse du niveau marin. En effet, les modèles climatiques utilisés lors des exercices d'intercomparaison de modèles tendent à sous-estimer l'ampleur des changements lorsqu'ils sont soumis à des variations abruptes du climat (Valdes, 2011). Ces désaccords modèles-données proviennent de lacunes sur la représentation de certaines rétroactions climatiques, notamment celles agissant sur des échelles de temps longues (de l'ordre du millénaire), comme la dynamique des calottes polaires. Ces processus sont souvent négligés dans le cadre des projections climatiques futures, lesquelles se limitent à des échelles de temps plus courtes de l'ordre de la dizaine et de la centaine d'années. Par ailleurs, les modèles climatiques utilisés pour ces projections sont calibrés à partir des observations actuelles et simplifient parfois des processus difficiles à représenter, tels que les nuages. De plus, complexifier les modèles de climat dans le but d'améliorer les simulations climatiques introduit inévitablement de nouvelles sources d'erreurs (Flato et al., 2013).

Par conséquent, étudier des intervalles de temps durant lesquels les températures de surface sont supérieures aux températures actuelles permettrait de mettre en évidence certaines rétroactions agissant sur le long terme.

Ces travaux de thèse sont axés sur les variations du climat arctique à 127 ka et dans le futur, ainsi que de celles de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire. Le dernier interglaciaire est une période relativement bien documentée comparée à d'autres périodes chaudes plus anciennes. Ainsi, il est possible de comparer les reconstructions paléoclimatiques aux modèles, ce qui n'est pas le cas pour le futur. Cependant, de nombreuses incertitudes persistent au regard des processus et rétroactions reliant les caractéristiques du climat du dernier interglaciaire aux variations des calottes polaires et du niveau marin (sections 1.2 et 1.3, Capron et al. 2019).

À partir d'une approche basée sur la modélisation, l'objectif de ma thèse est d'étudier pour la première fois de manière détaillée les interactions entre l'atmosphère, l'océan et la cryosphère en Arctique, au dernier interglaciaire (chap. 2 à 4). Nous souhaitons ainsi renforcer nos connaissances des causes et des conséquences de l'amplification arctique au dernier interglaciaire. Une fois les mécanismes de l'amplification arctique mis en évidence pour le dernier interglaciaire, il s'agit de confronter nos résultats aux mécanismes caractéristiques de l'amplification arctique future, afin de faire le lien entre ces deux périodes (chap. 5).

Il est important de rappeler ici que le forçage climatique au dernier interglaciaire est

différent des changements anthropiques en cours et à venir (section 1.2.1). Ceci entraîne des différences dans la réponse du climat (en termes de saisonnalité notamment) qu'il faudra prendre en compte dans notre analyse.

Messages principaux

- L'Arctique est une région fragile face au changement climatique.
- La cryosphère (neige, glace de mer, calotte) joue un rôle crucial sur les variations climatiques de l'Arctique à différentes échelles de temps.
- Des incertitudes sur les rétroactions climatiques dans les régions polaires persistent et induisent des incertitudes pour les projections futures ;
- Le dernier interglaciaire nous offre la possibilité d'améliorer nos connaissances sur ces interactions complexes.

Chapitre 2

Étude des mécanismes responsables du réchauffement de la région arctique (60 ° -90 ° N) au cours du dernier interglaciaire

Sommaire

2.1	Introduction	48
2.2	Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle de circulation générale IPSL-CM6A-LR	50
2.2.1	Présentation du modèle IPSL-CM6A-LR	51
2.2.1.1	Le modèle de circulation atmosphérique LMDZ6A-LR	51
2.2.1.2	Le modèle de circulation océanique NEMO v3.6 . .	52
2.2.1.3	Le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE . .	55
2.2.2	Protocole expérimental CMIP6-PMIP4 pour le dernier inter- glaciaire	56
2.2.3	Ajustement du calendrier	58
2.3	Article - An energy budget approach to understand the Arctic warming during the Last Interglacial	60
2.4	Analyse multi-modèles des variations de glace de mer au dernier interglaciaire	101
2.5	Analyse des rétroactions générant des variations du rayon- nement de courte longueur d'onde	103
2.5.1	Présentation et définition de l'APRP	103
2.5.2	Quantification par l'APRP des rétroactions générant des va- riations du rayonnement de courte longueur d'onde au dernier interglaciaire	105
2.6	Bilan du chapitre	108

Objectifs du chapitre

- Présenter le modèle de climat IPSL-CM6A-LR utilisé dans cette étude, sous le protocole CMIP6-PMIP4 ;
- Quantifier les impacts directs et indirects de l'insolation sur le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire ;
- Quantifier l'importance des rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde sur la hausse des températures en Arctique au dernier interglaciaire.

2.1 Introduction

Comme introduit précédemment dans le chapitre 1.2, le forçage climatique du dernier interglaciaire résulte principalement de l'augmentation de deux paramètres astronomiques : l'obliquité et la précession climatique. Il donne lieu à une amplification saisonnière de l'insolation par rapport à la période pré-industrielle, plus prononcée dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord.

L'énergie solaire constitue l'apport d'énergie principal du système terrestre (Fasullo and Trenberth, 2008). Ses variations perturbent l'équilibre du bilan radiatif de la Terre et, par extension, son bilan énergétique et la température de surface. En effet, le climat de notre planète est principalement déterminé par les flux d'énergie entrants et sortants, et leurs interactions avec les différents types de surface (continent, océan, cryosphère). Au sommet de l'atmosphère, le rayonnement solaire, ou rayonnement de courte longueur d'onde, est émis sous forme d'ultra-violets et de lumière visible (fig. 2.1). En pénétrant dans l'atmosphère, ce rayonnement interagit avec les nuages, certaines molécules gazeuses et les particules atmosphériques (aérosols, poussières désertiques...). Il est en partie réfléchi vers l'espace ou absorbé par l'atmosphère. Une fois l'atmosphère traversée, l'énergie restante est soit absorbée, soit réfléchie par la surface terrestre en fonction de son albédo. Ce flux varie selon les saisons et les latitudes. Il présente un maximum autour de 30 ° N de latitude durant l'été et des valeurs proches de 0 durant l'hiver polaire.

La surface de la Terre émet un rayonnement de grande longueur d'onde, sous forme d'infra-rouges (fig. 2.1), proportionnel à la puissance 4 de la température de surface selon la loi de Stefan-Boltzman. Cette énergie contribue à chauffer les basses couches de l'atmosphère, d'autant plus qu'elle est absorbée par les gaz à effet de serre (H₂O, CO₂, CH₄ principalement) et les nuages.

Des flux de chaleur sont aussi échangés à l'interface entre l'atmosphère et les différents types de surface sous forme de flux de chaleur latente, liés aux changements de phase de l'eau, et de flux de chaleur sensible, dûs aux variations de température de l'air en surface sans changement de phase de l'eau (fig. 2.1). Ils sont respectivement proportionnels à la moyenne temporelle des variations du transport vertical d'humidité $w'q'$ et du transport vertical de chaleur par turbulence $w'T'$, où w' représente les fluctuations de la composante verticale du vent, q' les fluctuations d'humidité et T' les fluctuations de la température de l'air à la surface. De plus, les régions situées au-delà de 40 ° de latitude sont caractérisées par un déséquilibre énergétique : ces régions perdent plus

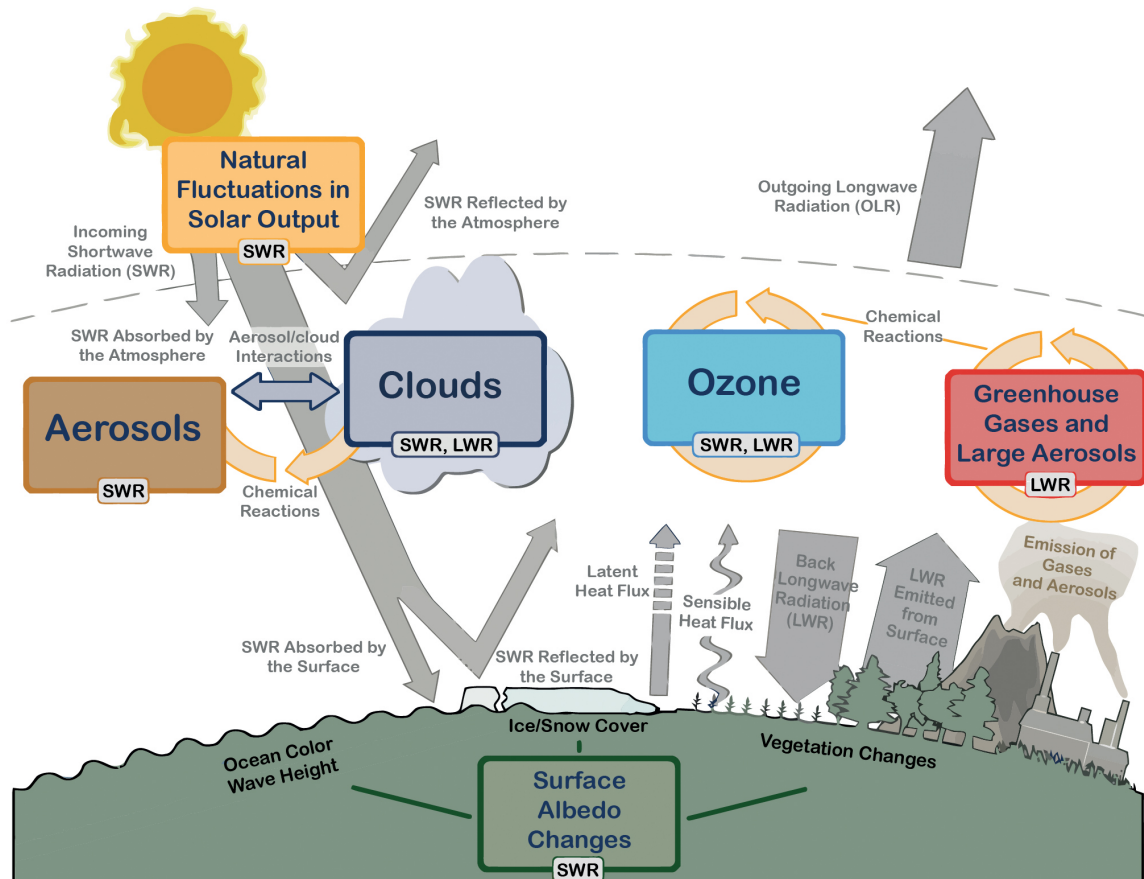


FIGURE 2.1 – Représentation des différents flux de chaleur (solaire, infrarouge et turbulents) et des principaux facteurs perturbant l'équilibre radiatif de la Terre. D'après Cubasch et al. (2013).

d'énergie qu'elles n'en gagnent. Pour compenser ce déséquilibre, les circulations atmosphérique et océanique redistribuent l'énergie excédentaire des tropiques vers les pôles, maintenant ainsi le bilan radiatif de la Terre à l'équilibre.

De plus, le bilan énergétique de la Terre est aussi influencé par les rétroactions climatiques, qui tendent à amplifier ou atténuer le forçage initial (chap. 1.1.3). Ces dernières jouent un rôle critique dans la dynamique du climat. Dans les régions des hautes latitudes, elles contribuent à l'amplification polaire (Goosse et al., 2018).

Il y a 127 000 ans, l'anomalie d'insolation par rapport à la période pré-industrielle était de plus de 60 W.m^{-2} en été, dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord. L'objectif de ce chapitre est donc de déterminer comment cet excès d'énergie est redistribué entre les différents réservoirs du système climatique et quels processus physiques participent au réchauffement du climat de l'Arctique au dernier interglaciaire. Pour cela, je compare deux simulations réalisées avec le modèle IPSL-CM6A-LR dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6 : l'expérience *lig127k* (Otto-Bliesner et al., 2017), qui simule le climat à 127 ka, et l'expérience *piControl* (Eyring et al., 2016), qui correspond au climat de l'ère pré-industrielle. À partir des sorties du modèle, je quantifie et analyse les variations des différentes composantes du bilan énergétique de l'Arctique : échanges de flux de chaleur entre l'atmosphère et les différents types

de surface, transports océanique et atmosphérique de chaleur, et stockage d'énergie dans l'océan, l'atmosphère et au niveau des surfaces continentales. L'été et l'automne étant marqués par une hausse significative des températures près de la surface, notre analyse est principalement centrée sur les processus en jeu durant ces deux saisons. En complément de cette étude, je quantifie ensuite les rétroactions climatiques générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde à l'aide de la méthode dite des *Approximate Partial Radiative Perturbations* (APRP, Taylor et al. 2007).

2.2 Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle de circulation générale IPSL-CM6A-LR

Le modèle IPSL-CM6A-LR est un modèle de circulation générale (Boucher et al., 2020), développé par l'Institut Pierre-Simon Laplace, qui inclut une représentation de l'atmosphère (LMDZ, Hourdin et al. 2020), de l'océan et de la glace de mer (NEMO, Madec et al. 2019), et des surfaces continentales (ORCHIDEE, Krinner et al. 2005, Cheruy et al. 2020). Dans cette section, je présente brièvement chacune des composantes du modèle IPSL-CM6A-LR (fig. 2.2), puis je reviens sur le protocole expérimental établi pour la simulation *lig127k*.

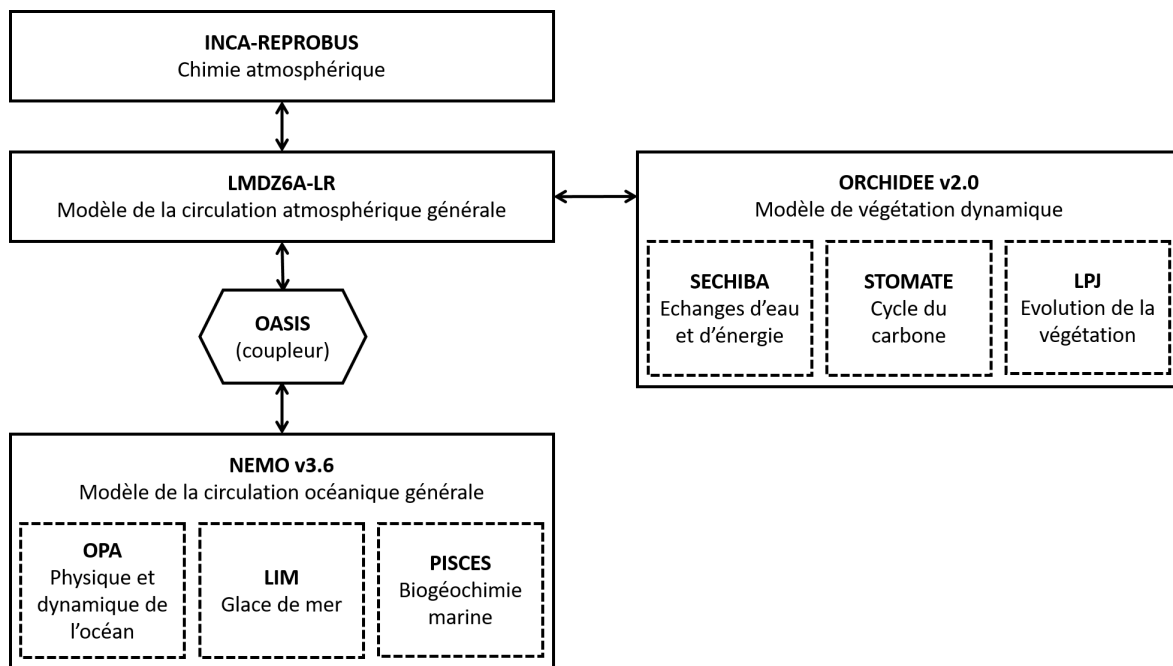


FIGURE 2.2 – Schéma de la construction du modèle IPSL-CM6A-LR sur la base de modules atmosphériques (LMDZ, INCA/REPROBUS), d'un module océanique (NEMO) et d'un module de végétation (ORCHIDEE).

2.2.1 Présentation du modèle IPSL-CM6A-LR

2.2.1.1 Le modèle de circulation atmosphérique LMDZ6A-LR

Le modèle de circulation atmosphérique LMDZ6A-LR s'appuie sur un système d'équations, décrivant les mouvements des masses d'air et regroupées sous le nom d'équations primitives de la météorologie. Elles correspondent à une forme simplifiée des équations de Navier-Stokes, écrites en coordonnées hybrides sigma-pression. Ce système est constitué des équations du mouvement (éq. 2.1), de continuité (éq. 2.2), de conservation des espèces chimiques (éq. 2.3) et de conservation de l'énergie, selon le premier principe de la thermodynamique (éq. 2.4). De plus, on considère que l'atmosphère est un mélange homogène de gaz, répondant à la loi des gaz parfaits.

$$\delta_t \mathbf{v} + (\mathbf{v} \cdot \nabla_p) \mathbf{v} + \omega \delta_p \mathbf{v} + f \mathbf{k} \times \mathbf{v} + \nabla_p \Phi = \mathbf{S}_v \quad (2.1)$$

$$\nabla_p \cdot \mathbf{v} + \delta_p \omega = 0 \quad (2.2)$$

$$\delta_t q + \mathbf{v} \cdot \nabla_p q + \omega \delta_p q = S_q \quad (2.3)$$

$$\delta_t \theta + \mathbf{v} \cdot \nabla_p \theta + \omega \delta_p \theta = \frac{\theta}{C_p T} \dot{Q}_{net} \quad (2.4)$$

où, $\mathbf{v} = (u, v, 0)$ est la composante horizontale de la vitesse, $\omega = \frac{Dp}{Dt}$ la composante verticale de la vitesse en coordonnées pression, f le paramètre de Coriolis, $\Phi = gz$ le géopotentiel, q représente les différents traceurs atmosphériques, θ la température potentielle, C_p la capacité calorifique de l'air à pression constante et T la température. S_q , S_v et $\dot{Q}_{net}$ sont des termes sources additionnels associés, par exemple, aux processus de condensation et de sublimation ou encore aux réactions chimiques et aux mouvements sous-maille (turbulence, nuages, convection).

Ces équations sont discrétisées sur la sphère terrestre par la méthode des différences finies. Les points de discrétisation sont répartis sur une grille rectangulaire longitude-latitude. La résolution horizontale est de 144 longitudes $\times$ 143 latitudes. La colonne atmosphérique est divisée en 79 niveaux verticaux, allant de la surface (≈ 1000 hPa) jusqu'à 1,5 hPa.

Les variables météorologiques sont distribuées sur une sous-grille C dans la définition de Arakawa (Kasahara, 1977). Les variables scalaires (température, géopotentiel et pression de surface) sont calculées aux points correspondant à des couples de valeurs entières : $(x, y) = (i, j)$. Les vecteurs dynamiques sont décalés d'un demi pas par rapport à ces variables scalaires. Le vent zonal est évalué aux points $(x, y) = (i + 1/2, j)$ et le vent méridien aux points $(x, y) = (i, j + 1/2)$.

Une particularité du modèle réside dans le traitement séparé des variables physiques et dynamiques. Leur intégration temporelle se fait selon un schéma numérique différent, avec des pas de temps différents.

La physique du modèle est décrite à l'aide de paramétrisations. Celles-ci expriment l'impact de processus tels que la turbulence, les nuages ou encore la convection, à partir de leurs propriétés statistiques sur la colonne atmosphérique 1D. Ces processus de petites échelles ne peuvent être représentés sur des mailles horizontales d'une centaine de kilomètres de côté, c'est pourquoi ils sont traités séparément.

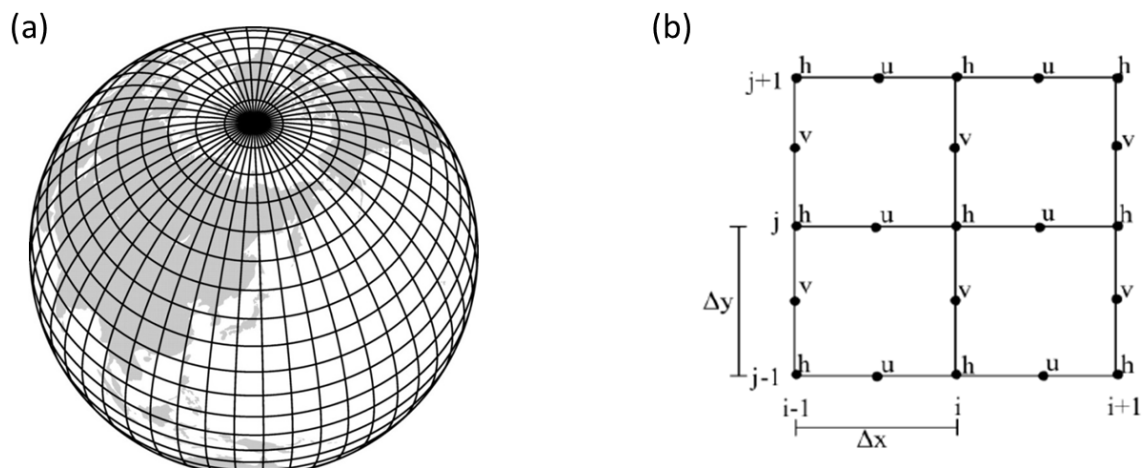


FIGURE 2.3 – (a) Grille longitude-latitude, d’après Washington et al. (2009). (b) Disposition des variables sur une grille horizontale C. u représente le vent zonal, v le vent méridien et h les variables scalaires. D’après Collins et al. (2013b)

Dans le cadre de développements liés au dernier exercice d’intercomparaison de modèles CMIP6 (Eyring et al., 2016), de nombreuses améliorations ont été apportées à ces paramétrisations (Hourdin et al., 2020), notamment, en ce qui concerne les représentations de la turbulence, de la convection et des nuages (Hourdin et al., 2020, Madeleine et al., 2020). Les flux radiatifs solaires et infra-rouges sont estimés à partir d’un nouveau code de transfert radiatif, le Rapid Radiative Transfer model (RRTM, Mlawer et al. (1997)), qui a permis de réduire les biais sur les flux radiatifs présents dans les précédentes versions du modèle LMDZ. De plus, l’ajustement des paramètres d’orographie à l’échelle sous-maille¹ a permis de corriger un biais systématique dans la représentation de la glace de mer arctique (Gastineau et al., 2020) qui se manifestait par une surestimation de l’aire de glace.

2.2.1.2 Le modèle de circulation océanique NEMO v3.6

Le modèle de circulation océanique NEMO intègre une représentation de la physique de l’océan (NEMO-OPA, Madec et al. 2019), de la thermodynamique de la glace de mer (NEMO-LIM, Rousset et al. 2015, Vancoppenolle et al. 2008) et de la biogéochimie marine (NEMO-PISCES, Aumont et al. 2015).

1. La paramétrisation des processus d’orographie sous-maille permet de représenter des processus atmosphériques de petites échelles, non-résolus par les modèles de climat, qui se forment sous l’effet du relief (onde de gravité, turbulence...) et impactent la circulation atmosphérique de grande échelle.

OPA v9.0 est construit sur la base des équations primitives (éq. 2.5), ainsi que de deux équations d'état non linéaires qui couplent la température et la salinité à la vitesse du fluide (éq. 2.6 et éq. 2.7) :

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} = - \left[(\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} + \frac{1}{2} \nabla (\mathbf{U}^2) \right] - f \mathbf{k} \times \mathbf{U}_h - \frac{1}{\rho_0} \nabla_h p + D^U + F^U \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla(T\mathbf{U}) + D^T + F^T \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla(S\mathbf{U}) + D^S + F^S \quad (2.7)$$

où, $\mathbf{U}$ est le vecteur vitesse tel que $\mathbf{U} = \mathbf{U}_h + \omega \mathbf{k}$, avec ω la vitesse angulaire de la Terre et $\mathbf{k}$ l'accélération de Coriolis. T est la température potentielle, S la salinité, ρ la densité et ρ_0 la densité de référence, t le temps, p la pression. f correspond à le paramètre de Coriolis, telle que $f = 2\mathbf{k}$. D^U , D^T et D^S représentent respectivement des processus sous-maîles impliquant la quantité de mouvement, la température et la salinité. F^U , F^T et F^S sont les forçages de surface.

Comme pour les équations primitives du modèle LMDZ, ce système d'équations est discrétisé sur la sphère terrestre par la méthode des différences finies. Pour obtenir ce système d'équations final, les hypothèses suivantes sont appliquées (Madec et al., 2019) :

- Approximation sphérique - La Terre est considérée comme une sphère ;
- Approximation de la couche mince - Le rapport d'aspect entre la profondeur de l'océan et son extension horizontale est très petit (de l'ordre de 10^{-3}). Les mouvements verticaux peuvent donc être négligés par rapport aux mouvements horizontaux ;
- Hypothèse de fermeture du mélange turbulent - Les coefficients turbulents verticaux de dissipation et de diffusion sont calculés à partir d'un modèle de fermeture turbulente (TKE, Blanke and Delecluse 1993, Gaspar et al. 1990), basé sur l'équation pronostique de l'énergie cinétique turbulente ;
- Approximation de Boussinesq - Les variations de densité sont négligées, sauf pour le calcul des termes de flottabilité : $\rho = \rho(T, S, p)$;
- Equilibre hydrostatique - La gravité est à l'équilibre avec la force de pression : $\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$;
- Hypothèse d'incompressibilité - Le fluide est dit incompressible, ce qui équivaut à considérer que la divergence de la vitesse est nulle : $\nabla \mathbf{U} = 0$.

Les variables océaniques (température, salinité, vitesses) sont représentées sur la grille tridimensionnelle eORCA1 (fig. 2.4). Cette grille permet de construire un maillage océanique orthogonal curviligne sans point de singularité à l'intérieur du domaine de calcul. Elle dispose, en effet, de deux pôles nord placés sur les continents et d'un pôle sud situé sur l'Antarctique (fig. 2.4).

La grille eORCA1 a une résolution nominale de 1° , s'affinant à $1/3^\circ$ près de l'équateur et dans des régions telles que les mers nordiques. Elle possède 75 niveaux verticaux, dont l'espacement augmente avec la profondeur. En surface, la distance entre les niveaux est de 1 m, ce qui permet une représentation fine des flux océan-atmosphère-glace

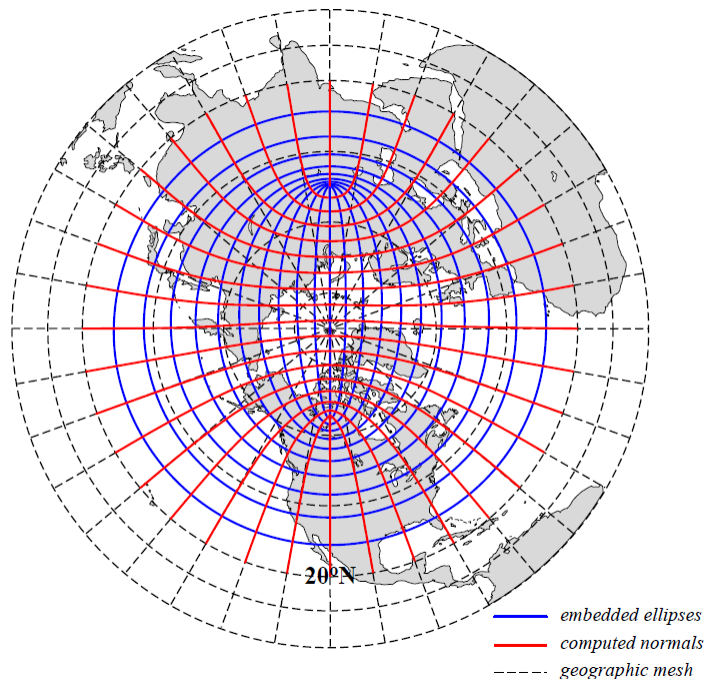


FIGURE 2.4 – Représentation de la grille ORCA dans l'hémisphère nord. Les deux "pôles nord" sont les foyers d'une série d'ellipses (*embedded ellipses*, courbes bleues) déterminées analytiquement et représentant les pseudo-latitudes de la grille. La normale à ces ellipses correspond aux pseudo-longitudes (*computed normals*, courbes rouges). D'après Madec et al. (2019).

de mer.

Tout comme le modèle LMDZ6A-LR, le modèle NEMO utilise une grille C dans la définition de Arakawa. La discrétisation temporelle des variables océaniques se fait par un schéma à trois niveaux.

LIM3.6 décrit la thermodynamique de la glace de mer en Arctique et en Antarctique. La glace de mer y est considérée comme un continuum élasto-viscoplastique 2D, dont la déformation est irréversible. L'évolution de ses caractéristiques est gouvernée par l'équation du mouvement, les équations de conservation de l'énergie et le schéma d'advection de Prather (1986). Cette nouvelle version du modèle LIM comprend une représentation sous-maille de l'épaisseur de glace en 5 catégories, qui permet de mieux simuler les processus de fonte/formation de glace et donc la rétroaction de l'albédo.

Enfin, les interactions entre l'océan et l'atmosphère sont calculées par le coupleur OASIS3-MCT (Boucher et al., 2020).

2.2.1.3 Le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE

Le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE v2.0 représente explicitement les échanges d'eau, d'énergie et de carbone à l'interface entre l'atmosphère et la surface continentale. Il s'appuie sur le concept de Plant Functional Types (PFTs) pour décrire la distribution du couvert végétal en un nombre réduit d'éléments en fonction des caractéristiques physiologiques, phénologiques et climatiques. Les PFTs sont répartis en 15 catégories différentes, allant du sol nu aux cultures agricoles, en passant par les différents types de forêt boréale, tempérée et tropicale. L'évolution annuelle des cartes de PFT provient de la base de données LUHv2 (Lurton et al., 2020).

Le modèle est composé des modules SECHIBA, STOMATE et LPJ caractérisant respectivement les échanges biophysiques (eau et énergie principalement) entre l'atmosphère et les surfaces continentales, le cycle du carbone et l'évolution à long terme d'un type de végétation par rapport à un autre. La résolution horizontale du modèle ORCHIDEE est la même que celle du modèle LMDZ6A-LR.

Lors du passage de la version IPSL-CM5 à la version IPSL-CM6, plusieurs modifications ont été apportées au modèle ORCHIDEE. Les plus importantes concernent l'hydrologie des sols, le schéma de neige et l'albédo des sols nus (*background albedo*). Le transport vertical de l'eau est modélisé par l'équation de Richard sur une épaisseur de 2m, discrétisée en 11 niveaux verticaux (de Rosnay et al., 2002). Ce nouveau schéma à 11 couches remplace une représentation conceptuelle du stockage de l'humidité dans le sol sur seulement deux couches. Il a notamment permis de représenter de manière plus réaliste les flux d'eau et le stockage de l'eau dans le sol.

Initialement, les variations de la couverture neigeuse étaient décrites par un modèle à une couche qui sous-estimait la fonte de la neige. Le nouveau modèle de neige repose sur une représentation de la neige sur trois couches prenant en compte les processus de gel-dégel et de compaction de la neige. Il comprend également une nouvelle paramétrisation de l'albédo de la neige.

Il faut aussi noter que les calottes de glace et les glaciers ne sont pas représentés explicitement dans le modèle ORCHIDEE, mais sont traités dans un module spécifique du modèle LMDZ. De plus, l'albédo du sol nu était précédemment dérivé de cartes représentant la couleur des sols. Dans la version v2.0 du modèle ORCHIDEE, cet albédo est maintenant déterminé à partir des données d'observation MODIS.

Les modèles LMDZ et ORCHIDEE sont couplés à chaque pas de temps de la physique du modèle atmosphérique (15 minutes), à l'exception des processus biogéochimiques et de la dynamique de la végétation pour lesquels la fréquence de couplage est de un jour (Boucher et al., 2020).

2.2.2 Protocole expérimental CMIP6–PMIP4 pour le dernier interglaciaire

Le protocole expérimental, comprenant les forçages et conditions aux limites pour la simulation *lig127k*, est défini dans Otto-Bliesner et al. (2017).

Le dernier interglaciaire se différencie de la période pré-industrielle par la valeur des paramètres astronomiques (fig. 2.5 et tab. 2.1), qui déterminent la quantité d'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère terrestre (chap. 1.2).

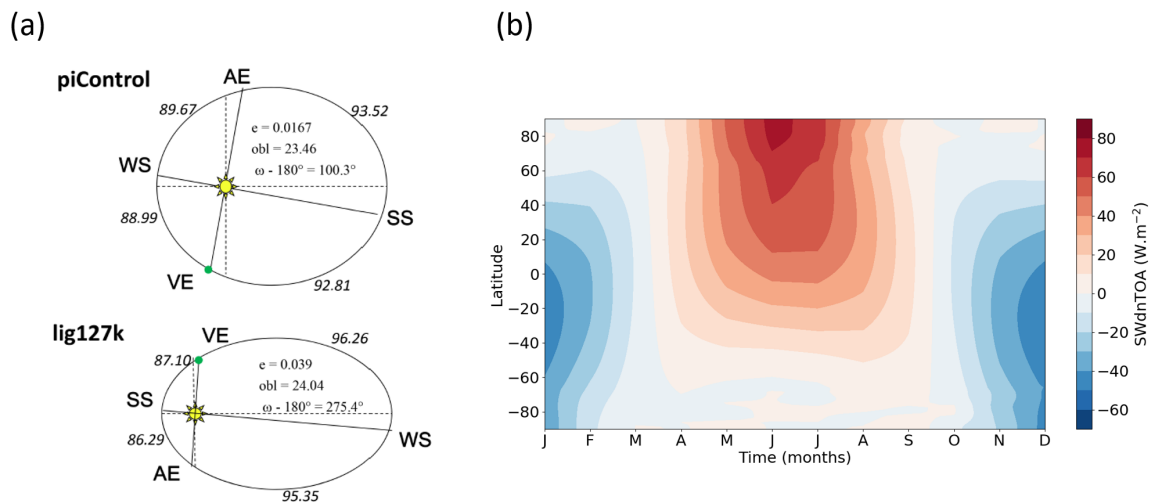


FIGURE 2.5 – (a) Configuration orbitale définie pour les simulations *piControl* et *lig127k*. Adaptée de Otto-Bliesner et al. (2017) (b) Cycle annuel de l'anomalie d'insolation ($W.m^{-2}$) en fonction de la latitude, calculé à partir des sorties du modèle IPSL-CM6A-LR.

L'excentricité, l'obliquité et la longitude du périhélie sont déterminés à partir des travaux de Berger and Loutre (1991). Pour la période 127 ka, l'orbite terrestre est caractérisée par une excentricité de 0,039378, ce qui correspond à une valeur deux fois plus élevée que celle de la période pré-industrielle. Avec une excentricité plus grande, la Terre tourne sur une orbite légèrement plus aplatie. L'obliquité de la Terre est également plus élevée qu'à l'actuel et atteint $24,04^\circ$, ce qui contribue à une légère augmentation de l'insolation en moyenne annuelle dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord par rapport au pré-industriel. Enfin, le périhélie se situe proche du solstice d'été au dernier interglaciaire, ce qui augmente le contraste saisonnier. Les variations de la précession climatique (excentricité et position du périhélie) impliquent un allongement des hivers et un raccourcissement des étés (chap. 1.2.1).

Les concentrations en gaz à effet de serre, quant à elles, diffèrent très peu d'une période à l'autre. Pour le dernier interglaciaire, elles ont été déterminées à partir de carottes de glace forées en Antarctique : EPICA Dome C pour le CO_2 (Bereiter et al., 2015, Schneider et al., 2013), EPICA Dome C et EPICA Dronning Maud Land pour le CH_4 (Loulergue et al., 2008, Schilt et al., 2010a), et EPICA Dome C et Talos Dome pour le N_2O (Schilt et al., 2010a,b). Ces concentrations ont été déterminées à partir de leurs valeurs moyennées entre 127 500 et 126 500 ans sur la chronologie AICC2012 (Bazin et al., 2013). Elles sont répertoriées dans le tableau 2.1. Les concentrations en gaz à effet de serre n'ont pas été directement prélevées de carottes de glace du Groenland,

car la production de CO_2 lors de réactions chimiques dans les bulles d'air contenues dans les glaces et l'altération des couches de glace datées du dernier interglaciaire ne permettent pas d'avoir des enregistrements fiables des concentrations atmosphériques en CO_2 , CH_4 et N_2O .

Paramètres astronomiques	lig127k	piControl
Excentricité	0.039378	0.016764
Obliquité	24.040 °	23.459 °
Perihélion-180 °	275.41 °	100.33 °
Date de l'équinoxe de printemps	21 mars	21 mars
Concentration en gaz à effet de Serre		
CO_2	275 ppm	284.3 ppm
CH_4	685 ppb	808.2 ppb
N_2O	255 ppb	273 ppb

TABLE 2.1 – Paramètres astronomiques et concentrations en gaz à effet de serre utilisés pour forcer les simulations *piControl* et *lig127k*.

Le protocole expérimental impose des conditions aux limites identiques au pré-industriel et au dernier interglaciaire. La position des continents, l'extension et la topographie des calottes groenlandaise et antarctique, ainsi que la végétation sont les mêmes dans les deux simulations. Par conséquent, la comparaison des simulations *lig127k* et *piControl* ne permet d'étudier ni les rétroactions climat-végétation, ni les rétroactions climat-calotte.

Dans le cas du modèle IPSL-CM6A-LR, les modules de chimie atmosphérique (INCA-REPROBUS) n'ont pas été activés : les aérosols sont prescrits à partir d'une climatologie moyennée sur la période actuelle dans les deux simulations.

La simulation du dernier interglaciaire a été initialisée de la même manière que la simulation de l'Holocène moyen (Braconnot et al., 2021). Une première étape de spin-up a été réalisée en partant de l'année 1850 (1^{er} janvier) de l'expérience CMIP6 *piControl*, lancée avec la même version du modèle IPSL-CM6A-LR (Boucher et al., 2020). Le modèle a ensuite tourné pendant 350 ans, ce qui est suffisamment long pour amener le climat à l'équilibre dans les conditions du dernier interglaciaire. La dernière année de cette simulation a été utilisée pour initialiser la simulation de référence CMIP6-PMIP4 *lig127k*. Cette expérience a tourné pendant 550 ans².

2. La simulation *lig127k* est inscrite dans la base de données ESGF (<https://esgf-node.ipsl.upmc.fr/search/cmip6-ipsl/>) sous le nom de *CMIP6.PMIP.IPSL.IPSL-CM6A-LR.lig127k.r1i1p1f1*

2.2.3 Ajustement du calendrier

Du fait de forts changements d'excentricité et de précession des équinoxes entre le dernier interglaciaire et aujourd'hui, la durée des saisons est différente durant ces deux périodes. La répartition des mois et des années selon un calendrier grégorien n'est pas adéquate lorsque l'on s'intéresse au dernier interglaciaire. L'utilisation d'un tel calendrier peut, en effet, provoquer de forts biais lors de la comparaison entre le dernier interglaciaire et une période caractérisée par un forçage orbital très différent, mais aussi lors de la comparaison avec les données et entre les modèles eux-mêmes. Ces biais sont la conséquence de la seconde loi de Kepler : la Terre se déplace plus rapidement près du périhélie et plus lentement près de l'aphélie. Actuellement, la Terre est au périhélie le 4 janvier et à l'aphélie le 4 juillet. Ces dates variant au cours du temps, le temps nécessaire à la Terre pour parcourir le quart (90°) ou $1/12$ (30°) de son orbite (une saison ou un mois) varie donc. Ainsi, il vaut mieux appliquer une définition "angulaire" des mois, telle que les mois soient définis par un nombre fixe de degrés de l'orbite terrestre. Il y a 127 000 ans, la Terre atteignait le périhélie à la fin du mois de juin. Les mois d'avril à septembre étaient donc plus courts, les mois d'octobre à mars plus longs (tab. 2.2).

Mois	Calendrier grégorien (nombre de jours/mois)	Calendrier basé sur les saisons astronomiques (nombre de jours/mois)	Anomalies sur la longueur des mois (nombre de jours)
Janvier	31	34	+3
Février	28/29	30/31	+2
Mars	31	32	+1
Avril	30	29	-1
Mai	31	29	-2
Juin	30	27	-3
Juillet	31	28	-3
Août	31	29	-2
Septembre	30	29	-1
Octobre	31	32	+1
Novembre	30	32	+2
Décembre	31	34	+3

TABLE 2.2 – Nombre de jours par mois pour la période 127 ka, tel que défini par le calendrier grégorien utilisé par le modèle IPSL-CM6A-LR et tel que calculé à partir de leur définition astronomique.

L'algorithme *PaleoCalAdjust v1.0*, développé par Bartlein and Shafer (2019), permet d'ajuster le calendrier des sorties de modèle en fonction de la période considérée. Les données journalières sont dérivées des données mensuelles grâce à une méthode préservant les moyennes (Epstein, 1991). Cette approche peut introduire des différences entre les moyennes mensuelles originales et les moyennes mensuelles issues de l'interpolation des données, mais elles restent faibles comparées à une interpolation linéaire. Ensuite, la longueur, le début et la fin de chaque mois sont déterminés à partir des lois

de Kepler (approche de Curtis 2014) :

$$E = 2 \cdot \tan^{-1} \left[\left(\frac{1 - \epsilon}{1 + \epsilon} \right)^{0.5} \tan \left(\frac{\theta}{2} \right) \right] \quad (2.8)$$

$$M = E - \epsilon \cdot \sin(E) \quad (2.9)$$

$$t = \frac{M}{2\pi} T \quad (2.10)$$

où, ϵ est l'excentricité, E l'anomalie d'excentricité, θ la position angulaire de la Terre le long de l'orbite elliptique, M la position angulaire le long du orbite circulaire, T la période (nombre de jours dans une année) et t le temps depuis le périhélie. Les calculs des paramètres orbitaux et de la date de l'équinoxe de printemps s'appuient sur les programmes du Goddard Institute from Space Studies³.

Pour les modèles utilisant des calendriers standard, grégorien ou grégorien proleptique, la date à partir de laquelle la simulation débute est importante, car elle influence la date de l'équinoxe de printemps du fait des années bissextiles. Ce n'est pas le cas pour les autres types de calendrier utilisés en modélisation du climat, comme les calendriers.

L'algorithme a été testé sur des données journalières et mensuelles de températures de surface et de concentration de glace de mer pour le modèle IPSL-CM6A-LR, afin d'évaluer les anomalies engendrées par l'utilisation de l'un ou l'autre type de données.

3. <https://web.archive.org/web/20150920211936/http://data.giss.nasa.gov/ar5/solar.html>

2.3 Article - An energy budget approach to understand the Arctic warming during the Last Interglacial

Dans cette section, nous analysons la réponse du climat arctique aux changements d'insolation il y a 127 000 ans, en comparant les simulations *lig127k* et *piControl* réalisées avec le modèle IPSL-CM6A-LR. Pour cela, nous calculons les variations saisonnières du bilan énergétique de l'Arctique (60-90 ° N) et de ses différentes composantes. Une telle approche nous permet d'isoler et de quantifier les contributions respectives de l'océan, de l'atmosphère, de la glace de mer et des continents au réchauffement de l'Arctique durant le dernier interglaciaire.

Nos travaux s'inspirent de ceux de Serreze et al. (2007) et Mayer et al. (2019), qui ont estimé le bilan énergétique de l'Arctique pour la période actuelle, en utilisant des observations et des réanalyses climatiques.

Cette étude a fait l'objet d'un article soumis au journal *Climate of the Past*. Cet article est actuellement en phase de révision (Sicard et al., 2021). La version jointe au manuscrit ci-après correspond à la version du papier telle que resoumise suite à la première phase de révision.

An energy budget approach to understand the Arctic warming during the Last Interglacial

Marie Sicard¹, Masa Kageyama¹, Sylvie Charbit¹, Pascale Braconnot¹, and Jean-Baptiste Madeleine²

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Institut Pierre Simon Laplace, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

²Laboratoire de Météorologie Dynamique, Institut Pierre Simon Laplace, Sorbonne Université, 75252 Paris Cedex 05, France

Correspondence: Marie Sicard (marie.sicard@lsce.ipsl.fr)

Abstract. The Last Interglacial period (129-116 ka BP) is characterized by a strong orbital forcing which leads to a different seasonal and latitudinal distribution of insolation compared to the pre-industrial period. In particular, these changes amplify the seasonality of the insolation in the high latitudes of the northern hemisphere. Here, we investigate the Arctic climate response to this forcing by comparing the CMIP6 *lig127k* and *pi-Control* simulations performed with the IPSL-CM6A-LR model. Using an energy budget framework, we analyse the interactions between the atmosphere, ocean, sea ice and continents.

In summer, the insolation anomaly reaches its maximum and causes a rise in near-surface air temperature of 3.1°C over the Arctic region. This warming is primarily due to a strong positive anomaly of surface downwelling shortwave radiation over continental surfaces, followed by large heat transfers from the continents to the atmosphere. The surface layers of the Arctic Ocean also receives more energy, but in smaller quantity than the continents due to a cloud negative feedback. Furthermore, while heat exchanges from the continental surfaces towards the atmosphere are strengthened, the ocean absorbs and stores the heat excess due to a decline in sea ice cover.

However, the maximum near-surface air temperature anomaly does not peak in summer like insolation, but occurs in autumn with a temperature increase of 4.2°C relative to the pre-industrial period. This strong warming is driven by a positive anomaly of longwave radiation over the Arctic ocean enhanced by a positive cloud feedback. It is also favoured by the summer and autumn Arctic sea ice retreat (-1.9×10^6 and -3.4×10^6 km² respectively), which exposes the warm oceanic surface and thus allows oceanic heat storage and release of water vapour in summer. This study highlights the crucial role of sea ice cover variations, Arctic ocean, as well as changes in polar clouds optical properties on the Last Interglacial Arctic warming.

1 Introduction

In recent years, the Arctic climate system has been undergoing profound changes. Over the last two decades, surface air temperature has increased by more than twice the global average (Meredith et al., 2019). This phenomenon, also known as the Arctic amplification, results from complex and numerous interactions involving the atmosphere, land surfaces, ocean and cryosphere (Goosse et al., 2018). Sea ice loss is often cited as one of the main drivers of the Arctic amplification (Serreze and Barry, 2011). Over the past few decades, sea ice cover has responded very quickly to temperature fluctuations. Recent satellite observations reveal large sea ice retreat in September peaking at -12.8 ± 2.3 % per decade (relative to the 1981–2010 mean;

25 Meredith et al. 2019). A striking example is the minimum sea ice extent of 3.74 million km² reported in September 2020 by the
NASA Earth Observatory which is the second lowest minimum since the beginning of satellite observations in 1979. During
winter months, sea ice changes are smaller (about $-2.7\% \pm 0.5\%$ per decade in March; Meredith et al. 2019) but attest to a
delayed start of the freezing season. Sea ice cover variations modify the albedo and affect the vertical exchanges of heat and
water vapor at the atmosphere-ocean interface. These albedo and water vapor effects have been previously analysed in a context
30 of insolation variations, during the last interglacial–glacial transition (Khodri et al., 2005) and the mid-Holocene (Yoshimori
and Suzuki, 2019). They also alter the density of oceanic water masses through salt rejection during the ice growing phase or
through freshwater release during the melting period, thereby having the potential to modify the Atlantic Meridional Ocean
Circulation (AMOC).

Other studies also highlight the important role of clouds and total water vapour content in amplifying or dampening the
35 Arctic warming (Vavrus, 2004; Shupe and Intrieri, 2004; Vavrus et al., 2009; Graverson and Wang, 2009; Kay et al., 2016).
In particular, changes in the amount and characteristics of low-level clouds, ie. clouds occurring below 2000 m, strongly
modulate the shortwave and longwave radiative budgets (Matus and L’Ecuyer, 2017). Remote sensing observations of clouds
have shown the importance of cloud partitioning between liquid and ice phases on shortwave radiation received at the Earth’s
surface (Cesana et al., 2012; Morrison et al., 2011). For a given water content, liquid water droplets are smaller and more
40 abundant than their frozen counterparts. Their structural properties make them more efficient in reflecting incoming solar
radiation back to space than ice crystals, which results in a cooling of the surface and the lowest layers of the atmosphere.
Moreover, increased low-level cloud cover blocks longwave radiation and, thus, warm the atmosphere. This effect is more
pronounced over newly open waters, where the enhanced moisture flux to the atmosphere contributes to the formation of low-
level clouds and leads to enhanced sea ice melt (Palm et al., 2010). These processes are now better captured by climate models,
45 but cloud feedbacks remain a large source of uncertainty in climate projections (Flato et al., 2013; Ceppi et al., 2017). Another
process also contributing to changes in temperature and humidity is the transport of heat and water vapor from low latitudes
to the Arctic region (Khodri et al., 2003; Hwang et al., 2011; van der Linden et al., 2019). All these factors interact with each
other and make it difficult to understand polar amplification (Serreze and Barry, 2011; Goosse et al., 2018).

The Arctic region also experienced climatic variations during past periods. Investigating past Arctic climate changes could
50 therefore help better understand processes involved in the Arctic amplification. Past interglacial periods are relevant examples
for testing key dynamical processes and feedbacks under temperatures comparable to or warmer than present-day period.
Because of the availability of numerous climate reconstructions, the Last Interglacial period, spanning from 129 to 116 years
before present (BP), has been frequently used. It provides a good testing ground to clarify the relative importance and the
cumulative effect of the above mentioned processes. This period is characterized by a strong orbital forcing resulting in a
55 global warming about 2 °C at the peak warmth compared to the pre-industrial period (Turney and Jones, 2010; McKay et al.,
2011; Capron et al., 2014). This warming is more pronounced in the high latitudes of the northern hemisphere. For the 127
ka period, paleodata suggest a summer sea surface temperature increase of 1.1 ± 0.7 °C in the North Atlantic compared to
the pre-industrial period (Capron et al., 2014, 2017) associated with huge variations of the cryosphere (here, sea ice and ice
sheets). In their chronological framework, Thomas et al. (2020) demonstrate that the cryosphere responded early in the Last

60 Interglacial period to the orbital forcing. The sea ice decline started as early as 130 ka and was followed by a retreat of the Greenland ice sheet around 128 ka. Although marine records agree on a significant decline in Arctic sea ice cover during the Last Interglacial period (Brigham-Grette and Hopkins, 1995; Nørgaard-Pedersen et al., 2007; Adler et al., 2009; Stein et al., 2017; Malmierca-Vallet et al., 2018; Kageyama et al., 2021), the presence of perennial or seasonal sea ice cover over the central Arctic Basin is still debated. Among CMIP6 climate models that have run Last Interglacial simulations, only two of them attest
65 to summer ice-free conditions (Kageyama et al., 2021; Guarino et al., 2020).

In addition to Arctic sea ice loss, the Last Interglacial period is characterized by a retreat of both Greenland and the Antarctic ice sheets which have contributed to a sea level rise between 6 and 9 m (Kopp et al., 2009; Dutton et al., 2015).

Paleorecords indicate that greenhouse gas concentrations at 127 ka were similar to pre-industrial levels. The main difference between the Last Interglacial and the pre-industrial forcings results from the astronomical forcing. Changes in obliquity and
70 climatic precession affect both seasonal and annual solar radiation received at the top of the atmosphere. In the high latitudes of the northern hemisphere, the strong astronomical forcing leads to increased summer insolation at the top of the atmosphere peaking in June at more than 60 W m^{-2} (Fig. 1).

Using the Earth system model of intermediate complexity MoBidiC, Crucifix and Loutre (2002) suggested that during the Last Interglacial, the precession is the main driver of mean annual temperature variations in the high latitudes of the
75 northern hemisphere during. Changes in summer precession induce significant variations in summer snow cover, sea ice area and vegetation distribution. This modulates surface albedo and are therefore at the origin of most climatic fluctuations in the Arctic. However, while Crucifix and Loutre (2002) have shown that the thermohaline circulation has a limited impact on the high latitude climate, Pedersen et al. (2016) attributed changes in surface temperature to an increase in the mean annual overturning strength from 15.8 Sv in the pre-industrial period to 21.6 Sv at 125 ka simulated by the high resolution EC-Earth
80 model. Recently, Guarino et al. (2020) estimated surface heat balance over the Arctic Ocean with the HadGEM3 model to evaluate the link between Arctic warming and loss of summer sea ice at 127 ka. They found a positive anomaly of the net shortwave radiation at the surface, mostly caused by a substantial decrease of surface albedo. Compared with other CMIP6 models, HadGEM3 shows an unusual behaviour in terms of energy budget (Kageyama et al., 2021). The albedo feedback is strongly amplified in this particular model because of the significant summer sea ice retreat. It can be explained by the explicit
85 representation of melt ponds in the CICE-GSI8 sea ice model (Rae et al., 2015; Ridley et al., 2018) which overestimates sea ice melt (Flocco et al., 2012).

These results must be treated with caution since the Last Interglacial simulations calendar has not been adjusted. Due to differences in the Last Interglacial and the pre-industrial orbital forcing, the duration of seasons is different between these two periods. Calendar adjustment is therefore necessary for seasonal analysis (Kutzbach and Gallimore, 1988; Joussaume and
90 Braconnot, 1997; Bartlein and Shafer, 2019). Moreover, previous studies did not clearly quantify the influence of each climate system components i.e. ocean, atmosphere, sea ice and continents, that contribute to the Last Interglacial Arctic warming. The aim of this study is to better constrain their respective role based on an energy budget framework. To address this issue, we use the outputs of the IPSL-CM6A-LR global climate model to compare Arctic energy budgets during the Last Interglacial and pre-industrial periods.

95 The paper is organised as follows. Section 2 describes the IPSL-CM6A-LR model and the experimental design of the pre-industrial and Last Interglacial simulations. In section 3, we analyse the processes involved in the Arctic energy budget in order to determine their relative importance in the Arctic warming. We essentially focus on the summer and the autumn seasons during which the temperature rise is the highest. Section 4 discusses how model biases could influence our results.

2 Model and methods

100 2.1 The IPSL-CM6A-LR global model

The simulations analysed in this study were carried out using the IPSL-CM6A-LR model (Boucher et al., 2020). IPSL-CM6A-LR is a Global Climate Model (GCM) developed at the Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). It includes three main components: the atmosphere (LMDZ, Hourdin et al. 2020), the ocean and sea ice (NEMO, Madec et al. 2019) and the land surface (ORCHIDEE, Krinner et al. 2005; Cheruy et al. 2020).

105 The horizontal resolution of the atmospheric model is 144×143 points in longitude and latitude corresponding to a resolution of $2.5^\circ \times 1.3^\circ$. There are 79 vertical levels reaching 1.5 Pa at the top of the atmosphere. However, we use global fields interpolated on the 19 standard pressure levels defined for CMIP6 (Juckes et al., 2020). The ocean model has a resolution of $1^\circ \times 1^\circ$ and 75 vertical layers. It includes a representation of sea ice (LIM, Vancoppenolle et al. 2008) and geochemistry (PISCES, Aumont et al. 2015). The vegetation model ORCHIDEE uses fractions of 15 different plant functional types. Over ice-free
110 areas, a 3-layer explicit snow model is also implemented, whereas, over ice sheets and glaciers, the snowpack is represented as a 1-layer scheme. Finally, the ORCHIDEE model also includes a carbon cycle representation, which implies that, even though vegetation types are prescribed in each grid box, the seasonal evolution of the leaf area index is computed. The horizontal resolution of ORCHIDEE is the same as for the atmospheric component.

In this study, we use two simulations run as a part of the contribution of the fourth phase of Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP4, Kageyama et al. 2018) of the Coupled Model Intercomparison Project CMIP6 (Eyring et al., 2016).
115 The *piControl* experiment for 1850 CE, described in Boucher et al. (2020), is considered as our reference simulation and is cited as PI hereafter. The *lig127k* experiment, hereafter the LIG experiment, is a time-slice experiment corresponding to the 127 ka conditions following the PMIP4 protocol (Otto-Bliesner et al., 2017). As mentioned above, atmospheric CO₂ and other greenhouse gas (GHG) concentrations are close to their PI values and do not represent the main driver of the LIG climate. The
120 LIG GHG concentrations are provided by Antarctic ice cores (Bereiter et al. 2015, Schneider et al. 2013 for CO₂; Loulergue et al. 2008 and Schilt et al. 2010a for CH₄ and Schilt et al. 2010a, b for NO₂) aligned with the AICC2012 chronology (Bazin et al., 2013). The Earth's astronomical parameters are prescribed following Berger and Loutre (1991). In all simulations, the vernal equinox is fixed to March 21 at noon. Other boundary conditions such as paleogeography, ice sheet geometry or aerosols are the same as in the PI simulation (for more details see Otto-Bliesner et al. 2017). Forcings and boundary conditions of both
125 simulations are summarized in table 1.

The LIG simulation was initialised as the mid-Holocene one (Braconnot et al., 2021). The initial state is the year 1850 (1st January) of the CMIP6 reference pre-industrial simulation with the same model version (Boucher et al., 2020). The model was

first run for 350 years. This initial step constitutes the spin-up period, during which the model reaches a statistical equilibrium under the Last Interglacial forcing. From this spin-up phase, the reference PMIP4-CMIP6 *lig127k* simulation has been
130 run for 550 years. High frequency outputs have also been saved over the last 50 years of the simulation for the analyses of extreme events or to provide the boundary conditions for future regional simulations. This reference simulation is called CMIP6.PMIP.IPSL.IPSL-CM6A-LR.lig127k.r1i1p1f1 in the ESGF database.

Because of the combined effect of eccentricity and precession changes, the length of seasons relative to the insolation forcing is different between the LIG and the PI periods. However, both simulations use a fixed present-day calendar to compute online
135 monthly averages, which is aligned with our current definition of season in terms of number of days for each months. As a consequence, this adds artificial biases in the analysis due to phase lag in the seasonal cycle, especially in boreal autumn (Joussaume and Braconnot, 1997; Timm et al., 2008; Bartlein and Shafer, 2019). To prevent from this "paleo-calendar effects", we have adjusted the LIG monthly outputs with the PaleoCalAdjust algorithm (Bartlein and Shafer, 2019).

2.2 Climatological evaluation of IPSL-CM6A-LR for the Arctic region

140 The present-day climate simulated by the IPSL-CM6A-LR model has been evaluated in Boucher et al. (2020). Compared to the IPSL-CM5 model versions, significant improvements have been made for the turbulence, convection and cloud parameterizations (Hourdin et al., 2020; Madeleine et al., 2020). The adjustment of the subgrid-scale orography parameters has helped to correct a systematic bias in the representation of the Arctic sea ice (Gastineau et al., 2020). On an annual basis, this results in a general reduction of temperature biases from IPSL-CM5A-LR to IPSL-CM6A-LR versions (Boucher et al., 2020). In the high
145 latitudes of the northern hemisphere, the cold bias in surface air temperature has been considerably reduced over the North Atlantic Ocean, as well as the warm bias over northern Canada. However, surface air temperatures are still too low over the Greenland ice sheet and a warm bias is also simulated in winter over the Arctic. The latter is associated with an underestimation of sea ice extent also found in summer. Despite these biases, the sea ice cover simulated with IPSL-CM6A-LR is in a better agreement with satellite data compared to previous model versions.

150 The coupled model also tends to underestimate deep water formation in the North Atlantic and associated overturning circulation. In the northern hemisphere, the northward heat transport is more intense compared to previous model versions, but remains weaker than that deduced from the few available direct observations. As the warm Atlantic and Pacific waters entering in the Arctic basin affect the position of the sea ice front, they may be partly responsible for temperature and sea ice biases mentioned above.

155 To evaluate the ability of IPSL-CM6A-LR to simulate the Last Interglacial climate, we compare the simulated surface temperature changes with the new data synthesis provided by Otto-Bliesner et al. (2021). We use temperature reconstructions representing annual or summer surface conditions (Fig. 2).

Marine proxies generally display more heterogeneous LIG-PI changes than model outputs. In summer, the IPSL-CM6A-LR model simulates the surface warming well, but it does not reproduce local cooling in the Labrador and Norwegian Seas. This
160 mismatch appears to be a general feature across CMIP5 (Lunt et al., 2013; Masson-Delmotte et al., 2013) and CMIP6 (Otto-Bliesner et al., 2021) models. This has been attributed to uncertainties or simplifications in the specified boundary conditions.

Indeed the PMIP4-CMIP6 protocol consists in setting the ice sheets to their modern configuration and neglects the freshwater inputs to the North Atlantic from ice melting in the LIG simulation. These have been shown to be responsible for local heterogeneities in simulations of the Last Interglacial climate (Govin et al., 2012; Stone et al., 2016) : these freshwater fluxes modulate the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC, Swingedouw et al. 2009), and thus, the inflow of warm Atlantic waters in the Arctic Ocean. Moreover, comparison with sedimentary data suggests that the IPSL-CM6A-LR model simulates too much sea ice in the Labrador Sea (Kageyama et al., 2021). With a larger sea ice cover in this region, air-sea heat exchanges are reduced, which also influences the AMOC intensity (Pedersen et al., 2016; Kessler et al., 2020).

The IPSL-CM6A-LR model and terrestrial data generally agree on the sign of the near-surface temperature anomaly. They often differ on its magnitude, but the amplitude of the reconstructed temperature anomalies is not always consistent for sites close to each other (at the scale of the model's spatial resolution), as it is the case in the North Atlantic Ocean in summer. The model does not capture the strong annual warming recorded in the NEEM ice core (NEEM community members, 2013). By analysing the reasons for Arctic climate change in our simulations, our aim is also to contribute to understand the mechanisms of these climatic changes and how their representation could be improved to obtain better agreement with the reconstructions. In this study, we consider that the model-data agreement is sufficient to investigate the processes contributing to the Last Interglacial Arctic warming.

2.3 Arctic energy budget framework

The energy budget framework has been developed to identify key dynamical processes contributing to the Arctic amplification from observations and reanalyses (Nakamura and Oort, 1988; Semmler et al., 2005; Mayer et al., 2017, 2019; Serreze et al., 2007) or climate models (Rugenstein et al., 2013). We estimate the coupled atmosphere-ocean-land-sea ice energy budget of the Arctic during the LIG and the PI periods based on the works of Mayer et al. (2019) and Serreze et al. (2007).

The seasonal cycle of this energy budget computed from model outputs is averaged over the last 200 years of the simulations to smooth out the inter-annual and decadal variability. We quantify the heat transfers between the surface and the atmosphere, the oceanic and atmospheric heat transports, and the heat storage terms over the Arctic region defined as the area between 60 and 90°N. A schematic representation of the different contributions involved in the energy budget is displayed in figure 3. All terms are expressed in W m^{-2} .

We consider the energy content of an atmospheric column from the surface to the top (AHC , Eq. 1). It can be expressed as the sum of internal ($C_{pa}T$), kinetic (E_k), latent ($L_e q$) and potential (ϕ_s) energies. The time derivative of the atmospheric heat content yields the atmospheric heat storage (AHS , Eq. 2 and 3) which varies with the radiative flux at the top of the atmosphere

(F_{TOA}), surface heat flux (F_{SFC}) and the heat transport (AHT).

$$AHC = \frac{1}{g} \int_0^{ps} (C_{pa}T + E_k + L_e q + \phi_s) dp \quad (1)$$

$$AHS = \frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{g} \int_0^{ps} (C_{pa}T + E_k + L_e q + \phi_s) dp \quad (2)$$

$$AHS = F_{TOA} - F_{SFC} + AHT \quad (3)$$

195 g is the gravitational acceleration (9.81 m s^{-2}), C_{pa} is the specific heat of the atmosphere at constant pressure ($1005.7 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), T is the temperature (in Kelvin), E_k is the kinetic energy computed as $\frac{u^2+v^2}{2}$ (in $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), L_e is the latent heat of evaporation ($2.501 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$), q is the specific humidity (in kg kg^{-1}), ϕ_s is the surface geopotential (in $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), p is the pressure (in Pa) and ps is the surface pressure (in Pa).

The surface flux (F_{SFC} , Eq. 4) can be broken down into downwelling shortwave radiation ($SW_{dn}SFC$), upwelling shortwave radiation ($SW_{up}SFC$), downwelling longwave radiation ($LW_{dn}SFC$), upwelling longwave radiation ($LW_{up}SFC$), latent heat flux ($flat$) and sensible heat flux ($fsens$).

$$F_{SFC} = SW_{dn}SFC - SW_{up}SFC + LW_{dn}SFC - LW_{up}SFC + flat + fsens \quad (4)$$

Finally, the energy flux at the top of the atmosphere (F_{TOA}) is equal to the difference between upwelling and downwelling radiative fluxes :

$$205 \quad F_{TOA} = SW_{dn}TOA - SW_{up}TOA - LW_{up}TOA \quad (5)$$

As for the atmosphere, the energy content of the ocean (OHC , Eq. 6) is integrated from the surface to the bottom of the oceanic column (Eq. 7 and 8).

$$OHC = \rho_w C_{pw} \int_0^z T_{cons} dz \quad (6)$$

$$OHS = \rho_w C_{pw} \frac{\partial}{\partial t} \int_0^z T_{cons} dz \quad (7)$$

$$210 \quad OHS = F_{SFC} \times f_{oce} - F_{BOT} \times f_{ice} + OHT \quad (8)$$

f_{oce} is the ocean area fraction, f_{ice} is the sea ice area fraction, ρ_w is the sea water density (1035 kg m^{-3}), C_{pw} is the specific heat of the ocean at constant pressure ($\text{J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$), T_{cons} is the sea water conservative temperature (in Kelvin) and z is the depth (in m). We use the sea water conservative temperature because it better represents the oceanic heat content than the sea water potential temperature (Intergovernmental Oceanographic Commission et al., 2010). In equations 2 and 7, we use a monthly time step to derive the atmosphere and ocean heat content respectively.

The sea ice bottom heat flux (F_{BOT}) represents the heat exchanges between the ocean and sea ice. It is defined as the difference between the ocean heat flux (F_{OCE}) and the conductive heat flux (F_{COND}) at the bottom of the sea ice cover (Eq. 9).

$$F_{BOT} = F_{OCE} - F_{COND} \quad (9)$$

220 The sea ice heat content results primarily from heat exchanges with the atmosphere and the ocean. The heat flux derived from the sea ice transport (IHT) from regions of ice formation to regions of ice melt is included in the calculation of the sea ice heat storage (IHS , Eq. 10).

$$IHS = F_{SFC} \times f_{ice} + F_{BOT} \times f_{ice} + IHT \quad (10)$$

For terrestrial regions, the energy budget variations are only due to changes in F_{SFC} over the continents. Lateral heat transport divergences are small and can be ignored (Serreze et al., 2007). Thus the storage term is equal to the air-land heat exchanges.
225 We choose the same sign convention for all fluxes i.e. positive fluxes point downward. They act to warm the surface when they are positive except for F_{BOT} , which cools the sea ice when positive.

Ocean, atmosphere and sea ice transports are computed as the residual of the surface heat fluxes, the bottom heat flux and the heat storage term. From equations 3, 8 and 10, we can write:

$$AHT = AHS + F_{SFC} - F_{TOA} \quad (11)$$

$$230 \quad OHT = OHS - F_{SFC} \times f_{oce} + F_{BOT} \quad (12)$$

$$IHT = IHS - F_{SFC} \times f_{ice} - F_{BOT} \quad (13)$$

These equations give coherent zonally averaged profiles for the PI simulation with a zero northward atmospheric and oceanic heat transport at the North Pole (Fig. 4). To validate this approach, we also compared the mean annual OHT computed as a residual with the OHT computed online by the model (AHT and IHT are not stored in the CMIP6 database). The difference
235 between both methods is around 0.005 PW for the Arctic region, which represents less than 2 % of the model average.

The annual value of storage terms should be zero in the ideal case of an equilibrium climate. This is not the case for both simulations. The PI AHS and OHS are lower than the current observed energy imbalance of 0.5 W m^{-2} in terms of absolute value (Roemmich et al., 2015; Hobbs et al., 2016). However, the LIG AHS and more specifically the LIG OHS are far above this reference value since they are respectively equal to 0.5 and 1.1 W m^{-2} . This "energy excess" may arise from assumptions
240 made for the energy budget computation or from an ocean drift in the LIG simulation. Nevertheless, figure 5 shows that the SST and ocean heat content drifts are small over the last 200 years of the simulations."

We also estimate the energy provided by snowfall (E_{SF} , Eq. 14) as defined by Mayer et al. (2017, 2019):

$$E_{SF} = L_f(T_p)P_{snow} \quad (14)$$

245 where $L_f(T_p)$ is the latent heat of fusion ($-0.3337 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$) and P_{snow} is the snowfall rate (in $\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$).

We obtain an annual snowfall contribution to the atmospheric heat budget of 2.95 W m^{-2} for the PI period and of 2.66 W m^{-2}

for the LIG period. The LIG-PI anomaly is very small compared to the anomaly of the other fluxes. Thus, we have decided to neglect the snowfall contribution in the rest of this study.

3 Results

250 In this section, we present anomalies defined as the difference between the simulated LIG and PI climatic fields.

3.1 Seasonal variations of the Arctic climate during the Last Interglacial period

Change in insolation between the LIG and the PI periods leads to an annual Arctic near-surface air temperature anomaly of 0.9 °C. This value is in the range of the PMIP4 multi-model mean of 0.82 ± 1.20 °C (Otto-Bliesner et al., 2021).

The surface air temperature anomaly displays substantial seasonal (Fig. 6) and spatial variations (Fig. 7). During the LIG, 255 winter (DJF) and spring (MAM) seasons are about 0.1 °C colder compared to the PI period. Most of this cooling takes place over continents (Fig. 7a, b). Conversely, over the Arctic ocean, the surface air temperature anomaly is positive, especially in areas where sea ice concentration decreases (Fig. 7a, b, e and f). This difference between land and ocean is explained by the larger effective heat capacity of the ocean resulting in a greater amount of energy absorbed and stored by the ocean. However, it should be noted that even if the seasonal averages of the surface air temperature anomalies is similar in winter and spring 260 when averaged over the whole Arctic region, the magnitude of the anomalies are locally higher in winter.

Summer (JJA) and autumn (SON) are warmer during the LIG than during the PI period over both the ocean and the continents. The behaviour of the climatic fields is very different for both seasons. While the maximum warming occurs in summer over continental areas, over the oceanic regions, the largest temperature anomalies are found in autumn. There are also differences in the magnitude of summer and autumn warmings. The temperature anomaly is expected to be especially large in summer 265 when the insolation anomaly is the largest. Indeed, it reaches + 3.1 °C on average over the Arctic region, but the autumn value is even larger and reaches + 4.2 °C (Fig. 6 and Fig. 7c, d).

Surface air temperature anomalies are also associated with variations of snow cover and Arctic sea ice. The strong warming occurring during summer and autumn results in a large retreat of the Arctic sea ice cover, that persists during the rest of the year south of Svalbard and in the Barents Sea (Fig. 7e-h). On the other hand, the snow cover does not appear to respond to the 270 temperature rise in summer (Fig. 7i-l). The snow cover anomaly is generally very low because the PI snow cover is relatively small during summertime. However, in autumn, the snow cover is strongly negative. The cooling in DJF and MAM reduces the effects of the summer and autumn polar amplification. Despite the slight decrease in temperature in DJF and MAM, sea ice does not fully recover after its strong decline in summer and autumn seasons. As a result, compared to the PI simulation, the sea ice area decreases by 0.5×10^6 km² in DJF and by 0.3×10^6 km² in MAM.

275 Figure 6 displays a time lag of four months between the maximum of insolation (in June) and the surface air temperature (in October) anomalies. This lag has already been observed in previous studies investigating the future polar amplification (Manabe and Stouffer, 1980; Rind, 1987; Holland and Bitz, 2003; Lu and Cai, 2009; Kumar et al., 2010). It suggests the existence of processes limiting the summer warming and/or feedbacks inducing a strong warming in autumn despite the decrease in

insolation anomaly. In the following, we investigate the origin of this time lag. To achieve this, we analyse the respective roles
280 of the atmosphere, ocean, sea ice and continental surfaces in summer (section 3.2), and in autumn (section 3.3).

3.2 The Arctic summer warming

In summer, the positive anomaly of near-surface air temperature reaches $3.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ over the Arctic and it is associated with a large retreat of the sea ice area of 1.9 million km^2 (see section 3.1). As previously mentioned, this warming corresponds to a strong insolation anomaly in the high latitudes of the northern hemisphere. It affects the entire atmospheric column with a
285 maximum air temperature anomaly between 600 and 300 hPa reaching more than $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (fig. 8a). At the top of the atmosphere, downwelling shortwave radiation (SWdnTOA) increases by more than 25 W m^{-2} on average compared to PI (fig. 9). This energy excess is uniformly distributed between 60 and $90\text{ }^{\circ}\text{N}$. Since solar forcing is only a function of latitude, it is similar over land and ocean. However, only 25 % of this energy excess is absorbed by the ocean, and 50 % by the continents.

3.2.1 Over the ocean

290 Over the ocean, a large amount of anomaly in solar energy does not reach the surface and is absorbed or reflected by the atmosphere. As aerosols are prescribed, this may be attributed to changes in the distribution or the characteristics of the cloud cover. Over the Arctic region, low-level clouds dominate (Shupe and Intrieri, 2004; Kay et al., 2016). They are often composed of both supercooled liquid water and ice. This type of cloud has a strong radiative effect on shortwave radiation, notably through the variations of the liquid water path, a measure of the weight of the liquid water droplets in the atmosphere above a
295 unit surface area on the Earth (AMS glossary). Figure 10a shows a small cloud cover anomaly over the Arctic ocean but the liquid water path increases (Fig. 10d) causing more reflection of solar radiation back to space (see section 1). As the LIG-PI liquid water path anomaly is very high (more than 2 g m^{-2}) over the Arctic ocean, the effect of cloud on incident shortwave radiation seems to be fundamental to explain the difference in energy received over the ocean and continents.

To better quantify the total impact of clouds on the Arctic shortwave budget, we compute the shortwave cloud radiative effect
300 (SW CRE), defined as the difference in shortwave fluxes between an atmosphere with and without clouds. In both LIG and PI simulations, the SW CRE is negative over ocean (not shown), implying a strong cooling effect of clouds on the Arctic climate. The LIG SW CRE absolute value is about 31% higher than the PI one on average (not shown). This leads to a negative SW CRE anomaly over ocean in summer (Fig. 11a), which is consistent with the liquid water path anomaly (Fig. 10d).

Despite a small incident solar radiation (SWdnSFC) anomaly over the ocean, surface heat flux anomalies are enough high to
305 impact the sea ice cover (Fig. 7g). As sea ice declines, more oceanic surface is exposed and can interact with the atmosphere reducing the reflective power of the surface. Due to this albedo effect, the SWupSFC anomaly is negative over the ocean (Fig. 9) and more solar radiation is absorbed and stored in the upper layers of the ocean. This results in a warming of the oceanic surface and a large increase of the ocean heat storage (Fig. 9). According to the Planck's law, LWupSFC increases as a function of σT^4 . Consequently, ocean emits more longwave radiation compared to PI but the total longwave radiation (LWdnSFC-LWupSFC)
310 anomaly is positive (Fig. 9) and strengthens the warming of the oceanic surface. Considering all the heat fluxes at the air-sea interface, the ocean receives 14.9 W m^{-2} more energy than during the pre-industrial period. Turbulent heat fluxes show small

variations, with a negative anomaly of -1.4 W m^{-2} on average.

The surface heat budget over the ocean confirms that the upper layer of the ocean warms up during the LIG. Unlike the atmospheric warming that affects the entire atmospheric column, the increase in ocean temperatures only appears in the upper 100 m of the ocean (fig. 8). This can be explained by the ocean stratification that limits the depth of seasonal heat exchange and mixing with the deepest oceanic layers. In addition, ocean heat transport (OHT) shows a significant anomalous heat convergence towards the high latitudes of the northern hemisphere. With a positive anomaly of more than 5 W m^{-2} (Fig. 9), it represents an important source of heat. In the PI simulation, OHT is negative, which means that heat is advected outside the Arctic basin to balance surface forcing (not shown). It becomes positive in the LIG simulation as surface heat flux increases also over the ocean (Eq. 13). This implies that ocean is affected by thermodynamic and/or dynamic changes.

Changes in heat transport, surface heat budget and, to a lesser extent, sea ice-ocean heat flux contribute to increase the ocean heat storage (OHS). The value of the oceanic heat storage nearly doubles compared to PI. This strong increase suggests that ocean is a key factor in the warming of the Arctic region in summer.

3.2.2 Over the continents

Over the continents, the positive SWdnSFC anomaly contributes to warm the surface and the lower atmosphere. This warming is amplified by a reduced negative shortwave CRE relative to the pre-industrial period (Fig. 11a). It is caused by a decrease in cloud cover and liquid water path over the continents relative to PI (Fig. 10a and Fig 10d). Changes in cloud characteristics have an adverse effect on incident SW radiation over the continents and ocean, and thus, they contribute to increase the land-ocean contrast in the near-surface air temperature anomaly.

The energy received at the surface is partly emitted back to the atmosphere through upwelling shortwave radiation (SWupSFC), upwelling longwave radiation (LWupSFC) and turbulent fluxes. The SWupSFC anomaly is very small relative to the other upward heat flux anomalies (Fig. 14), because of small changes in surface albedo associated with slight variations in summer snow cover. Due to the large SWdnSFC anomaly over the continents, temperatures rise significantly compared to PI leading to an LWupSFC anomaly of 12.8 W m^{-2} (Fig. 9) partially compensated for by the positive LWdnSFC anomaly (9.3 W m^{-2}). As the anomaly of the longwave CRE (Fig. 11b) is very weak, increase in LWdnSFC is not related to changes in cloud cover. However, it could be caused by increasing specific humidity in the atmosphere (Fig 12). A greater amount of water vapor leads to a larger absorption of longwave radiation which amplifies the greenhouse effect and then, the temperature.

Latent and sensible heat fluxes both contribute to the turbulent heat flux anomaly. Their respective contributions differ from one region to the other. Over Alaska, northeastern Canada, Siberia and Scandinavia, the latent heat flux anomaly is significant. It is not driven by snow sublimation as snow cover anomaly is very low, except in the Canadian archipelago (Fig. 7c).

Where latent heat flux anomaly is negative or approaches 0 W m^{-2} , there is an enhancement of the sensible heat flux. Turbulence is generated in the boundary layer as wind speed intensifies over land surface (Fig. 10.c and Fig. 10.f). However, changes in surface wind speed do not appear to amplify the latent heat flux. An explanation of this could be that, in regions with a strong positive anomaly of surface wind speed and a negative anomaly of latent heat flux, there is less water in the soil to evaporate.

The land energy budget confirms that continental surfaces lose energy to the benefit of the atmosphere. The shortwave radiation

anomaly warms the continents, which in turn transfer the energy back to the atmosphere through longwave radiation (3.5 W m^{-2}) and turbulent heat fluxes (8.7 W m^{-2}).

The atmospheric heat storage (AHS) increases by 7.1 W m^{-2} compared to PI. AHS depends on changes in the internal, latent, kinetic and potential energy storage anomalies (Eq. 2). Because of enhanced heat fluxes towards the atmosphere (SWdnTOA, LWupSFC and turbulent fluxes), the internal energy storage and to a lesser extent the latent and kinetic energy storage increase relative to PI leading to a higher atmospheric energy storage during the LIG of 7.1 W m^{-2} (Fig. 9). The AHS anomaly is less than the OHS one mainly because of the much higher heat capacity of the ocean. Moreover, the atmospheric heat transport (AHT) does not contribute to the summer warming. Since it decreases from PI to LIG, the AHT anomaly almost balances the OHT anomaly. This strong negative relationship between changes in AHT and OHT was first suggested by Bjerknes (1964) and has been simulated by many modelling studies (see Swingedouw et al. (2009) for example). The AHT is partly reduced due to the decrease of the northern hemisphere meridional temperature gradient, and thus the decrease of the poleward dry static energy transport.

In conclusion, the ocean and the continents respond in different ways to the orbital forcing in summer. While the oceanic surface tends to warm up as it better absorbs solar radiation, the continental surface provides energy back to the atmosphere. This result is in line with Bakker et al. (2014) who identified a land-ocean temperature ratio of 1.8 in the mid- to high latitudes of the northern hemisphere during the warmest months of the Last Interglacial.

The LIG summer warming is directly due to orbital forcing changes and to heat exchanges between the atmosphere and the continents surrounding the Arctic ocean. Processes detailed in this section for the Arctic summer warming are summarized in figure 13.

3.3 The Arctic autumn warming

Despite a small insolation anomaly (Fig. 1), the strongest surface warming occurs in autumn (Fig. 7d). Figure 8 shows that the warming does not extend over the entire atmospheric column as in summer, but is confined in the lower layers of the atmosphere below 800 hPa.

In autumn, the LIG insolation is similar to the PI one (Fig. 1). As a consequence, the shortwave radiation anomalies (SWdnTOA, SWdnSFC and SWupSFC) do not much contribute to the total energy budget anomaly compared to summer (Fig. 14 compared to Fig. 9). By contrast, longwave radiation anomalies play a crucial role in the autumn warming. Larger longwave fluxes are also emitted into the atmosphere because open ocean waters are warmer than the cold sea ice surface. The LWupSFC anomaly is 11 W m^{-2} on average (Fig. 14) and peaks at more than 40 W m^{-2} over the East Siberian and the Kara Seas (Fig. 15d). Similarly to the summer months, the LWdnSFC anomaly is stronger than the LWupSFC anomaly resulting in a positive longwave radiative budget. The increase in specific humidity over the ocean (Fig. 12) is likely related to the large retreat of the sea ice cover and associated evaporation (Fig. 7h and Fig. 15f). In response to increasing humidity in the atmosphere (Fig. 12), the Arctic cloud cover expands (Fig. 15c) leading to a positive cloud feedback over the Arctic ocean (Fig. 11b). This longwave cloud radiative effect (LW CRE, computed in a similar way that the SW CRE) favours the autumn warming by

380 trapping outgoing LW radiation in the atmosphere (Schweiger et al., 2008; Goosse et al., 2018).

The surface air temperature anomaly and the additional heat absorbed by the upper ocean during summer amplify the retreat of the sea ice edge. The autumn months experience the largest sea ice decline with a sea ice area anomaly of $-3.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Fig. 7h). This reveals large open water areas which favour heat transfers from ocean to the atmosphere. Figure 14 indicates that turbulent heat fluxes slightly increase (by 1.9 W m^{-2} on average over the ocean). However, at the local scale their contribution
385 is larger (Fig. 15b and 15e). In regions where the sea ice loss is the greatest (i.e. along the Siberian and Alaskan coasts, and over the Barents and Greenland Seas), the sum of sensible and latent heat fluxes reaches more than 20 W m^{-2} (Fig. 7h). Over the continental areas, the turbulent heat fluxes anomaly does not seem to have significant impact on the surface heat budget (Fig. 14).

Despite the strong Arctic warming, the atmospheric energy storage (AHS) anomaly is negative meaning that the atmosphere
390 loses more energy than for the PI period. During autumn, the internal energy storage (-4.9 W m^{-2}) and the potential energy storage anomalies (-4.5 W m^{-2}) contribute significantly to the energy loss (Table 2). The anomaly of the internal energy storage depends on air temperature fluctuations from one season to the other. As illustrated in figure 8, the air temperature increases from summer to autumn near the surface, but peaks in August but over the rest of the atmospheric column. The potential energy storage anomaly is also strongly dependent on the temperature in the atmospheric column and follows the
395 same trend as the internal energy storage from summer to autumn.

Moreover, poleward oceanic and atmospheric heat transports weaken (Fig. 14). This modulates the warming of the northern hemisphere high latitudes and does not contribute to the observed temperature increase.

Processes of the Arctic autumn warming are summarized in figure 16.

In summary, the Arctic region continues to experience the effects of the preceding summer warming through ocean and
400 sea ice feedbacks during the autumn. Sea ice cover changes allow the ocean to release heat leading to a significant warming of the surface atmospheric layer. As illustrated in figure 8, feedbacks only operate in the lower atmosphere. Yin and Berger (2012) first explained such process using a surface heat budget analysis with the LOVECLIM-LLN model, which they called the “summer remnant effect”. This “summer remnant effect” modifies the seasonal impact of the astronomical forcing. In the IPSL-CM6A-LR model, it appears during autumn and continue until winter to a lesser extent.

405 3.4 The Arctic sea ice mass variations

Sections 3.2 and 3.3 highlight the key role of Arctic sea ice on the ocean and atmosphere heat balance. In particular, the expansion of the sea ice cover determines the amplitude of air-sea exchanges through variations of surface albedo and sea ice insulating effect. During the LIG, the sea ice cover is reduced all year round relative to the PI period, reaching a peak of $-3.4 \times 10^6 \text{ km}^2$ in autumn (Fig. 6 and fig. 7e-h). The sea ice mass decreases too and loses about 0.08 Gt on annual average. To
410 better understand the causes of this decline, we compute the anomalies of the different terms of the mass budget using new diagnostics developed for CMIP6 (Notz et al., 2016; Keen et al., 2021). These terms are the following: the basal growth, the ice formation in supercooled open water (or frazil), the melting at the top surface and the base of the ice, the ice formation due to the transformation of snow to sea ice, the change in ice mass due to evaporation and sublimation and the ice advection into or

outside the Arctic domain. The IPSL-CM6A-LR model outputs do not contain explicit lateral melt. These different processes
415 are represented in figure 17 in summer and autumn for both PI and LIG periods. In summer, the main process responsible for
sea ice melt is basal melt during both periods. However, the LIG-PI surface melting anomaly is higher than the LIG-PI basal
melting anomaly. Thus, changes in summer sea ice volume are mainly related to changes in incident shortwave radiation rather
than changes in ocean-sea ice energy exchanges. In autumn, ice melt and growth processes are less strong during the LIG. The
large autumn sea ice retreat (Fig. 7h) is therefore not caused by increasing melt. It is the consequence of the substantial loss
420 of sea ice during the previous summer, exacerbated by the poor recovery of sea ice cover in autumn. While Keen et al. (2021)
show that it is one of the main factor of the mass budget variations, it is worth mentioning that in our study, this process is
surprisingly weak (Fig. 17).

4 Discussion

As seen before, polar clouds greatly influence the cooling or the warming of the atmosphere. Despite their importance in the
425 global energy budget, climate models have difficulties to represent the coexistence of the two phases and often underestimate
the supercooled liquid water fraction. Regarding the IPSL model, improvements in shallow convective scheme and phase-
partitioning in mixed phase clouds between LMDZ5A and LMDZ6A lead to an increase of supercooled droplets and a better
distribution between low-level and mid-level clouds, which is more consistent with the most recent satellite observations
(Madeleine et al., 2020). These improvements, as well as a refined model tuning (Hourdin et al., 2020), result in a reduction of
430 shortwave and longwave cloud radiative effects (CRE) in the mid to high latitude regions, which are in good agreement with
the observations. However, while the distribution of liquid droplets and ice crystals in cold mixed phase clouds is closer to
observations, low-level clouds remain too abundant over high-latitude regions. The increase in low-level clouds seems to be
compensated for by the decrease in the mid to high-level clouds, and finally does not impact the LW CRE.

As shown in Kageyama et al. (2021), while the insolation received at the top of the atmosphere is similar for all models
435 following the PMIP4 *lig127k* protocol, the amplitude of the anomaly of the annual cycle of the downwelling shortwave radiation
varies across PMIP4 models. The atmospheric energy budget can be analysed only for eight models (out of the initial 17
models), for which data were available. Even with this reduced dataset, the diversity of responses suggests that cloud feedbacks
are not consistent in these climate models.

On the other hand, the temperature biases described in section 2.2 can largely impact the surface heat budget, either directly
440 through biases in longwave fluxes emitted by the Earth's surface or indirectly through changes in sea ice. The warm bias over
the Arctic ocean favours the retreat of the sea ice edge, which is highly sensitive to surface temperature changes. In their
evaluation of the IPSL-CM6A-LR model, Boucher et al. (2020) compare sea ice area and extent in the *historical* simulations
(1850-2014) with recent satellite observations. For both summer and winter, Arctic sea ice simulated by the model is slightly
underestimated compared to satellite data, but are still within observational uncertainty. During the LIG, this bias only subsists
445 in summer especially in the northernmost areas (Kageyama et al., 2021). In winter, model and observations are in better
agreement except for two sites in the Labrador Sea. At these locations, the model shows seasonal or perennial sea ice, while

marine sediment cores provide evidence of ice-free conditions all year round (Kageyama et al., 2021).

On the basis of a simple linear regression model, we try to identify the relationship between surface temperature biases in the *historical* and the *lig127k* simulations. The aim is to determine if the model biases found in Boucher et al. (2020) are correlated with those of the *lig127k* simulation. Surface temperature biases are analysed at the core site location (fig. 2). As in Boucher et al. (2020), near-surface air temperatures simulated by the *historical* simulation are compared with ERA-INTERIM dataset for the period 1980-2009 (Dee et al., 2011) and sea surface temperature with WOA13-v2 dataset for the period 1975–2004 (Locarnini et al., 2013). For the annual average, the lack of data points limits the interpretation of the linear regression and we cannot conclude on the impact of the model biases in the *lig127k* simulation (Fig. 18). For the summer average, the correlation coefficient is low ($r^2=0.18$), which indicates that the model biases have only a limited influence on the *lig127k*. This result depends largely on the uncertainties of the reconstructions, which can be very large for some points. The uncertainty associated with the surface temperature biases during the Last Interglacial is plotted in figure 2. It is estimated from the data uncertainty ($\pm 1 \sigma$) and the standard deviation of the model outputs computed following a Gaussian distribution. Even though the correlation coefficient is low, figure 18b shows that the signs of the biases for modern day and LIG are generally consistent: there are only two sites for which the present bias is positive while the LIG bias is clearly negative, taking the uncertainties on the LIG reconstructions into account. This remark calls for further investigation, in a forthcoming study.

Otto-Bliesner et al. (2021) have highlighted the large differences in the magnitude of high latitudes near-surface temperature anomalies among PMIP4 climate models that have run the *lig127k* simulation. On an annual scale, Arctic near-surface temperature changes range from -0.39 to 3.88°C . Models simulating the most intense surface warming also show the largest reductions in minimum Arctic sea ice area (Kageyama et al., 2021; Otto-Bliesner et al., 2021). There is a large spread across models for the simulated summer Arctic sea ice area, with minimum sea ice area anomalies ranging from 0.22 to $7.47 \times 10^6 \text{ km}^2$ for the Last Interglacial. Moreover, there is no consensus about the sign of winter sea ice area variations, with three models simulating a decrease in sea ice area during this season.

Furthermore, the effective climate sensitivity (ECS) of PMIP4 models varies from 1.8 to 5.6°C (Otto-Bliesner et al., 2021). The IPSL-CM6A-LR model is in the higher range with an ECS value of 4.6°C . However, this model does not simulate a strong annual Arctic warming and a large summer Arctic sea ice retreat compared to other models with high ECS values such as EC-Earth3-LR (4.2°C) or HadGEM3 (5.6°C).

5 Conclusions and Perspectives

In this work, we present an analysis of the seasonal cycle of the Arctic energy budget during the Last Interglacial period using IPSL-CM6A-LR model outputs.

In autumn, the near-surface air temperature anomalies are higher than in summer: there is a time lag between the maximum anomaly of temperature (October) and the maximum anomaly of insolation (June). The summer warming is directly linked to the insolation anomaly and thus, to the anomaly in shortwave radiation received at the surface. Surface air temperature anomaly is higher over the continents. These absorb more solar radiation and release more heat back to the atmosphere through

480 longwave radiation and turbulent fluxes. The warming persists in autumn as a result of different feedbacks involving ocean and sea ice. The Arctic Ocean and marginal seas, which play the role of a heat sink in summer, release heat back to the atmosphere. This effect is amplified by the sea ice edge retreat and by the water vapor feedback. Anomalies of sea ice cover and sea ice mass are negative throughout the year. The maximum ice loss is observed in the marginal seas in autumn. It is the result of increasing basal melt in summer and decreasing basal growth in autumn compared to PI.

485 Our simulations do not account for climate–vegetation feedbacks nor for climate–ice-sheet feedbacks, as vegetation and ice-sheet are prescribed in IPSL-CM6A-LR *pi-Control* and *lig127k* simulations. Changing land cover would modify both the shortwave and longwave radiative budgets. Pollen and macrofossil data for the LIG indicate that boreal forests extended northward and replaced Arctic tundra (CAPE Members, 2006; Schurgers et al., 2007; Swann et al., 2010). The expansion of trees caused a decrease in surface albedo during the Last Interglacial by partly masking snow and enhancing water vapour
490 release to the atmosphere through evapotranspiration. Therefore, additional simulation would be necessary to quantify the vegetation feedback on the energy budget. On the other hand, variations of the Last Interglacial Greenland ice sheet geometry compared to the PI one likely modified the radiative budget through the albedo and elevation feedbacks. Moreover, they may have altered the sea surface conditions and the oceanic circulation through freshwater release. Govin et al. (2012), Capron et al. (2014) and Stone et al. (2016) have shown that freshwater inputs to the North Atlantic from the Greenland ice sheet mass loss
495 improve model simulations with respect to sediment and ice core data. However, accounting for the evolution of the Greenland ice sheet was not included in the PMIP4-CMIP6 protocol of the *lig127k* simulation followed here.

Investigating the energy budget of other PMIP4-CMIP6 *lig127k* simulations would allow to evaluate whether their temperature response to *lig127k* forcings is related to the same processes in terms of energy budget, and to compare the strengths of these processes, especially in models which simulate a near complete loss of Arctic sea ice in summer (Kageyama et al., 2021).

500 *Data availability.* The original output data from the model simulations used in this study are available from the Earth System Grid Federation (<https://esgf-node.llnl.gov/>, last access: June 11, 2021). Nonetheless, the “calendar adjust” monthly model outputs that were used to draw the figures in this paper are also available for download online at : <https://doi.org/10.5281/zenodo.5777277>.

Author contributions. MS, MK and SC designed the study. PB performed the *lig127k* simulation. MS produced all model figures and wrote the papers under supervision of MK and SC. JBM contributed to the analysis of changes in cloud properties. All authors read the manuscript
505 and commented on the text.

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

Acknowledgements. This work was granted access to the HPC resources of IDRIS under the allocation 2016-A0030107732, 2017-R0040110492, and 2018-R0040110492 (project gencmip6) made by GENCI (Grand Equipment National de Calcul Intensif). It also benefited from the ES-PRI (Ensemble de Services Pour la Recherche à l'IPSL) computing and data centre (<https://mesocentre.ipsl.fr>, last access: June 11, 2021),
510 which is supported by CNRS, Sorbonne Université, Ecole Polytechnique and CNES and through national and international grants.
MS is funded by a scholarship from the *Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives* (CEA) and the *Convention des Services Climatiques* from IPSL. MK is supported by the *Centre national de la recherche scientifique* (CNRS). SC and PB are supported by the CEA. JBM is supported by *Sorbonne Université* (SU).
Finally, we would like to thank the two anonymous reviewers for their valuable help with the manuscript.

515 References

- Adler, R. E., Polyak, L., Ortiz, J. D., Kaufman, D. S., Channell, J. E., Xuan, C., Grottoli, A. G., Sellén, E., and Crawford, K. A.: Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge, *Global Planet. Change*, 68, 18–29, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.026>, 2009.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M.: PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies, *Geosci. Mod. Dev.*, 8, 2465–2513, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>, 2015.
- 520 Bakker, P., Masson-Delmotte, V., Martrat, B., Charbit, S., Renssen, H., Gröger, M., Krebs-Kanzow, U., Lohmann, G., Lunt, D. J., Pfeiffer, M., Phipps, S. J., Prange, M., Ritz, S. P., Schulz, M., Stenni, B., Stone, E. J., and Varma, V.: Temperature trends during the Present and Last Interglacial periods - a multi-model-data comparison, *Quaternary Sci. Rev.*, 99, 224–243, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.06.031>, 2014.
- 525 Bartlein, P. J. and Shafer, S. L.: Paleo calendar-effect adjustments in time-slice and transient climate-model simulations (PaleoCalAdjust v1.0): impact and strategies for data analysis, *Geosci. Model Dev.*, 12, 3889–3913, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3889-2019>, 2019.
- Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Kele, H. T. M., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E.: An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka, *Clim. Past*, 9, 1715–1731, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013>, 2013.
- 530 Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., and Chappellaz, J.: Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 542–549, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/2014GL061957>, 2015.
- Berger, A. and Loutre, M.: Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Sci. Rev.*, 10, 297–317, [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q), 1991.
- 535 Bjerknes, J.: Atlantic air-sea interaction, *Adv. Geophys.*, 10, 1–82, [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60005-9](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60005-9), 1964.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Dupont, E., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Ethé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khadre-Traoré, A., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N.: Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, 2020.
- 545 Braconnot, P., Albani, S., Balkanski, Y., Cozic, A., Kageyama, M., Sima, A., Marti, O., and Peterschmitt, J.-Y.: Impact of dust in PMIP-CMIP6 mid-Holocene simulations with the IPSL model, *Clim. Past*, 17, 1091–1117, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-17-1091-2021>, 2021.
- Brigham-Grette, J. and Hopkins, D. M.: Emergent marine record and paleoclimate of the last interglaciation along the northwest Alaskan coast, *Quaternary Res.*, 43, 159–173, <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1017>, 1995.
- 550

- CAPE Members: Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.033>, 2006.
- Capron, E., Govin, A., J. Stone, E., Masson-Delmotte, V., Mulitza, S., Otto-Bliesner, B., L. Rasmussen, T., C. Sime, L., Waelbroeck, C., and W. Wolff, E.: Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 103, 116–133, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.018>, 2014.
- 555 Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B. L., and Wolff, E. W.: Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions, *Quaternary Sci. Rev.*, 168, 137–150, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.019>, 2017.
- Ceppi, P., Briant, F., Zelinka, M. D., and Hartmann, D. L.: Cloud feedback mechanisms and their representation in global climate models, *WIREs Clim. Change*, 8, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/wcc.465>, 2017.
- 560 Cesana, G., Kay, J. E., Chepfer, H., English, J. M., and de Boer, G.: Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds: New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2012GL053385>, 2012.
- Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Étienne Vignon, Gastineau, G., Bastrikov, V., Vuichard, N., Diallo, B., Dufresne, J., Ghattas, J., Grandpeix, J., Idelkadi, A., Mellul, L., Maignan, F., Ménégoz, M., Ottlé, C., Peylin, P., Servonnat, J., Wang, F., and Zhao, Y.: Improved Near-Surface Continental Climate in IPSL-CM6A-LR by Combined Evolutions of Atmospheric and Land Surface Physics, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019MS002005>, 2020.
- Crucifix, M. and Loutre, M.-F.: Transient simulations over the last interglacial period (126–115 kyr BP): feedback and forcing analysis, *Clim. Dynam.*, 19, 417–433, <https://doi.org/10.1007/s00382-002-0234-z>, 2002.
- 570 Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J., Park, B., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- 575 Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., and Raymo, M. E.: Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, *Science*, 349, <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>, 2015.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- 580 Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S. C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., and Rummukainen, M.: Evaluation of climate models, pp. 741–882, Cambridge University Press, Cambridge, UK, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>, 2013.
- Flocco, D., Schroeder, D., Feltham, D. L., and Hunke, E. C.: Impact of melt ponds on Arctic sea ice simulations from 1990 to 2007, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 117, <https://doi.org/10.1029/2012JC008195>, 2012.
- 585 Gastineau, G., Lott, F., Mignot, J., and Hourdin, F.: Alleviation of an Arctic Sea Ice Bias in a Coupled Model Through Modifications in the Subgrid Scale Orographic Parameterization, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2020MS002111>, 2020.

- 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., and Vancoppenolle, M.: Quantifying climate feedbacks in polar regions, *Nature Commun.*, 9, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>, 2018.
- 590 Govin, A., Braconnot, P., Capron, E., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Jansen, E., Labeyrie, L., Landais, A., Marti, O., Michel, E., Mosquet, E., Risebrobakken, B., Swingedouw, D., and Waelbroeck, C.: Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial, *Clim. Past*, 8, 483–507, <https://doi.org/10.5194/cp-8-483-2012>, 2012.
- Graversen, R. G. and Wang, M.: Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo, *Clim. Dyn.*, 33, 629–643, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0535-6>, 2009.
- 595 Guarino, M.-V., Sime, L. C., Schröder, D., Malmierca-Vallet, I., Rosenblum, E., Ringer, M., Ridley, J., Feltham, D., Bitz, C., Steig, E. J., Wolff, E., Stroeve, J., and Sellar, A.: Sea-ice-free Arctic during the Last Interglacial supports fast future loss, *Nat. Clim. Change*, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0865-2>, 2020.
- Hobbs, W., Palmer, M. D., and Monselesan, D.: An Energy Conservation Analysis of Ocean Drift in the CMIP5 Global Coupled Models, *J. Climate*, 29, 1639–1653, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0477.1>, 2016.
- 600 Hoffman, J. S., Clark, P. U., Parnell, A. C., and He, F.: Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation, *Science*, 355, 276–279, <https://doi.org/10.1126/science.aai8464>, 2017.
- Holland, M. M. and Bitz, C. M.: Polar amplification of climate change in coupled models, *Clim. Dyn.*, 21, 221–232, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>, 2003.
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J., Madeleine, J., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M., Mellul, L., Traore, A., Dufresne, J., Boucher, O., Lefebvre, M., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., Diallo, F. B., Lott, F., Gastineau, G., Caubel, A., Meurdesoif, Y., and Ghattas, J.: LMDZ6A: the atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001892>, 2020.
- 605 Hwang, Y., Frierson, D. M. W., and Kay, J. E.: Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport, *Geophys. Res. Lett.*, 38, <https://doi.org/10.1029/2011GL048546>, 2011.
- 610 Intergovernmental Oceanographic Commission, on Oceanic Research, S. C., and Association, I.: The international thermodynamic equation of seawater-2010: Calculation and use of thermodynamic properties, <http://hdl.handle.net/11329/286>, 2010.
- Joussaume, S. and Braconnot, P.: Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions, *J. Geophys. Res.*, 102, 1943–1956, <https://doi.org/10.1029/96JD01989>, 1997.
- Juckes, M., Taylor, K. E., Durack, P. J., Lawrence, B., Mizielinski, M. S., Pament, A., Peterschmitt, J.-Y., Rixen, M., and Sényi, S.: The CMIP6 Data Request (DREQ, version 01.00.31), *Geosci. Model Dev.*, 13, 201–224, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-201-2020>, 2020.
- 615 Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Haywood, A. M., Jungclaus, J. H., Otto-Bliesner, B. L., Peterschmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Brierley, C., Crucifix, M., Dolan, A., Fernandez-Donado, L., Fischer, H., Hopcroft, P. O., Ivanovic, R. F., Lambert, F., Lunt, D. J., Mahowald, N. M., Peltier, W. R., Phipps, S. J., and Gavin A. Schmidt, D. M. R., Tarasov, L., Valdes, P. J., Zhang, Q., and Zhou, T.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1: Overview and over-arching analysis plan, *Geosci. Model Dev.*, 11, 1033–1057, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1033-2018>, 2018.
- 620 Kageyama, M., Sime, L. C., Sicard, M., Guarino, M.-V., de Vernal, A., Schroeder, D., Stein, R., Malmierca-Vallet, I., Abe-Ouchi, A., Bitz, C., Braconnot, P., Brady, E., Chamberlain, M. A., Feltham, D., Guo, C., Lohmann, G., Meissner, K., Menviel, L., Morozova, P., Nisancioglu, K. H., Otto-Bliesner, B., Oishi, R., Sherriff-Tadano, S., Stroeve, J., Shi, X., Sun, B., Volodin, E., Yeung, N., Zhang, Q., Zhang, Z., and

Ziehn, T.: A multi-model CMIP6 study of Arctic sea ice at 127 ka: Sea ice data compilation and model differences, *Clim. Past*, 17, 37–62, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-17-37-2021>, 2021.

Kay, J. E., L'Ecuyer, T., Chepfer, H., Loeb, N., Morrison, A., and Cesana, G.: Recent Advances in Arctic Cloud and Climate Research, *Current Climate Change Reports*, 2, 159–169, <https://doi.org/10.1007/s40641-016-0051-9>, 2016.

Keen, A., Blockley, E., Bailey, D. A., Debernard, J. B., Bushuk, M., Delhay, S., Docquier, D., Feltham, D., Massonnet, F., O'Farrell, S., Ponsoni, L., Rodriguez, J. M., Schroeder, D., Swart, N., Toyoda, T., Tsujino, H., Vancoppenolle, M., and Wyser, K.: An inter-comparison of the mass budget of the Arctic sea ice in CMIP6 models, *The Cryosphere*, 15, 951–982, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-15-951-2021>, 2021.

Kessler, A., Bouttes, N., Roche, D. M., Ninnemann, U. S., and Tjiputra, J.: Dynamics of Spontaneous (Multi) Centennial-Scale Variations of the Atlantic Meridional Overturning Circulation Strength During the Last Interglacial, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35, 1–18, <https://doi.org/10.1029/2020PA003913>, 2020.

Khodri, M., Ramstein, G., de Noblet-Ducoudré, N., and Kageyama, M.: Sensitivity of the northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at 126 and 115 ky BP, *Clim. Dynam.*, 21, 273–287, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0333-5>, 2003.

Khodri, M., A.Cane, M., Kukla, G., Gavin, J., and Braconnot, P.: The impact of precession changes on the Arctic climate during the last interglacial–glacial transition, *Earth Planet. Sc. letter*, 236, 285–304, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.011>, 2005.

Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C., and Oppenheimer, M.: Probabilistic assessment of sea level during the Last Interglacial stage, *Nature*, 462, 863–867, <https://doi.org/10.1038/nature08686>, 2009.

Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C.: A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cy.*, 19, <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>, 2005.

Kumar, A., Perlwitz, J., Eischeid, J., Quan, X., Xu, T., Zhang, T., Hoerling, M., Jha, B., and Wang, W.: Contribution of sea ice loss to Arctic amplification, *Geophys. Res. Lett.*, 37, <https://doi.org/10.1029/2010GL045022>, 2010.

Kutzbach, J. E. and Gallimore, R. G.: Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9000 years B.P., *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 93, 803–821, <https://doi.org/10.1029/JD093iD01p00803>, 1988.

Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Antonov, J. I., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Zweng, M. M., R.Paver, C., Reagan, J. R., Johnson, D. R., Hamilton, M., and Seidov, D.: *World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature*, 2013.

Louergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., and Chappellaz, J.: Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years, *Nature*, 453, 383–386, <https://doi.org/10.1038/nature06950>, 2008.

Lu, J. and Cai, M.: Seasonality of polar surface warming amplification in climate simulations, *Geophys. Res. Lett.*, 36, <https://doi.org/10.1029/2009GL040133>, 2009.

Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., Herold, N., Jungclaus, J. H., Khon, V. C., Krebs-Kanzow, U., Langebroek, P. M., Lohmann, G., Nisancioglu, K. H., Otto-Bliesner, B. L., Park, W., Pfeiffer, M., Phipps, S. J., Prange, M., Rachmayani, R., Renssen, H., Rosenbloom, N., Schneider, B., Stone, E. J., Takahashi, K., Wei, W., Yin, Q., and Zhang, Z. S.: A multi-model assessment of last interglacial temperatures, *Clim. Past*, 9, 699–717, <https://doi.org/10.5194/cp-9-699-2013>, 2013.

Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Ethé, C., Iovino, D., Lea, D., Lévy, C., Lovato, T., Martin, N., Masson, S., Mocavero, S., Rousset, C., Storkey, D., Vancoppenolle, M., Müeller, S., Nurser, G., Bell, M., and Samson, G.: NEMO ocean engine, <https://doi.org/10.5281/zenodo.1464816>, 2019.

- Madeleine, J., Hourdin, F., Grandpeix, J., Rio, C., Dufresne, J., Vignon, E., Boucher, O., Konsta, D., Cheruy, F., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Millour, E., Lefebvre, M., Mellul, L., Rochetin, N., Lemonnier, F., Touzé-Peiffer, L., and Bonazzola, M.: Improved Representation of Clouds in the Atmospheric Component LMDZ6A of the IPSL-CM6A Earth System Model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2020MS002046>, 2020.
- Malmierca-Vallet, I., Sime, L. C., Tindall, J. C., Capron, E., Valdes, P. J., Vinther, B. M., and Holloway, M. D.: Simulating the Last Interglacial Greenland stable water isotope peak: The role of Arctic sea ice changes, *Quaternary Sci. Rev.*, 198, 1–14, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.027>, 2018.
- Manabe, S. and Stouffer, R. J.: Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 85, 5529–5554, <https://doi.org/10.1029/JC085iC10p05529>, 1980.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., Rouco, J. F. G., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., and Timmermann, A.: Information from Paleoclimate Archives, pp. 383–464, Cambridge University Press, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.026>, 2013.
- Matus, A. V. and L’Ecuyer, T. S.: The role of cloud phase in Earth’s radiation budget, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 122, 2559–2578, <https://doi.org/10.1002/2016JD025951>, 2017.
- Mayer, M., Haimberger, L., Edwards, J. M., and Hyder, P.: Toward Consistent Diagnostics of the Coupled Atmosphere and Ocean Energy Budgets, *J. Climate*, 30, 9225–9246, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0137.1>, 2017.
- Mayer, M., Tietsche, S., Haimberger, L., Tsubouchi, T., Mayer, J., and Zuo, H.: An Improved Estimate of the Coupled Arctic Energy Budget, *J. Climate*, 32, 7915–7934, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0233.1>, 2019.
- McKay, N. P., Overpeck, J. T., and Otto-Bliesner, B. L.: The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise, *Geophysical Res. Lett.*, 38, 1–6, <https://doi.org/10.1029/2011GL048280>, 2011.
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Cassotta, S., Derksen, C., Ekaykin, A., Hollowed, A., Kofinas, G., Mackintosh, A., Melbourne-Thomas, J., Muelbert, M. M., Ottersen, G., Pritchard, H., and Schuur, E. A.: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate, chap. Polar Regions, The Intergovernmental Panel on Climate Change, 2019.
- Morrison, H., Zuidema, P., Ackerman, A. S., Avramov, A., de Boer, G., Fan, J., Fridlind, A. M., Hashino, T., Harrington, J. Y., Luo, Y., Ovchinnikov, M., and Shipway, B.: Intercomparison of cloud model simulations of Arctic mixed-phase boundary layer clouds observed during SHEBA/FIRE-ACE, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 3, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011MS000066>, 2011.
- Nakamura, N. and Oort, A. H.: Atmospheric heat budgets of the polar regions, *J. Geophys. Res.*, 93, 9510–9524, <https://doi.org/10.1029/JD093iD08p09510>, 1988.
- NEEM community members: Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, *Nature*, 493, 489–494, <https://doi.org/10.1038/nature11789>, 2013.
- Notz, D., Jahn, A., Holland, M., Hunke, E., Massonnet, F., ulienne Stroeve, Tremblay, B., and Vancoppenolle, M.: The CMIP6 Sea-Ice Model Intercomparison Project (SIMIP): understanding sea ice through climate-model simulations, *Geosci. Model Dev.*, 9, 3427–3446, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/gmd-9-3427-2016>, 2016.
- Nørgaard-Pedersen, N., Mikkelsen, N., Lassen, S. J., Kristoffersen, Y., and Sheldon, E.: Reduced sea ice concentrations in the Arctic Ocean during the last interglacial period revealed by sediment cores off northern Greenland, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 22, 1–15, <https://doi.org/10.1029/2006PA001283>, 2007.
- Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N.,

- 700 Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>, 2017.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Zhao, A., Brierley, C., Axford, Y., Capron, E., Govin, A., Hoffman, J., Isaacs, E., Kageyama, M., Scussolini, P., Tzedakis, P. C., Williams, C., Wolff, E., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Ramos Buarque, S., Cao, J., de Vernal, A., Guarino, M. V., Guo, C., LeGrande, A. N., Lohmann, G., Meissner, K., Menviel, L., Nisancioglu, K., O’ishi, R., Salas Y Melia, D., Shi, X., Sicard, M., Sime, L., Tomas, R., Volodin, E., Yeung, N., Zhang, Q., Zhang, Z., and Zheng, W.: Large-scale features of Last Interglacial climate: Results from evaluating the *lig127k* simulations for CMIP6-PMIP4, *Clim. Past*, 17, 63–94, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>, 2021.
- 710 Palm, S. P., Strey, S. T., Spinhirne, J., and Markus, T.: Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 115, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2010JD013900>, 2010.
- Pedersen, R. A., Langen, P. L., and Vinther, B. M.: The last interglacial climate: comparing direct and indirect impacts of insolation changes, *Clim. Dynam.*, 48, 3391–3407, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3274-5>, 2016.
- Rae, J. G. L., Hewitt, H. T., Keen, A. B., Ridley, J. K., West, A. E., Harris, C. M., Hunke, E. C., and Walters, D. N.: Development of the Global Sea Ice 6.0 CICE configuration for the Met Office Global Coupled model, *Geosci. Model Dev.*, 8, 2221–2230, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2221-2015>, 2015.
- 715 Ridley, J. K., Blockley, E. W., Keen, A. B., Rae, J. G. L., West, A. E., and Schroeder, D.: The sea ice model component of HadGEM3-GC3.1, *Geosci. Model Dev.*, 11, 713–723, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-713-2018>, 2018.
- Rind, D.: The Doubled CO₂ Climate: Impact of the Sea Surface Temperature Gradient, *J. Atmos. Sci.*, 44, 3235–3268, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<3235:TDCCIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<3235:TDCCIO>2.0.CO;2), 1987.
- 720 Roemmich, D., Church, J., Gilson, J., Monselesan, D., Sutton, P., and Wijffels, S.: Unabated planetary warming and its ocean structure since 2006, *Nat. Clim. Change*, 5, 240–245, <https://doi.org/https://doi-org.insu.bib.cnrs.fr/10.1038/nclimate2513>, 2015.
- Rugenstein, M. A. A., Winton, M., Stouffer, R. J., Griffies, S. M., and Hallberg, R.: Northern High-Latitude Heat Budget Decomposition and Transient Warming, *J. Climate*, 26, 609–621, <https://doi.org/JCLI-D-11-00695.1>, 2013.
- Schilt, A., Baumgartner, M., Schwander, J., Buiron, D., Capron, E., Chappellaz, J., Loulergue, L., Schüpbach, S., Spahni, R., Fischer, H., and Stocker, T. F.: Atmospheric nitrous oxide during the last 140,000 years, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 300, 33–43, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.027>, 2010a.
- 725 Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., and Stocker, T. F.: Glacial–interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years, *Quaternary Sci. Re.*, 29, 182–192, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.011>, 2010b.
- 730 Schneider, R., Schmitt, J., Köhler, P., Joos, F., and Fischer, H.: A reconstruction of atmospheric carbon dioxide and its stable carbon isotopic composition from the penultimate glacial maximum to the last glacial inception, *Clim. Past*, 9, 2507–2523, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-9-2507-2013>, 2013.
- Schurgers, G., Arneth, A., and Hickler, T.: Effect of climate-driven changes in species composition on regional emission capacities of biogenic compounds, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, 1–11, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011JD016278>, 2007.
- 735 Schweiger, A. J., Lindsay, R. W., Vavrus, S., and Francis, J. A.: Relationships between Arctic Sea Ice and Clouds during Autumn, *J. Climate*, 21, 4799–4810, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/2008JCLI2156.1>, 2008.

- Semmler, T., Jacob, D., Schlünzen, K. H., and Podzun, R.: The Water and Energy Budget of the Arctic Atmosphere, *J. Climate*, 18, 2515–2530, <https://doi.org/10.1175/JCLI3414.1>, 2005.
- 740 Serreze, M. C. and Barry, R. G.: Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global Planet. Change*, 77, 85–96, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>, 2011.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Slater, A. G., Steele, M., Zhang, J., and Trenberth, K. E.: The large-scale energy budget of the Arctic, *J. Geophys. Res.*, 112, 1–17, <https://doi.org/10.1029/2006JD008230>, 2007.
- Shupe, M. D. and Intrieri, J. M.: Cloud Radiative Forcing of the Arctic Surface: The Influence of Cloud Properties, Surface Albedo, and Solar Zenith Angle, *J. Climate*, 17, 616–628, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0616:CRFOTA>2.0.CO;2), 2004.
- 745 Stein, R., Fahl, K., Gierz, P., Niessen, F., and Lohmann, G.: Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial, *Nat. commun.*, 8, 1–13, <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00552-1>, 2017.
- Stone, E. J., Capron, E., Lunt, D. J., Payne, A. J., Singarayer, J. S., Valdes, P. J., and Wolff, E. W.: Impact of meltwater on high-latitude early Last Interglacial climate, *Clim. Past*, 12, 1919–1932, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1919-2016>, 2016.
- Swann, A. L., Fung, I. Y., Levis, S., Bonan, G. B., and Doney, S. C.: Changes in Arctic vegetation amplify high-latitude warming through the greenhouse effect, *PNAS*, 107, 1295–1300, <https://doi.org/https://doi.org/10.1073/pnas.0913846107>, 2010.
- 750 Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M., and Alkama, R.: Impact of Freshwater Release in the North Atlantic under Different Climate Conditions in an OAGCM, *J. Climate*, 22, 6377–6403, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3028.1>, 2009.
- Thomas, Z. A., Jones, R. T., Turney, C. S., Golledge, N., Fogwill, C., Bradshaw, C. J., Menviel, L., McKay, N. P., Bird, M., Palmer, J., Kershaw, P., Wilmshurst, J., and Muscheler, R.: Tipping elements and amplified polar warming during the Last Interglacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 233, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106222>, 2020.
- 755 Timm, O., Timmermann, A., Abe-Ouchi, A., Saito, F., and Segawa, T.: On the definition of seasons in paleoclimate simulations with orbital forcing, *Paleoceanography and Paleoclimate*, 23, 1–12, <https://doi.org/10.1029/2007PA001461>, 2008.
- Turney, C. S. M. and Jones, R. T.: Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials?, *J. Quaternary Sci.*, 25, 839–843, <https://doi.org/10.1002/jqs.1423>, 2010.
- 760 van der Linden, E. C., Bars, D. L., Bintanja, R., and Hazeleger, W.: Oceanic heat transport into the Arctic under high and low CO₂ forcing, *Clim. Dynam.*, 53, 4763–4780, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04824-y>, 2019.
- Vancoppenolle, M., Fichefet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., and Maqueda, M. A. M.: Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation, *Ocean Model.*, 27, 33–53, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>, 2008.
- 765 Vavrus, S.: The Impact of Cloud Feedbacks on Arctic Climate under Greenhouse Forcing, *J. Climate*, 17, 603–615, [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<0603:TIOCFO>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<0603:TIOCFO>2.0.CO;2), 2004.
- Vavrus, S., Waliser, D., Schweiger, A., and Francis, J.: Simulations of 20th and 21st century Arctic cloud amount in the global climate models assessed in the IPCC AR4, *Clim. Dyn.*, 33, 1099–1115, <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0475-6>, 2009.
- Yin, Q. Z. and Berger, A.: Individual contribution of insolation and CO₂ to the interglacial climates of the past 800,000 years, *Clim. Dynam.*, 39, 709–724, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1013-5>, 2012.
- 770 Yoshimori, M. and Suzuki, M.: The relevance of mid-Holocene Arctic warming to the future, *Clim. Past*, 15, 1375–1394, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-15-1375-2019>, 2019.

Astronomical parameters	LIG	PI
Eccentricity	0.039378	0.016764
Obliquity	24.040°	23.459°
Perihelion-180°	275.41°	100.33°
Date of vernal equinox	March 21 at noon	March 21 at noon
Trace gases		
CO2	275 ppm	284.3 ppm
CH4	685 ppb	808.2 ppb
N2O	255 ppb	273 ppb

Table 1. Astronomical parameters and atmospheric trace gas concentrations used to force LIG and PI simulations. From Otto-Bliesner et al. (2017).

	DJF	MAM	JJA	SON
Atmospheric heat storage	-1.8	8.6	7.2	-11.1
Internal energy storage ($\frac{\delta}{\delta t} \int_0^{ps} C_p T dp$)	-1.2	3.9	3.9	-4.9
Latent energy storage ($\frac{\delta}{\delta t} \int_0^{ps} L_e q dp$)	-0.2	0.7	1.7	-1.6
Kinetic energy storage ($\frac{\delta}{\delta t} \int_0^{ps} E_k dp$)	~ 0	~ 0	~ 0	~ 0
Potential energy storage ($\frac{\delta}{\delta t} \int_0^{ps} \phi_s dp$)	-0.3	4.0	1.5	-4.6

Table 2. Seasonal anomalies of the atmospheric heat storage and its components (W m^{-2}).

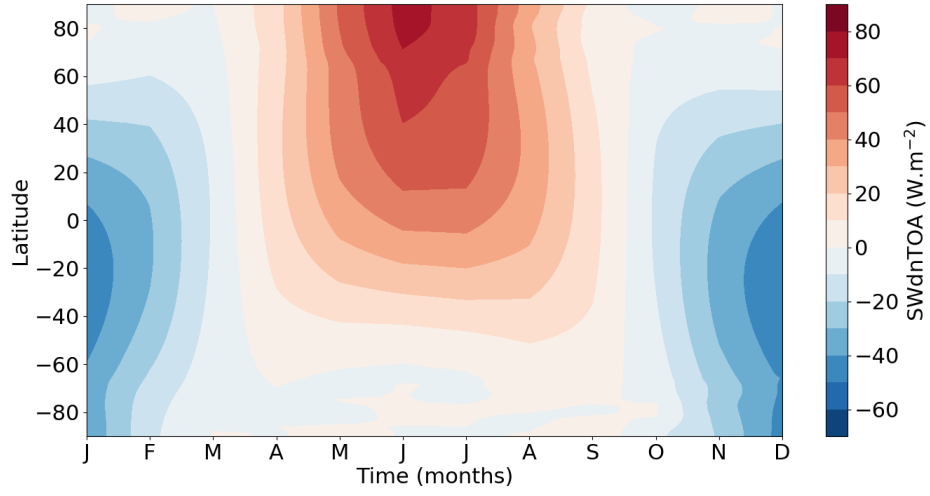


Figure 1. Annual cycle of the insolation anomaly (W m^{-2}) as a function of latitudes. The LIG insolation is computed using the celestial calendar with vernal equinox on March 21th at noon.

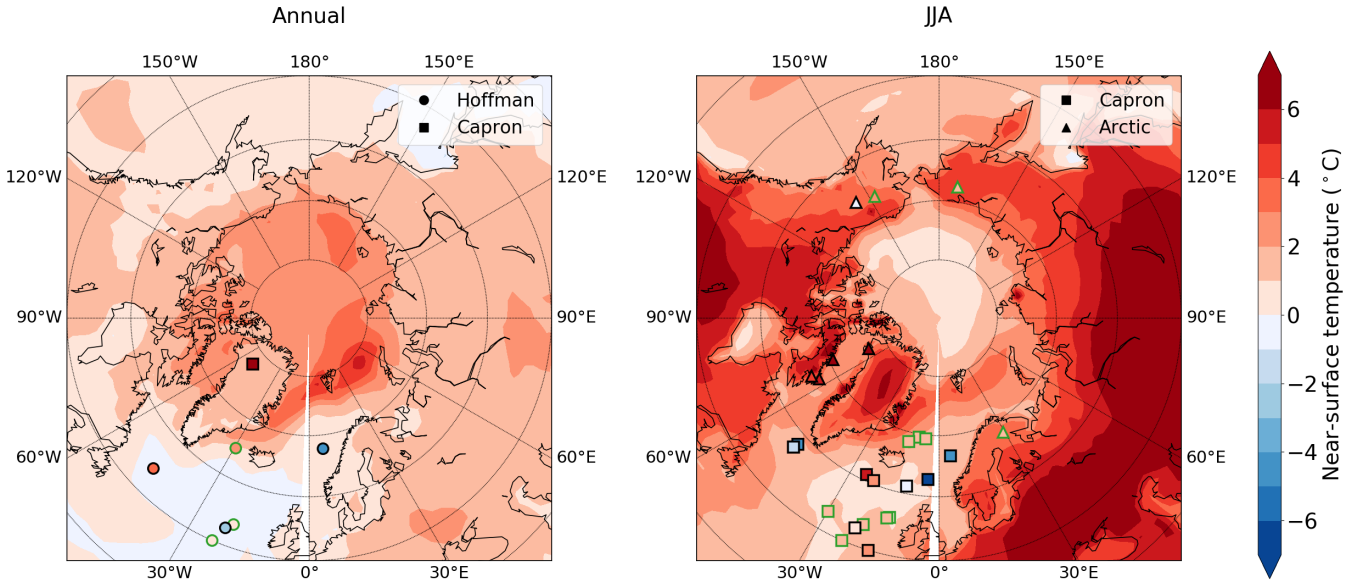


Figure 2. LIG-PI anomaly of the near-surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) simulated by the IPSL-CM6A-LR model (color shading) and reconstructed from proxy data synthesis (filled markers) as published by Otto-Bliesner et al. (2021). Symbols represent the source of surface air reconstruction: circles for the compilation by Hoffman et al. (2017), squares for the compilation by Capron et al. (2014, 2017) and triangles for the Arctic compilation. Sites showing good model-data agreement (i.e. considering a data uncertainty of $\pm 1\sigma$) are indicated by a green outline.

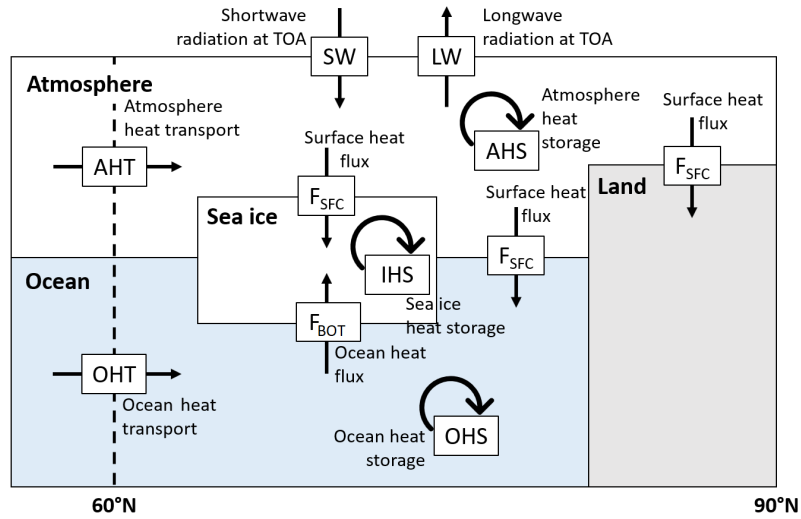


Figure 3. Representation of the different processes involved in the Arctic energy budget.

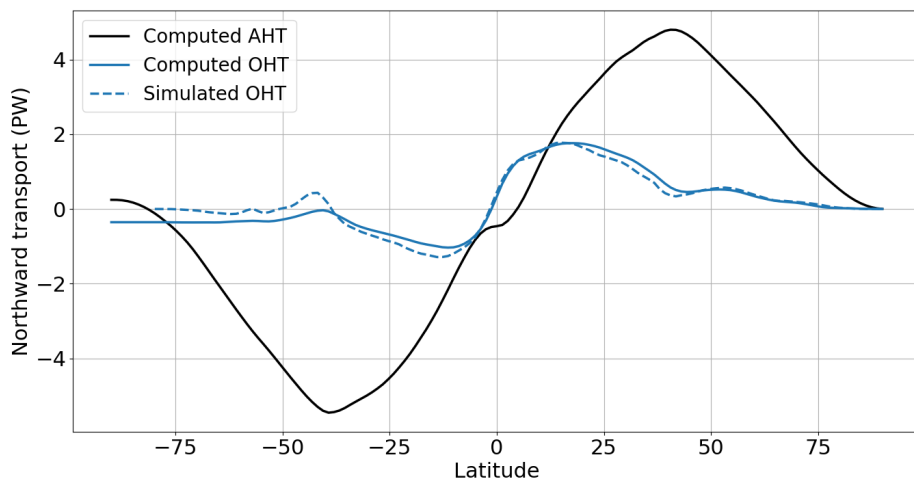


Figure 4. Annual zonal mean northward heat transport (PW). The northward heat transported computed as residual are represented by a solid line. The atmospheric heat transport is in black and the oceanic transport is in blue. The oceanic heat transport simulated by the IPSL-CM6A-LR model is represented by the dashed blue line.

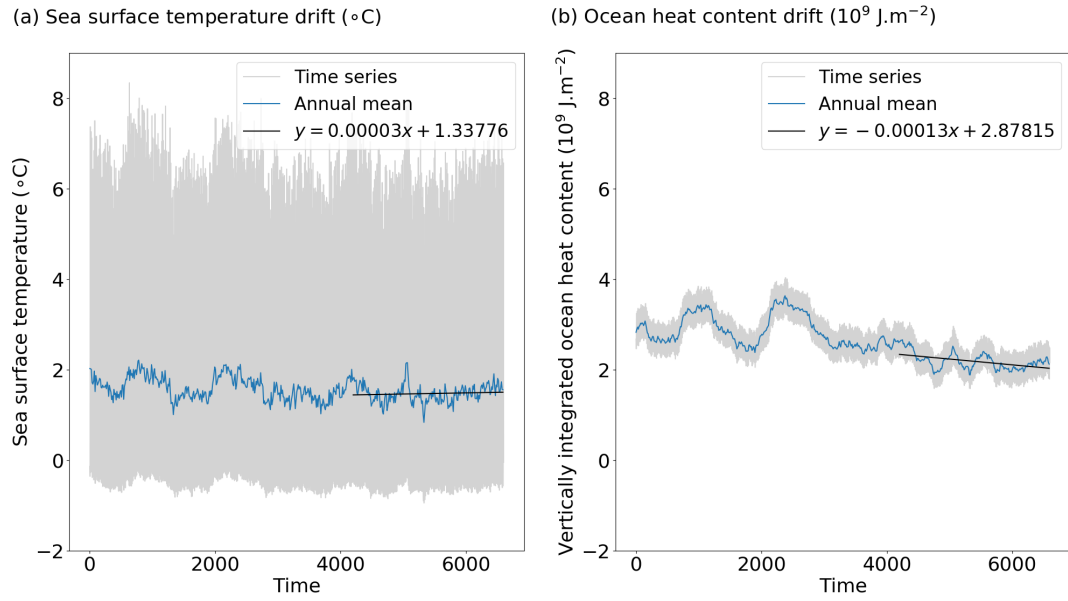


Figure 5. Time series of (a) the sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$) and (b) the vertically integrated ocean heat content (J m^{-2}) averaged over the Arctic region ($60\text{--}90^{\circ}\text{N}$). The time axis indicate the number of months since the year 1850.

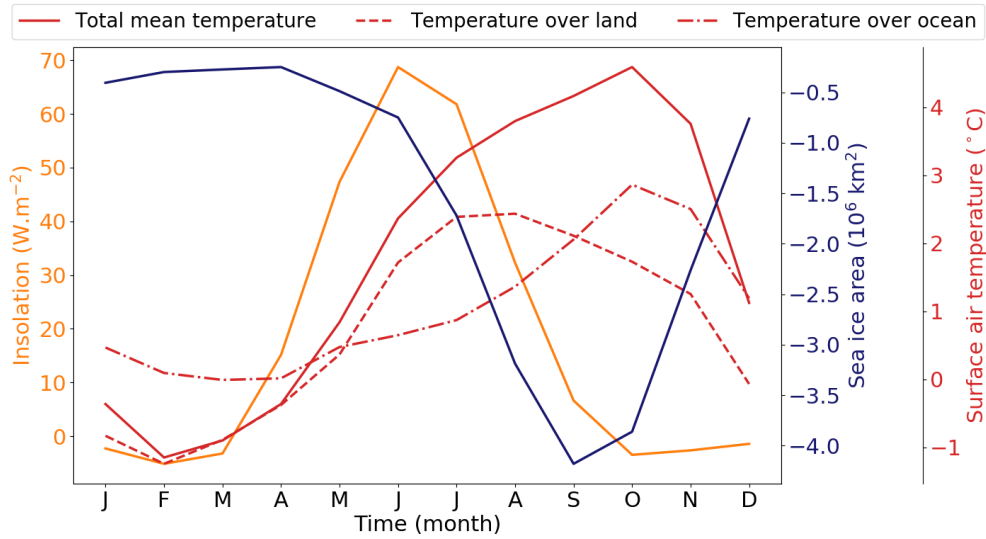
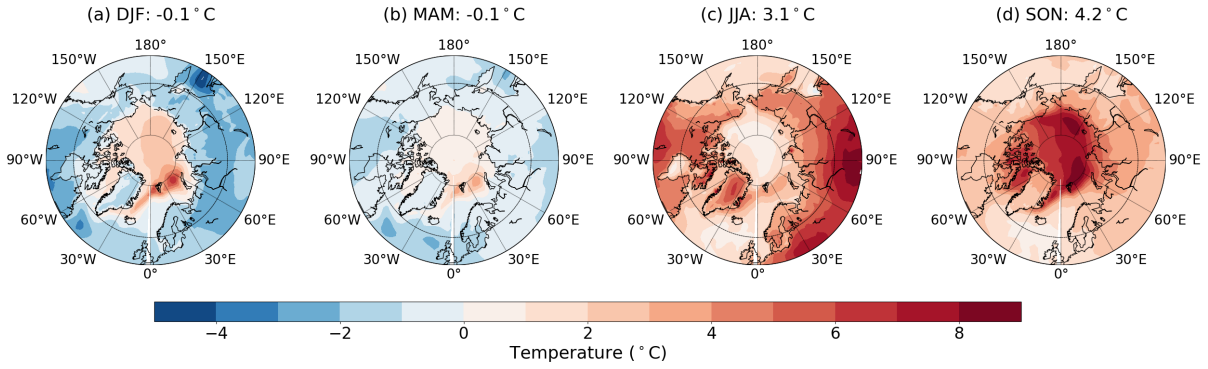
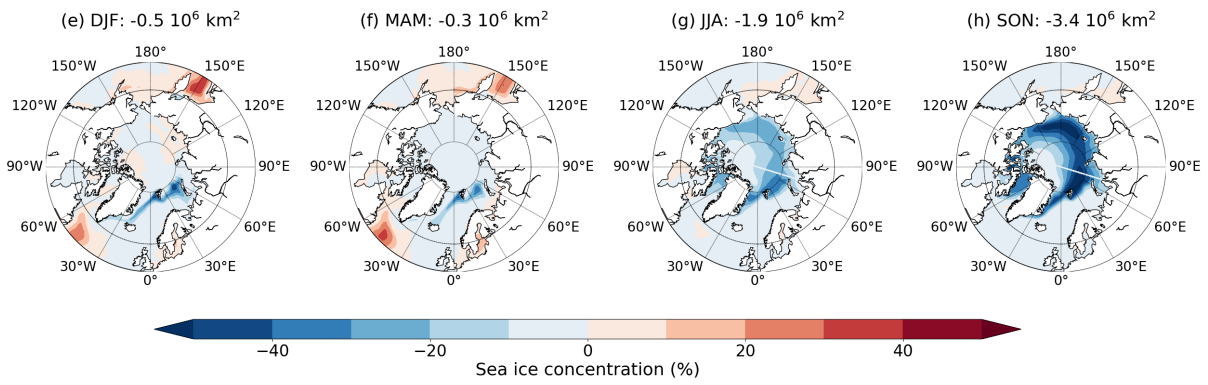


Figure 6. Annual cycles of solar radiation (orange line), surface air temperature (red lines) and sea ice area (dark blue line) anomalies. Variables are averaged between 60°N and 90°N

Near-surface temperature



Sea ice concentration



Snow area

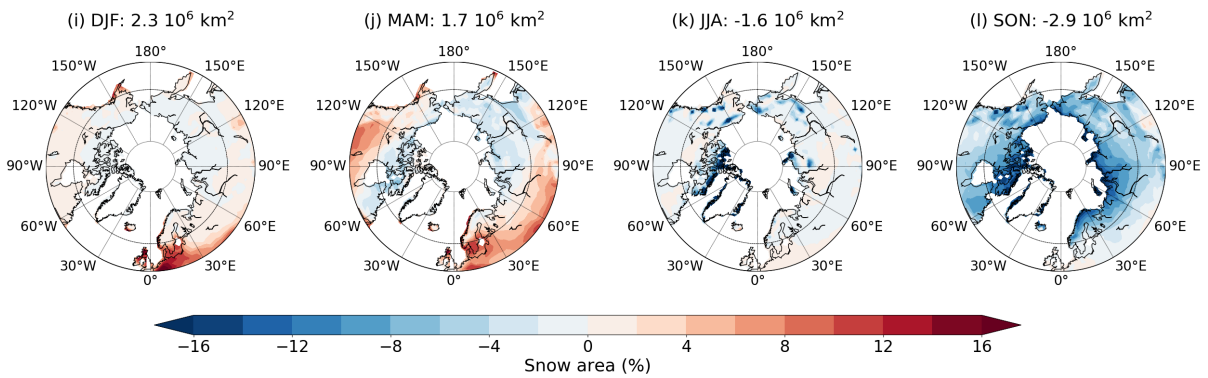


Figure 7. Seasonal cycles of the near-surface air temperature (a-d), sea ice concentration (e-h) and snow cover (i-l) anomalies. The value mentioned above the maps is the spatial average of the three variables over the Arctic (60°N – 90°N). Seasons are abbreviated by: DJF = December-January-February (winter); MAM = March-April-May (spring); JJA = June-July-August (summer); SON = September-October-November (autumn).

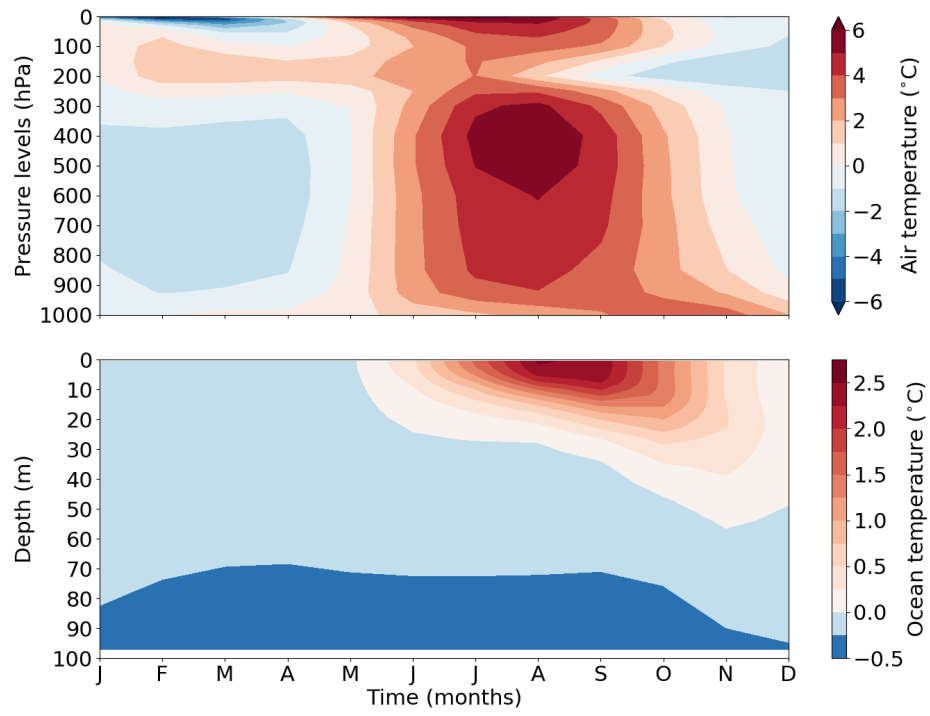


Figure 8. Annual evolution of temperature averaged over the Arctic (60 °N–90 °N), as a function of pressure in the atmosphere (top) and depth in the ocean (bottom). Below 100-m depth, the ocean temperature anomaly is negative ranging between 0 and -0.53 °C.

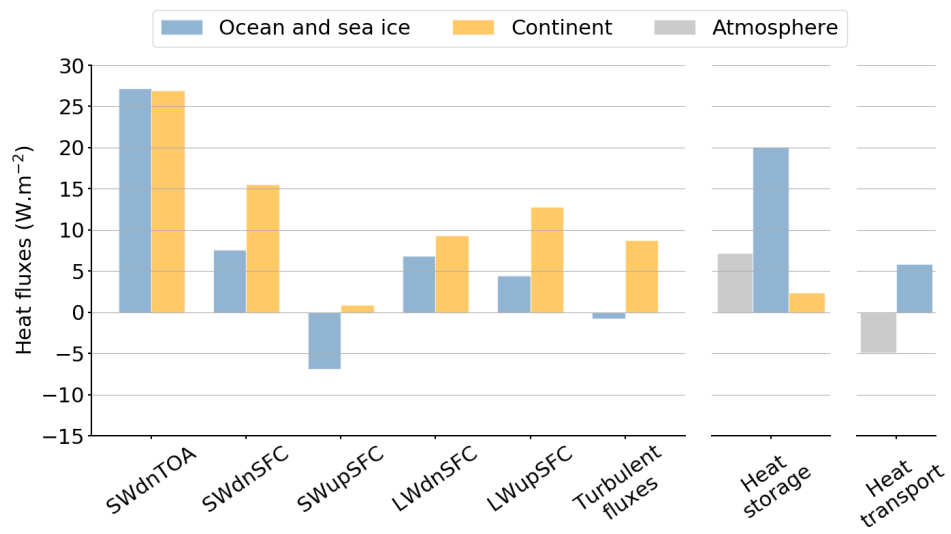


Figure 9. Quantification of the LIG-PI anomaly of surface heat fluxes (left), storage terms (center) and oceanic and atmospheric heat transport (right) for summer. Each flux included in the surface heat budget computation is plotted: solar radiation received at the surface (SWdnSFC), solar radiation reflected by the surface (SWupSFC), longwave radiation emitted by the surface (LWupSFC), longwave radiation emitted by the atmosphere (LWdnSFC) and turbulent fluxes given as the sum of latent and sensible heat flux. Variables are average between 60 ° and 90°N. The surface heat fluxes anomalies are positive when the flux is stronger during the LIG.

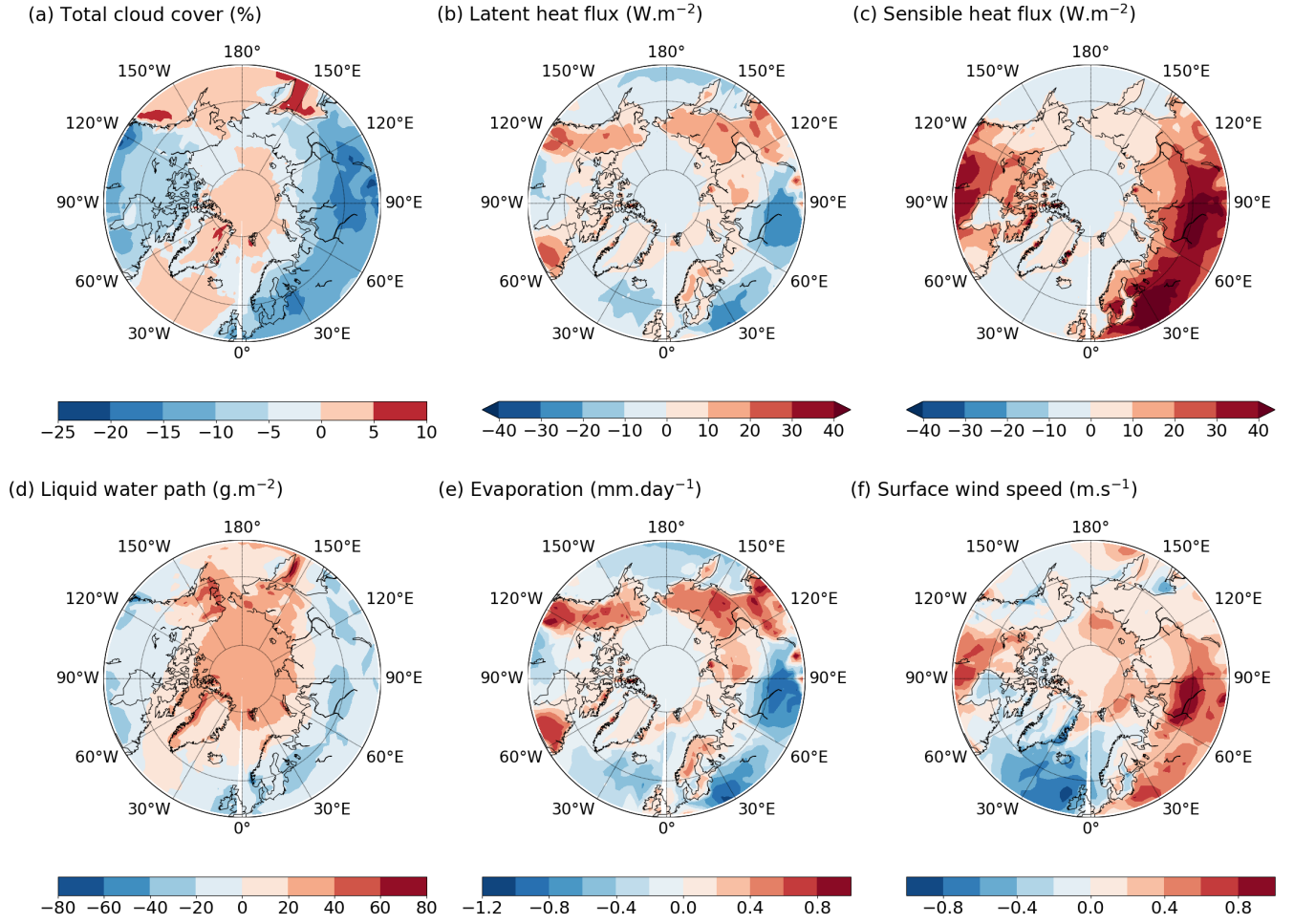


Figure 10. Summer LIG-PI anomalies of (a) total cloud cover (%), (b) latent heat flux (W m^{-2}), (c) sensible heat flux (W m^{-2}), (d) liquid water path (g m^{-2}), (e) evaporation (mm day^{-1}) and (f) surface wind speed (m s^{-1})

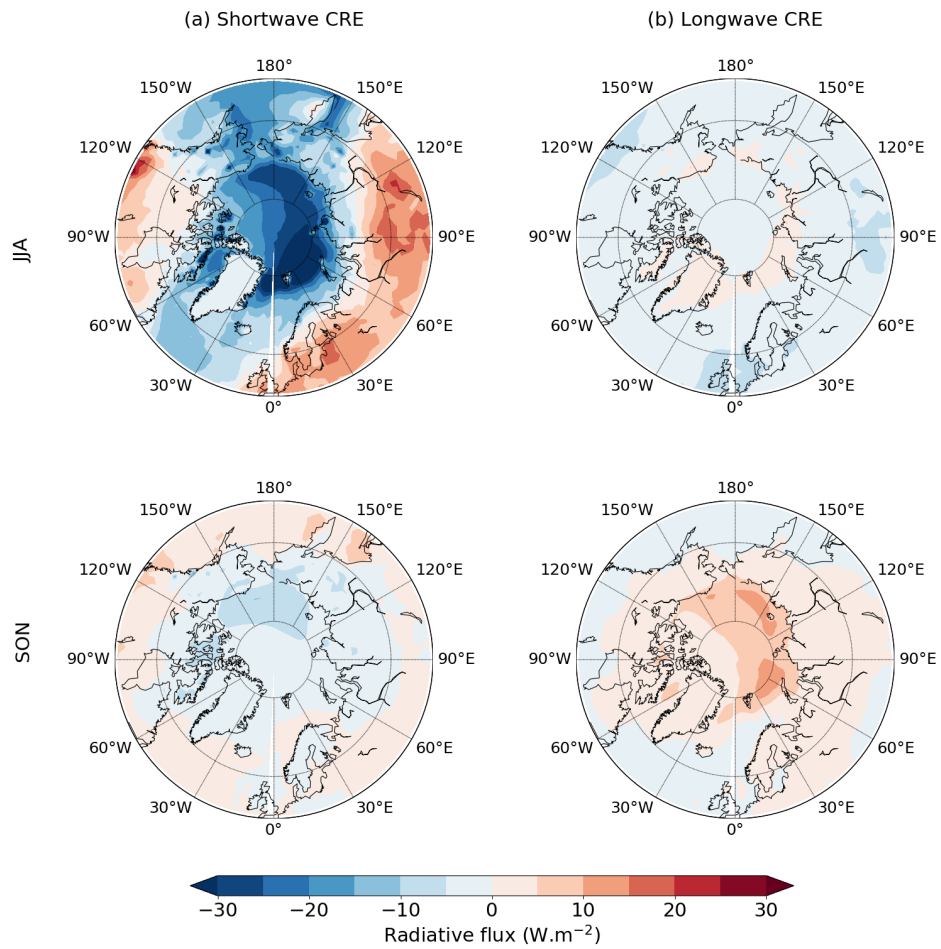


Figure 11. Summer (JJA) and autumn (SON) anomalies of (a) the shortwave cloud radiative effect (SW CRE) and (b) the longwave cloud radiative effect (LW CRE). All radiative fluxes are in W m^{-2} .

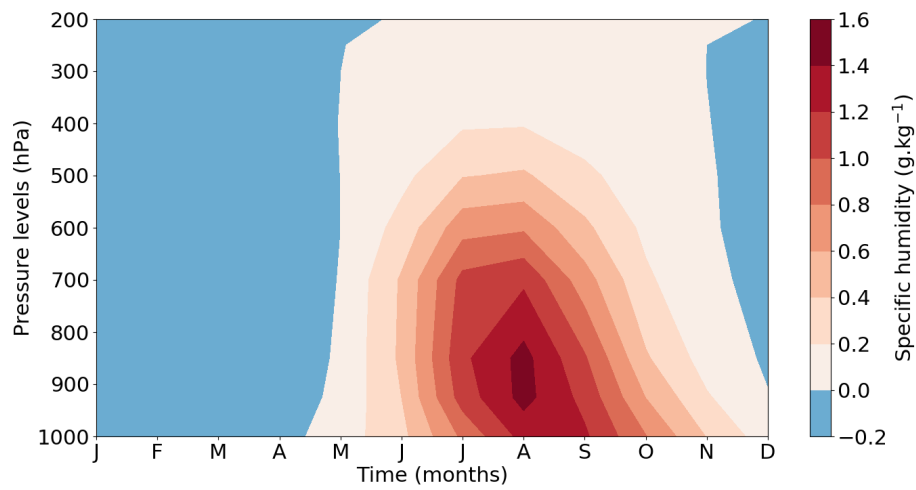


Figure 12. Annual evolution of the specific humidity anomaly (g kg^{-1}) according to pressure levels (hPa). The specific humidity anomaly is represented from the surface to 200 hPa and is spatially averaged over the Arctic region (60° – 90° N).

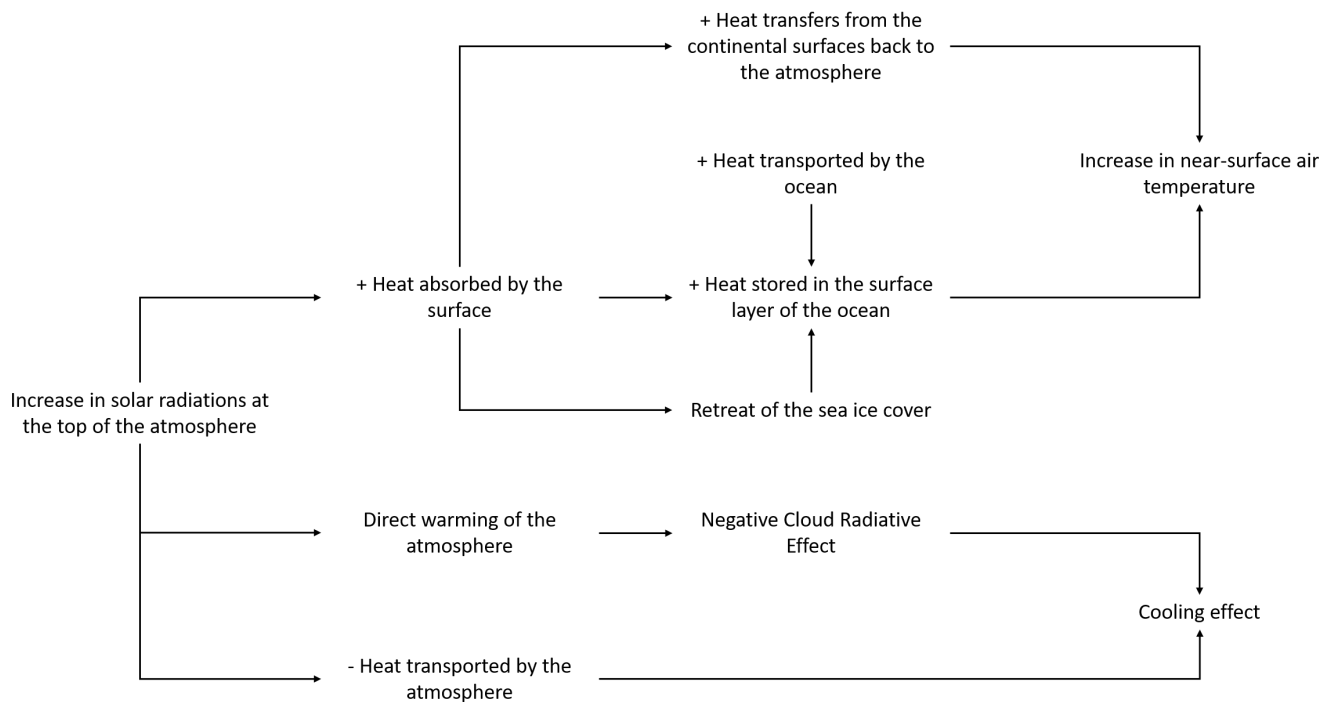


Figure 13. Diagram of climate processes and feedbacks involved in the Arctic summer warming.

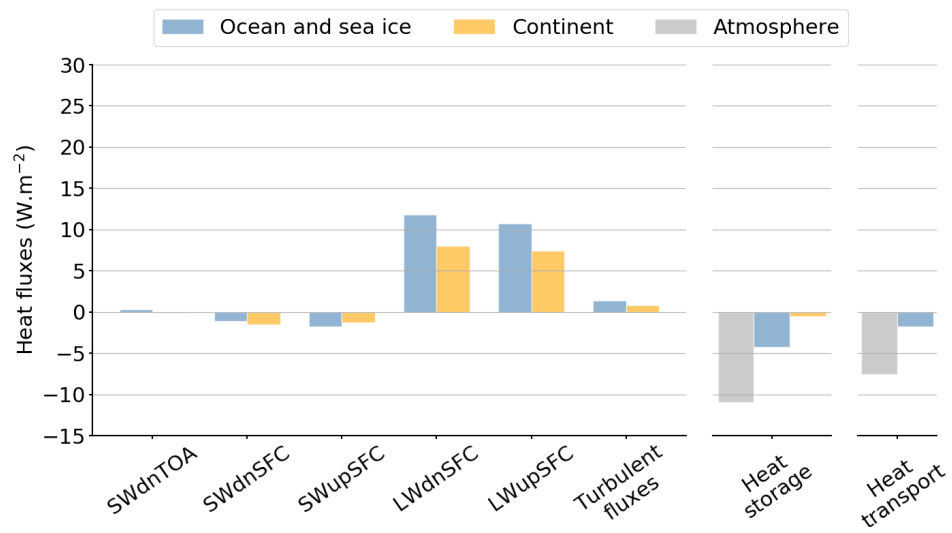


Figure 14. Same as figure 9 for SON.

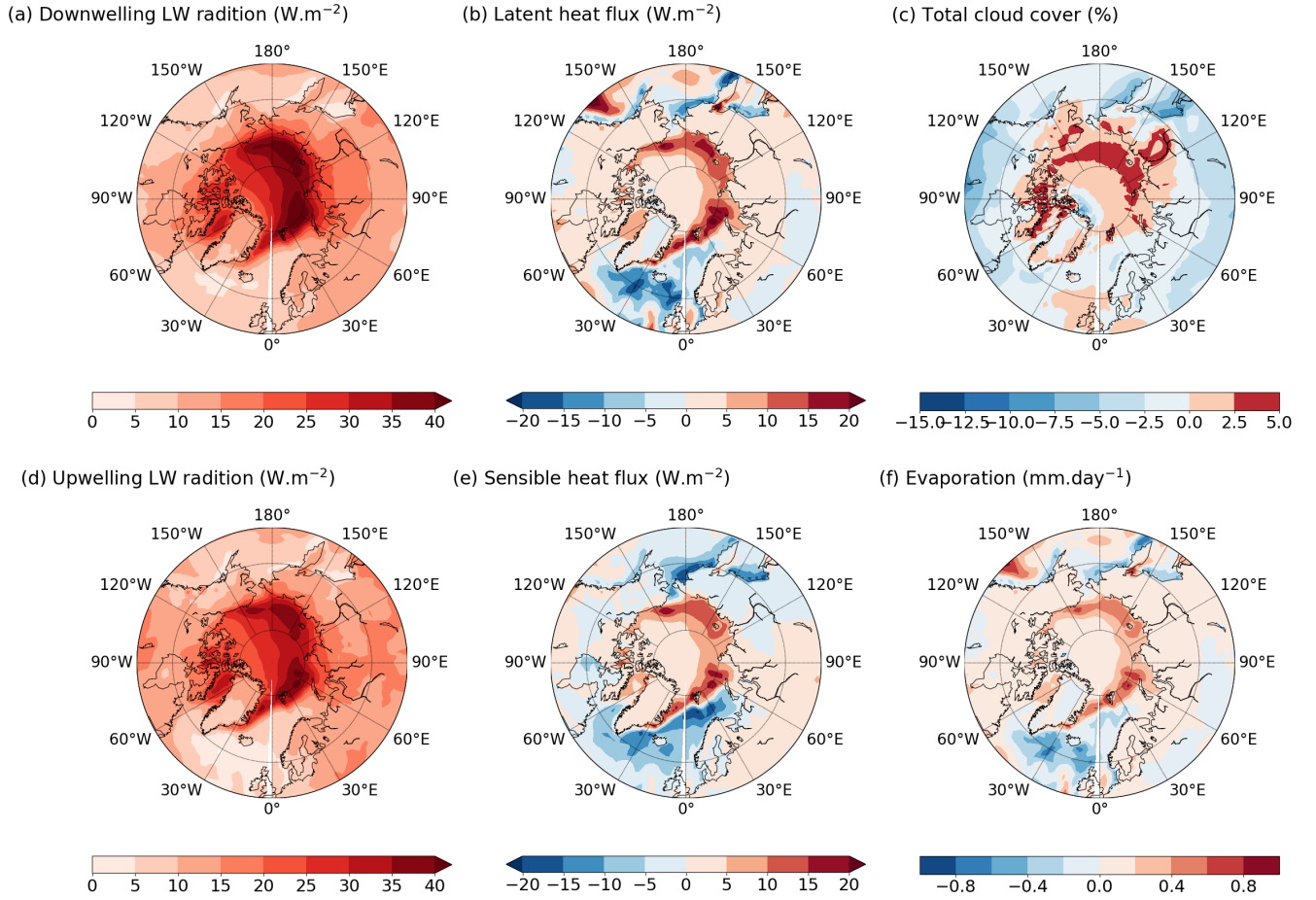


Figure 15. Autumn LIG-PI anomalies of (a) longwave radiation emitted by the atmosphere, (b) latent heat flux, (c) total cloud cover, (d) longwave radiation emitted by the surface, (e) sensible heat fluxes and (f) evaporation. All heat fluxes are in W m^{-2} , the total cloud cover in % and the evaporation in mm day^{-1} .

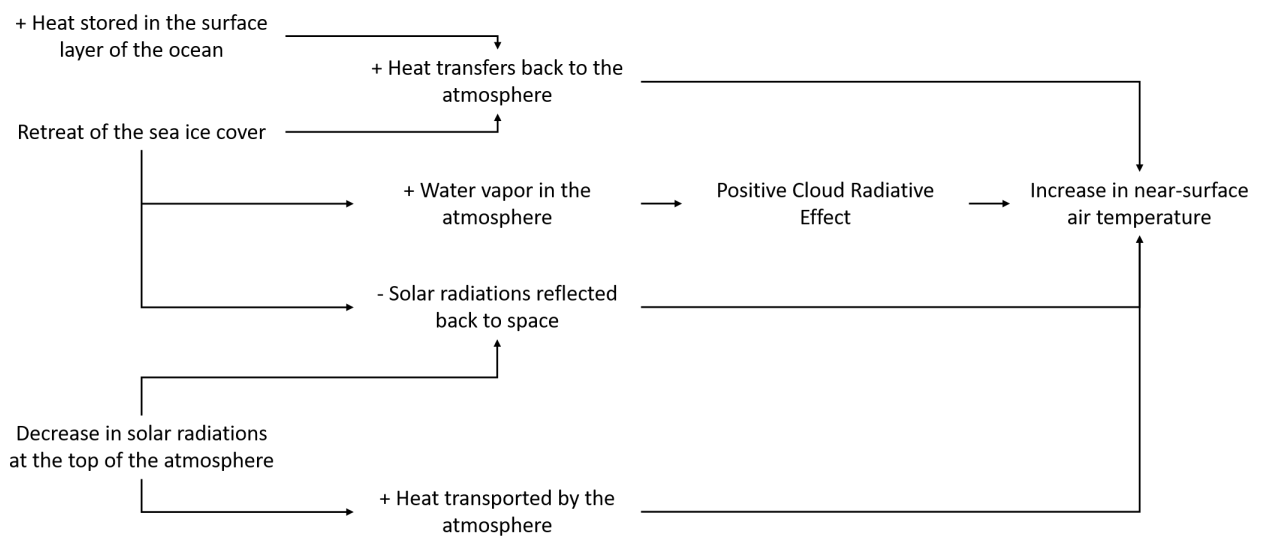


Figure 16. Diagram of climate processes and feedbacks involved in the Arctic autumn warming.

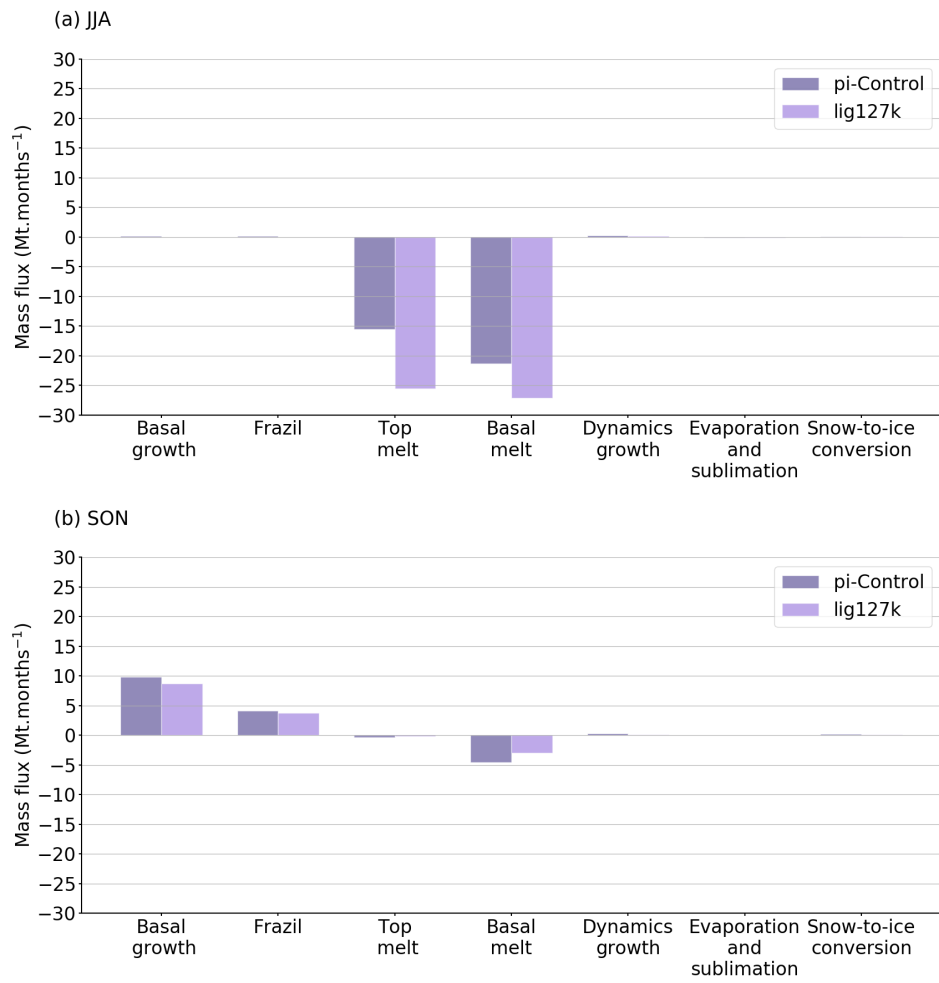


Figure 17. Components of the Arctic sea ice mass budget (Mt months^{-1}) in (a) JJA and (b) SON. They are computed for both the PI (dark purple) and LIG (pale purple) periods.

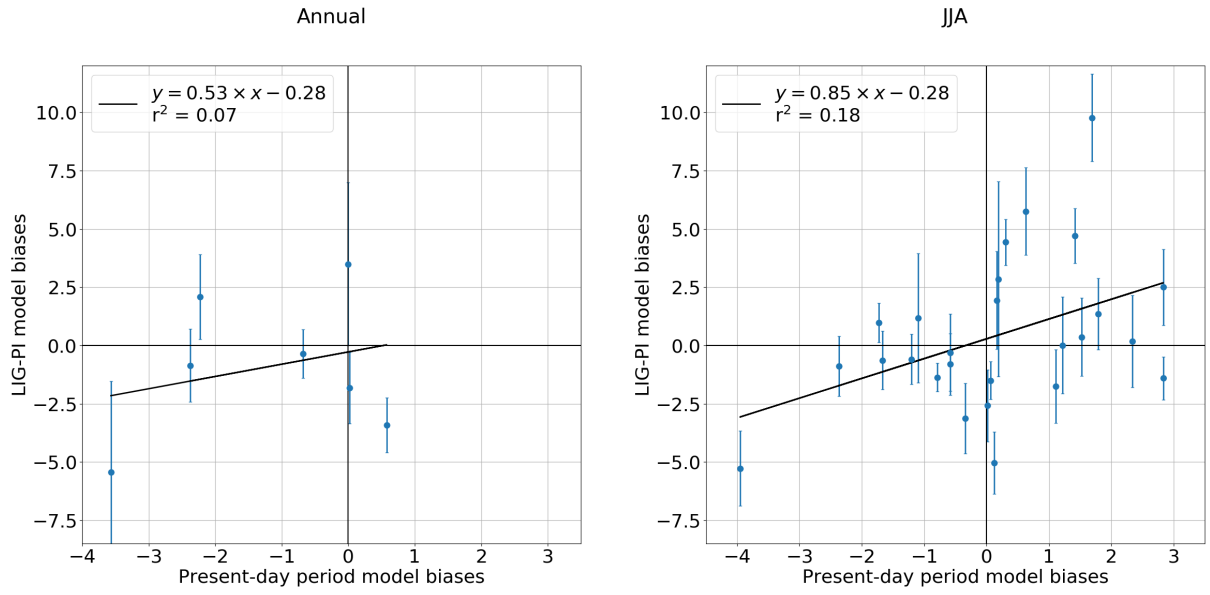


Figure 18. Linear regression of surface temperature biases in the *historical* simulation versus surface temperature biases in the *lig127k* simulation. Blue circle markers represent the model biases at LIG terrestrial and marine ice core sites. The coefficient of correlation (r^2) is calculated for each regression line. To compute model biases for the historical simulation, we use ERA-INTERIM near-surface air temperature data (1980–2005), the WOA13-v2 ocean temperature data (1985–2004) and the the first member of the IPSL-CM6A-LR *historical* simulations. The error bars are plotted in blue and represent the uncertainty on the surface temperature biases during the Last Interglacial.

Résumé de l'article en français

Dans cette étude, nous nous focalisons sur l'été et l'automne, deux saisons pour lesquelles nous avons constaté une hausse significative de la température de l'air en surface par rapport à la période pré-industrielle.

L'analyse comparée des cycles annuels de la température de l'air en surface et de l'insolation révèle un décalage temporel entre l'anomalie maximale de température (+ 4,6 °C en octobre) et l'anomalie maximale d'insolation (+ 68,7 W.m⁻² en juin). L'objectif est donc de déterminer les causes principales de ce décalage.

En été, le réchauffement est directement lié à l'anomalie d'insolation. La hausse des températures de surface est plus forte au-dessus des continents qu'au-dessus des océans, car les surfaces continentales reçoivent une quantité plus importante de rayonnement solaire. Ce contraste océan-continent est induit par une rétroaction négative des nuages au-dessus des océans : les propriétés optiques des nuages bas au-dessus des océans leur confèrent une plus grande capacité à réfléchir le rayonnement solaire.

L'énergie absorbée par les surfaces continentales est directement restituée à l'atmosphère sous la forme de rayonnement infrarouge et de flux turbulents. Ainsi, la température de l'air augmente plus largement à la surface des continents qu'à la surface des océans, lesquels tendent à absorber l'énergie qu'ils reçoivent.

Ce réchauffement persiste en automne sous l'effet de différentes rétroactions, impliquant notamment l'océan et la glace de mer. En effet, l'océan Arctique et les mers côtières, qui jouent le rôle de puits de chaleur en été, libèrent une partie de l'énergie stockée en automne. Cet effet est d'autant plus fort que le retrait massif de la glace de mer amplifie les échanges à l'interface océan-atmosphère. Les anomalies positives d'humidité spécifique et de rayonnement de grande longueur d'onde suggèrent également que la rétroaction de la vapeur d'eau contribue également à la hausse des températures de surface en automne.

Les variations d'étendue et d'épaisseur de glace de mer semblent être déterminantes devant l'amplitude du réchauffement, et ce, quelle que soit la saison. L'aire et la masse de glace de mer diminuent tout au long de l'année. La perte maximale de glace est observée dans les mers côtières en automne. Elle est le résultat d'une augmentation de la fonte basale en été et d'une diminution de la croissance basale en automne par rapport à la période pré-industrielle.

Par ailleurs, le transport de chaleur, souvent cité comme un facteur important de l'amplification polaire future, ne joue pas ici un rôle fondamental.

2.4 Analyse multi-modèles des variations de glace de mer au dernier interglaciaire

Dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6–PMIP, j'ai participé à analyser la réponse de la glace de mer arctique aux variations d'insolation il y a 127 000 ans, simulée par un ensemble de 17 modèles climatiques.

Pour Kageyama et al. (2021), j'ai réalisé les figures de comparaison modèles-données (fig. 4 et 7) et contribué à la discussion sur les différences inter-modèles. Notamment, j'ai été chargée de mener l'étude consacrée aux bilans énergétiques simplifiés des modèles CESM2 (Danabasoglu et al., 2020), HadGEM3-GC3.1-LL (Williams et al., 2018) et IPSL-CM6A-LR (fig. 8, 9 et 10). Les conclusions de ces analyses sont présentées dans les chapitres 1.2.3 et 1.3.2 et, mais je détaille ici quelques résultats clés.

En Arctique, la moyenne multi-modèles révèle un minimum d'aire de glace de $3,20 \pm 1,50 \times 10^6$ km² en septembre et un maximum de $15,95 \pm 2,61 \times 10^6$ km² en mars. En simulant un océan libre de glace en septembre, le modèle HadGEM3-GC3.1-LL se distingue des autres modèles impliqués dans cette étude. Ce comportement s'explique en partie par une anomalie bien plus importante du rayonnement de courte longueur d'onde au-dessus des océans. Cette dernière résulte du phasage entre le maximum du rayonnement solaire incident (SWdn) et celui réfléchi par la surface (SWup) en été, que nous ne retrouvons pas dans les autres modèles (fig. 2.6). Elle pourrait être expliquée par un effet radiatif des nuages plus faible par rapport à celui que nous avons, par exemple, mis en évidence pour le modèle IPSL-CM6A-LR (chap 2.3). Cependant, nous n'avons pas pu vérifier cette hypothèse car nous n'avons pas accès aux données nécessaires pour aller plus loin dans cette analyse (couverture nuageuse, quantité de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace dans les nuages polaires...). De plus, le modèle de glace de mer CICE-GSI8, implémenté HadGEM3-GC3.1-LL, représente de manière explicite l'influence des mares de fonte (*melt ponds*) sur l'albédo de surface (Guarino et al., 2020). Il est probable que cette paramétrisation favorise la fonte de la glace de mer, car la présence de mares de fonte affecte considérablement les bilans de chaleur et de masse de la glace de mer, en diminuant la valeur de l'albédo de surface jusqu'à 20 % (Flocco et al., 2012).

Les analyses réalisées pour Kageyama et al. (2021) ont été reprises dans l'étude de Otto-Bliesner et al. (2021) qui s'intéresse plus largement aux variations climatiques induites par le forçage orbital il y a 127 000 ans à l'échelle du globe (voir Annexes).

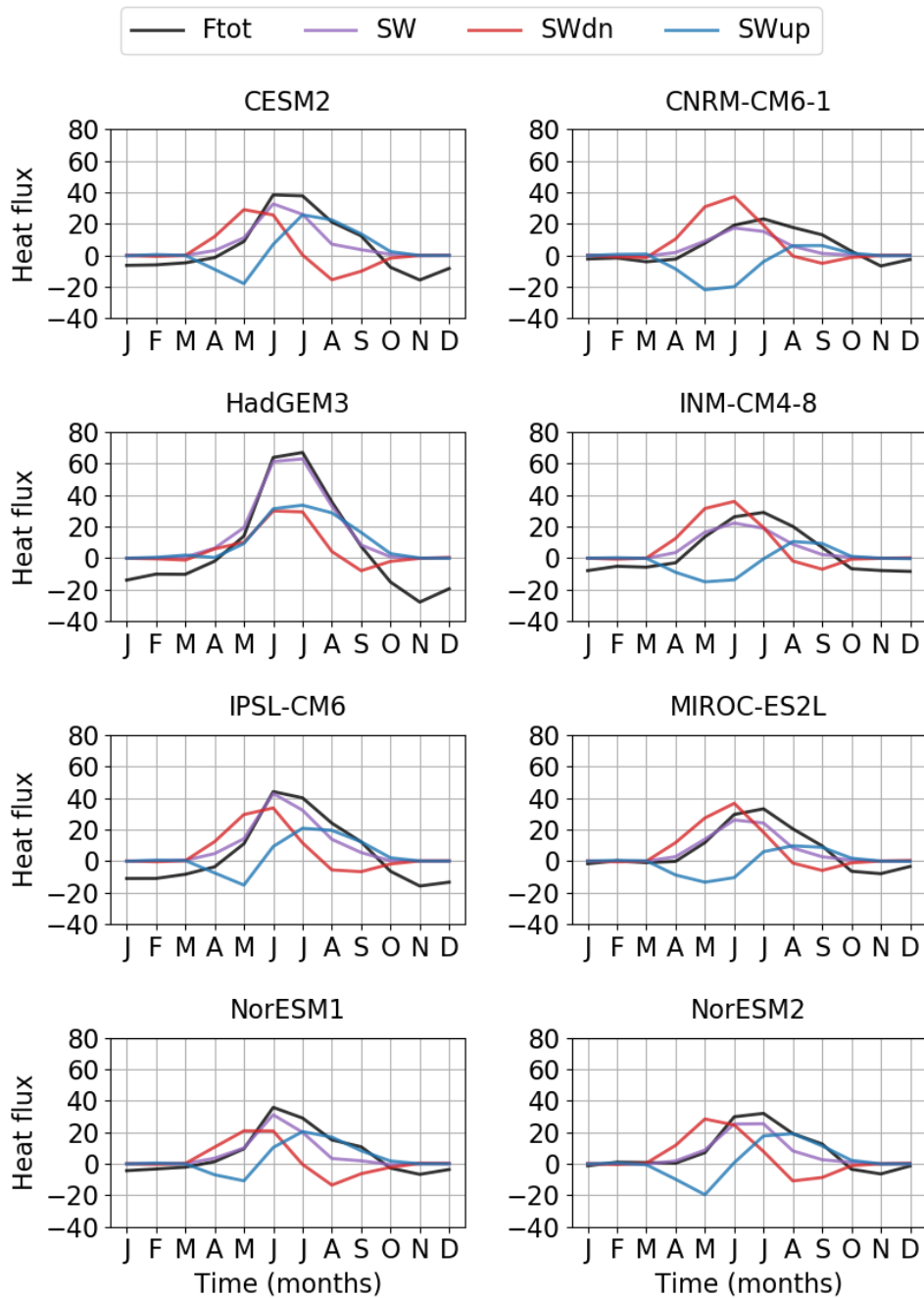


FIGURE 2.6 – Cycle annuel des anomalies LIG-PI des principales composantes radiatives du bilan de chaleur en surface moyennées sur l'Arctique (70-90° N) pour les modèles CESM2, CNRM-CM6-1, HadGEM3-GC3.1-LL (HadGEM3), INM-CM4-8, IPSL-CM6A-LR (IPSL-CM6A), MIROC-ES2L, NorESM1-F (NorESM1) et NorESM2-LM (NorESM2). Le bilan de chaleur total est représenté par la courbe noire, le bilan du rayonnement de courte longueur d'onde (SW) par la courbe violette, le rayonnement solaire incident (SWdn) par la courbe rouge et le rayonnement solaire réfléchi par la surface (SWup) par la courbe bleue. Les flux sont en W.m^{-2} .

2.5 Analyse des rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde

Dans la section 2.3, j'ai étudié la réponse du système climatique Arctique au forçage radiatif à partir de l'analyse du bilan énergétique de la région. J'ai mis en évidence les rôles fondamentaux des variations de la couverture de glace de mer, du stockage de chaleur dans l'océan, ainsi que des changements des propriétés optiques des nuages. J'ai également estimé l'effet radiatif des nuages sur les variations de rayonnement de courte et grande longueurs d'onde en été et en automne. Cependant, cette rétroaction des nuages explique seulement une partie du signal observé. Je vais donc maintenant élargir mon analyse aux autres rétroactions modulant le rayonnement solaire incident. Pour cela, j'utilise la méthode dite des Approximate Partial Radiative Perturbations (APRP), développée par Taylor et al. (2007).

2.5.1 Présentation et définition de l'APRP

Cette approche s'appuie sur la décomposition des changements de l'albédo planétaire suivant les variations de l'albédo de la surface terrestre, des propriétés de diffusion et d'absorption de l'atmosphère. Parmi les rétroactions liées aux variations des propriétés de diffusion et d'absorption de l'atmosphère, je distingue par la suite l'impact des nuages sur le rayonnement solaire (chap. 2.3), de celui des molécules gazeuses et des particules atmosphériques. L'amplitude des rétroactions est estimée à partir d'un modèle de transfert radiatif à une couche, représentant de manière simplifiée les flux radiatifs de courte longueur d'onde entre le sommet de l'atmosphère (TOA) et la surface (fig. 2.7).

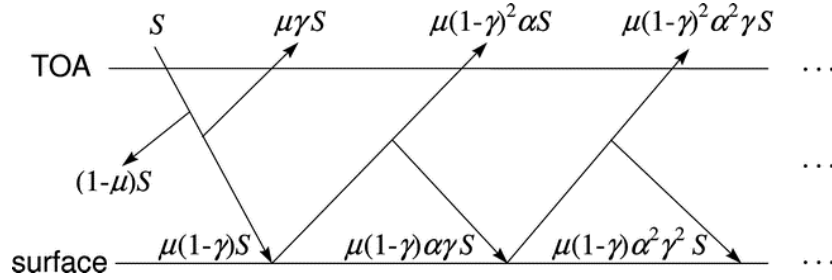


FIGURE 2.7 – Schéma du modèle simplifié de rayonnement de courte longueur d'onde, utilisé pour calculer les rétroactions générant des variations du rayonnement solaire. S est l'insolation, α l'albédo de surface, γ le coefficient de diffusion atmosphérique et $(1 - \mu)$ l'absorption atmosphérique. D'après Taylor et al. (2007).

Le rayonnement de courte longueur d'onde net au sommet de l'atmosphère Q peut être exprimé en fonction de l'insolation S et l'albédo planétaire A :

$$Q = S(1 - A) \quad (2.11)$$

Ainsi, les variations de Q s'écrivent :

$$\Delta Q = \Delta S(1 - A) - S\Delta A \quad (2.12)$$

En raison du forçage orbital du dernier interglaciaire, nous nous attendons à ce que les variations d'insolation ΔS contribuent fortement aux variations de Q , mais ce terme est souvent négligeable. Les changements d'albédo planétaire ΔA dépendent au premier ordre des variations de l'albédo de surface α , des propriétés d'absorption μ et de diffusion γ de l'atmosphère :

$$\Delta A = \frac{\partial A}{\partial \alpha} \Delta \alpha + \frac{\partial A}{\partial \mu} \Delta \mu + \frac{\partial A}{\partial \gamma} \Delta \gamma + \Delta A_{NL} \quad (2.13)$$

$$\Delta A \approx \Delta A_\alpha + \Delta A_\mu + \Delta A_\gamma \quad (2.14)$$

où, ΔA_{NL} est un terme non-linéaire décrivant les effets d'ordres plus élevés.

L'albédo planétaire A peut être exprimé comme une fonction de 7 paramètres :

$$A = A(c, \alpha_{clr}, \alpha_{oc}, \mu_{clr}, \mu_{cld}, \gamma_{clr}, \gamma_{cld}) \quad (2.15)$$

Il dépend de la couverture nuageuse c , de l'albédo de surface α , des propriétés d'absorption μ et de réflexion γ de l'atmosphère. Ces variables sont elles-même décomposées selon leur valeur en ciel dégagé (clr) ou en ciel nuageux (cld), afin d'isoler les effets des nuages de ceux des autres constituants atmosphériques. Par définition, un ciel clair est totalement dépourvu de nuages, alors qu'un ciel nuageux se caractérise par une fraction nuageuse d'au minimum 50 %. Dans ces deux cas, le rayonnement solaire incident aura impact différent sur le réchauffement de surface. La notion de ciel couvert (oc) est ici introduite. Elle se distingue de celle de ciel nuageux par le pourcentage de nuages réparti sur la colonne atmosphérique : un ciel couvert correspond à une couverture nuageuse de 100 %.

Les variations de l'albédo planétaire A en fonction des changements d'albédo de surface ΔA_α , de couverture nuageuse ΔA_{cld} et de concentration en molécules atmosphériques ΔA_{clr} s'expriment ainsi de la manière suivante :

$$\Delta A_\alpha = \Delta A_{\alpha_{clr}} + \Delta A_{\alpha_{oc}} \quad (2.16)$$

$$\Delta A_{cld} = \Delta A_{\mu_{cld}} + \Delta A_{\gamma_{cld}} + \Delta A_c \quad (2.17)$$

$$\Delta A_{clr} = \Delta A_{\mu_{clr}} + \Delta A_{\gamma_{clr}} \quad (2.18)$$

Les termes ΔA_α , ΔA_{cld} et ΔA_{clr} sont calculés à l'aide d'un script Python développé par Mark Zelinka en octobre 2018 (disponible en libre accès sur github⁴). Ce programme utilise une méthode par substitution pour estimer chacun des termes à partir des simulations *piControl* (PI) et *lig127k* (LIG). Par exemple, le terme $\Delta A_{\alpha_{clr}}$ est calculé de la manière suivante :

$$\begin{aligned} \Delta A_{\alpha_{clr}} = & \frac{1}{2} [A(c^{PI}, \alpha_{clr}^{LIG}, \alpha_{oc}^{PI}, \mu_{clr}^{PI}, \mu_{cld}^{PI}, \gamma_{clr}^{PI}, \gamma_{cld}^{PI}) \\ & - A(c^{PI}, \alpha_{clr}^{PI}, \alpha_{oc}^{PI}, \mu_{clr}^{PI}, \mu_{cld}^{PI}, \gamma_{clr}^{PI}, \gamma_{cld}^{PI})] \\ & + \frac{1}{2} [A(c^{LIG}, \alpha_{clr}^{LIG}, \alpha_{oc}^{LIG}, \mu_{clr}^{LIG}, \mu_{cld}^{LIG}, \gamma_{clr}^{LIG}, \gamma_{cld}^{LIG}) \\ & - A(c^{LIG}, \alpha_{clr}^{PI}, \alpha_{oc}^{LIG}, \mu_{clr}^{LIG}, \mu_{cld}^{LIG}, \gamma_{clr}^{LIG}, \gamma_{cld}^{LIG})] \end{aligned} \quad (2.19)$$

Dans ce cas, seul le terme α_{clr} (en gras dans l'équation 2.19) varie et prend tout à tour sa valeur estimée à partir de la simulation *piControl* et de la simulation *lig127k*.

4. <https://github.com/mzelinka/aprp>

Les autres composantes permettant de calculer les rétroactions de l'albédo, des nuages et de l'atmosphère et apparaissant respectivement dans les équations 2.16, 2.17 et 2.18 sont estimées selon le même principe.

L'APRP est similaire à la PRP (Wetherald and Manabe, 1988). La PRP est plus précise pour calculer l'amplitude des rétroactions, mais aussi beaucoup plus coûteuse en termes de temps de calcul, car elle nécessite d'exécuter le code de rayonnement des GCMs hors ligne pour chaque quantité perturbée.

L'APRP a déjà été utilisée dans le cadre d'études paléoclimatiques, pour estimer l'impact des changements de surface sur le rayonnement de courte longueur d'onde au dernier maximum glaciaire et à l'Holocène moyen (Kageyama et al., 2013, Braconnot and Kageyama, 2015). Elle est bien adaptée pour le dernier interglaciaire car, contrairement aux méthodes plus traditionnelles telles que la *radiative kernel method* ou la *Climate Feedback Response Analysis Method* (CFRAM), elle ne dépend pas du forçage climatique (Taylor et al., 2007, Yoshimori et al., 2011). Elle peut être donc utiliser pour quantifier les rétroactions générant des variations du rayonnement solaire à partir de deux simulations dont le forçage radiatif est très différent, ici *piControl* et *lig127k*.

2.5.2 Quantification par l'APRP des rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde au dernier interglaciaire

La figure 2.8 représente l'évolution annuelle de chacune des trois rétroactions (ΔA_α , ΔA_{cl} , ΔA_{cl}) moyennées sur (a) les océans, (b) les continents et (c) l'ensemble de la région arctique ($60-90^\circ \text{ N}$). De manière générale, les rétroactions sont plus fortes d'avril à septembre, période durant laquelle l'insolation varie de manière significative.

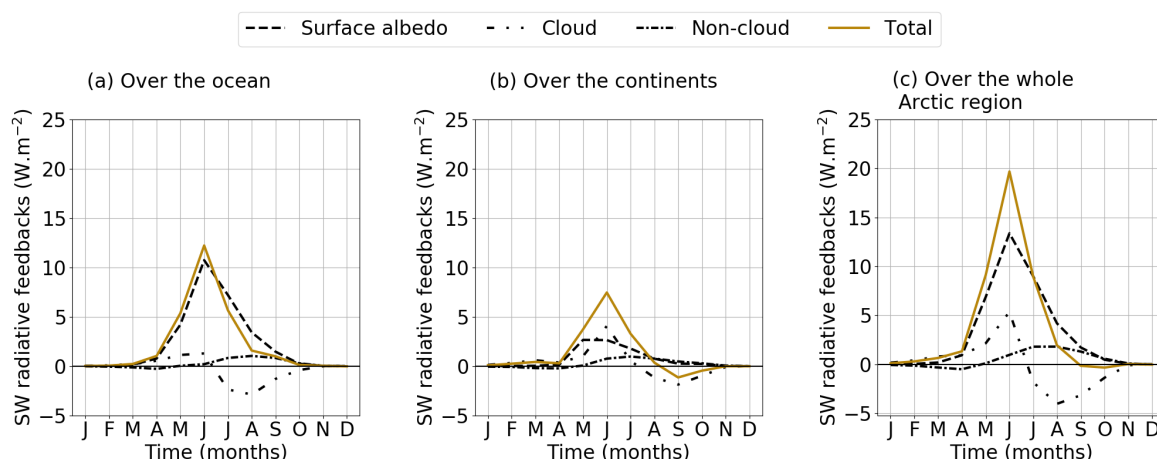


FIGURE 2.8 – Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroaction due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Elles sont moyennées entre 60 et 90° N , pour la période du dernier interglaciaire.

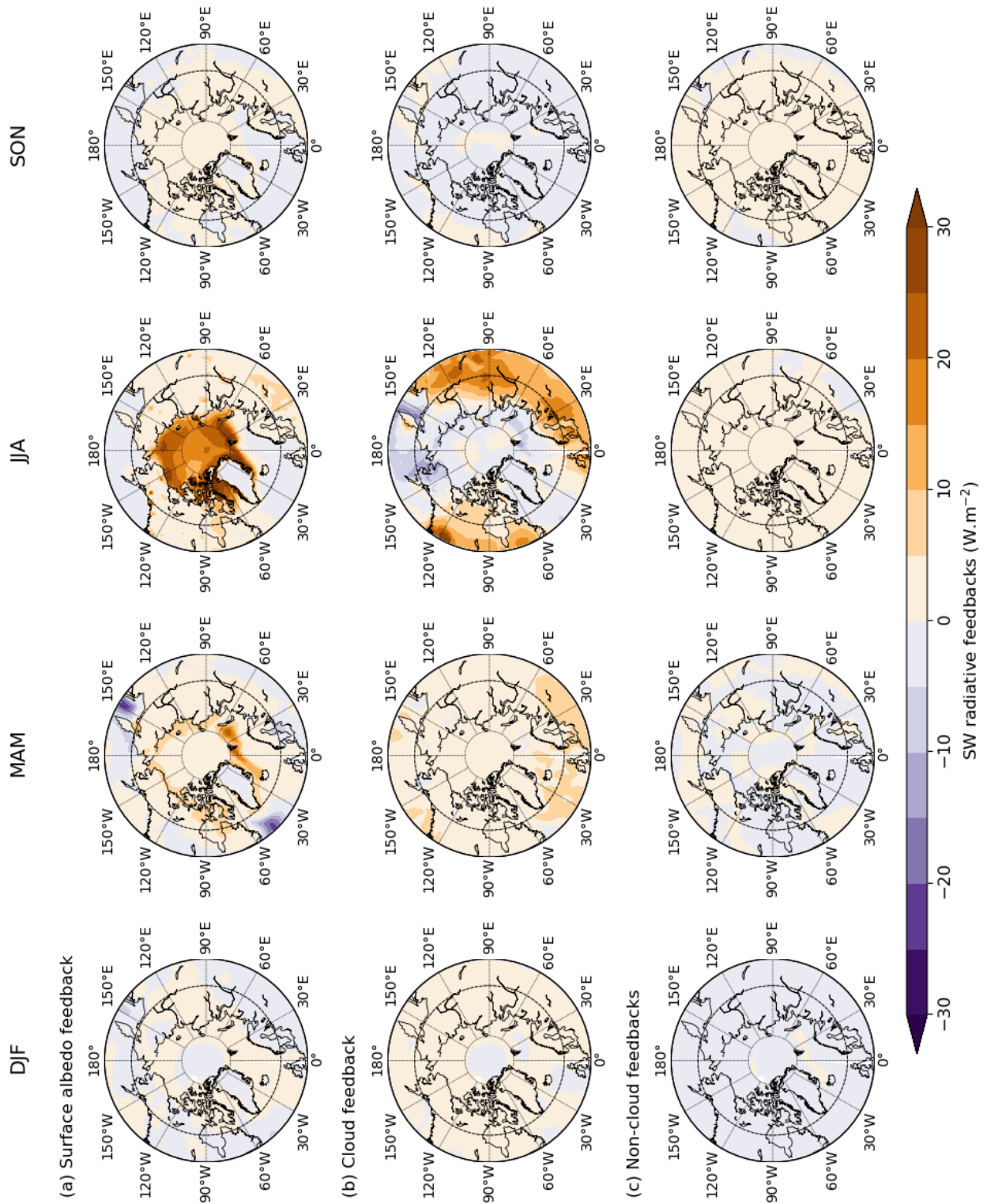


FIGURE 2.9 – Cartes saisonnières des rétroactions générant des variations du rayonnement solaire (W.m^{-2}) : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère.

Les variations liées à l'albédo de surface (A_α), ainsi qu'à la couverture nuageuse (ΔA_{cl}), dominent tandis que les changements des propriétés optiques de l'atmosphère (ΔA_{clr}) ne jouent qu'un rôle minime, et ce quelle que soit la saison. Ceci est en grande partie dû au fait que les aérosols sont fixés à leur valeur pré-industrielle dans la simulation *lig127k*. Cependant, une légère rétroaction positive de l'atmosphère apparaît de mai à novembre, avec un maximum en août. Ce dernier pourrait être corrélé avec la forte anomalie d'humidité spécifique discutée dans la section 2.3.

La rétroaction de l'albédo de surface est positive toute l'année et constitue la première source d'amplification climatique d'avril à octobre. Elle est particulièrement forte au-dessus de l'océan Arctique au printemps et en été. Sa distribution spatiale est fortement corrélée aux zones de perte de glace (fig. 2.9, section 2.3). La rétroaction de l'albédo atteint son maximum en juin, tout comme le pic de l'anomalie d'insolation. Cependant, en automne, malgré un fort recul du bord de glace, la rétroaction est faible, en réponse à la faible anomalie d'insolation.

Dans une moindre mesure, de janvier à juin, les nuages contribuent à la hausse des températures au dernier interglaciaire puis, de juillet à octobre, ont l'effet inverse. Ces résultats, obtenus avec l'APRP, sont cohérents avec ceux de la section 2.3.

La somme de ces rétroactions, notée $-S\Delta A$, est positive en été (fig. 2.10). Les rétroactions générant des variations du rayonnement solaire incident contribuent donc globalement au réchauffement estival. Cependant, leurs effets se compensent en septembre et en octobre (et plus généralement de septembre à janvier). Comme l'anomalie d'insolation est également très faible en automne, nous pouvons donc en conclure que le réchauffement en SON n'est pas causé par des variations du rayonnement de courte longueur d'onde à cette saison.

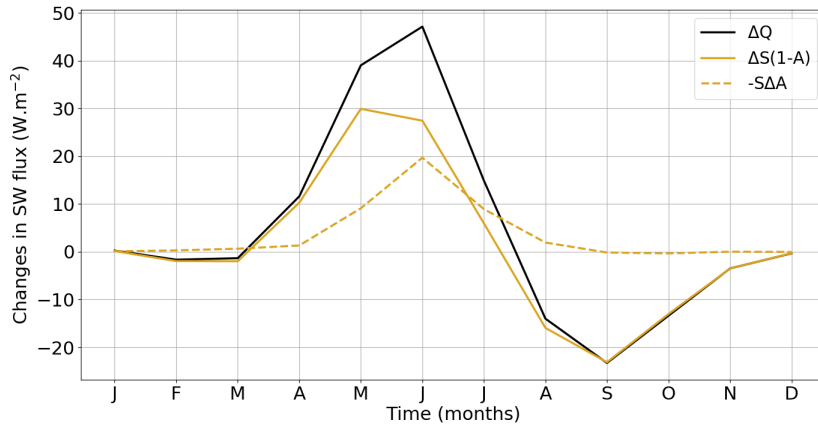


FIGURE 2.10 – Cycle annuel des variations du rayonnement de courte longueur d'onde ΔQ , de l'insolation $\Delta S(1-A)$ et de l'albédo planétaire $-S\Delta A$. Les flux sont représentés en $W \cdot m^{-2}$.

Les variations d'insolation au sommet de l'atmosphère ($\Delta S(1-A)$) dominent les variations ΔQ tout au long de l'année (fig. 2.10). En juin, elles sont plus fortes que les rétroactions de l'albédo, des nuages et de l'atmosphère réunies. En juillet et en août, la tendance s'inverse. Par conséquent, au début de l'été, les variations d'insolation liées au forçage orbital ont une influence plus importante que les rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde sur le climat de la région Arctique au dernier interglaciaire. Celles-ci se mettent en place d'avril à septembre et permettent

au réchauffement de se renforcer jusqu'à la fin de l'été (voir section 2.3).

2.6 Bilan du chapitre

Dans ce chapitre, j'ai déterminé les causes de la hausse de températures de surface en Arctique il y a 127 000 ans. En été, le réchauffement est d'abord directement engendré par une insolation plus importante dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord comparée à la période pré-industrielle. L'anomalie de température de l'air en surface est plus élevée sur les continents que sur les océans. Ceux-ci reçoivent et absorbent plus de chaleur que les océans. Une grande partie de cette chaleur est ensuite restituée à l'atmosphère, sous la forme de rayonnement de grande longueur d'onde et de flux turbulents. Cet effet est amplifié par une rétroaction positive de l'albédo de surface, mais surtout des nuages bas qui laissent passer plus de rayonnement solaire.

Du fait d'une réduction significative de la couverture de glace de mer en été, l'océan absorbe une quantité de chaleur plus importante que durant la période pré-industrielle. Cet apport de chaleur, associé à un transport océanique de chaleur plus intense, contribue à accroître l'énergie stockée dans l'océan au dernier interglaciaire.

Malgré la faible anomalie d'insolation en automne, le réchauffement est plus important qu'en été. Ce réchauffement persiste en automne en raison de différentes rétroactions impliquant l'océan et la glace de mer. L'océan Arctique et les mers adjacentes, qui constituent un puits de chaleur en été, restituent de la chaleur à l'atmosphère en automne. Cet effet est amplifié par le retrait de la couverture de glace de mer, essentiellement lié à la difficulté de la glace à se reformer en automne après le fort épisode de fonte de l'été précédent.

Les rétroactions générant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde n'ont que très peu d'influence sur la hausse des températures par rapport à l'été. Cependant, il est probable que les rétroactions liées au rayonnement de grande longueur d'onde, telles que la rétroaction du rayonnement terrestre régi par la loi des corps noirs et à la rétroaction du gradient vertical de la température de l'air, jouent un rôle crucial à cette saison. En effet, l'ampleur des anomalies du rayonnement de grande longueur d'onde émis par l'atmosphère ainsi que les anomalies d'humidité spécifique suggèrent que la concentration en vapeur d'eau augmente dans l'atmosphère et contribue à son réchauffement. Pour le confirmer, il faudrait donc quantifier les rétroactions générant des variations du rayonnement de grande longueur d'onde, ce qui n'est pas possible avec l'APRP.

Messages principaux

- Le modèle IPSL-CM6A-LR s'est révélé bien adapté à notre étude ;
- L'été est la saison durant laquelle le forçage climatique (insolation) est le plus fort, mais l'anomalie de température n'atteint pas son maximum (+ 3,2 °C). C'est en automne que le réchauffement est le plus intense (+ 4,0 °C) ;
- En été, l'anomalie d'insolation a un impact direct sur le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire. Ce réchauffement est amplifié par l'effet de l'albédo et une rétroaction positive des nuages au-dessus des continents ;
- En automne, la hausse des températures résulte principalement d'un "pré-conditionnement" de l'océan durant la saison précédente : l'excès de chaleur absorbée par l'océan en été est transférée vers les basses couches de l'atmosphère ;
- Nous confirmons que les variations de glace de mer ont une importance cruciale sur la régulation du climat de l'Arctique du dernier interglaciaire.

Perspectives

- Quantifier les rétroactions générant des variations du rayonnement de grande longueur d'onde, car celles-ci pourraient avoir un rôle significatif sur le pic d'anomalie de température de surface en automne.
- Identifier l'importance des interactions climat-calotte sur le réchauffement du dernier interglaciaire ;
- Comparer le rôle relatif des rétroactions polaires au dernier interglaciaire avec celui qu'elles pourraient avoir sur l'amplification polaire future.

Chapitre 3

Modélisation de l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire

Sommaire

3.1	Introduction	112
3.2	Modélisation de la calotte groenlandaise avec le modèle GRISLI	113
3.2.1	Équations de l'écoulement de la glace	113
3.2.2	Contraintes et déformations de la glace	114
3.2.3	Approximations du système d'équations de l'écoulement de la glace (SIA et SSA)	116
3.2.4	Équation de la chaleur appliquée à une calotte de glace	117
3.2.5	Les processus additionnels	118
3.3	Modélisation de l'ablation au dernier interglaciaire	119
3.3.1	Description du forçage climatique appliqué	119
3.3.1.1	Le modèle IPSL-CM5A2-VLR	119
3.3.1.2	Les champs atmosphériques simulés par le modèle IPSL-CM5A2-VLR	124
3.3.2	Paramétrisation de l'ablation dans le modèle de calotte de glace GRISLI	130
3.4	Évolution de la topographie de la calotte au cours du dernier interglaciaire	133
3.4.1	Etape 1 – Initialisation des simulations transitoires	133
3.4.2	Etape 2 – Intégration entre 130 ka et 120 ka	136
3.4.3	Comparaison avec les précédentes études de modélisation	143
3.5	Causes des variations du bilan de masse de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire	145
3.6	Bilan du chapitre	150

Objectifs du chapitre

- Évaluer la réponse de la calotte groenlandaise au forçage climatique du dernier interglaciaire et quantifier l'impact des variations du volume de glace sur le niveau marin ;
- Élaborer une méthode d'initialisation du modèle de calotte pour le dernier interglaciaire ;
- Tester et comparer différentes méthodes de calcul du bilan de masse à la surface de la calotte groenlandaise à l'aide du modèle de calotte GRISLI.

3.1 Introduction

Dans le chapitre 2, j'ai identifié et quantifié les processus contribuant au réchauffement climatique en Arctique lors du dernier interglaciaire. Ces processus sont le reflet d'interactions complexes entre l'atmosphère, l'océan, la glace de mer et les continents. Ils sont initialement induits par la forte insolation à 127 ka et conduisent à un réchauffement de surface, en Arctique, de $0,9^{\circ}\text{C}$ en moyenne annuelle par rapport à la période pré-industrielle. Au-dessus du Groenland, l'anomalie de la température de surface est particulièrement élevée dans la partie centrale de la calotte, où elle atteint localement plus de 6°C en été (chap. 2.3). Cette hausse des températures persiste jusqu'à la fin de l'automne, avant que le continent ne se refroidisse.

Jusqu'ici, je n'avais pas pu quantifier les interactions climat-calotte, car la topographie de la calotte groenlandaise était fixée à celle de la période pré-industrielle dans la simulation *lig27k*. Ainsi, l'objectif de ce chapitre est de modéliser les effets de l'amplification arctique sur l'évolution de l'inlandsis entre 130 et 120 ka. Dans le chapitre 4, une première analyse des rétroactions de la calotte groenlandaise sur le climat sera ensuite proposée.

Plusieurs études de modélisation se sont déjà attachées à représenter l'état de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire, mais très peu ont réussi à simuler une extension en accord avec les enregistrements paléoclimatiques disponibles (chap. 1.3.3, Plach et al. 2018). Dans ce chapitre, je réalise un ensemble de simulations transitoires de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka, afin de fournir un éventail de trajectoires possibles de l'évolution de l'inlandsis sur cette période. Les variations de la géométrie de la calotte groenlandaise sont simulées grâce au modèle de calottes de glace GRISLI (Quiquet et al., 2018). Après avoir présenté les caractéristiques de ce modèle, je propose une approche alternative à la méthode traditionnellement utilisée pour le calcul du bilan de masse en surface des calottes glaciaires, adaptée de Robinson et al. (2011). Une fois cette méthode calibrée et validée, je réalise différentes simulations transitoires à partir desquelles j'estime la contribution maximale de la calotte groenlandaise à l'élévation du niveau marin.

3.2 Modélisation de la calotte groenlandaise avec le modèle GRISLI

L'histoire de la calotte groenlandaise peut-être retracée à l'aide de marqueurs paléoclimatiques (chap. 1.2.5) ou bien grâce à des modèles numériques (chap. 1.3.3). Dans le cadre de cette thèse, j'ai utilisé le modèle de calottes de glace GRISLI (*GRenoble Ice Sheet and Land Ice*).

Le modèle GRISLI a initialement été développé pour l'étude de la calotte Antarctique (Ritz et al., 2001), puis il a été adapté à l'étude des calottes de l'hémisphère nord (Peyaud, 2006) et à la calotte du Groenland (Quiquet et al., 2012, 2018). À partir de la résolution des équations primitives appliquées à la glace, le modèle GRISLI simule l'évolution temporelle de la dynamique de la glace en fonction du forçage climatique, des profils verticaux de la température et des vitesses dans la calotte, ainsi que des caractéristiques à l'interface entre la calotte et le socle rocheux (frottement basal, flux géothermique...).

La section suivante est consacrée à la présentation des équations et hypothèses sur lesquelles sont basées le modèle GRISLI.

3.2.1 Équations de l'écoulement de la glace

Sous l'effet de son propre poids, la glace s'écoule, à la manière d'un fluide visqueux, du centre de la calotte vers ses bords en suivant la ligne de plus grande pente.

L'écoulement de la glace est d'abord régi par l'équation de la conservation de la quantité de mouvement (équ. 3.1) et l'équation de la conservation de la masse (équ. 3.2) :

$$\rho_{ice} \frac{d\mathbf{u}}{dt} = \nabla \sigma + \rho_{ice} g - 2\rho_{ice} \boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{u} \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{u}) = 0 \quad (3.2)$$

ρ_{ice} désigne la masse volumique de la glace (kg.m^{-3}), $\mathbf{u}$ le vecteur vitesse (m.s^{-1}), g la gravité (m.s^{-2}), σ le tenseur des contraintes de Cauchy et $\boldsymbol{\Omega}$ le vecteur de rotation de la Terre. Le terme $\nabla \sigma$ est relié à la viscosité dynamique de la glace. Les expressions $\rho_{ice} g$ et $2\rho_{ice} \boldsymbol{\Omega} \wedge \mathbf{u}$ représentent respectivement la force de gravité et la force de Coriolis exercée sur un volume infinitésimal de glace.

La masse volumique de la glace évoluant peu avec la température, nous pouvons considérer que ses variations sont négligeables. Dans le modèle GRISLI, la densité de la glace est fixée à 918 kg.m^{-3} . Nous faisons donc l'hypothèse que la glace est un fluide incompressible ($\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$). D'autre part, l'écoulement est essentiellement gouverné par la viscosité de la glace et la force de gravité. Le terme d'inertie $2\rho_{ice} \boldsymbol{\Omega}$ est donc négligeable devant les autres forces extérieures. Le système d'équations s'écrit alors :

$$\nabla \sigma = -\rho_{ice} g \quad (3.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (3.4)$$

Afin d'obtenir l'équation finale de l'évolution de l'épaisseur de glace découlant de l'équation de conservation de la masse (équ. 3.4), il faut intégrer l'équation 3.4 sur la

colonne de glace, entre la surface et le socle rocheux :

$$\boxed{\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial H\bar{U}_x}{\partial x} - \frac{\partial H\bar{U}_y}{\partial y} + BMS - b_{melt}} \quad (3.5)$$

où, $\bar{U}_x = \frac{1}{H} \int_{z=B}^{z=S} u_x dz$ et $\bar{U}_y = \frac{1}{H} \int_{z=B}^{z=S} u_y dz$ correspondent aux vitesses horizontales de l'écoulement moyennées sur toute la colonne de glace. $H\bar{U}_x$ et $H\bar{U}_y$ sont les flux de glace, BMS le bilan de masse en surface et b_{melt} la fonte basale.

Cette relation implique que toute la neige qui s'accumule en surface contribue aux variations d'épaisseur de la calotte ou est évacuée vers les bords de la calotte, soit par l'écoulement, soit par la fonte basale et la fonte de surface.

3.2.2 Contraintes et déformations de la glace

Lorsque des forces s'exercent sur un solide, celui-ci se déforme. Ainsi, pour fermer le système d'équations présenté dans la section précédente, il faut ajouter une loi de comportement de la glace reliant le taux de déformation de la glace aux forces s'exerçant sur celui-ci, aussi appelées contraintes.

Considérons un volume élémentaire de glace (fig. 3.1), dont les faces sont perpendiculaires aux directions du repère orthonormé (0,x,y,z). La relation d'équilibre des

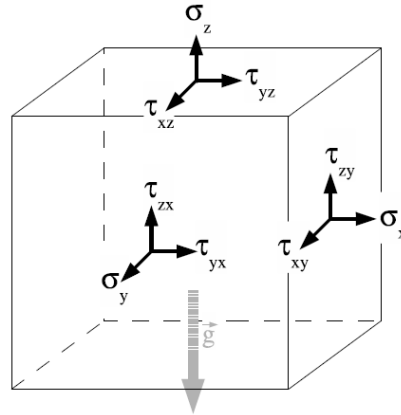


FIGURE 3.1 – Schéma représentant les contraintes appliquées sur chaque face d'un volume élémentaire de glace.

contraintes est dérivée du principe fondamental de la dynamique (ou deuxième loi de Newton), selon lequel la somme des contraintes est égale à l'accélération multipliée par la masse de la glace. De plus, d'après l'approximation quasi-hydrostatique, seule la force de gravité agit sur le volume élémentaire de glace. Nous obtenons alors la formulation suivante :

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0 \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = \rho_{ice} g \quad (3.8)$$

où, $\tau_{i,j=x,y,z}$ représentent les composantes de cisaillement du tenseur des contraintes, $\sigma_{i=x,y,z}$ représentent les composantes longitudinales du tenseur des contraintes, ρ_{ice} la densité de la glace et g la gravité.

La déformation de la glace suit une loi visqueuse linéaire définie de la manière suivante :

$$2\eta\dot{\epsilon}_{ij} = \tau'_{ij} \quad (3.9)$$

où, η est la viscosité ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$) et $\dot{\epsilon}_{ij}$ le taux de déformation.

τ'_{ij} est le déviateur des contraintes, défini comme :

$$\tau'_{ij} = \tau_{ij} + \delta_{ij}P \quad (3.10)$$

Dans le cas d'un matériau isotrope, comme la glace, la pression hydrostatique P est égale à la moyenne arithmétique des contraintes normales : $-P = \frac{\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z}{3}$. Ainsi, le déviateur des contraintes et le taux de déformation sont proportionnels :

$$\tau'_{ij} = 2\eta\dot{\epsilon}_{ij} \quad (3.11)$$

La glace étant un matériau non-Newtonien, sa vitesse de déformation n'augmente pas linéairement avec la contrainte. Elle suit la loi de Glen (Paterson, 2000) qui implique que la viscosité de la glace η dépend de la contrainte appliquée :

$$\frac{1}{\eta} = B_T \tau^{n-1} \quad (3.12)$$

où, B_T est une coefficient qui dépend de la température, se calculant à partir de la loi d'Arrhenius.

En remplaçant l'expression 3.12 dans l'équation 3.9, nous obtenons la relation suivante :

$$2\dot{\epsilon}_{ij} = B_T \tau^{n-1} \tau'_{ij} \quad (3.13)$$

La valeur $n=3$ est la plus communément admise. Cependant, une spécificité du modèle GRISLI est que cette loi de comportement est polynomiale. Elle est l'addition de la loi de Glen ($n=3$) et d'une loi newtonienne (pour laquelle $n=1$). Ainsi, la loi de déformation s'écrit :

$$2\dot{\epsilon}_{ij} = (B_{AT1} + \tau^2 B_{AT3}) \tau'_{ij} \quad (3.14)$$

L'ensemble composé de cette loi de déformation et du système d'équations présenté à la section 3.2.1 forme les équations primitives. Le système obtenu peut être utilisé

dans son ensemble, sans approximations. Dans ce cas, on parle de modèle full-Stokes. Cependant, la résolution de ces équations demande des ressources numériques considérables, si bien qu'il est courant de simplifier certains processus. Pour des simulations à l'échelle du millier d'années, certaines approximations sont nécessaires pour réduire le temps de calcul. Ces approximations sont présentées dans la section suivante.

3.2.3 Approximations du système d'équations de l'écoulement de la glace (SIA et SSA)

La plus connue des approximations est l'approximation de la couche mince (*Shallow Ice Approximation*, SIA). Elle s'appuie sur le rapport d'aspect, c'est-à-dire le rapport entre l'épaisseur et la longueur caractéristiques de la calotte. Elle consiste à négliger les variations horizontales devant les variations verticales. Cependant, cette hypothèse n'est valable que dans le cas d'un régime d'écoulement lent, dominé par le cisaillement vertical. Elle s'applique sur l'ensemble de la calotte excepté près des côtes, au niveau des plateformes de glace flottante (*ice-shelves*) ou encore dans les zones de faible glissement basal. Dans ces régions, les contraintes de cisaillement vertical sont négligeables devant les contraintes longitudinales et de cisaillement horizontal. L'approximation consistant à négliger le cisaillement vertical est appelée *Shallow Shelf Approximation* (SSA). Certains modèles de calotte de glace, les modèles hybrides, combinent ces deux approximations (fig. 3.2). C'est le cas du modèle GRISLI, qui fut le premier modèle de ce type à voir le jour dans les années 1990. Dans le modèle GRISLI, la vitesse est donc

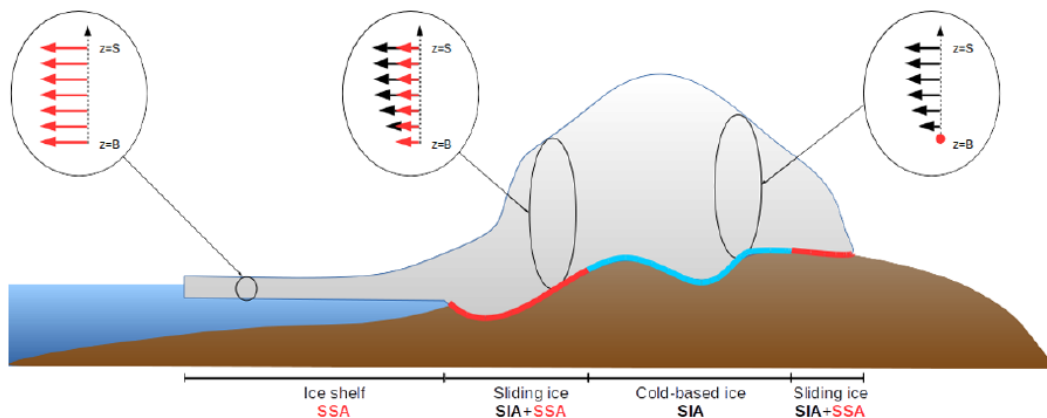


FIGURE 3.2 – Schéma des différents types d'écoulement de glace dans le modèle GRISLI et leur profil de vitesse associé. Les zones soumises à l'approximation SIA sont représentées en bleu. Celles où les approximations SIA et SSA sont couplées, sont représentées en rouge. D'après Quiquet et al. (2018).

calculée sur l'ensemble du domaine comme la somme des approximations SSA et SIA. Au niveau des plateformes de glace flottante, seule l'approximation SSA est appliquée.

À la base de la calotte, le frottement de la glace sur le socle rocheux ralentit l'écoulement de la glace. Dans les zones particulièrement froides ($T < 0^\circ \text{C}$), nous faisons l'hypothèse que ce frottement est infini, c'est-à-dire que la vitesse basale est nulle (zone en bleu clair sur la figure 3.2). Ailleurs, il est régi par la loi de frottement de Weertman

(1957) : $\tau_b = -\beta U_b$, où τ_b est le frottement basal, β est le coefficient de frottement basal et U_b la vitesse de la glace à la base de la calotte. Il existe peu d'observations des conditions de frottement à la base de la calotte, si bien que le terme β est très peu contraint. Il est souvent défini par des méthodes inverses, en utilisant les observations récentes de la vitesse basale (pour les projections futures par exemple (Goelzer et al., 2018, Le clec'h et al., 2019)). Pour les simulations des calottes passées, le modèle GRISLI calcule le terme β de façon interactive à partir de la pression effective, définie comme la différence entre la pression de l'eau et la pression de la glace.

3.2.4 Équation de la chaleur appliquée à une calotte de glace

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la viscosité de la glace η dépend de la température (loi de Glen). En surface, la température de la glace dépend des variations climatiques. Les variations saisonnières sont rapidement atténuées avec la profondeur, de sorte que la température à 10 m sous la surface est proche de la température moyenne annuelle. Dans les zones d'ablation, cette température est égale à 0°C . À l'interface entre la calotte et le socle rocheux, la température de la glace peut être soit au point de fusion lorsque le flux géothermique est suffisamment élevé par exemple, soit légèrement en-dessous ($\approx -1^\circ\text{C}$) à cause de la pression qui diminue la valeur du point de fusion.

La thermodynamique d'une calotte de glace est décrite par l'équation de la chaleur :

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} = & \underbrace{\frac{1}{\rho_{ice}c} \frac{\partial}{\partial x} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial x} \right)}_{\text{diffusion horizontale}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_{ice}c} \frac{\partial}{\partial y} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial y} \right)}_{\text{diffusion horizontale}} + \underbrace{\frac{1}{\rho_{ice}c} \frac{\partial}{\partial z} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion verticale}} \\ & - \underbrace{u_x \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \frac{\partial T}{\partial y}}_{\text{advection horizontale}} - \underbrace{u_z \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{advection verticale}} \\ & + \underbrace{\frac{Q}{\rho_{ice}c}}_{\text{production de chaleur}} \end{aligned} \quad (3.15)$$

où, la chaleur produite par déformation de la glace est définie d'après Hutter (1983) :

$$Q = \sum_{i,j} \dot{\epsilon}_{ij} \tau_{ij}.$$

k_g est la conductivité thermique de la glace et c sa capacité calorifique.

Le champ de température des calottes est régi par la conduction de chaleur dans la glace, l'advection due aux mouvements de la glace et la production de chaleur sous l'effet de la déformation de la glace. Il est d'usage de négliger les termes de diffusion horizontale devant le terme de diffusion verticale, car les gradients de température horizontaux sont bien plus faibles que les gradients verticaux de température.

À la base de la calotte, les termes d'advection et de production de chaleur sont négligeables, excepté dans les zones tempérées (i.e. lorsque la température est égale à la température de fusion). La température basale ne dépend donc que de la diffusion verticale de chaleur et de la production de chaleur due au flux géothermique.

3.2.5 Les processus additionnels

L'isostasie

Sur de longues échelles de temps, l'ajustement isostatique doit être considéré, afin de tenir compte des déformations de la lithosphère et de l'asthénosphère en fonction des variations du volume de glace de la calotte. L'enfoncement du socle rocheux sous le poids de la glace modifie l'altitude de la surface de la calotte (une partie de la calotte peut se retrouver sous le niveau marin), et donc la température de surface.

Dans le modèle GRISLI, l'enfoncement du socle en réponse à la charge glaciaire varie en fonction de l'épaisseur de glace avec un temps de relaxation de 3000 ans. Pour tenir compte de la rigidité de la lithosphère, la charge glaciaire en un point donné entraîne l'enfoncement du socle au niveau des mailles adjacentes. Cette approche est dite "relaxée régionale" (Le Meur and Huybrechts, 1996)).

Le vêlage d'icebergs

Le vêlage d'icebergs n'est pas modélisé de manière explicite dans le modèle GRISLI. Si, en un point donné, le flux de glace ne permet pas de maintenir une épaisseur de glace supérieure ou égale à 250 m, nous considérons que le point n'est plus englacé, ce qui revient à estimer qu'un iceberg se détache de la calotte.

La ligne d'échouage

Comme nous l'avons vu précédemment, l'écoulement de la calotte posée sur le socle rocheux est déterminé par un cisaillement vertical, tandis que l'écoulement des plateformes de glace est à la fois gouverné par un étirement longitudinal et un cisaillement latéral. Ces deux types d'écoulement interviennent au niveau de la ligne d'échouage, définie comme la frontière entre glace posée et glace flottante. La position précise de cette ligne d'échouage est primordiale, car elle détermine la vitesse à laquelle la glace s'écoule vers l'océan.

Dans le modèle GRISLI, la position de la ligne d'échouage est déterminée par un critère de flottaison : si la hauteur de glace n'est pas suffisante pour contrer la poussée d'Archimède, alors la glace flotte. Le flux de glace au niveau de la ligne d'échouage suit la formulation analytique de Schoof (2007) et est proportionnel à l'épaisseur de glace.

3.3 Modélisation de l’ablation au dernier interglaciaire

Le modèle de calottes GRISLI a déjà été utilisé pour l’étude des paléoclimats afin de simuler l’évolution des calottes lors de climats très anciens (Donnadieu et al., 2011, Ladant et al., 2014, Benn et al., 2015), lors de déglaciations (Charbit et al., 2002, Quiquet et al., 2021), lors des périodes glaciaires (Alvarez-Solas et al., 2013, Colleoni et al., 2016), interglaciaires (Quiquet et al., 2013) ou encore à l’échelle de cycles glaciaire-interglaciaires (Charbit et al., 2007, 2013, Peyaud, 2006).

À l’aide de ce modèle, j’ai réalisé plusieurs simulations transitoires couvrant la période 130–120 ka. Ces simulations sont forcées par des snapshots réalisés avec le modèle climatique IPSL-CM5A2-VLR. Elles se différencient par l’état de la calotte imposé lors de l’initialisation et la méthode choisie pour le calcul du bilan de masse en surface.

3.3.1 Description du forçage climatique appliqué

Le modèle GRISLI inclut un modèle simple de bilan de masse en surface qui a besoin, à minima, des champs mensuels de températures de surface et de précipitations totales (solides+liquides) au-dessus du Groenland. Ces champs ont été obtenus à partir de snapshots climatiques réalisés avec le modèle de climat IPSL-CM5A2-VLR (Sepulchre et al., 2020). Ce modèle climatique a été développé dans le but d’entreprendre des études paléoclimatiques à l’échelle de plusieurs milliers d’années, tout en étant peu coûteux en temps de calcul.

3.3.1.1 Le modèle IPSL-CM5A2-VLR

Description du modèle IPSL-CM5A2-VLR

Le modèle IPSL-CM5A2-VLR est construit à partir des composantes atmosphérique (LMDZ), océanique (NEMO) et de la végétation (ORCHIDEE) du modèle IPSL-CM5A-LR (Sepulchre et al., 2020, Dufresne et al., 2013), chap. 2.2). Les équations de la dynamique atmosphérique sont projetées sur une grille longitude-latitude régulière de $3,75 \times 1,875^\circ$ et de 39 niveaux verticaux. La grille curviligne ORCA2 utilisée par le modèle océanique a une résolution horizontale de 2° , avec un raffinement de $0,5^\circ$ au niveau des tropiques, et une résolution verticale composée de 31 niveaux.

Le modèle IPSL-CM5A2-VLR est basé sur une version de la physique de l’atmosphère (LMDZ5A) antérieure à celle du modèle IPSL-CM6A-LR (LMDZ6A). De nombreuses modifications ont été apportées lors du passage de LMDZ5A à LMDZ6A (elles sont discutées dans les sections 2.2.1.1 et 2.3), ce qui change fondamentalement le comportement de ces deux modèles.

Une phase importante de calibration a notamment permis de corriger deux biais majeurs de la version CM5A. D’abord, le biais froid caractéristique du modèle IPSL-CM5A-LR a été globalement réduit : la température de surface annuelle moyenne est passée de $11,3^\circ\text{C}$ à $13,2^\circ\text{C}$ en condition pré-industrielle, une valeur plus cohérente avec les observations. Cependant, une anomalie négative des températures de surface persiste au-dessus de l’Atlantique Nord, de l’Arctique et du Groenland par rapport aux données ERA-Interim (Dee et al., 2011, 2014). Par ailleurs, la couverture de glace de mer est surestimée en Atlantique Nord, dans les mers nordiques et en mer du Labrador,

mais sous-estimée dans le secteur Pacifique Nord. Enfin, même si le transport de chaleur vers les pôles est toujours trop faible dans l'hémisphère nord, l'AMOC est maintenant plus vigoureuse dans le modèle IPSL-CM5A2-VLR que dans le modèle IPSL-CM5A-LR.

J'ai réalisé neuf simulations à climat constant (snapshots) couvrant la période 130–120 ka : un premier snapshot à 130 ka, puis tous les 1 000 ans entre 127 ka et 120 ka. Pour chaque snapshot, j'ai suivi et adapté le protocole expérimental décrit dans Otto-Bliesner et al. (2017) pour la simulation *lig127k*. Les concentrations en gaz à effet de serre sont dérivées des carottes de glace de l'Antarctique (Bereiter et al. (2015), Schneider et al. (2013) pour le CO₂ ; Louergue et al. (2008) et Schilt et al. (2010a) pour le CH₄ et Schilt et al. (2010a), Schilt et al. (2010b) pour le NO₂), alignées sur la chronologie AICC2012 (Bazin et al., 2013). Les paramètres astronomiques de la Terre sont prescrits selon Berger and Loutre (1991). Dans toutes les simulations, l'équinoxe de printemps est fixé au 21 mars. Les valeurs de ces paramètres sont données dans le tableau 3.1.

La paléogéographie, la topographie des calottes, la végétation et les concentrations en aérosols sont les mêmes que dans la simulation *piControl* (chap. 2.3).

Simulation	[CO ₂] _{atm}	[CH ₄] _{atm}	[N ₂ O] _{atm}	Excentricité	Périhélon	Inclinaison
<i>lig130k</i>	256,2 ppm	544,8 ppb	238,5 ppb	0,038209	228,32	24,241 °
<i>lig127k</i>	275,0 ppm	685,0 ppb	255,0 ppb	0,039378	275,41	24,040 °
<i>lig126k</i>	275,7 ppm	670,9 ppb	253,3 ppb	0,039710	291,24	23,928 °
<i>lig125k</i>	277,4 ppm	660,2 ppb	263,7 ppb	0,040013	307,14	23,798 °
<i>lig124k</i>	276,5 ppm	641,5 ppb	261,7 ppb	0,040287	323,13	23,653 °
<i>lig123k</i>	278,9 ppm	635,1 ppb	263,4 ppb	0,040531	339,20	23,498 °
<i>lig122k</i>	278,0 ppm	628,0 ppb	263,2 ppb	0,040744	355,37	23,336 °
<i>lig121k</i>	275,5 ppm	640,8 ppb	266,5 ppb	0,040928	11,62	23,173 °
<i>lig120k</i>	271,4 ppm	599,8 ppb	262,7 ppb	0,041083	27,97	23,012 °

TABLE 3.1 – Tableau récapitulatif des forçages climatiques utilisés pour chaque snapshot réalisé avec le modèle IPSL-CM5A2-VLR.

Chaque snapshot a tourné 1 000 ans, en partant de l'équilibre pré-industriel, ce qui est suffisant pour atteindre l'équilibre. Dans la suite, les sorties sont moyennées sur les 200 dernières années de chacune des simulations.

Comparaison des versions CM5A2 et CM6A du modèle climatique de l'IPSL

Les figures 3.3 et 3.4 illustrent les différences entre les modèles IPSL-CM5A2-VLR et IPSL-CM6A-LR, en termes de température de surface, de concentration en glace de mer et de précipitations solides pour la période pré-industrielle et le dernier interglaciaire. Les résultats exposés ci-dessous correspondent au calcul de la différence entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR par rapport au modèle IPSL-CM6A-LR.

Durant la période pré-industrielle, les températures de surface sont plus élevées sur les continents, en baie de Baffin et en mer de Beaufort en hiver. En revanche, elles sont plus faibles en mer de Barents, dans les mers nordiques et en mer du Labrador (fig. 3.3 a). Cette distribution spatiale des anomalies persiste le reste de l'année (fig. 3.3 b-d), avec des amplitudes plus faibles, notamment au-dessus des continents. En automne, les anomalies froides de température de surface s'étendent à l'ensemble du bassin arctique. Ce refroidissement de surface est particulièrement net au-dessus des mers longeant les côtes eurasiennes. De plus, à cette saison, le Groenland est la surface continentale qui se réchauffe le plus (fig. 3.3 d).

En mers de Barents, du Groenland et du Labrador, le modèle IPSL-CM5A-VLR simule plus de glace de mer que le modèle IPSL-CM6A-LR (fig. 3.3 e-h). A l'inverse, près du détroit de Béring (en DJF et MAM) et en baie de Baffin (en JJA et SON), nous observons un déficit de glace par rapport au modèle IPSL-CM6A-LR. Ces différences de concentration en glace de mer entre les deux versions du modèle (fig. 3.3 e-h) sont fortement liées aux différences de températures de surface (fig. 3.3 a-d). Elles sont plus intenses durant les saisons présentant des variations significatives de températures entre les deux modèles, c'est-à-dire en hiver et au printemps.

Les chutes de neige sont en moyenne plus faibles sur l'ensemble de la région arctique dans la version CM5A2 (fig. 3.3 i-l). Les différences les plus prononcées apparaissent en automne ($-4,7 \text{ mm.mois}^{-1}$ de neige en moyenne), avec un contraste entre l'océan qui reçoit plus de neige (à l'exception du Pacifique Nord) et les continents, où l'accumulation est plus faible.

Ces différences de couverture de glace de mer et de manteau neigeux entre les deux versions du modèle impliquent des variations d'albédo de surface, et donc des différences dans l'amplitude des flux radiatifs en surface. Comme l'intensité des flux turbulents dépend également de l'étendue de glace et de neige, ces différences modifient l'ensemble du bilan de chaleur en surface.

Les différences de température de surface et de concentration en glace de mer rapportées ci-dessus pour la période pré-industrielle (fig. 3.3) se répercutent dans les simulations *lig127k* (fig. 3.4). Les variations de température de surface et de glace de mer dans les régions froides (i.e. dans les régions où les anomalies de température sont inférieures à 0°C durant la période pré-industrielle) s'amplifient au dernier interglaciaire, mais leurs distributions spatiales sont similaires à celles de la période pré-industrielle. Ceci est particulièrement visible en automne (fig. 3.4 d et 3.4 h).

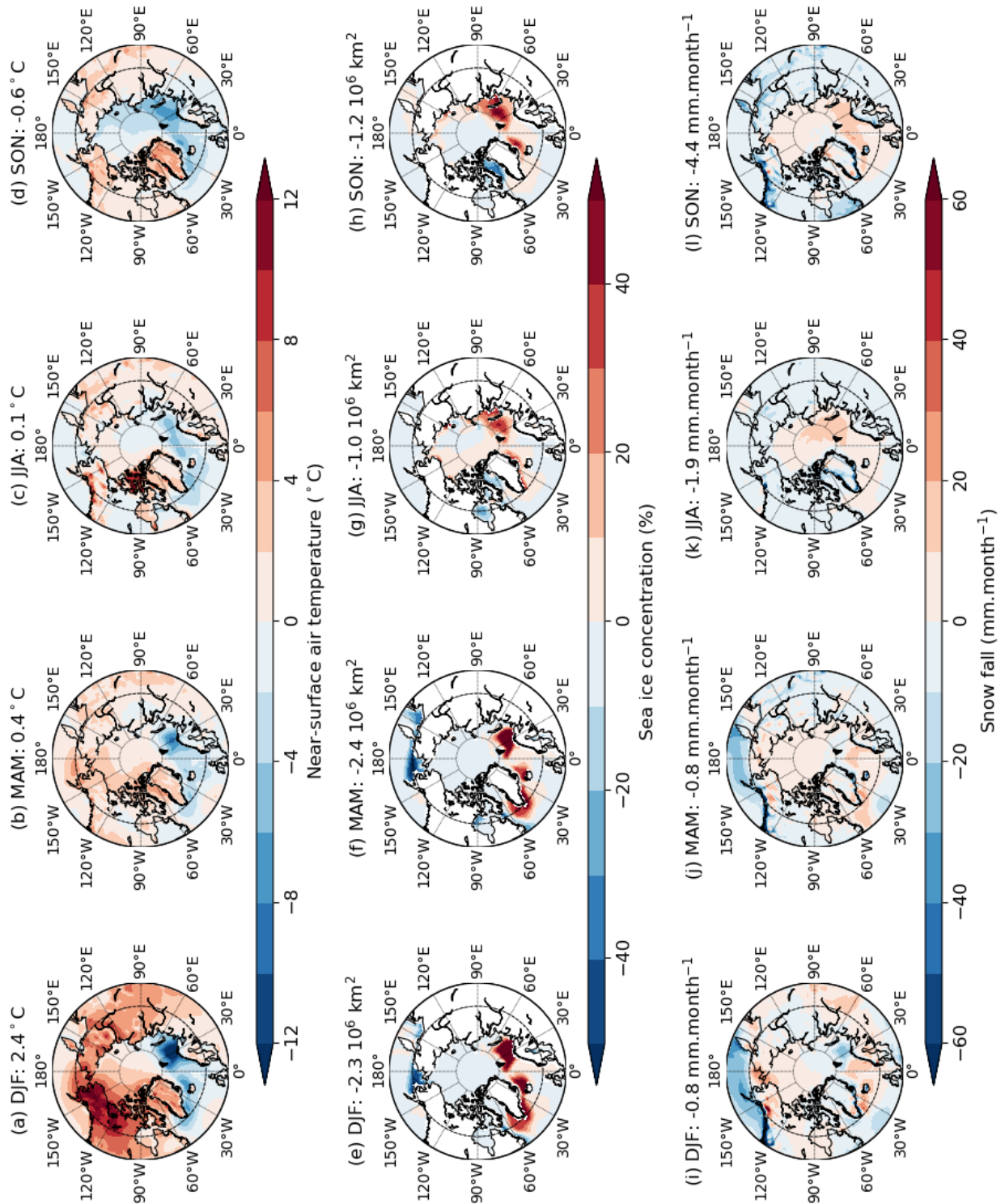


FIGURE 3.3 – Différences à l'échelle saisonnière entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR et le modèle IPSL-CM6A-LR, pour la période pré-industrielle. Les cycles saisonniers (a) de la température de l'air en surface (°C), (b) de la concentration en glace de mer (%) et (c) des chutes de neige (mm.mois⁻¹) sont représentés.

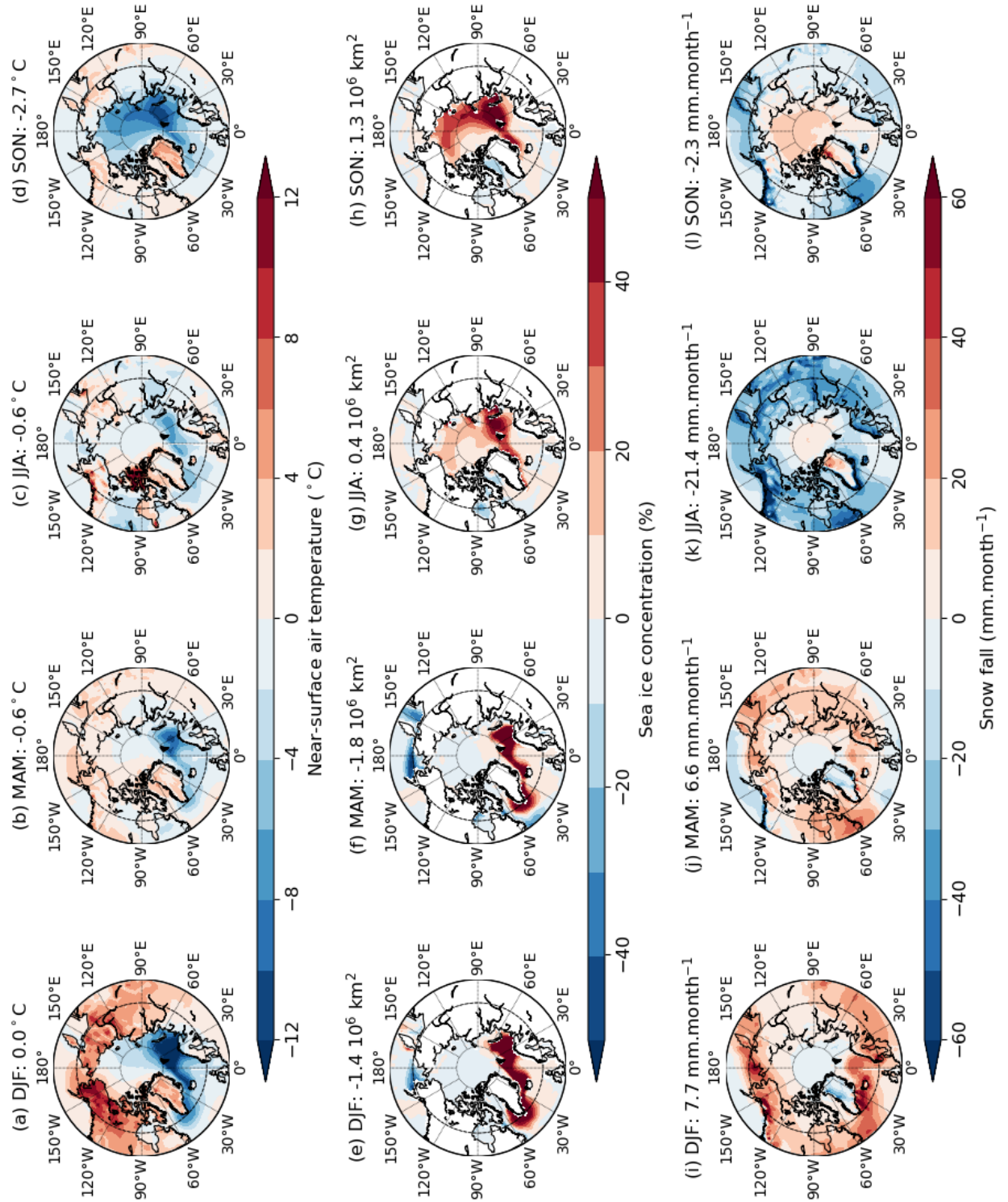


FIGURE 3.4 – Différences à l'échelle saisonnière entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR et le modèle IPSL-CM6A-LR, pour la période 127 ka. Les cycles saisonniers (a) de la température de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$), (b) de la concentration en glace de mer (%) et (c) des chutes de neige (mm.mois^{-1}) sont représentés.

Les anomalies de chutes de neige sont plus intenses au dernier interglaciaire (fig. 3.4 i-l) et témoignent d'une distribution spatiale complètement différente de celle observée pour le pré-industriel (fig. 3.3 i-l). Au cours de l'hiver (fig. 3.4 i) et du printemps (fig. 3.4 j), la neige est généralement plus abondante sur les continents, ainsi qu'en mers nordiques, en mer du Labrador et dans le secteur Pacifique Nord dans le modèle IPSL-CM5A2-VLR. Cependant, le long de la côte ouest du Groenland, les précipitations neigeuses sont légèrement plus faibles.

En été (fig. 3.4 k) et en automne (fig. 3.4 l), les continents, le Pacifique Nord et la mer du Labrador reçoivent moins de neige. À l'inverse, l'accumulation neigeuse est plus élevée au nord-ouest du Groenland.

Le modèle IPSL-CM6A-LR semble la version la mieux adaptée pour notre étude, car les biais importants de température de surface et de glace de mer ont été considérablement réduits par rapport aux versions précédentes du modèle. Cependant, sa résolution spatiale impose des coûts de calcul trop élevés pour des simulations longues, ce qui n'est pas le cas du modèle IPSL-CM5A2-VLR.

3.3.1.2 Les champs atmosphériques simulés par le modèle IPSL-CM5A2-VLR

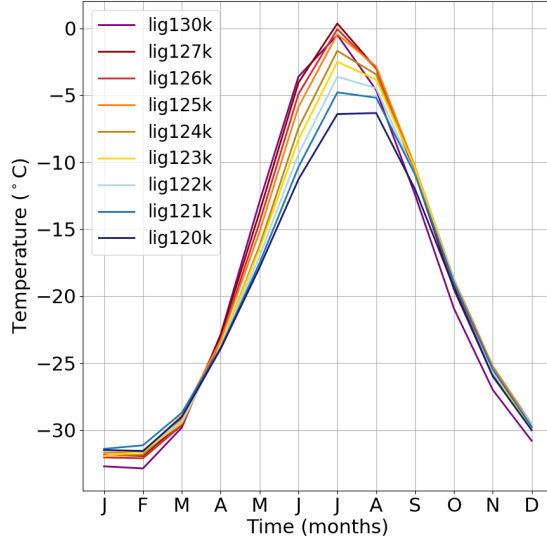
Simulations de la température de surface et des précipitations au cours du dernier interglaciaire

La figure 3.5 représente le cycle annuel des champs atmosphériques, moyennés sur le Groenland, qui a servi à forcer le modèle GRISLI.

Le cycle annuel des températures de l'air en surface (fig. 3.5 a) se caractérise par un maximum en juillet, à l'exception de la période 120 ka durant laquelle les températures maximales sont atteintes en août. En été, la température de surface est plus élevée au début du dernier interglaciaire (simulation *lig127k*) et plus faibles à 120 ka. Nous pouvons alors noter un refroidissement de $7,2^{\circ}\text{C}$ en juin, en l'espace de 7 000 ans. L'évolution des températures estivales au cours du dernier interglaciaire est en accord avec les variations de l'insolation à 65°N au solstice d'été (fig. 1.11). De janvier à mars, la tendance s'inverse. Les températures de surface sont plus froides au début du dernier interglaciaire comparées à la fin de cette période. Cependant, les écarts de températures entre les différentes simulations sont beaucoup moins marqués qu'en été.

Le cycle annuel des précipitations dépend à la fois des températures et du contenu en vapeur d'eau dans l'atmosphère. En hiver et au printemps, les précipitations sont assez stables (autour de 30 mm.mois^{-1}). Puis, aux alentours du mois de mai, nous observons une hausse rapide des précipitations au-dessus du Groenland jusqu'à atteindre un maximum de précipitations en août. Au mois d'août, l'écart de précipitations est de plus de 18 mm.mois^{-1} entre les simulations *lig127k* (maximum) et *lig120k* (minimum).

(a) Near-surface air temperature



(b) Precipitations

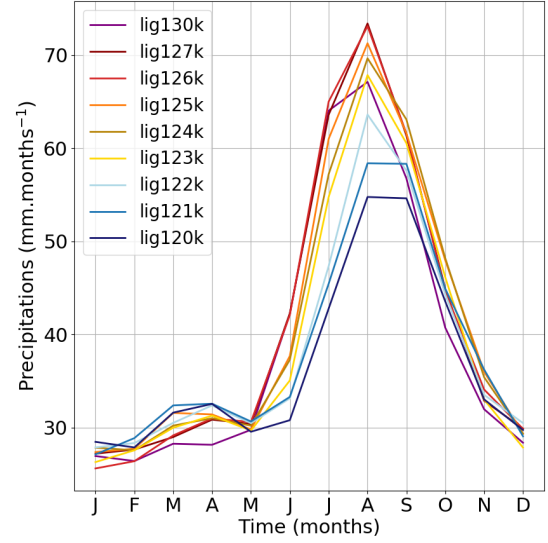


FIGURE 3.5 – Cycles annuels (a) de la température de l’air en surface ($^{\circ}\text{C}$) et (b) des précipitations (mm.mois^{-1}) simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR pour différentes périodes du dernier interglaciaire. Les variables sont moyennées sur le Groenland, si bien que les variations annuelles de températures et de précipitations au-dessus de l’océan ne sont pas prises en compte.

Interpolation spatiale des températures de surface et des précipitations

Les températures de surface et les précipitations simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR ont été interpolées sur la grille rectangulaire du modèle GRISLI par une méthode d’interpolation bilinéaire. La résolution de la grille originale du modèle IPSL-CM5A2-VLR étant plus grossière que celle du modèle GRISLI, l’altitude de la surface à laquelle le forçage climatique a été calculé peut différer de l’altitude de la calotte vue par le modèle GRISLI. Il est donc nécessaire de corriger les champs atmosphériques de manière à prendre en compte les différences de topographie entre les deux modèles, d’autant plus que l’accumulation et la température de surface (donc l’ablation) sont fortement influencées par la topographie locale. Cette procédure de *downscaling* est basée sur la méthode de Charbit et al. (2002) :

$$T_{ISM} = T_{GCM} - \lambda \times (orog_{ISM} - orog_{GCM}) \quad (3.16)$$

$$P_{ISM} = P_{GCM} \times \exp(\gamma \times (T_{GCM} - T_{ISM})) \quad (3.17)$$

où, T_{ISM} et P_{ISM} représentent respectivement la température de surface et les précipitations après projection sur la topographie du modèle GRISLI. T_{ISM} et P_{ISM} sont les champs atmosphériques issus du modèle IPSL-CM5A2-VLR. $orog_{GCM}$ est la topographie du modèle IPSL-CM5A2-VLR et $orog_{ISM}$ celle du modèle GRISLI. Enfin, λ correspond au gradient vertical de température (en $^{\circ}\text{C.km}^{-1}$) et γ à un facteur de correction des précipitations (en %).

Correction des biais du modèle IPSL-CM5A2-VLR

Afin de limiter l'impact des biais du modèle IPSL-CM5A2-VLR, une méthode de perturbation du climat est utilisée pour la période actuelle. Ici, j'admets que les sorties du modèle atmosphérique régional MAR sont assez fiables pour constituer une bonne alternative à l'utilisation d'observations météorologiques au-dessus du Groenland. En effet, le bilan de masse de surface simulé par le modèle MAR présente un très bon accord avec les observations (Fettweis et al., 2017).

Le modèle MAR v3.11.4 est un modèle hydrostatique à aire limitée, initialement développé pour simuler le climat des régions polaires. Il inclut une représentation de la dynamique atmosphérique (Gallée and Schayes, 1994) et des transferts d'énergie et de masse entre la surface et la couche limite atmosphérique (De Ridder and Gallée, 1998). Ces derniers sont traités par le schéma de surface SISVAT (*Soil Ice Snow Vegetation Atmosphere Transfer*). Le module SISVAT inclut un modèle de neige 1D, basé sur une version du modèle CROCUS (Brun et al., 1989, 1992) qui modélise les processus physiques intervenant dans les différentes couches de neige et de glace (conduction thermique, diffusion de la chaleur, percolation...).

Dans le cadre de cette thèse, les sorties du modèle MAR v3.11.4, forcé par les réanalyses atmosphériques ERA-Interim, sont utilisées. Elles ont ici une résolution de 20 km. À partir de ces sorties, j'ai créé une climatologie des températures de surface et des précipitations, moyennée sur les années 1980-1999. Je considère que cette climatologie est représentative du climat actuel du Groenland.

Je fais l'hypothèse que le biais estimé pour le modèle IPSL-CM5A2-VLR à partir de la simulation pré-industrielle est identique quelle que soit la période considérée. Par conséquent, la température de l'air en surface et les précipitations simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR sont corrigées pour chaque snapshot. Par exemple, pour la période 127 ka, ceci se traduit par :

$$T_{127}^{corr} = T_{ref}^{ISM} + (T_{127}^{ISM} - T_{PI}^{ISM}) \quad (3.18)$$

$$P_{127}^{corr} = P_{ref}^{ISM} + (P_{127}^{ISM} - P_{PI}^{ISM}) \quad (3.19)$$

où, T_{127}^{corr} et P_{127}^{corr} correspondent respectivement à la températures de surface et aux précipitations après correction des biais du modèle IPSL-CM5A2-VLR par rapport au modèle MAR v3.11.4 (T_{ref}^{ISM} et P_{ref}^{ISM}) pour la période 127 ka.

Les figures 3.6 et 3.7 illustrent les différences de températures de surface et de précipitations entre les modèle IPSL-CM5A2-VLR et MAR v3.11.4.

De manière générale, un biais chaud persiste durant presque toutes les saisons sur la côte ouest, dans une zone de forte ablation. Cela peut avoir comme conséquence de maximiser l'ablation. À l'échelle mensuelle, le modèle IPSL-CM5A2-VLR simule, d'octobre à juin, des températures de surface plus faibles au-dessus de la partie centrale du Groenland (fig. 3.6), là où l'épaisseur de glace est la plus grande et où il n'y a pas ou peu d'ablation. De juillet à octobre, un biais chaud se met peu à peu en place au nord et au sud du Groenland, avec un maximum atteint de septembre à octobre dans la zone nord-ouest et la pointe sud de l'île.

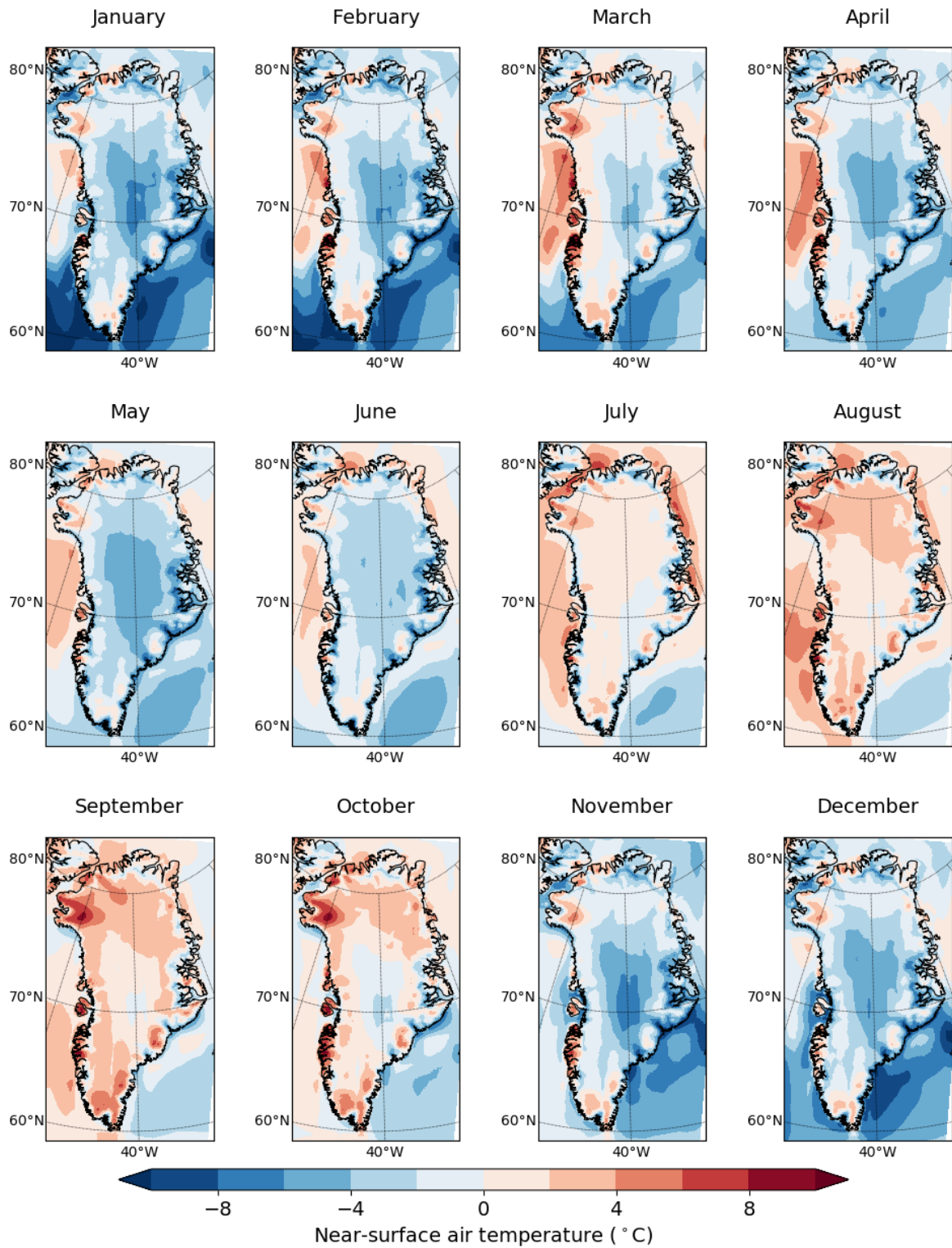


FIGURE 3.6 – Anomalies mensuelles de la température de l'air en surface au pré-industriel simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR (°C) par rapport au modèle MAR.

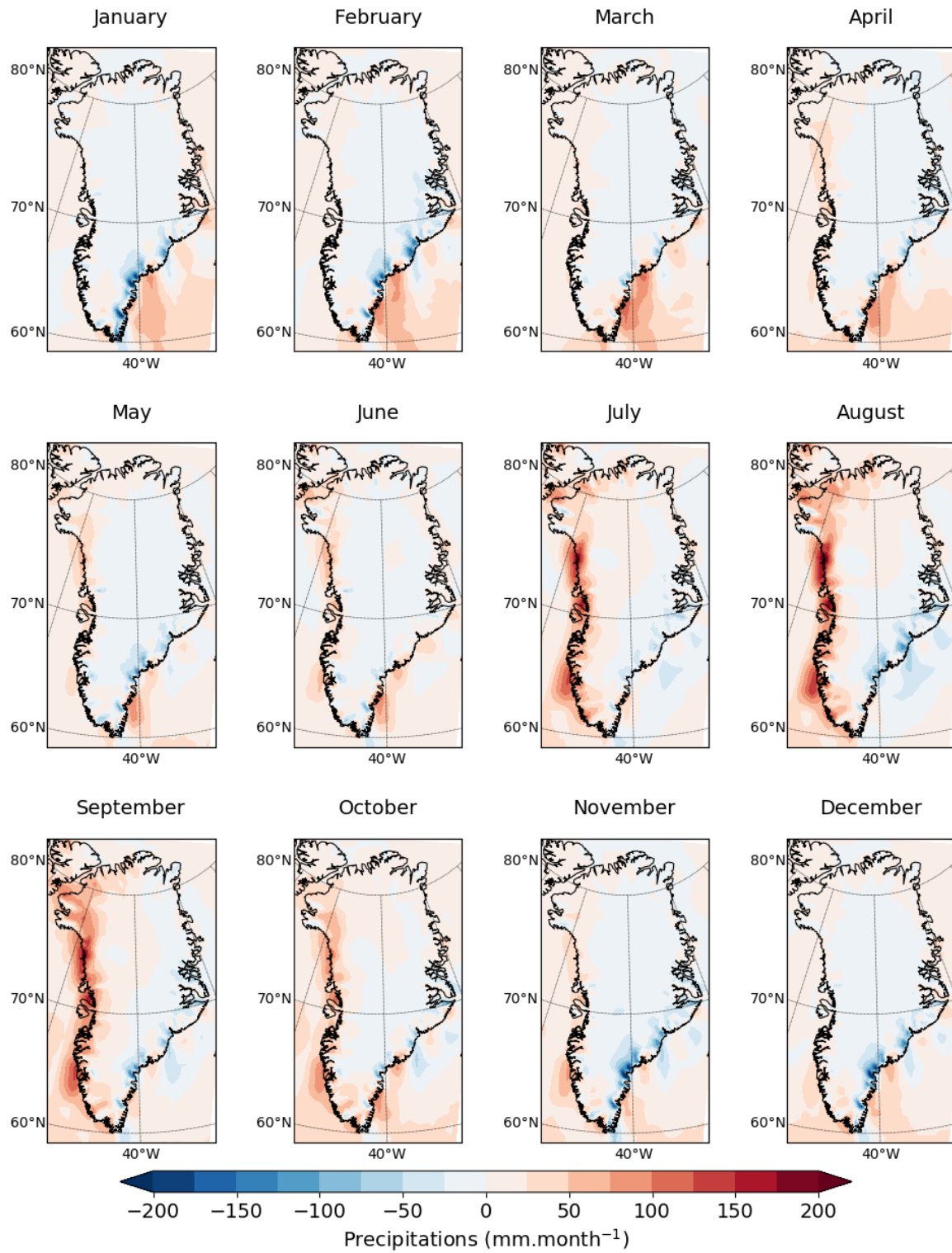


FIGURE 3.7 – Anomalies mensuelles des précipitations au pré-industriel simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR (mm.mois⁻¹) par rapport au modèle MAR.

Malgré quelques différences, les précipitations simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR et celles simulées par le modèle MAR montrent un bon accord à l'intérieur de la calotte. En revanche, les biais de précipitations semblent très élevés sur la côte ouest de juillet à octobre, et sur la côte sud-est de la fin de l'été à la fin de l'hiver (fig. 3.7). Ces variations sont en partie liées à la différence de résolution horizontale entre les deux modèles. Cette différence de résolution peut en effet créer un décalage du front de précipitations, car les côtes du Groenland ne sont pas représentées aussi finement dans le modèle IPSL-CM5A2-VLR comparées au modèle MAR.

Enfin, il faut aussi noter que les anomalies du cycle annuel des températures de l'air en surface et des précipitations, mises ici en évidence, peuvent atteindre localement de fortes valeurs.

Les périodes comparées ne sont pas tout à fait identiques. La simulation *piControl* réalisée avec le modèle IPSL-CM5A2-VLR reproduit les caractéristiques climatiques de la période pré-industrielle, alors que le modèle MAR fournit un cycle annuel moyen calculé sur la période 1980-1999, représentatif du climat moderne. Les effets de l'augmentation du CO₂ dans l'atmosphère se font donc déjà ressentir sur les sorties du modèle MAR. Cela explique pourquoi le modèle IPSL-CM5A2-VLR est globalement plus froid de la fin de l'automne au début du printemps. Il s'agit en effet des saisons où le phénomène d'amplification polaire est le plus prononcé.

L'utilisation d'une climatologie de référence à fine échelle permet tout de même de corriger au premier ordre des phénomènes non-résolus par les modèles de circulation général à basse résolution. Les corrections introduites sont aussi importantes sur les bords de la calotte groenlandaise, qui sont des zones de forte ablation à laquelle l'inlandsis est particulièrement sensible. Nous reviendrons sur cette question de la résolution horizontale dans le chapitre 4.

Interpolation temporelle entre les différents snapshots

Afin de réaliser des simulations transitoires de l'évolution de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire, les neuf snapshots climatiques sont interpolés de manière linéaire par le modèle GRISLI. Le climat à un instant t donné est calculé comme la moyenne pondérée entre le snapshot précédent (noté n) et le snapshot suivant (noté $n+1$). Par exemple, l'évolution de la température de surface est définie telle que :

$$T(t) = T_n^{corr} \times (1 - \alpha(t)) + T_{n+1}^{corr} \times \alpha(t) \quad (3.20)$$

où, le coefficient de pondération $\alpha(t)$ varie linéairement entre 0 et 1. $T_{mois_{ref}}$ et $orog_{ref}$ représentent respectivement la température mensuelle et l'orographie issue de la climatologie de référence.

Cette technique avait déjà été utilisée lors de précédentes études, par Quiquet et al. (2013) pour deux snapshots et Charbit et al. (2002, 2007) pour cinq snapshots.

3.3.2 Paramétrisation de l’ablation dans le modèle de calotte de glace GRISLI

La méthode traditionnelle du PDD (Positive-Degree-Day)

Pour quantifier le phénomène d’ablation dans les modèles de calottes de glace, la méthode du PDD (Positive-Degree-Day) est largement utilisée, que ce soit pour des reconstructions paléoclimatiques (chap. 1.3.3) ou bien des projections futures (Charbit et al., 2008, Le clec’h, 2018). Cette méthode consiste à relier linéairement le taux de fonte à l’excédent positif journalier de température. Elle a initialement été développée par Braithwaite (1985), puis adaptée par Reeh (1991) à la calotte groenlandaise.

Le modèle GRISLI, comme la plupart des modèle de calottes de glace, utilise la formulation de Reeh (1991). Le PDD y est calculé de la manière suivante :

$$PDD = \frac{1}{\sigma 2\pi} \int_{1yr} dt \int_0^{T_m + 2,5\sigma} T \exp\left(-\frac{(T - T_m)^2}{2\sigma^2}\right) dT \quad (3.21)$$

où, T_m est la température de surface mensuelle et σ l’écart-type de la distribution de la température. Le paramètre σ est généralement supposé égal à 5 ° C.

L’ablation est ensuite calculée proportionnellement à la valeur du PDD intégrée sur l’année (éq. 3.21). Le PDD est ainsi converti en taux de fonte annuelle. La neige fond d’abord à un taux C_{snow} . Une partie de l’eau de fonte qui en résulte percole dans la couche de neige. Jusqu’à 60 % de cette eau peut regeler, et ainsi retarder la fonte dans les zones d’ablation. Le reste s’écoule le long de la pente de la calotte. Lorsque le PDD atteint une valeur suffisamment importante et que toute la neige est fondue, la glace fond à un taux C_{ice} .

Depuis Reeh (1991), plusieurs formulations ont été proposées. Le modèle de calottes de glace GRISLI offre à l’utilisateur la possibilité de choisir parmi deux autres approches en plus de la méthode historique de Reeh (1991) :

- Celle développée par Tarasov and Peltier (2002), qui intègre de nouveaux facteurs de fonte pour la neige (C_{snow}) et la glace (C_{ice}), variant en fonction de la température. Elle inclut également une paramétrisation physique du regel de l’eau de fonte ;
- Celle développée par Fausto et al. (2009) et basée sur la mise en place d’une nouvelle paramétrisation de σ en fonction de l’altitude, à partir d’observations actualisées de la température dans les zones d’ablation et d’accumulation de la calotte groenlandaise.

Parmi ces trois méthodes, nous avons opté pour l’approche de Tarasov and Peltier (2002). Cette méthode apparaît être un bon compromis. D’abord, elle propose une approche plus physique du taux de regel comparée à la méthode de Reeh (1991). Ensuite, la méthode de Fausto et al. (2009) tend à trop englacer les côtes groenlandaises (Charbit et al., 2013).

Implémentation de la méthode de l'ITM (Insolation-Temperature-Melt) dans le modèle de calotte de glace GRISLI

La méthode du PDD est bien adaptée au calcul du BMS des calottes polaires pour la période actuelle. Cependant, van de Berg et al. (2011) ont souligné que l'utilisation du PDD n'était plus valide lors d'études paléoclimatiques pour lesquelles le forçage climatique, le métamorphisme de la neige ou encore la géomorphologie des calottes seraient différents de ceux que nous connaissons aujourd'hui. En particulier, dans le cas du dernier interglaciaire, les variations de la distribution saisonnière et latitudinale de l'insolation par rapport à l'actuel ne sont pas directement prises en compte lors du calcul de l'ablation avec la méthode du PDD. Elles sont uniquement considérées au travers du cycle annuel de températures de l'air en surface. van de Berg et al. (2011) ont ainsi proposé une méthode du calcul du bilan de masse dépendant directement du cycle annuel du rayonnement solaire incident, en plus des variations annuelles de la températures de l'air en surface et des précipitations. Cette méthode, appelée ITM (Insolation-Temperature-Melt), permet de calculer la fonte potentielle M_s à partir d'une équation simple de bilan énergétique à la surface de la calotte (van de Berg et al., 2011, Robinson et al., 2010, 2011) :

$$M_s = \frac{\Delta t}{\rho_w L_m} [\tau_a (1 - \alpha_s) S + c + \lambda T] \quad (3.22)$$

où, Δt est le pas de temps. Ici, nous avons choisi un pas de temps de un mois ($\Delta t = 1$). ρ_w est la densité de l'eau (10^3 kg.m^{-3}) et L_m est la chaleur latente de fusion de la glace ($3,35 \times 10^5 \text{ J.K}^{-1}$). Le terme $\tau_a (1 - \alpha_s) S$ représente le rayonnement solaire net reçu par la surface terrestre, avec τ_a la transmissivité moyenne de l'atmosphère, α_s l'albédo de surface et S l'insolation au sommet de l'atmosphère. Le second terme $c + \lambda T$ est une paramétrisation linéaire du rayonnement de grande longueur d'onde et des flux turbulents en surface, en fonction de la température mensuelle de l'air en surface T . Les paramètres c et λ sont deux constantes. Le premier dépend largement du domaine considéré (van den Berg et al., 2008) et de la paramétrisation utilisée pour estimer l'albédo. Le second est dérivé de la valeur empirique du rayonnement de grande longueur d'onde absorbé par la neige et la glace, qui correspond à un taux de fonte de $3 \text{ mm.}^\circ \text{C}^{-1}$ en équivalent eau. Dans le cas de cette étude, nous nous sommes référés aux valeurs choisies par Robinson et al. (2011), soit : $c = -55 \text{ W.m}^{-2}$ et $\lambda = 10$.

La transmissivité atmosphérique τ_a varie fortement en fonction du temps et de l'espace, et n'est pas connue pour des climats autres que le climat actuel. Ici, grâce au modèle IPSL-CM5A2-LR, nous avons à disposition le rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre. La transmissivité de l'atmosphère n'est donc utilisée que sur quelques mètres de l'atmosphère (et non sur toute la colonne atmosphérique), afin de corriger le rayonnement solaire reçu en surface en tenant compte des différences de topographie entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR et le modèle GRISLI. Par conséquent, la valeur de la transmissivité atmosphérique n'a que très peu d'impact sur nos résultats.

J'ai également mis en place une paramétrisation simple de l'albédo de surface. Dans ce cas, ce dernier des albédos de la neige fraîche α_{snow} ($\alpha_{snow} = 0,85$) et de l'albédo du sol α_{gr} , ainsi que d'un terme qui rend compte du vieillissement de la neige en fonction des proportions de neige $snow$ et de pluie $rain$ et d'un paramètre libre c_{reduc} :

$$\alpha_s = \max\left(\alpha_{snow} - c_{reduc} \times \frac{rain}{snow} \times (\alpha_{snow} - \alpha_{gr}), \alpha_{gr}\right) \quad (3.23)$$

Lorsque le sol est nu, nous considérons que α_{gr} vaut 0,4 lorsque l'épaisseur de glace est strictement supérieure à 0. Ailleurs, α_{gr} vaut 0,2. Le paramètre c_{reduc} a été calibré à partir des valeurs de l'albédo de surface simulé par MAR pour la période actuelle.

À partir d'expériences de sensibilité, j'ai remarqué que l'albédo de surface α_s , et donc la fonte de surface M_s , étaient très sensibles au choix de la valeur du coefficient c_{reduc} , notamment près des côtes. À la suite de ces tests de sensibilité, j'ai retenu des valeurs de c_{reduc} comprises entre 0,2 et 0,5.

Le modèle GRISLI lit en entrée un champ de précipitations, défini comme la somme des précipitations solides et des précipitations liquides. Pour estimer l'albédo de surface α_s , nous avons besoin de distinguer ces deux types de précipitations. Pour séparer la fraction de pluie de la fraction de neige, J'ai réutilisé une paramétrisation qui avait été codée dans une version antérieure du modèle GRISLI (Marsiat, 1994). Pour une température de surface inférieure à -10°C , les précipitations sont entièrement composées de neige. Pour une température de surface supérieure à 7°C , les précipitations sont entièrement composées de pluie. Entre -10 et 7°C , la fraction de neige suit une loi linéaire dépendant de la température de surface telle que :

$$ft_{snow} = (7 - T_m)/17 \quad (3.24)$$

$$ft_{rain} = 1 - ft_{snow} \quad (3.25)$$

où, ft_{snow} est la fraction neigeuse, ft_{rain} la fraction liquide et T_m la température mensuelle à la surface de la calotte ($^\circ\text{C}$).

Le modèle GRISLI aurait pu lire en entrée les champs de pluie et de chutes de neige, qui sont des sorties distinctes des modèles de circulation générale. Cependant, il faudrait mettre au point une méthode qui permettrait de corriger ces deux variables de manière séparée tout en tenant compte des différences de topographie entre les modèles IPSL-CM5A2-VLR et GRISLI (voir section 3.3.1.2 pour la température et les précipitations totales).

Finalement, en considérant un taux de regel de l'eau de fonte, tel que défini par Tarasov and Peltier (2002), le bilan de masse en surface est calculé de la manière suivante :

$$BMS = Acc - M_s + \tau_{regel} \quad (3.26)$$

où, Acc est l'accumulation neigeuse, M_s la fonte de la calotte calculée avec la méthode de l'ITM et τ_{regel} le taux de regel. Les calculs de l'albédo de surface α_s et de la fonte de surface M_s sont effectués en chaque point du modèle, pour chaque mois de l'année.

Dans la section suivante, j'évalue le calcul du bilan de masse de surface par la méthode du PDD et celle de l'ITM, en comparant leurs effets sur des simulations transitoires couvrant la période 130–120 ka. Nous nous attendons à des résultats différents selon l'approche utilisée, du fait de fortes variations d'insolation au dernier interglaciaire.

3.4 Évolution de la topographie de la calotte au cours du dernier interglaciaire

Afin d'étudier l'évolution de la topographie de la calotte au cours du dernier interglaciaire, j'ai fait tourner dans un premier temps plusieurs simulations transitoires. Dans cette section, je décris les choix faits lors de :

1. l'initialisation des simulations transitoires ;
2. l'intégration entre 130 ka et 120 ka.

À chaque étape, je compare entre elles les différentes trajectoires obtenues dans le but d'identifier le scénario le plus probable de l'évolution de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka.

3.4.1 Etape 1 – Initialisation des simulations transitoires

Avant de lancer les simulations transitoires, il est nécessaire de connaître l'état initial de la calotte groenlandaise. Cependant, si sa géométrie actuelle est relativement bien connue, il n'en est pas de même pour celle du dernier interglaciaire (section 1.2.5 et 1.3.3). De plus, il n'existe pas d'observations de son état thermodynamique interne et simuler l'histoire de la calotte pour avoir une estimation des profils verticaux température et de vitesse nécessite d'intégrer le modèle sur de longues échelles de temps. Afin de définir au mieux les conditions initiales de l'état de la calotte pour cette période, il est donc souhaitable de faire tourner les modèles de calotte de glace sur le cycle glaciaire précédent.

Dans le cadre de cette thèse, je m'intéresse principalement à la réponse de la calotte groenlandaise au moment du pic d'insolation dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord. Pour cela, je souhaite modéliser son évolution entre 127 ka et 120 ka.

J'ai choisi de prendre comme point de départ des simulations transitoires la période 130 ka, afin d'obtenir une estimation acceptable de la calotte groenlandaise à 127 ka après 3 000 ans de simulation. À 130 ka, je teste la sensibilité du modèle à deux états d'équilibre différents. Le premier est un équilibre réalisé avec le forçage climatique à 130 ka, le second avec le forçage climatique actuel. Le choix d'utiliser un état actuel pour la période 130 ka reste arbitraire. Néanmoins, les reconstructions paléoclimatiques suggèrent que la calotte groenlandaise était probablement légèrement plus petite à 127 ka qu'elle ne l'est aujourd'hui à (chap. 1.2.5). Estimer que la calotte groenlandaise était proche de l'état actuel à 130 ka n'est donc pas complètement incohérent. Pour cela, j'ai lancé sept simulations (fig. 3.8) :

- Deux simulations forcées par les conditions climatiques à 130 ka. Toutes deux calculent le bilan de masse de la calotte grâce à la méthode du PDD (section 3.3.2, Tarasov and Peltier (2002)). L'expérience *eq130k_PDD* est forcée par des champs

atmosphériques dont le calendrier n’a pas été ajusté (chapitre 2.2.3). L’expérience *eq130k_PDD_adj* est forcée par des champs atmosphériques calculés à partir d’un calendrier ajusté.

- Cinq simulations forcées par les conditions climatiques actuelles. L’expérience *eq0k_PDD* estime le bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise à partir de la méthode du PDD, les quatre autres utilisent notre paramétrisation de l’ITM (setion 3.3.2) pour des valeurs de c_{reduc} comprises entre 0,2 à 0,5 (*eq0k_ITM02*, *eq0k_ITM03*, *eq0k_ITM04* et *eq0k_ITM05*).

Le caractéristiques de ces simulations sont listées dans le tableau 3.2, ci-dessous.

Simulations	Méthode de calcul du BMS	Forçage climatique	Ajustement du calendrier
<i>eq0k_PDD</i>	PDD	Période actuelle	—
<i>eq0k_ITM02</i>	ITM ($c_{reduc} = 0,2$)	Période actuelle	—
<i>eq0k_ITM03</i>	ITM ($c_{reduc} = 0,3$)	Période actuelle	—
<i>eq0k_ITM04</i>	ITM ($c_{reduc} = 0,4$)	Période actuelle	—
<i>eq0k_ITM05</i>	ITM ($c_{reduc} = 0,5$)	Période actuelle	—
<i>eq130k_PDD</i>	PDD	130 ka	non
<i>eq130k_PDD_adj</i>	PDD	130 ka	oui

TABLE 3.2 – Tableau récapitulatif des simulations à l’équilibre analysées dans cette étude.

Ces simulations à l’équilibre ont toutes été initialisées à partir du même fichier de conditions initiales. Ce fichier à été établi à partir de l’état d’équilibre thermique de la calotte groenlandaise simulé par le modèle GRISLI (Quiquet and Dumas, 2021), pour le projet d’intercomparaison de modèles ISMIP6 (*Ice Sheet Model Intercomparison Project for CMIP6*, Nowicki et al. 2016, Goelzer et al. 2018). Une autre possibilité aurait été de prendre comme état de départ les observations actuelles ou bien de partir d’un état sans calotte et de faire évoluer le modèle. Cependant, compte tenu de la résolution du modèle GRISLI (5 km), de telles approches auraient été trop longues à mettre en oeuvre.

La figure 3.8 illustre les différents états d’équilibre obtenus. Sous l’effet du forçage climatique actuel, la calotte se stabilise assez rapidement, aux alentours de 6 000 ans. Par contre, pour des conditions de surface caractéristiques de la période 130 ka, l’équilibre n’est pas atteint, même au bout de 10 000 ans de simulation. En effet, la calotte groenlandaise perd continuellement de la glace.

Il est possible que le forçage climatique à 130 ka soit assez fort pour entraîner une suite de rétroactions positives conduisant à une diminution relativement rapide du volume de glace. Cette réponse de la calotte groenlandaise au forçage climatique n’est pas surprenante. Des simulations sous climat constant (126 ka) avaient déjà été réalisées au LSCE avec un modèle de complexité intermédiaire (CLIMBER) couplé à un modèle de calottes de glace (GREMLINS). Elles montraient également que l’équilibre n’était jamais atteint du fait de la forte insolation au dernier interglaciaire.

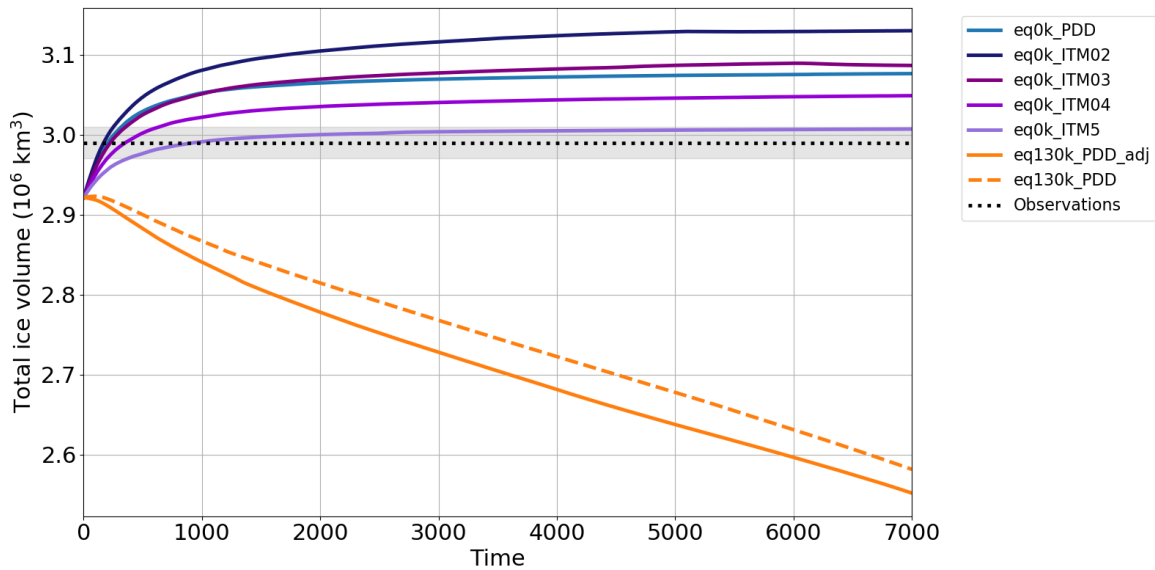


FIGURE 3.8 – Évolution des 7 simulations à l'équilibre. Le volume de la calotte groenlandaise actuelle estimé par Morlighem et al. (2017) et son écart-type sont respectivement représentés par la ligne pointillée noire et le fond gris.

Morlighem et al. (2017) ont quantifié le volume actuel de la calotte groenlandaise grâce à une nouvelle carte à haute résolution de la topographie du Groenland. Cette carte a été construite par assimilation de données de bathymétrie et d'épaisseur de glace. De cette manière, le volume total de glace a été évalué à $2,99 \pm 0,02 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Morlighem et al., 2017). Le volume de glace actuel intégré sur la calotte groenlandaise varie entre $3,00$ et $3,13 \times 10^6 \text{ km}^3$. Les simulations transitoires tendent donc à légèrement surestimer le volume de l'inlandsis, avec une erreur maximale de 5 %.

Trois expériences vont ici particulièrement nous intéresser : l'expérience *eq0k_PDD* qui, pour rappel, calcule le bilan de masse à partir de la méthode la plus traditionnellement utilisée en modélisation des calottes, l'expérience *eq0k_ITM03* qui simule un volume de glace total équivalent à celui obtenu dans l'expérience *eq0k_PDD*, et enfin l'expérience *eq0k_ITM05* qui simule un volume de glace similaire aux observations actuelles (fig. 3.8).

À l'échelle de la calotte groenlandaise, les simulations à l'équilibre actuel surestiment l'épaisseur de glace le long des côtes sud-ouest et est du Groenland, quelle que soit la méthode de calcul du bilan de masse en surface considérée (fig. 3.9). Les anomalies d'épaisseur de glace atteignent jusqu'à plus de 2000 m dans certaines régions par rapport aux données de Morlighem et al. (2017). Elles pourraient provenir d'une mauvaise représentation de certains processus liés à la dynamique interne de la calotte, comme les conditions sous-glaciaires par exemple.

Les expériences de sensibilité, menées dans le but d'ajuster le paramètre c_{reduc} (fig. 3.9 b-e), montrent que plus celui-ci augmente, plus le volume de glace à l'équilibre simulé par le modèle GRISLI se rapproche des observations. En effet, l'expérience *eq0k_ITM05* reproduit au mieux la topographie de la calotte actuelle (fig. 3.8 et 3.9 e). Par ailleurs, l'équilibre *eq0k_ITM03* tend à se rapprocher de l'équilibre *eq0k_PDD* et semble donc mieux adapté pour comparer les deux approches utilisées ici pour modéliser le bilan de masse en surface.

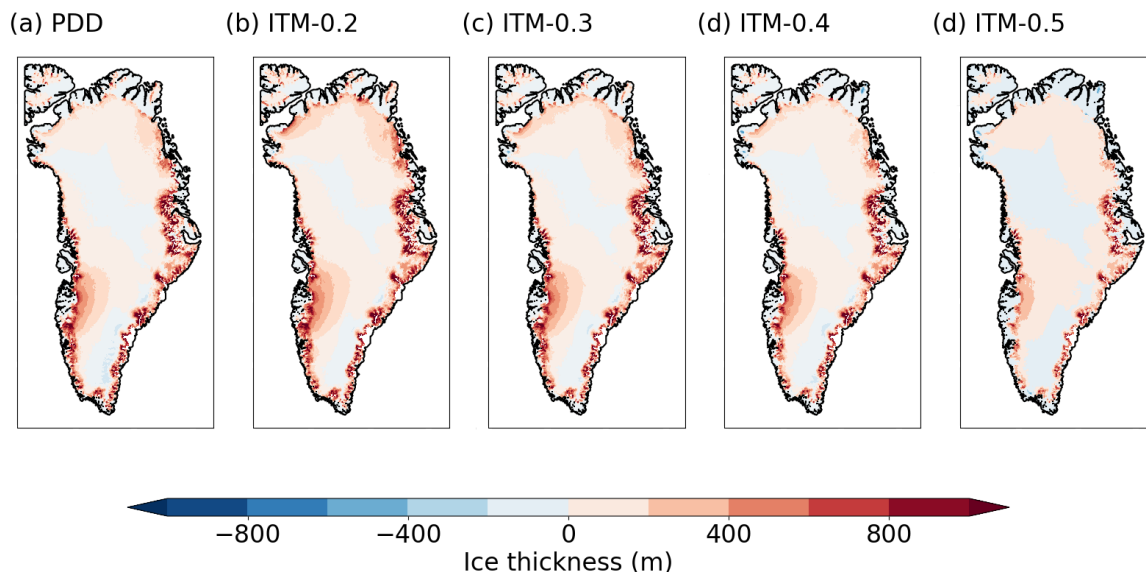


FIGURE 3.9 – Anomalies de l'épaisseur de glace de la calotte simulée par le modèle GRISLI (en m) par rapport aux données de Morlighem et al. (2017) pour la période actuelle. Le calcul d'anomalies a été effectué pour les expériences (a) *eq0k_PDD*, (b) *eq0k_ITM02*, (c) *eq0k_ITM03*, (d) *eq0k_ITM04* et (e) *eq0k_ITM05*.

Dans la section suivante, j'analyse plusieurs simulations transitoires initialisées à partir des équilibres actuels et de l'état de calotte obtenu au bout de 10 000 ans de simulation forcée par le climat à 130 ka. Il sera ainsi possible d'évaluer la réponse de la calotte groenlandaise en fonction de l'évolution du forçage climatique du dernier interglaciaire, entre 130k ka et 120 ka, et de l'approche utilisée pour calculer le bilan de masse en surface.

3.4.2 Etape 2 – Intégration entre 130 ka et 120 ka

Pour étudier l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire, nous disposons de neuf snapshots climatiques : un snapshot à 130 ka, puis un snapshot tous les 1 000 ans sur la période 127-120 ka.

Le modèle GRISLI a été à la fois forcé par des champs climatiques ajustés et non-ajustés, afin d'évaluer le biais causé par l'un ou l'autre de ces choix. De manière générale, les simulations basées sur les snapshots dont le calendrier du dernier interglaciaire a été aligné avec les saisons astronomiques (fig. 3.10, courbes pointillées) modélisent un volume de glace toujours inférieur aux simulations basées sur les snapshots dont le calendrier n'a pas été modifié (fig. 3.10, courbes pleines). Du point de vue du modèle de glace, il est plus cohérent de considérer les simulations forcées par des champs atmosphériques non-ajustés : *PDD_start0k_noadj*, *PDD_start130k_noadj* et les cinq expériences basées sur l'ITM. En effet, le modèle GRISLI est basé sur un calendrier de 360 jours, constitué d'un nombre égal de 30 jours par mois. Il est donc plus logique de lui fournir des champs mensuels calculés à partir d'un calendrier similaire. La comparaison entre les simulations obtenues avec données ajustées et non-ajustées a été effectuée uniquement pour les expériences basées sur le PDD. Pour les autres simulations, j'ai utilisé les champs atmosphériques non-ajustés.

D'après la figure 3.10, la simulation *PDD_start0k* présente un minimum de glace de $2,75 \times 10^6 \text{ km}^3$, vers 125,7 ans avant notre ère, soit une réduction de 10,7 % par rapport au début de la simulation. Ces résultats concordent avec le maximum d'inso-lation estivale à 65° N aux alentours de 126 ka calculé selon Berger and Loutre (1999) (fig. 1.11).

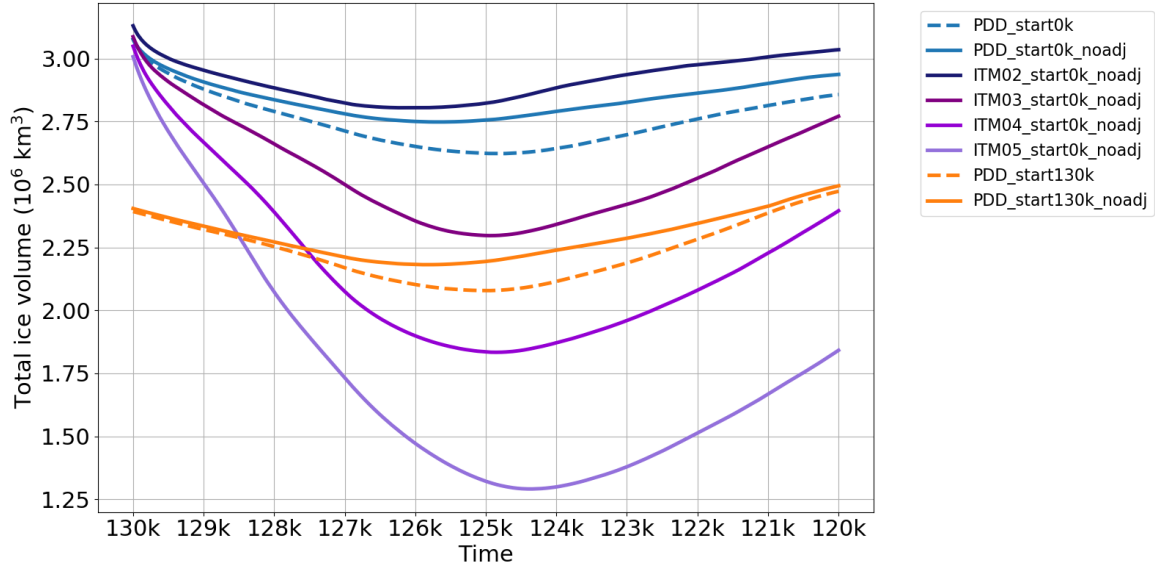


FIGURE 3.10 – Évolution du volume total de glace (10^6 km^3) de la calotte groenlandaise entre 130 ka et 120 ka. Les simulations *PDD_start0k_adj*, *PDD_start0k* et *ITM*_start0k* partent d'un équilibre actuel (où * symbolise la valeur de c_{reduc} , et vaut de 02 à 05). Les simulations *PDD_start130k_adj* et *PDD_start130k* sont initialisées à partir de simulations ayant tourné 10 000 ans et forcées à partir de champs atmosphériques représentatifs de la période 130 ka. Les simulations avec le suffixes *_adj* sont forcées à partir de champs atmosphériques dont le calendrier a été ajusté. Enfin, les simulations *ITM*_start0k* utilisent la méthode de l'ITM pour calculer le bilan de masse à la surface de la calotte groenlandaise. Les autres simulations utilisent la méthode du PDD.

Les expériences *PDD_start0k* et *PDD_start0k_adj* partent du même état d'équilibre, mais suivent des trajectoires légèrement différentes. Dans la simulation *PDD_start0k_adj*, la perte de glace est légèrement plus intense ($-14,8\%$ par rapport au début de la simulation) et le minimum de glace apparaît plus tardivement. Ceci est majoritairement dû à une amplification du cycle saisonnier des températures de surface, liée à l'ajustement du calendrier. Nous constatons que c'est aussi le cas lors de la comparaison des expériences *PDD_start130k* et *PDD_start130k_adj*.

Les simulations *PDD_start0k* et *PDD_start130k* suivent des tendances similaires, avec un minimum de glace atteint à peu près à la même période. Cependant, ces deux simulations transitoires partent d'un état initial très différent. À 130 ka, l'expérience *PDD_start130k* simule un volume de glace de $2,40 \times 10^6 \text{ km}^3$, soit une différence de $0,67 \times 10^6 \text{ km}^3$ avec l'expérience *PDD_start0k*. Ainsi le minimum de glace est plus faible dans la simulation *PDD_start130k* ($2,18 \times 10^6 \text{ km}^3$) que dans la simulation *PDD_start0k*.

En raison des incertitudes sur la topographie de la calotte groenlandaise à 130 ka évoquées plus haut, je privilégie donc par la suite les simulations transitoires partant de l'équilibre actuel.

Les simulations transitoires basées sur la méthode de l'ITM présentent des trajectoires très différentes selon la valeur du coefficient c_{reduc} . Plus ce paramètre est grand, plus la calotte groenlandaise perd de la glace (fig. 3.10), ce qui confirme ce que nous observons pour les simulations à l'équilibre (section 3.4.1). Par exemple, pour un coefficient de 0,5, la perte de glace est plus de 2 fois plus importante que pour un coefficient de 0,2. Par ailleurs, l'évolution du volume de la calotte groenlandaise simulée par l'expérience *ITM03_start0K_noadj* est très différente de celle simulée par l'expérience *PDD_start0K_noadj*, alors qu'elles partaient d'un état d'équilibre similaire (section 3.4.1).

La date à laquelle est atteint le volume de glace minimum dépend également fortement de la méthode choisie pour calculer le BMS et de la valeur de c_{reduc} dans le cas de l'ITM. Toutes les caractéristiques des simulations transitoires (valeur du volume minimum, année du volume minimum et contribution au niveau marin) sont répertoriées dans le tableau 3.3.

Simulations	Volume minimum (V_{min})	Année de V_{min}	Contribution au niveau marin
<i>PDD_start0k_noadj</i>	$2,75 \times 10^6 \text{ km}^3$	125,7 ka	0,83 m
<i>ITM02_start0k_noadj</i>	$2,80 \times 10^6 \text{ km}^3$	126,1 ka	0,83 m
<i>ITM03_start0k_noadj</i>	$2,30 \times 10^6 \text{ km}^3$	124,2 ka	2,00 m
<i>ITM04_start0k_noadj</i>	$1,83 \times 10^6 \text{ km}^3$	124,9 ka	3,08 m
<i>ITM05_start0k_noadj</i>	$1,29 \times 10^6 \text{ km}^3$	124,4 ka	4,35 m

TABLE 3.3 – Volume minimum, année à laquelle les volumes minimums sont respectivement atteints et contribution de la perte de glace en termes de niveau marin pour chacune des simulations transitoires sélectionnées.

Les figures 3.11 et 3.12 présentent respectivement l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise simulée pour différentes périodes du dernier interglaciaire, et ses variations par rapport à l'état initial de la calotte groenlandaise au début de la simulation *PDD_start0k_noadj*. L'épaisseur de glace diminue largement au nord du Groenland par rapport à la période 130 ka, jusqu'à atteindre une épaisseur nulle. Au nord-est de l'île, la calotte met du temps à se reformer (fig. 3.11), malgré la baisse des températures de surface (fig. 3.5).

Au nord-ouest et le long de la côte ouest du Groenland, la calotte perd également de la glace, mais de manière moins prononcée. Dans cette zone, une partie de la calotte s'est déjà reformée dès 122 ka.

Alors que le recul de la calotte groenlandaise reste très localisé dans la simulation *PDD_start0k*, l'épaisseur de glace diminue également dans les régions les plus centrales dans les simulations *ITM05_start0k* (fig. 3.13) et *ITM03_start0k* (fig. 3.14).

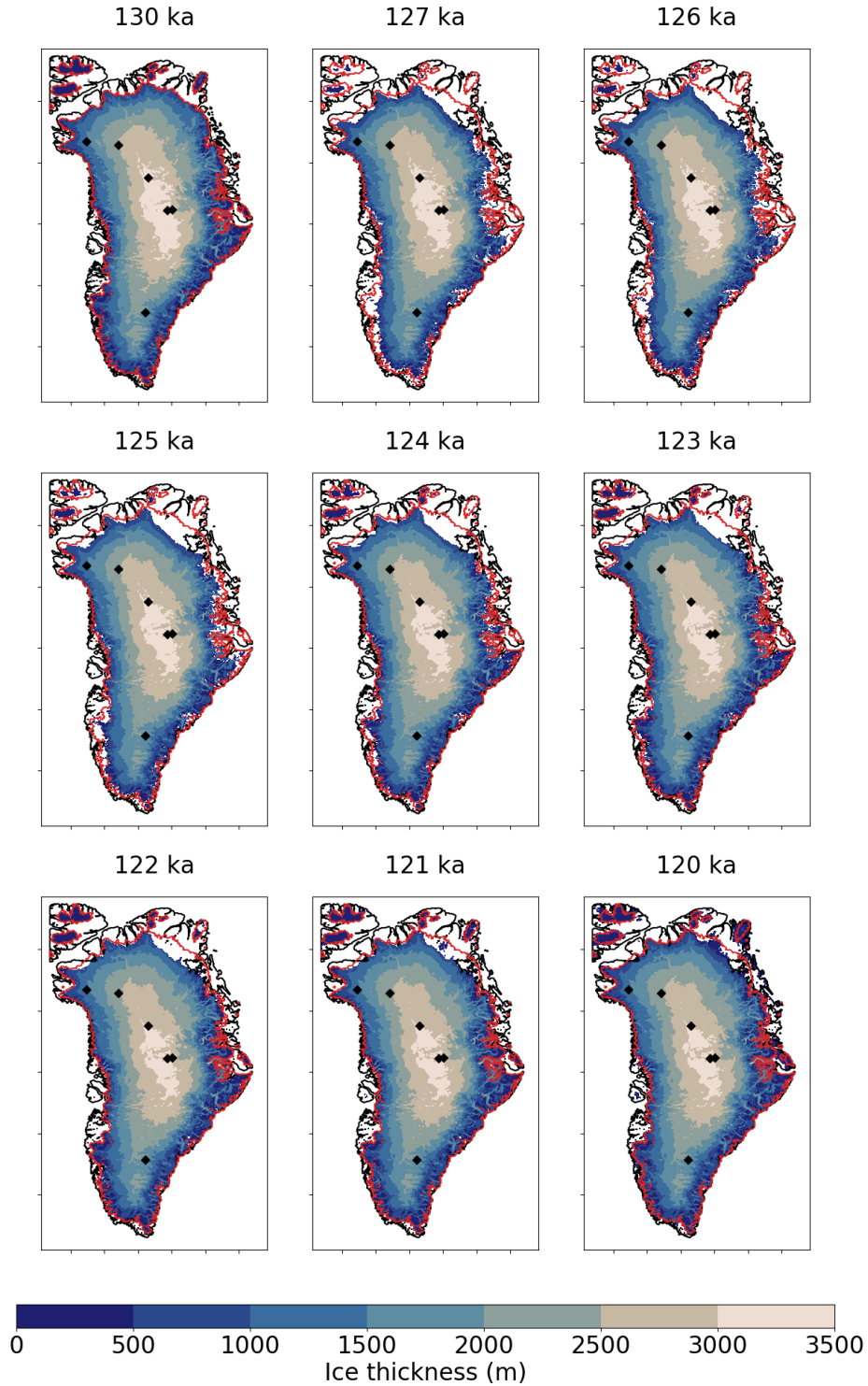


FIGURE 3.11 – Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience *PDD_start0k_noadj*. Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.

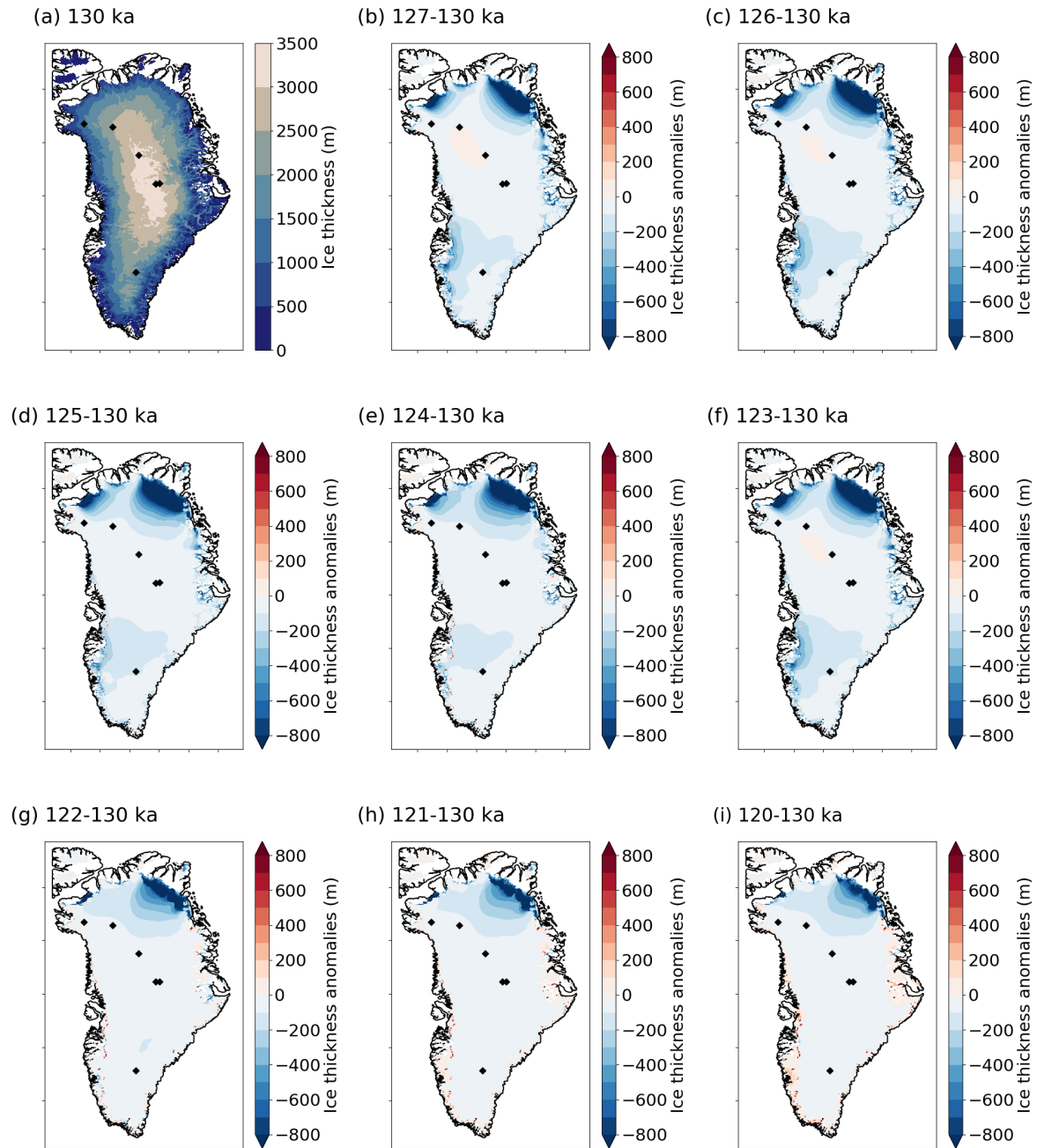


FIGURE 3.12 – (a) Épaisseur de glace de la calotte groenlandaise à 130 ka (en m) simulée par l'expérience *PDD_start0k*. Anomalie de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise par rapport à l'année 130 ka.

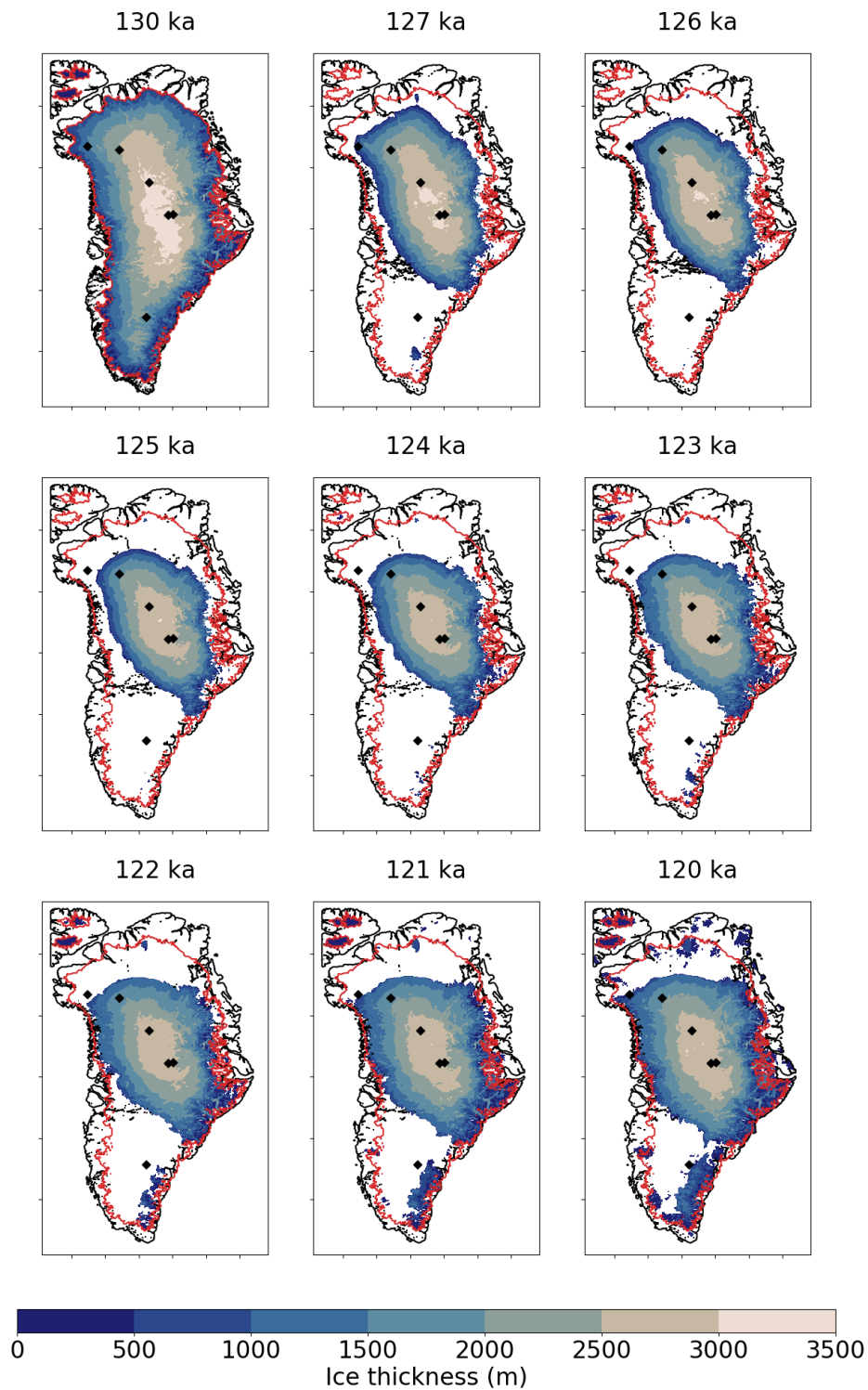


FIGURE 3.13 – Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience *ITM05_start0k*. Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.

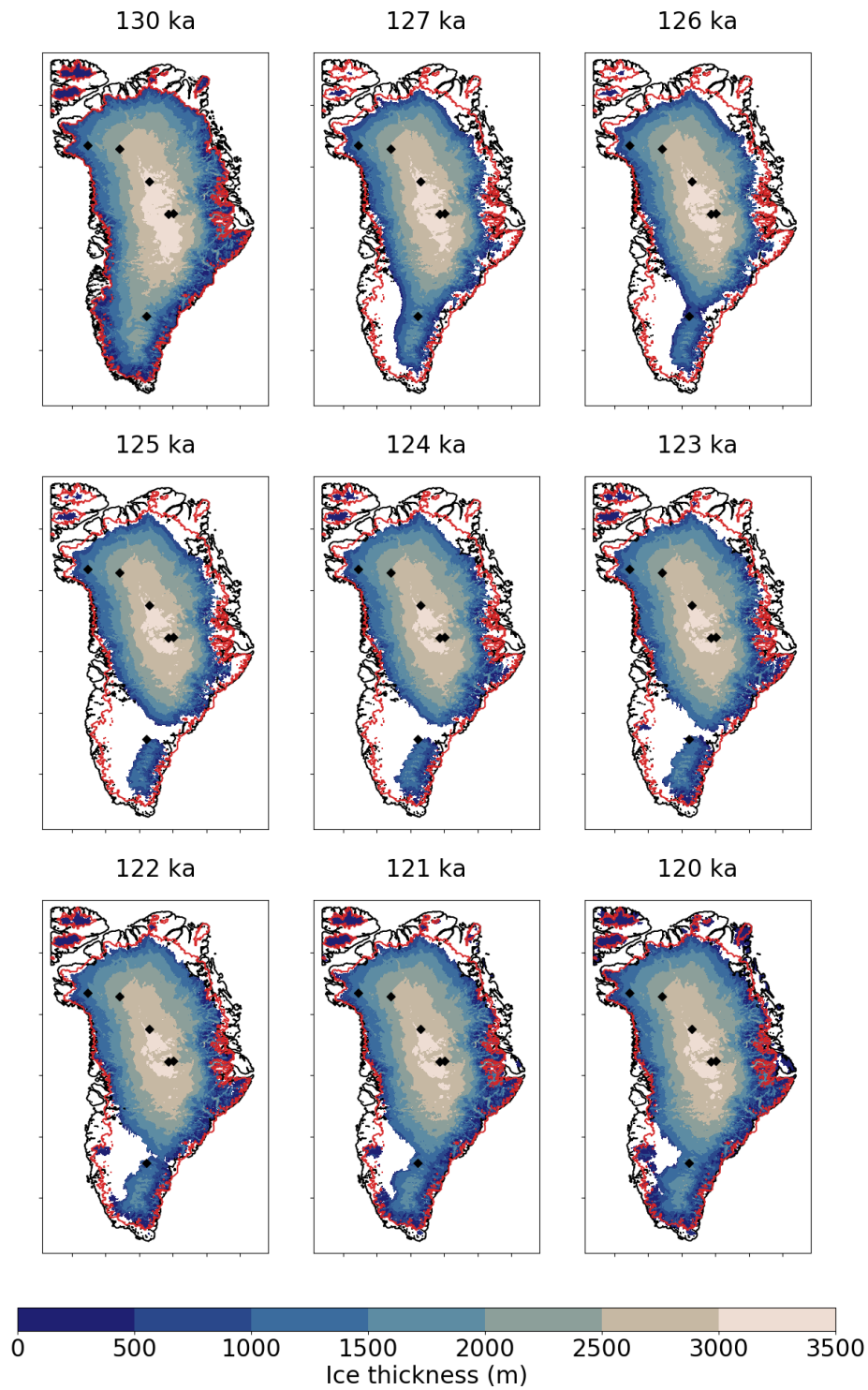


FIGURE 3.14 – Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience *ITM03_start0k*. Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.

Dans la simulation *ITM05_start0k* (fig. 3.13), la perte de glace est particulièrement intense au nord et sud du Groenland, où une partie de la calotte a complètement disparu entre 127 et 123 ka. À partir de 123 ka, la glace commence doucement à s'épaissir, notamment sur la côte est. Dans la partie nord de l'île et le long de la côte ouest, la calotte se retire jusqu'à ce que le Groenland se retrouve totalement dépourvu de glace dans ces régions. La côte est n'est pas non-plus épargnée, mais de la glace se reforme rapidement, à partir de 123 ka.

Comme nous l'avons vu précédemment, l'expérience *ITM03_start0k* simule une perte de glace moins importante (fig. 3.14) que l'expérience *ITM05_start0k*. Dans cette simulation, la glace disparaît essentiellement dans la partie sud du Groenland et, dans une moindre mesure, dans la partie nord-est.

3.4.3 Comparaison avec les précédentes études de modélisation

Les enregistrements paléoclimatiques du dernier interglaciaire suggèrent que le niveau de la mer était 6 à 9 m plus élevé que le niveau marin actuel (Kopp et al., 2009, Dutton and Lambeck, 2012, Dutton et al., 2015), chap. 1.2.6). Cette estimation prend en compte les contribution de l'expansion thermique, de la fonte des glaciers et de la perte de glace des deux calottes polaires.

L'évaluation de la contribution de la calotte groenlandaise à cette élévation du niveau marin a fait l'objet de nombreuses études de modélisation (chap. 1.3.3), auxquelles les résultats présentés dans les sections précédentes sont ici comparés.

L'expérience *PDD_start0k_noadj* simule les variations de la calotte groenlandaise les plus faibles, avec une contribution maximale au niveau marin de + 0,83 m. Parmi les études utilisant le PDD comme méthode de calcul du bilan de masse en surface de la calotte (chap. 1.3.3), notre évaluation de la contribution de la calotte groenlandaise aux variations du niveau marin se situe dans la borne inférieure des estimations de Stone et al. (2013) et Quiquet et al. (2013). Stone et al. (2013) ont suggéré que la fonte de la calotte est à l'origine d'une hausse du niveau des mers d'au moins 0,6 m avec une probabilité de 90 %, et de plus de 3,5 m avec une probabilité inférieure à 10 %. Précédemment, Quiquet et al. (2013) ont évalué la contribution de la calotte groenlandaise à l'élévation du niveau marin à partir de versions antérieures du modèle de calotte GRISLI et du modèle de climat de l'IPSL. Ils ont montré que la perte de glace entraînerait une hausse du niveau de la mer relativement faible, comprise entre 0,68 et 1,50 m. Cependant, ils situent la période où le volume de glace atteint son minimum vers 121 ka, c'est-à-dire plus tardivement que dans les simulations transitoires de la section 3.4.2.

Ces résultats suggèrent donc une contribution importante de la calotte Antarctique à l'élévation du niveau de la mer au dernier interglaciaire, qui n'est pas confirmée par les simulations basées sur l'ITM.

Les expériences *ITM05_start0k* et *ITM03_start0k* simulent des variations de la calotte groenlandaise bien plus importantes que l'expérience *PDD_start0k*, avec une contribution maximale de la perte de glace au niveau marin de + 4,35 m et + 2,00 m respectivement.

Les différentes géométries de calotte obtenues à partir de la simulation *ITM05_start0k* (fig. 3.13) ne sont pas cohérentes avec certaines archives paléoclimatiques (chap. 1.2.5 et 1.2.6). L'absence de glace au sud du Groenland va à l'encontre des résultats de l'étude de (Colville et al., 2011), qui conclut, à partir de l'analyse de carottes marines, que le sud de l'île n'était pas complètement déglacé. Au nord-ouest du Groenland, le recul de la calotte, simulé entre 122 et 126 ka, ne concorde pas non plus avec les enregistrements paléoclimatiques de Camp Century (chap. 1.2.5). Ainsi, cette expérience surestime la perte de glace au nord et au sud du Groenland. Nous pouvons en déduire que la valeur attribuée au paramètre c_{reduc} est ici bien trop élevée. Ceci conduit à simuler un albédo de surface trop faible et donc, une fonte de la calotte trop importante par rapport à ce qui a pu être déduit des reconstructions paléoclimatiques. Toutefois, ces résultats se situent dans la lignée de ceux de Tarasov and Peltier (2003) ou encore Robinson et al. (2011), tant du point de vue de la topographie de la calotte que de la contribution de la perte de glace au niveau marin.

L'expérience *ITM03_start0k* semble la plus cohérente vis à vis des archives paléoclimatiques. Elle simule une perte de glace importante au nord et au sud du Groenland, mais de la glace persiste au niveau des sites de Camp Century et Dye-3 (fig. 3.14).



FIGURE 3.15 – Ensemble des études qui ont évalué la contribution de la calotte groenlandaise à la hausse du niveau marin au dernier interglaciaire (en m).

Finalement, en se basant sur les deux simulations qui restent cohérentes avec les reconstructions paléoclimatiques au niveau des sites de forage, cette étude se situe plutôt dans la fourchette basse des valeurs maximales du niveau marin au dernier interglaciaire précédemment estimées (fig. 3.15). Cependant, rappelons que seule la carotte de glace forée sur le site de NEEM (NEEM community members, 2013, Landais et al., 2016) permet de retracer l'histoire de la calotte groenlandaise sur l'intégralité de la dernière période interglaciaire. La datation des autres carottes de glace est délicate et ne permet pas d'en déduire des informations précises de l'évolution de l'inlandsis au cours du dernier interglaciaire (voir chap. 1.2.5). Il faut aussi souligner que les

études rassemblées sur la figure 3.15 sont basées sur différentes techniques de forçage et méthodes de calcul.

3.5 Causes des variations du bilan de masse de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire

Le bilan de masse en surface (BMS) est défini comme la différence entre l'accumulation neigeuse et l'ablation. L'ablation correspond généralement à la somme de la fonte de surface, modulée par le regel, ainsi qu'au transport et à l'érosion de la neige par les vents. Dans le modèle GRISLI, seule la fonte de surface est considérée dans le calcul de l'ablation.

La figure 3.16 présente l'évolution temporelle de la température annuelle et des différentes composantes du BMS de la calotte groenlandaise, intégrées sur l'ensemble de l'inlandsis. Les trois simulations transitoires sélectionnées sont représentées : *PDD_start0k*, *ITM03_start0k* et *ITM05_start0k*.

En accord avec la figure 3.10 représentant l'évolution du volume total de glace de la calotte groenlandaise, l'expérience *PDD_start0k* simule un BMS plus élevé que les expériences basées sur l'ITM (fig. 3.16 b). Dans cette simulation, le BMS est d'abord négatif et atteint un minimum vers 127 ka. Il devient ensuite positif à partir 120,8 ka. À la fin de la simulation, l'accumulation est donc, en moyenne, supérieure à l'ablation. Dans l'expérience *ITM03_start0k*, le BMS ne devient positif qu'à 120 ka. Alors que dans ces deux premières simulations l'accumulation neigeuse finit par compenser l'ablation conduisant ainsi à un BMS positif, ce dernier reste négatif tout au long de l'expérience *ITM03_start0k* car l'albédo maintient une fonte supérieure à $2 \times 10^{12} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$.

Le BMS est largement dominé par l'ablation (fig. 3.16 b et d). Celle-ci suit la tendance et l'amplitude des variations de la température annuelle de surface (fig. 3.16 a). Dans les trois simulations, l'ablation augmente d'abord jusqu'à 127 ka. Elle se stabilise ensuite entre 127 ka et 125 ka, avant de diminuer lorsque la température annuelle de surface commence à chuter.

L'accumulation ne semble avoir qu'un impact minime sur le BMS et reste bien inférieure à l'ablation. Cependant, à l'échelle régionale sa contribution au BMS peut être localement plus importante. Par exemple, le BMS augmente jusqu'à près de $3 \text{ m}.\text{an}^{-1}$ par an, le long de la côte sud-ouest, dans la simulation *PDD_start0k* (fig. 3.17, 3.18 et 3.19).

La décharge d'icebergs est également relativement faible comparée à l'ablation. Sa contribution au bilan de masse total est globalement plus importante dans la simulation *PDD_start0k* que dans les expériences basées sur l'ITM (fig. 3.16 e). Dans la simulation *ITM05_start0k*, la perte de glace par ablation est tellement forte près des côtes, que peu de glaciers émissaires subsistent (fig. 3.13). Par conséquent, la décharge d'icebergs est limitée voir nulle lorsque l'ablation est maximale.

En conclusion, quelle que soit la simulation analysée, l'ablation est la principale cause du recul de la calotte au cours du dernier interglaciaire (fig. 3.10). Ce constat n'est pas nouveau. Il confirme ce qui a été démontré dans de précédentes études.

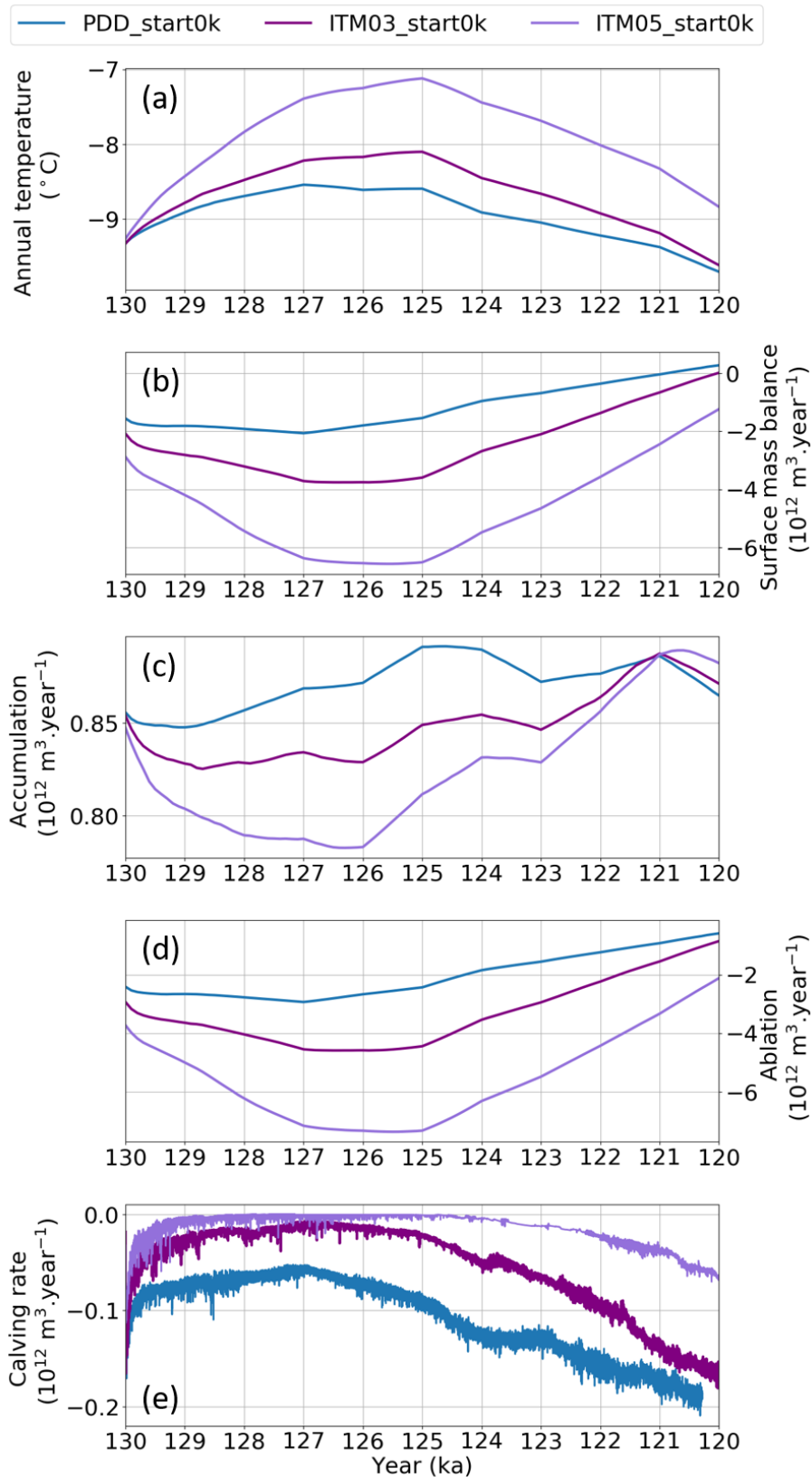


FIGURE 3.16 – Évolution annuelle (a) des températures de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$), (b) du bilan de masse en surface ($10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), (c) de l'accumulation neigeuse ($10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$), (d) de l'ablation ($10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) et (e) du vêlage d'iceberg ($10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$) simulée par les expériences *PDD_start0k* (courbe bleue), *ITM05_start0k* (courbe violette) et *ITM03_start0k* (courbe mauve).

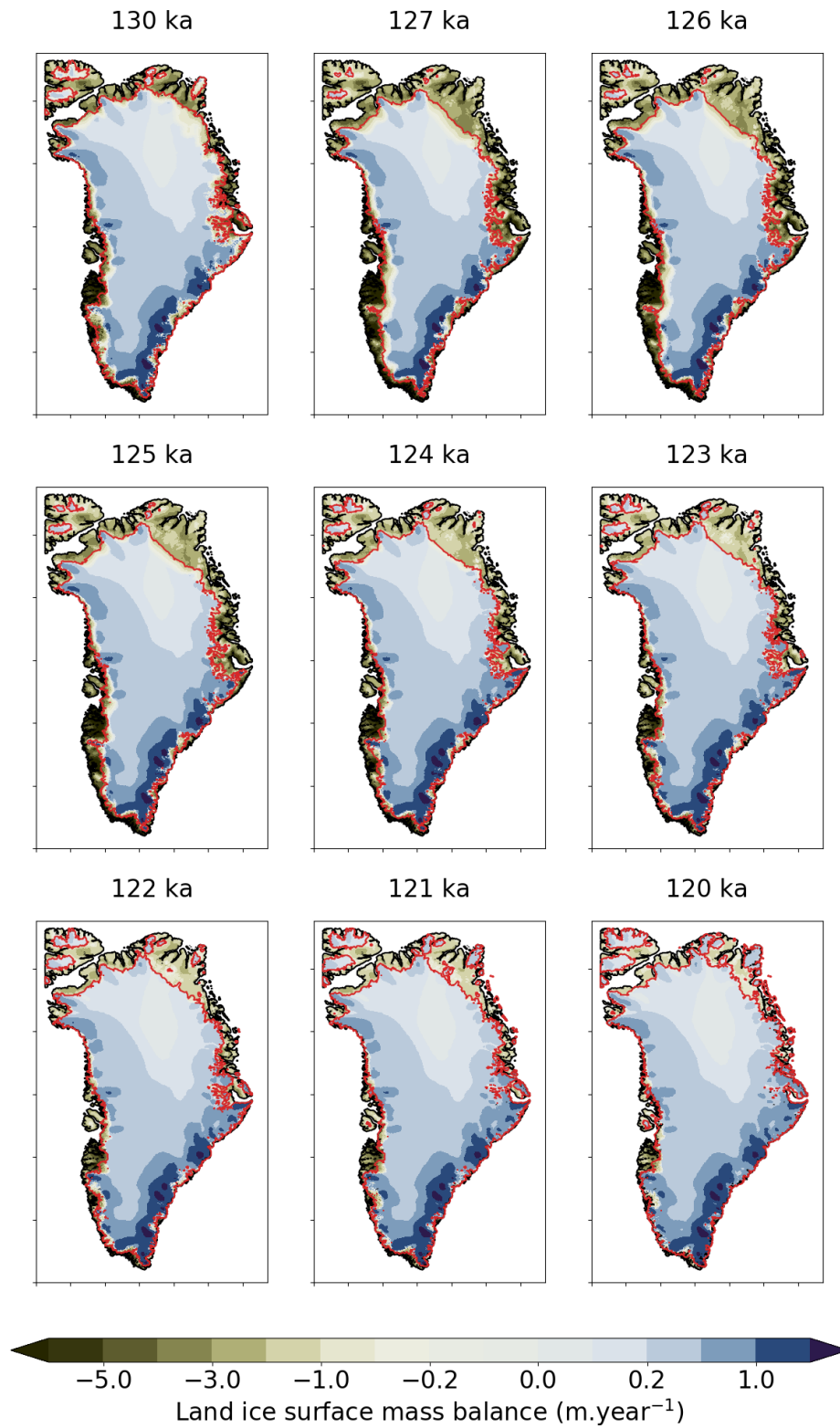


FIGURE 3.17 – Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise (m.an^{-1}) simulée par l'expérience *PDD_start0k*. La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.

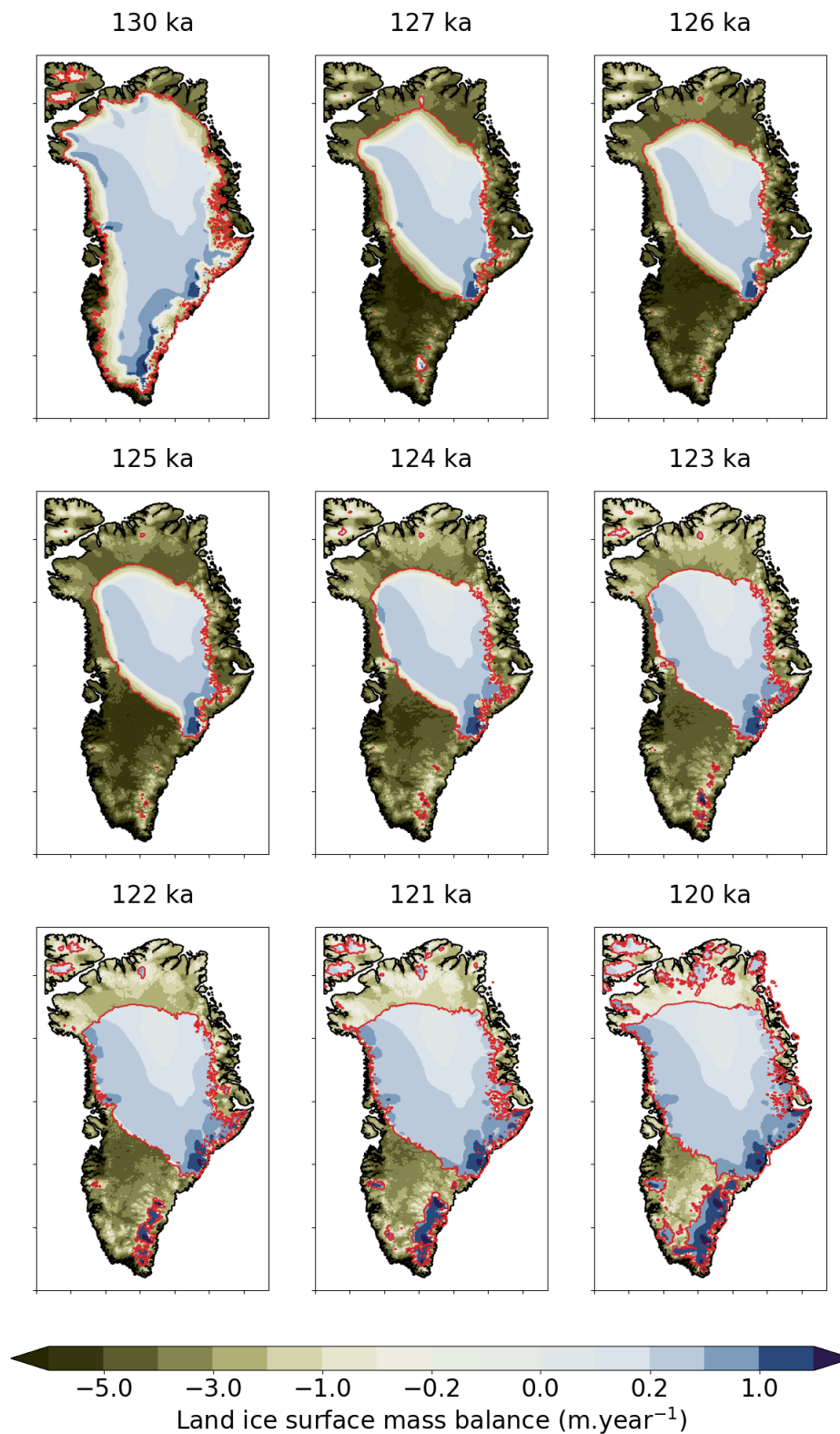


FIGURE 3.18 – Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise ($\text{m}\cdot\text{an}^{-1}$) simulée par l'expérience *ITM05_start0k_noadj*. La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.

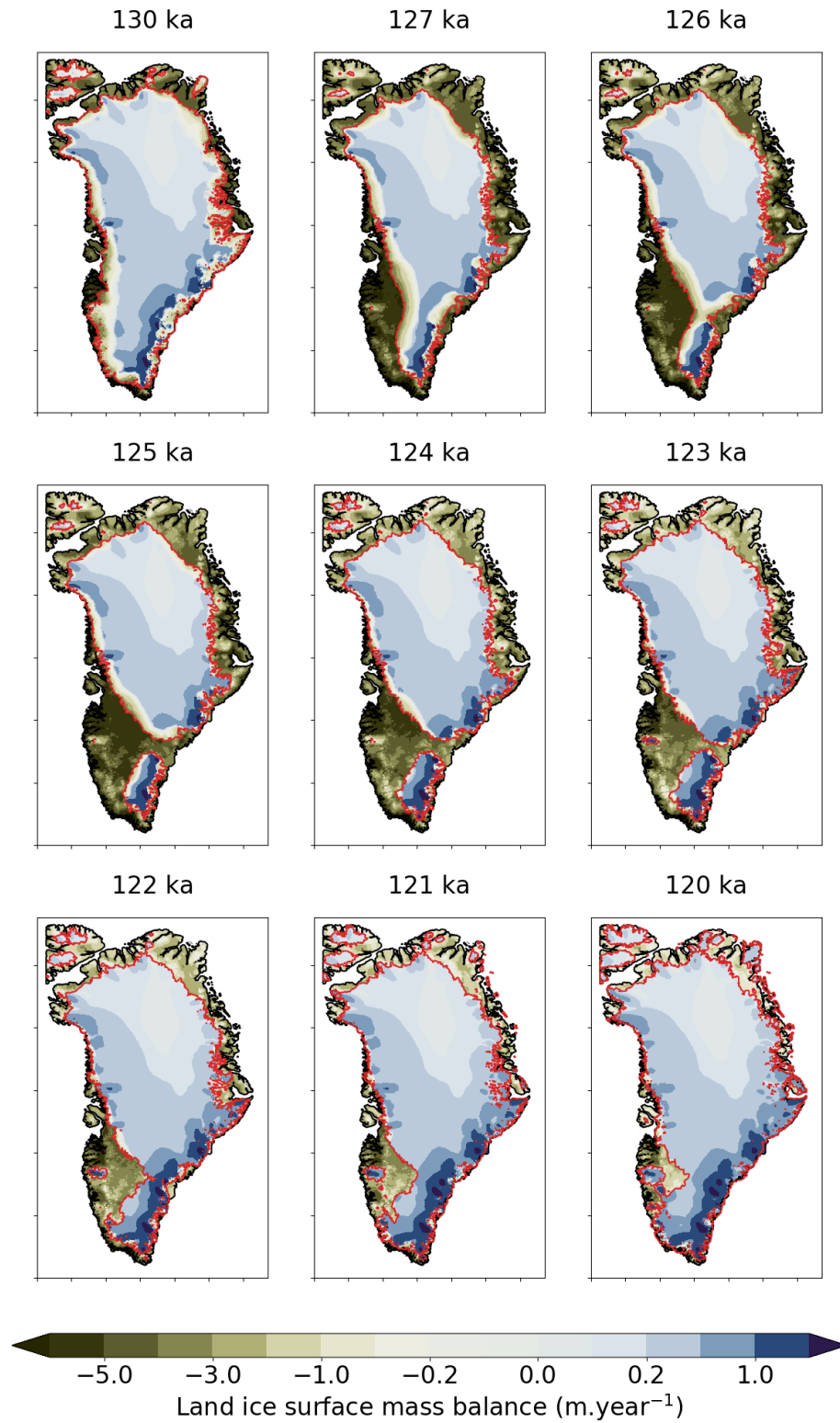


FIGURE 3.19 – Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise (m.an^{-1}) simulée par l'expérience *ITM03_start0k_noadj*. La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.

3.6 Bilan du chapitre

Dans ce chapitre, plusieurs scénarios de l'évolution de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka ont été proposés. Pour cela, j'ai utilisé le modèle de calotte GRISLI, forcé par neuf simulations à climat constant réalisées avec le modèle IPSL-CM5A2-LR. L'utilisation d'un modèle climatique de circulation générale procure certains avantages par rapport aux modèles régionaux. Notamment, le modèle IPSL-CM5A2-LR a la capacité de simuler les changements à grande échelle de la circulation atmosphérique et des précipitations en réponse aux variations d'insolation. Cependant, sa faible résolution ne permet pas de représenter assez finement les champs atmosphériques, et plus particulièrement l'effet orographique sur les précipitations près des côtes groenlandaises, là où les processus d'ablation et d'accumulation sont les plus forts.

Un des apports majeurs de ce chapitre a été de développer et d'implémenter dans le modèle GRISLI une paramétrisation de l'ITM (*Insolation-Temperature-Melt*) basée sur les travaux de Robinson et al. (2011). Cette approche permet de prendre directement en compte les effets des variations de l'insolation sur le bilan de masse en surface de la calotte, ce qui n'est pas le cas de la méthode plus traditionnelle du PDD (*Positive Degree Day*). Dans le cadre de cette étude, j'ai donc pu comparer ces deux approches.

Parmi les différentes simulations transitoires réalisées, trois scénarios plausibles de l'évolution de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka ont finalement été retenues. À partir de ces scénarios, j'ai quantifié une hausse du niveau marin maximale comprise entre 0,83 (expériences *PDD_start0K* et *ITM02_start0k*) et 4,35 m (expérience *ITM05_start0k*). L'expérience basée sur la méthode du PDD simule la perte de glace la plus faible, mais reste cohérente avec les archives paléoclimatiques. Le taux de fonte simulé par les expériences basées sur l'ITM dépend de la valeur de l'albédo, qui dépend lui-même du choix du paramètre c_{reduc} . Plus ce paramètre est élevé, plus l'albédo est faible et plus la calotte perd de la glace au nord et au sud du Groenland. Pour une valeur de c_{reduc} égale à 0,2, la même contribution au niveau marin que celle simulée par l'expérience basée sur le PDD est obtenue. De plus, la date à laquelle le minimum de glace est atteint varie aussi en fonction du paramètre c_{reduc} .

Pour des valeurs de c_{reduc} valant 0,4 et 0,5, la fonte de la glace semble surestimée par rapport aux données paléoclimatiques. L'expérience utilisant une valeur de c_{reduc} de 0,3, quant à elle, simule une topographie de calotte en accord avec les reconstructions paléoclimatiques. Cette expérience semble la plus représentative de l'état de la calotte au dernier interglaciaire, mais des incertitudes subsistent car la plupart des forages ne couvrent pas l'entièreté du dernier interglaciaire.

Ces travaux sont en phase avec les précédentes études qui se sont attachés à quantifier la hausse du niveau marin au dernier interglaciaire.

Ainsi, la mise en place d'une paramétrisation de l'ablation par la méthode de l'ITM donne de premiers résultats assez encourageants. Cependant, une des limites provient de la paramétrisation de l'albédo. En effet, l'albédo est calculé à partir des sorties du modèle IPSL-CM5A2-VLR qui ne dispose pas d'un modèle de neige aussi complexe que ceux couplés à certain modèle régionaux tel que CROCUS (Brun et al., 1989, 1992), REMBO (*Regional Energy-Moisture Balance Orographic model*, Robinson et al. (2010)), BESSI (*BErgen Snow Simulator*, Born et al. (2019)) ou encore SEB (Plach et al., 2019).

De plus, la résolution des champs atmosphériques utilisés pour forcer le modèle GRISLI est assez faible (296×209 km à 45° de latitude). Travailler à partir de sorties haute résolution permettrait de corriger certains des biais discutés dans la section 3.3.1.2. Hourdin et al. (2012) et Cattiaux et al. (2013) ont montré que le raffinement de la grille du modèle atmosphérique LMDZ influençait la dynamique atmosphérique, et notamment la position des courant-jets, et était associé à des changements significatifs du transport méridien de chaleur et d'humidité. À l'échelle de la calotte groenlandaise, ces variations de la circulation atmosphérique pourraient avoir une influence sur les processus d'ablation et d'accumulation neigeuse. À l'échelle de l'Arctique, elles pourraient affecter le bilan énergétique et donc l'amplitude de l'amplification polaire.

Messages principaux

- Les variations du bilan de masse de la calotte groenlandaise sont contrôlées au premier ordre par l'ablation, d'où l'importance d'estimer correctement ce processus.
- J'ai comparé deux méthodes de calcul de l'ablation (PDD et ITM), afin d'établir un ensemble de scénarios possibles de l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire. Ainsi, une hausse maximale du niveau marin comprise entre 0,83 et 4,35 m a été estimée ;
- L'ensemble des simulations transitoires aboutissent à la fonte, puis à la reconstruction de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire, et ce quelle que soit la formulation de l'ablation utilisée.

Perspectives

- Développer une paramétrisation de l'albédo plus physique pour le calcul de la fonte de surface par la méthode de l'ITM ;
- Utiliser des champs atmosphériques mieux résolus au-dessus du Groenland ;
- Analyser les rétroactions de la calotte groenlandaise sur le climat ;
- Étendre cette étude à la calotte Antarctique, afin d'estimer sa contribution à la hausse du niveau marin durant le dernier interglaciaire.

Chapitre 4

Mise en évidence des interactions climat-calotte au cours du dernier interglaciaire

Sommaire

4.1	Introduction	154
4.2	Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7	155
4.2.1	Le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7	155
4.2.2	Apports de la haute résolution sur la représentation des champs atmosphériques	156
4.3	Vers une analyse des interactions atmosphère-calotte à l'échelle du dernier interglaciaire	161
4.3.1	Description de l'approche utilisée	161
4.3.2	Analyse préliminaire des champs atmosphériques simulés par le modèle icoLMDZOR v7 à basse résolution et pour une géométrie de la calotte groenlandaise représentative du dernier interglaciaire	162
4.4	Bilan du chapitre	168

Objectifs du chapitre

- Analyser l'impact de la résolution des modèles atmosphériques sur les processus d'accumulation et d'ablation pour la calotte groenlandaise ;
- Étudier les rétroactions atmosphère-calotte au dernier interglaciaire, pour expliquer les conséquences des variations géomorphologiques de la calotte groenlandaise sur le réchauffement de l'Arctique.

4.1 Introduction

Dans le chapitre 3, différentes tendances de l'évolution de la calotte groenlandaise entre 130 et 120 ka ont été simulées à l'aide du modèle GRISLI. Selon l'approche utilisée pour calculer le bilan de masse à la surface de l'inlandsis (*Positive Degree Day* noté PDD, ou *Insolation-Temperature-Melt* abrégé par ITM), nous avons estimé une perte de glace maximale variant entre 11 % ($-2,75 \times 10^6 \text{ km}^3$) et 26 % ($-2,30 \times 10^6 \text{ km}^3$). Nous nous attendons à ce que ces changements de géométrie influencent localement la température au travers de rétroactions climatiques et participent, ainsi, au réchauffement de l'Arctique lors du dernier interglaciaire. De plus, les variations de bilan de masse de la calotte groenlandaise pourraient générer des changements de circulation atmosphérique à la fois au-dessus du Groenland et à plus grande échelle, du fait de la déviation du courant-jet polaire dans l'hémisphère nord (Fyke et al. 2018, chap. 1.1.3).

L'objectif de ce chapitre est de déterminer le rôle des variations de la géométrie de la calotte groenlandaise sur l'évolution du climat au cours du dernier interglaciaire, en plus de son impact sur les variations de niveau marin précédemment estimées dans le chapitre 3.4.2. Pour cela, nous proposons une nouvelle méthodologie faisant appel au modèle atmosphérique icoLMDZOR v7 et permettant d'évaluer l'influence des rétroactions atmosphère-calotte en Arctique.

Notre approche est d'abord testée sur la période 127 ka, qui correspond à la période de référence CMIP6-PMIP4 pour le dernier interglaciaire. Il s'agit d'une étude préparatoire visant ensuite à être appliquée à l'ensemble du dernier interglaciaire.

4.2 Simuler le climat du dernier interglaciaire avec le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7

Le modèle IPSL-CM5A2-VLR a été conçu pour simuler et étudier les paléoclimats. Cependant, sa faible résolution horizontale ne permet pas d'obtenir des champs atmosphériques suffisamment bien résolus sur les bords de la calotte groenlandaise, là où la perte de glace est la plus importante. Grâce au modèle icoLMDZOR v7, il est possible de monter à plus haute résolution au-dessus du Groenland.

4.2.1 Le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7

Le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7 est basé sur la même physique que le modèle LMDZ6A-LR (chap. 2.2, Boucher et al. 2020). Il bénéficie du nouveau cœur dynamique DYNAMICO (Dubos et al., 2015), mis au point et testé au sein de l'IPSL depuis quelques années. Le développement de DYNAMICO a été motivé par l'importance de réduire les singularités de la grille longitude-latitude du modèle LMDZ et, ainsi, d'améliorer la stabilité numérique et les performances de calcul de celui-ci. DYNAMICO s'avère numériquement très efficace et prometteur, car il permet d'atteindre de fines résolutions et/ou de réaliser de longues simulations. Par exemple, le recours à un maillage plus uniforme et à une nouvelle algorithmie augmente le nombre de cœurs sur lesquels le modèle peut tourner en parallèle. Pour une résolution de $96 \times 95 \times 39$, la dynamique du modèle LMDZ utilise un nombre maximal de 256 cœurs, tandis qu'à résolution équivalente, DYNAMICO peut tourner sur 2500 cœurs. Ceci permet de réaliser de plus longues simulations ou des simulations plus rapides. L'objectif est aussi d'étendre les possibilités du modèle vers une version non-hydrostatique pour la très haute résolution ($< 10\text{km}$).

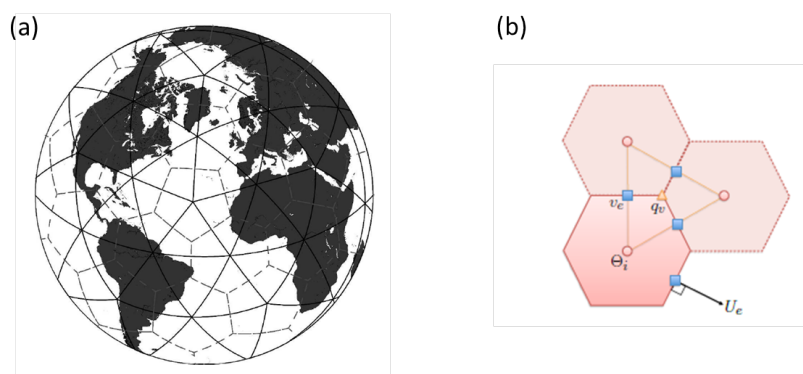


FIGURE 4.1 – (a) Représentation schématisée d'une grille icosahédrique similaire à celle utilisée par DYNAMICO, d'après Bonaventura and Ringler (2005). (b) Projection des variables atmosphériques sur le maillage de DYNAMICO, d'après Dubos et al. (2015).

Le modèle icoLMDZOR v7 est également couplé au modèle ORCHIDEE v2.0, tout comme le modèle LMDZ6A-LR dans le modèle IPSL-CM6A-LR (chap. 2.2, Boucher et al. 2020).

4.2.2 Apports de la haute résolution sur la représentation des champs atmosphériques

Nous profitons ici des capacités de ce nouveau cœur dynamique pour monter à une résolution de 200 km (nbp40), puis de 50 km (nbp160) au-dessus du Groenland.

Dans cette section, nous analysons l'influence de la résolution horizontale sur trois champs atmosphériques : la température de l'air à surface de la calotte (fig. 4.2), les précipitations (fig. 4.3) et le vent à 500 hPa (fig. 4.5). En plus de l'effet de la résolution, il faut aussi prendre en compte les différences liées aux versions de la physique du modèle d'atmosphère entre IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7. Notamment, nous avons remarqué dans le chapitre 3.3.1.1 que les températures au-dessus du Groenland sont plus élevées dans la version 5 que celles de la version 6 du modèle LMDZ (fig. 3.4).

Ceci se confirme également avec la comparaison des modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7, quelle que soit la résolution de ce dernier. Au centre de la calotte groenlandaise, le modèle icoLMDZOR v7 simule des températures de surface plus faibles (fig. 4.2). En moyenne annuelle, celles-ci peuvent atteindre localement jusqu'à près de -40°C dans la version nbp160, contre -34°C , en moyenne annuelle, dans le cas du modèle IPSL-CM5A2-VLR.

Au sud du Groenland, la température de surface est très sensible à la résolution horizontale. De l'automne au printemps, plus la résolution est élevée, plus les températures sont faibles. C'est aussi le cas le long de la côte ouest et, dans une moindre mesure, le long de la bordure est. En été, le modèle IPSL-CM5A2-VLR et la configuration icoLMZOR-nbp40 simulent des températures de surface plus élevées le long de la côte sud-ouest du Groenland. Sachant que les régions côtières sont les plus touchées par l'ablation, ces différences de température auront un impact majeur sur le bilan de masse en surface de la calotte.

Cet impact de la résolution sur le signal côtier est aussi visible sur les cartes de précipitations neigeuses (fig. 4.3). La distribution spatiale des chutes de neige est globalement assez similaire entre les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7. En hiver et au printemps, le maximum de précipitations se situe principalement le long de la côte sud-est du Groenland. En été, les précipitations neigeuses sont plus abondantes. Elles sont majoritairement localisées sur les côtes ouest, sud et sud-est. En automne, le maximum de précipitations apparaît au sud de l'île et, dans une moindre mesure, le long de la côte nord-ouest.

Plus la résolution augmente, plus les chutes de neige sont abondantes, se concentrent près des côtes et s'étalent moins à l'intérieur de la calotte.

Sur les bords de la calotte groenlandaise, la résolution affecte les distributions spatiales de la température de surface et des précipitations solides. Or, ces deux variables régissent les processus d'accumulation et d'ablation à la surface de la calotte groenlandaise, et donc son bilan de masse de surface. Quelle que soit la saison, nous pouvons nous attendre à ce que l'utilisation des champs de température à basse résolution favorise la fonte de la calotte sur les côtes ouest et sud-est. Cependant, les champs de précipitations neigeuses simulées par le modèle icoLMDZOR v7 contrebalance en partie les processus de fonte, en été et en automne, sur les côtes sud et ouest du Groenland.

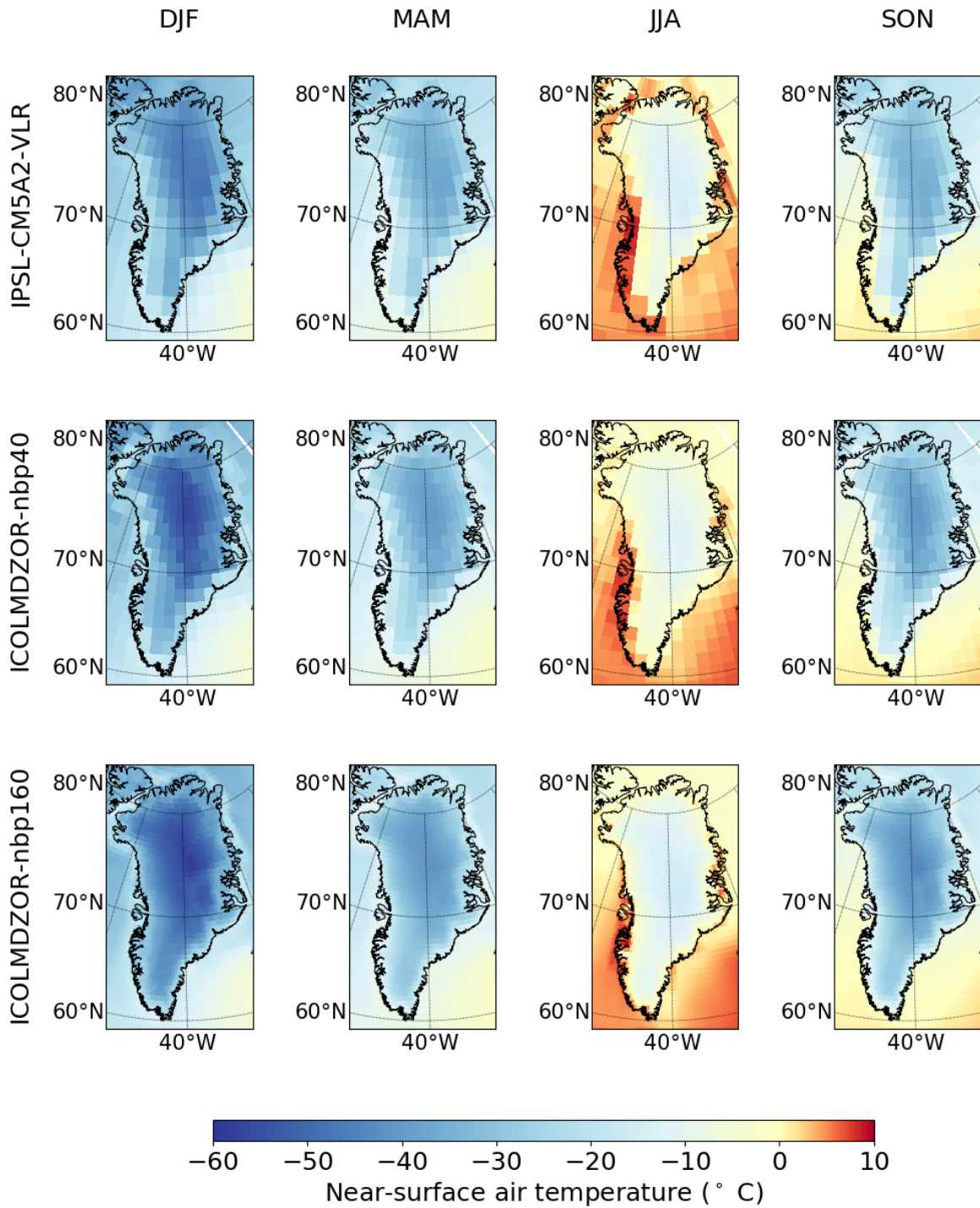


FIGURE 4.2 – Cartes des champs saisonniers de la température de l'air en surface (° C) à 127 ka, simulés par les modèles IP SL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160).

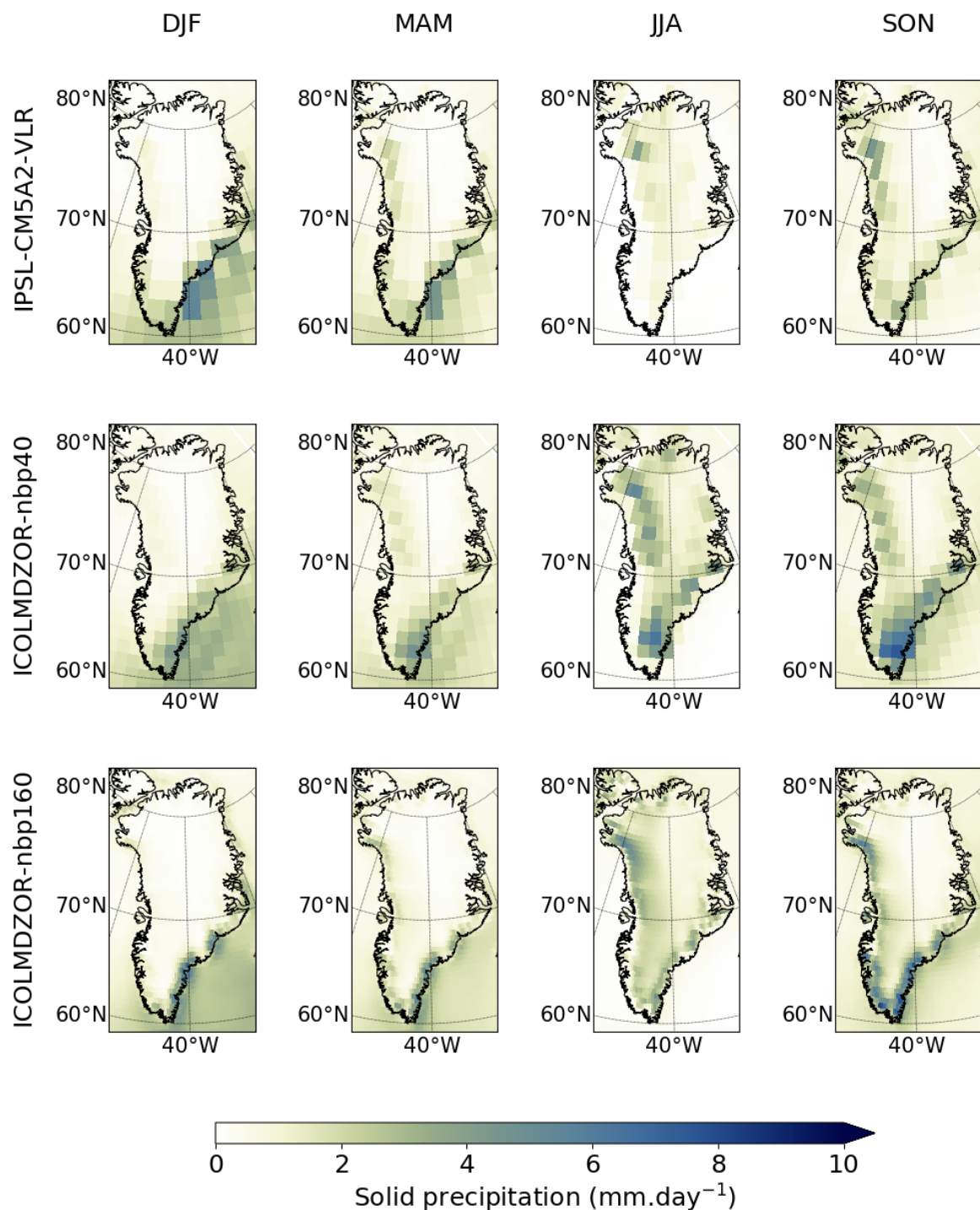


FIGURE 4.3 – Cartes des champs saisonniers des précipitations neigeuses (mm.jour^{-1}) à 127 ka, simulés par les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160).

La figure 4.5 représente la vitesse et la direction du vent à 500 hPa à l'échelle saisonnière. Les vents provenant du sud expliquent bien l'afflux d'air chaud (fig.4.2) et les fortes précipitations (fig.4.3) observées sur la côte ouest en été. Un anticyclone se forme et se déplace au fil des saisons au-dessus de la partie est du Groenland. Sa localisation dépend de la résolution. Ceci est particulièrement visible en été. Durant cette saison, le modèle IPSL-CM5A2-LR simule un anticyclone peu marqué, contrairement au modèle icoLMDZOR v7. En comparant les vents obtenus pour les versions icoLMDZOR-nbp40 et icoLMDZOR-nbp160, nous remarquons que plus la résolution augmente, plus le cœur de l'anticyclone se déplace vers l'est du Groenland.

À 500 hPa, l'intensité des vents varie en fonction de celle du courant-jet polaire. Cependant, nous ne notons pas de variations significatives de l'intensité et de la position du maximum du vent zonal à l'échelle saisonnière et annuelle (fig. 4.4), ce qui implique que l'intensité et la position du courant-jet varient peu entre les trois configurations.

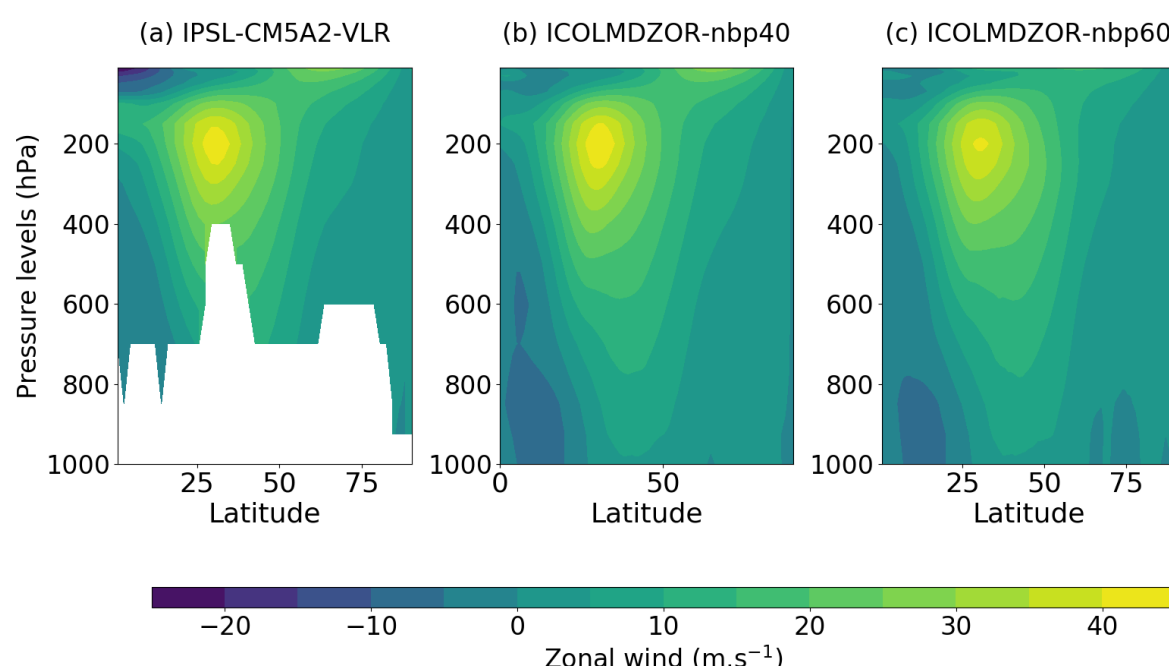


FIGURE 4.4 – Moyenne zonale et annuelle du vent zonal (m.s^{-1}) en hiver simulé par les modèles (a) IPSL-CM5A2-VLR, (b) icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et icoLMDZOR v7 à une résolution de 50 km (icoLMDZOR-nbp160).

Le vent à 500 hPa influence l'advection d'humidité vers le Groenland et module donc la quantité de précipitations orographiques simulées par les modèles atmosphériques sur les marges abruptes de la calotte groenlandaise. Il affecte également l'advection des masses d'air chaud depuis le sud-ouest en été (Fettweis et al., 2011, 2013). Via l'advection d'humidité et de chaleur, les vents ont donc une influence directe sur le bilan de masse de surface du Groenland, via l'advection d'air chaud et l'advection d'humidité. Par exemple, une augmentation de la quantité de chaleur transportée contribuera à l'augmentation de l'ablation et modulera l'accumulation neigeuse.

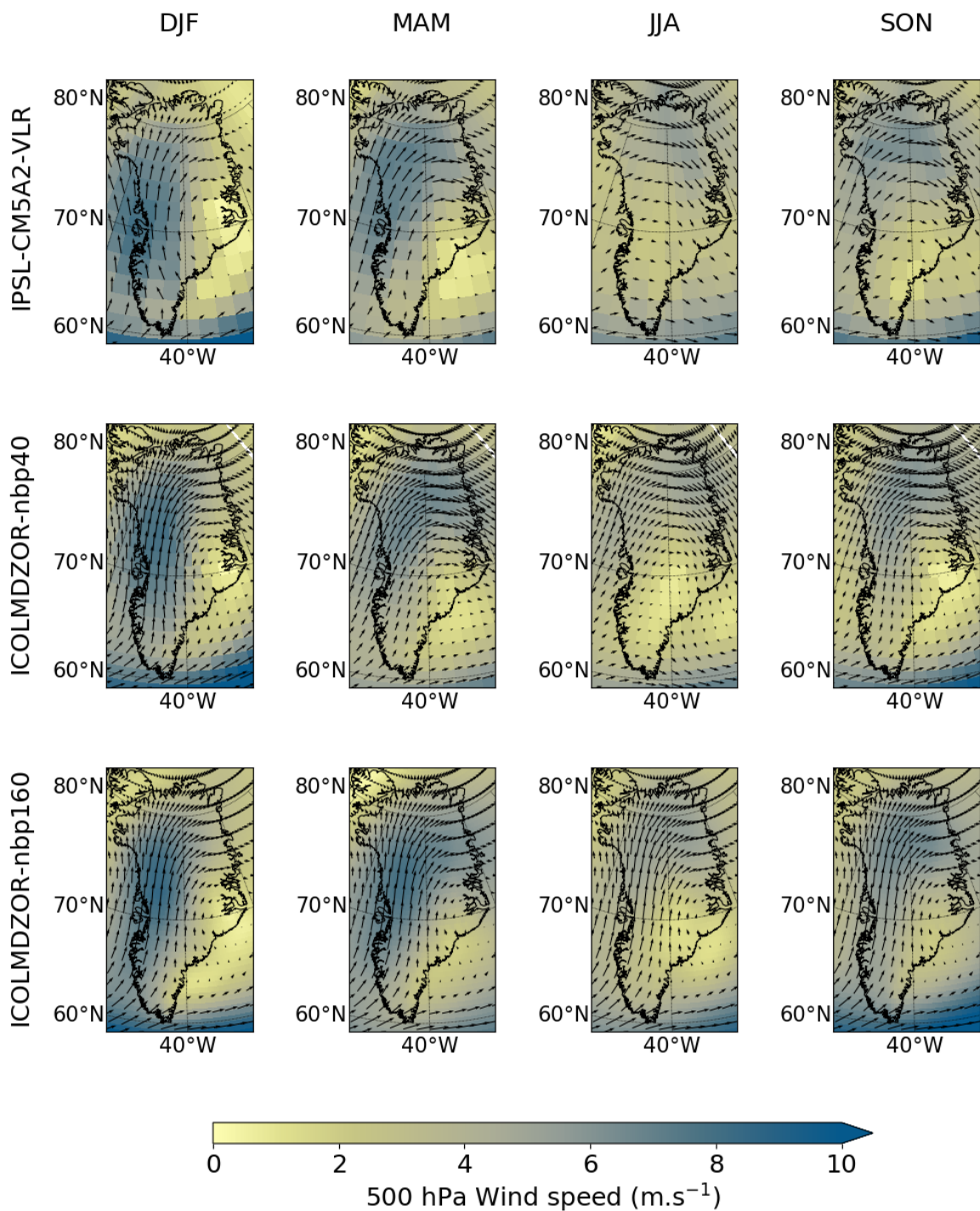


FIGURE 4.5 – Cartes des champs saisonniers du vent à 500 hPa (m.s^{-1}) à 127 ka, simulés par les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160). La direction du vent est représentée par des flèches. Pour les simulations icoLMDZOR-nbp40 et icoLMDZOR-nbp160, nous avons affiché une flèche tous les trois points en latitude et tous les cinq points en longitude. L'intensité des vents est indiquée par l'échelle de couleur et la longueur des flèches.

4.3 Vers une analyse des interactions atmosphère-calotte à l'échelle du dernier interglaciaire

4.3.1 Description de l'approche utilisée

Pour simuler les interactions atmosphère-calotte il y a 127 000 ans, nous avons réalisé trois simulations à climat constant (snapshots) à l'aide du modèle icoLMDZOR v7. Celui-ci est forcé par les paramètres astronomiques et les concentrations en gaz à effet de serre représentatifs du climat à 127 ka (voir tableau 2.1). Le modèle icoLMDZOR v7 étant uniquement couplé à un modèle de végétation, il est nécessaire de lui fournir les conditions de surface de l'océan afin de simuler les interactions à l'interface air-mer. Par conséquent, nous avons forcé le modèle icoLMDZOR v7 avec les cycles annuels de la température de la mer en surface et de la concentration en glace de mer, moyennés sur les 200 dernières années du snapshot à 127 ka réalisés avec le modèle de circulation générale IPSL-CM5A2-LR (chap. 3.3.1.1).

Seule la géométrie de la calotte groenlandaise varie d'une simulation à l'autre. Dans la simulation *LIG127k_PI-GrIS*, la calotte est fixée à son état pré-industriel. Les fichiers de conditions aux limites implémentés dans le modèle IPSL-CM5A2-VLR (topographie de la calotte, albédo de la surface etc.) sont interpolés sur la grille DYNAMICO. Dans les simulations *LIG127k_PDD-GrIS* et *LIG127k_ITM-GrIS*, les caractéristiques de la calotte à 127 ka sont respectivement extraites des simulations transitoires *PDD_start0k_noadj* (fig. 3.11) et *ITM_start0k_noadj* (fig. 3.14), puis interpolées sur la grille DYNAMICO.

Les snapshots réalisés avec le modèle icoLMDZOR v7 sont intégrés, à basse résolution sur une période de 10 ans. Nous avons moyenné les champs atmosphériques sur les huit dernières années, en considérant les deux premières comme des années de spin-up (l'atmosphère atteint son équilibre très rapidement).

Cette démarche est un premier pas vers un protocole expérimental plus développé. À terme, nous souhaiterions réaliser une série de simulations transitoires (nommées *ST*) de l'évolution de la calotte groenlandaise (fig. 4.6). L'objectif est de représenter le plus justement possible, puis d'étudier les interactions atmosphère-calotte à l'échelle du dernier interglaciaire. Ces simulations transitoires seront forcées par le climat du dernier interglaciaire simulé par le modèle icoLMDZOR v7 pour différentes configurations de la calotte groenlandaise.

Pour cela, en plus du snapshot à 127 ka, nous réaliserons huit nouveaux snapshots (à 130 ka, puis tous les 1 000 ans entre 126 et 120 ka) avec la calotte pré-industrielle. Ces snapshots seront interpolés, selon la méthode utilisée au chapitre 3.3.1.2, afin de fournir les champs atmosphériques nécessaires à la réalisation d'une simulation transitoire de l'évolution de la calotte groenlandaise à l'aide du modèle GRISLI. Les géométries de calotte obtenues à l'issue de cette simulation transitoire serviront de conditions aux limites pour une nouvelle série de snapshots réalisés avec le modèle icoLMDZOR v7. Ainsi, à l'étape 2, les forçages climatiques restent les mêmes, mais l'état de la calotte diffère de celui prescrit l'étape précédente (fig. 4.6).

Au cours des étapes suivantes, cette opération est répétée N fois jusqu'à ce que l'évolution de la calotte groenlandaise soit similaire entre les simulations $ST[N-1]$ et $ST[N]$ (fig. 4.6).

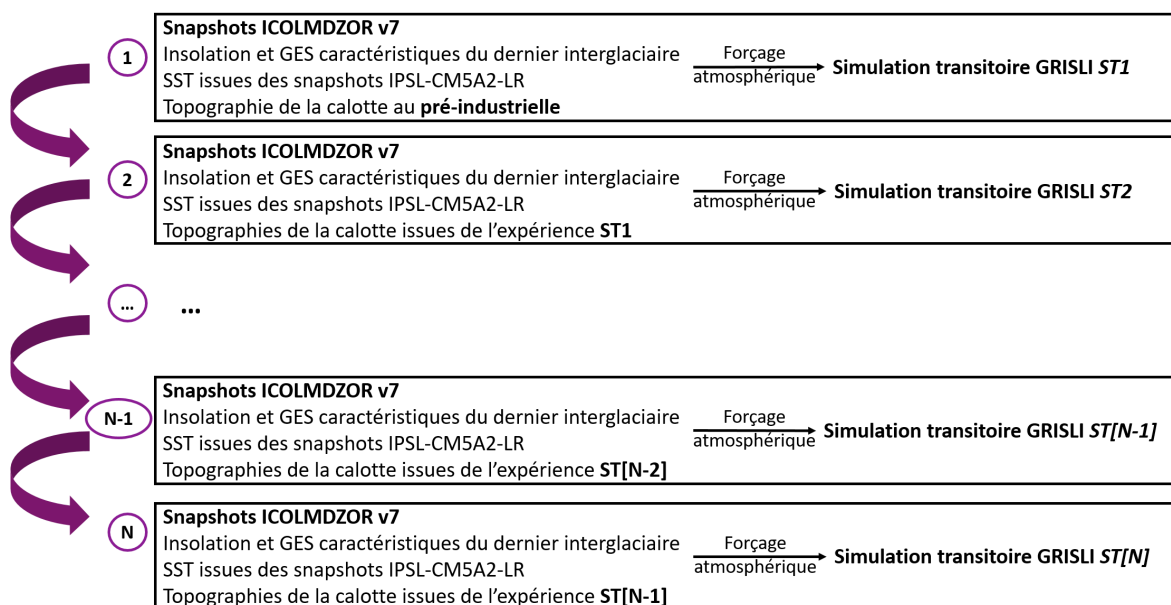


FIGURE 4.6 – Représentation schématique du couplage réalisé entre le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7 et le modèle de calotte GRISLI.

4.3.2 Analyse préliminaire des champs atmosphériques simulés par le modèle icoLMDZOR v7 à basse résolution et pour une géométrie de la calotte groenlandaise représentative du dernier interglaciaire

Étant limités par le temps, nous menons dans cette section une première analyse des champs atmosphériques simulés par le modèle icoLMDZOR, à basse résolution (200 km), pour la période 127 ka. Nous comparons les expériences *LIG127k_PDD-GrIS* et *LIG127k_ITM-GrIS* à la simulation *LIG127k_PI-GrIS*.

La comparaison de ces simulations à l'échelle saisonnière apporte, en première approche, un aperçu des rétroactions atmosphère-calotte il y a 127 000 ans. Toutefois, rappelons ici que la calotte groenlandaise ne varie pas saisonnièrement.

Variations de la topographie vue par le modèle icoLMDZOR v7

Les variations du volume de glace simulées par le modèle GRISLI à partir de l'ITM se traduisent par une baisse de l'altitude au nord et au sud du Groenland (fig. 4.7 a). Dans la partie sud de l'île, les anomalies de topographie sont plus élevées et atteignent jusqu'à plus de 1 000 m localement.

La distribution spatiale et l'ordre de grandeur des anomalies de topographie sont conformes à ce que nous observions au chapitre 3, sur la figure 3.14. Cela signifie que le modèle icoLMDZOR v7 représente correctement les changements géomorphologiques de la calotte associés aux variations du climat à 127 ka, malgré une résolution horizontale bien plus faible par rapport au modèle GRISLI (5km).

En moyenne annuelle, la diminution de l'altitude est associée à une hausse des températures à la surface du Groenland (fig. 4.7 b). La perte de glace se traduit également par une diminution de l'albédo (fig. 4.7 c) là où la glace est remplacée par un sol nu.

Comme nous l'avons vu au chapitre 3.4.2, la perte de glace est en moyenne deux

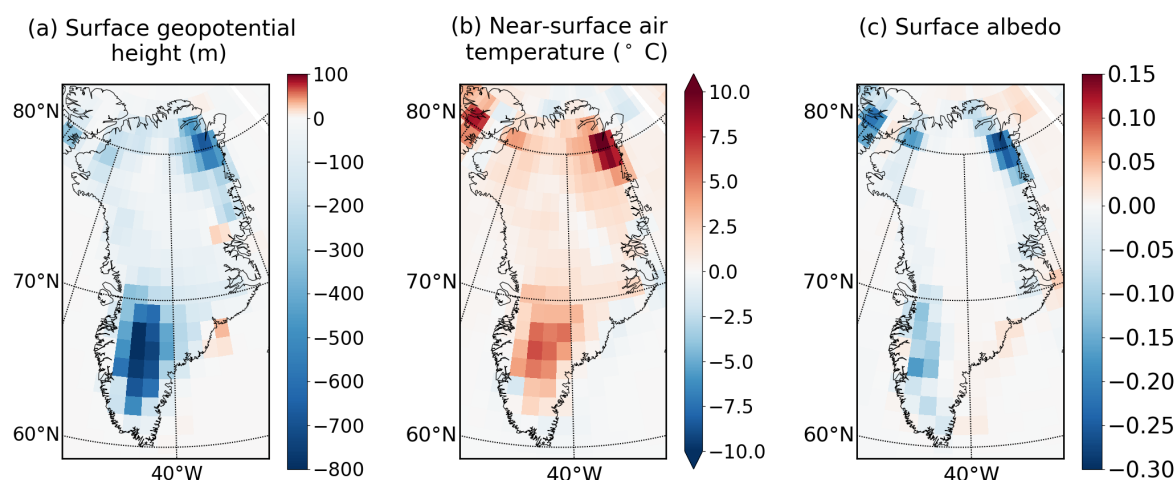


FIGURE 4.7 – Anomalies annuelles $LIG127k_ITM-GrIS - LIG127k_PI-GrIS$ de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}C$) et (c) de l'albédo induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.

fois moins importante lorsque le BMS est calculé à partir du PDD. Les variations de topographie et d'albédo ont donc un effet plus limité sur les variations des températures de surface (fig. 4.8). Notons, tout de même, une hausse significative de la température au nord-est du Groenland, dont le maximum atteint près de $11^{\circ}C$. Dans cette région, les anomalies de topographie, de température de surface et d'albédo sont quasiment identiques à celles simulées par la simulation $LIG127k_ITM-GrIS$.

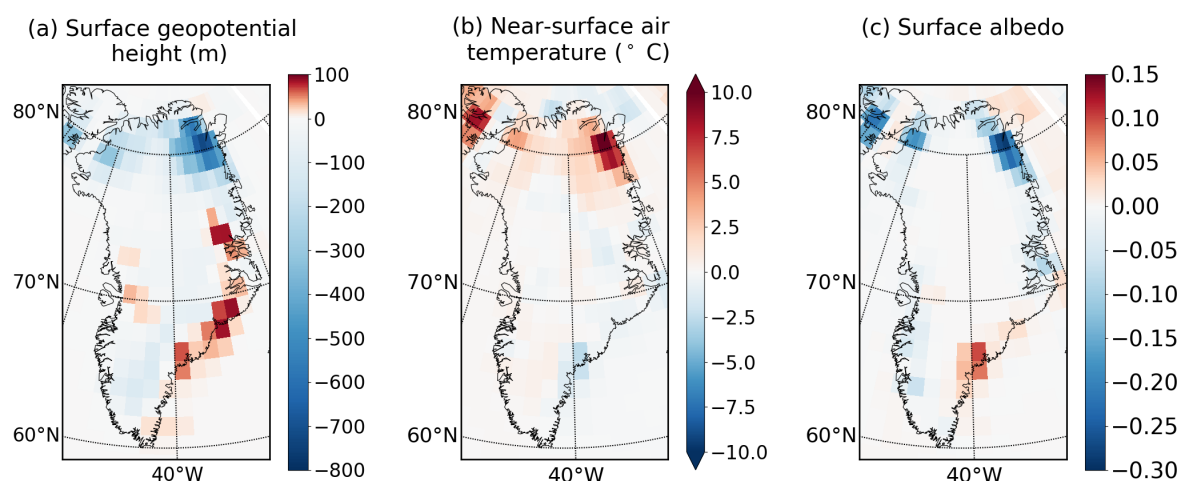


FIGURE 4.8 – Anomalies annuelles $LIG127k_PDD-GrIS - LIG127k_PI-GrIS$ de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}C$) et (c) de l'albédo induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.

À l'échelle de la région Arctique ($60-90^{\circ}N$), les variations de la géométrie de la calotte se manifestent par une hausse de la température de l'air en surface de $0,1^{\circ}C$ pour la simulation $LIG127k_PDD-GrIS$ et de $0,2^{\circ}C$ pour la simulation $LIG127k_ITM-GrIS$, par rapport à la simulation $LIG127k_PI-GrIS$.

Dans la suite de notre étude, nous nous concentrons surtout sur l'analyse de l'expérience *LIG127k_ITM-GrIS* qui témoigne de changements climatiques plus prononcés au-dessus du Groenland que l'expérience *LIG127k_PDD-GrIS*.

Variations saisonnières des températures de surface

Au-dessus du Groenland, les changements d'altitude de la calotte se traduisent par une augmentation générale des températures de surface quelle que soit la saison (fig. 4.9). Les variations de températures s'atténuent en été, lorsque l'insolation est à son maximum. En effet, l'albédo diminue et la surface tend à absorber plus de chaleur qu'elle n'en renvoie vers l'atmosphère.

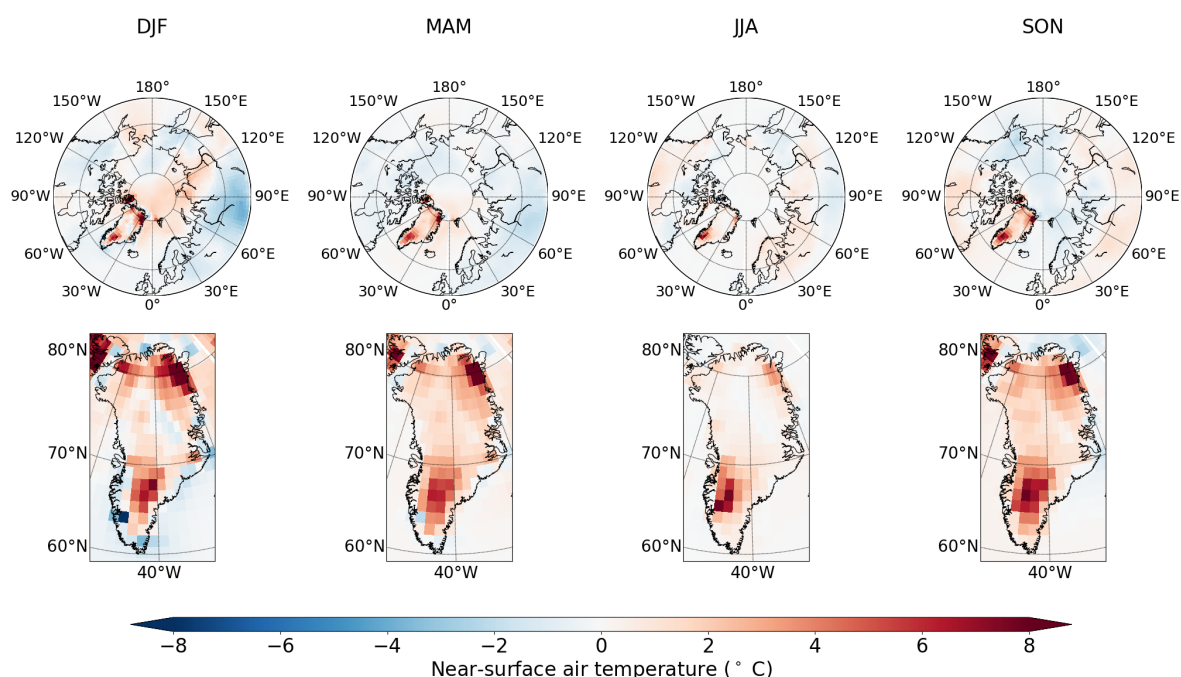


FIGURE 4.9 – Anomalies saisonnières *LIG127k_ITM-GrIS* – *LIG127k_PI-GrIS* de la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$) au-dessus de la région arctique (en haut) et du Groenland (en bas), induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.

Sur le reste de la région arctique, les variations de températures sont relativement faibles comparées au réchauffement observé au-dessus du Groenland. En hiver, les changements de géométrie de la calotte semblent affecter le climat au nord de la Russie. Nous constatons notamment la présence d'une anomalie négative dans la partie nord-est de la Russie, qui persiste jusqu'au printemps, et d'une anomalie positive près des côtes sibériennes. Ces anomalies suggèrent que les variations d'altitude de la calotte groenlandaise a une influence sur la circulation atmosphérique, au travers de la propagation d'ondes stationnaires. Pour confirmer cela, il faudrait vérifier la significativité de ces anomalies de températures à partir d'un test de Student, puis analyser les anomalies de vent zonal dans le cas où le test de Student confirme la significativité.

Variations saisonnières des chutes de neige

L'intensité des anomalies de chute de neige varie au cours de l'année, mais leur distribution spatiale est très similaire d'une saison à l'autre.

Les précipitations neigeuses sont globalement plus marquées du printemps à l'automne. Durant ces saisons, un dipôle apparaît au sud du Groenland : les chutes de neige diminuent sur la côte ouest alors qu'elles augmentent sur la côte est. Ainsi, avec le recul de la calotte dans la partie sud de l'île, le front de précipitations se décale vers l'est.

Au nord du Groenland, les chutes de neige sont moins abondantes en été, lorsque l'on prend en compte la calotte simulée avec la méthode ITM, mais leur quantité varie très peu le reste de l'année par rapport aux précipitations obtenues lorsque l'on prend la calotte pré-industrielle comme condition limite.

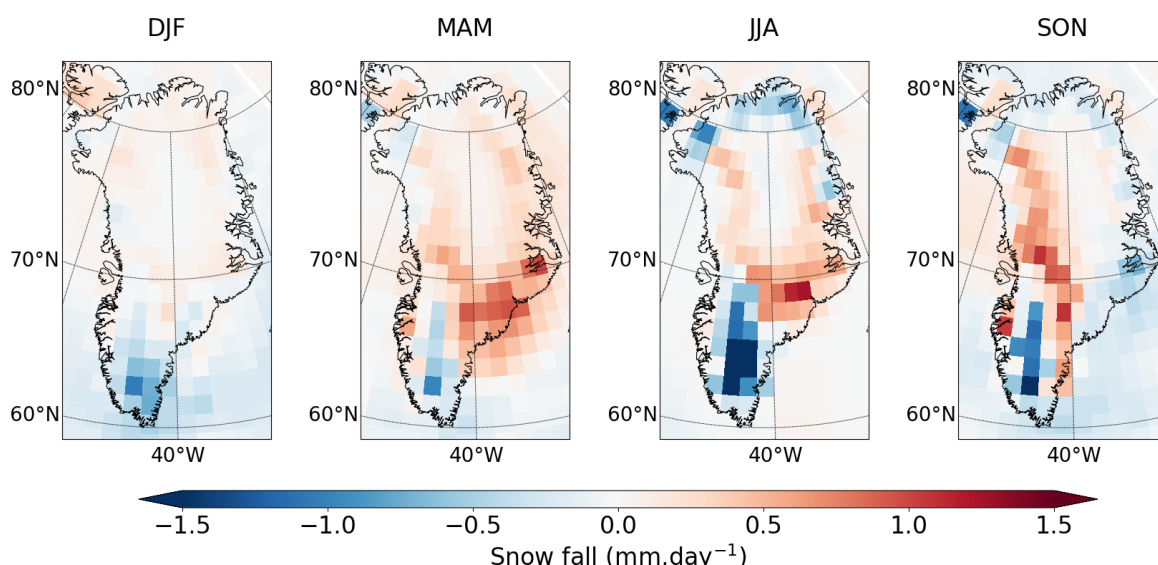


FIGURE 4.10 – Anomalies saisonnières $LIG127k_ITM-GrIS - LIG127k_PI-GrIS$ des précipitations neigeuses au-dessus du Groenland (mm.jour⁻¹), induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise.

Étude préliminaire de l'impact de la résolution sur le bilan de masse à la surface de la calotte groenlandaise

L'analyse des champs atmosphériques à haute résolution (fig. 4.11 et 4.12) confirme les résultats obtenus à basse résolution, excepté dans le cas des précipitations neigeuses sont simulées par la simulation avec une topographie de calotte obtenue à partir de la méthode du PDD (fig. 4.11 c) Les simulations $LIG127k_PDD-GrIS$ et $LIG127k_ITM-GrIS$ à haute résolution ont également tourné 10 ans, avec les deux premières années considérées comme des années spin-up. Il est possible que certaines variables atmosphériques, comme les précipitations neigeuses, ne montrent pas encore de signal significatif.

Comme nous l'avons vu dans la section 4.2.2, l'intérêt d'utiliser des champs atmosphériques à haute résolution est de quantifier de manière plus précise le BMS de la calotte groenlandaise sur les marges de celle-ci.

Au nord du Groenland, les variations annuelles du BMS sont majoritairement contrôlées par les anomalies positives de températures de surface. Au sud-ouest du

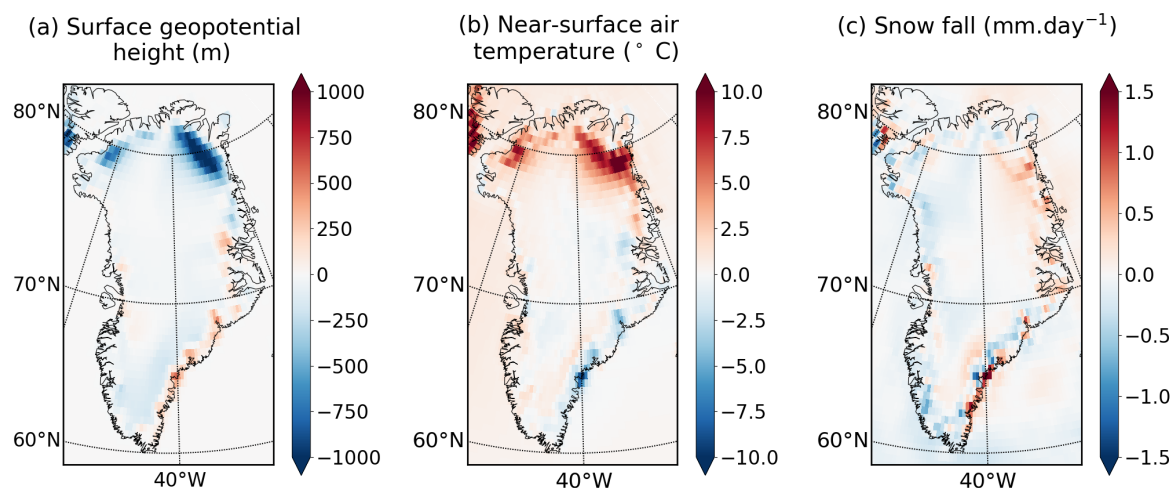


FIGURE 4.11 – Anomalies annuelles $LIG127k_PDD-GrIS - LIG127k_PI-GrIS$ de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface (°C) et (c) des chutes de neige à haute résolution (50 km).

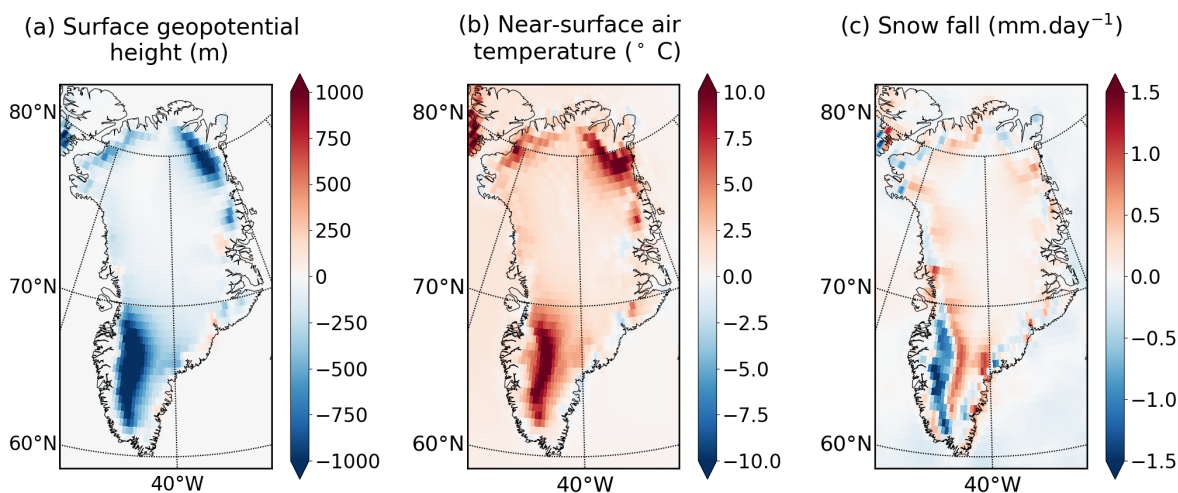


FIGURE 4.12 – Anomalies annuelles $LIG127k_ITM-GrIS - LIG127k_PI-GrIS$ de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface (°C) et (c) des chutes de neige à haute résolution (50 km).

Groenland, la hausse des températures de surface et la baisse des précipitations neigeuses ne permettront pas à la calotte de se reformer. Dans les parties sud-est et centrale de l'île, le réchauffement (augmentation de l'ablation) et l'accroissement des chutes de neige (augmentation de l'accumulation) ont un effet inverse sur le BMS, si bien qu'il est difficile d'estimer à première vue comment la calotte groenlandaise évoluera dans ces régions.

Comparaison des bilans de masse estimés à partir des champs atmosphériques à basse et haute résolution

Pour cette sous-section, le BMS de la calotte groenlandaise a été calculé à partir des champs atmosphériques simulés par le modèle icoLMDZOR v7 afin d'illustrer l'impact de la résolution sur le BMS vu par un modèle atmosphérique.

La fonte de la glace a été évaluée à partir de la paramétrisation de l'ITM, c'est-à-dire en fonction des cycles mensuels de la température de l'air en surface, des précipitations, du rayonnement solaire incident et de l'albédo. Ce dernier est ici défini comme le rapport du rayonnement solaire réfléchi par la surface sur le rayonnement solaire incident. Comme l'albédo varie très peu d'un mois sur l'autre, j'ai utilisé une valeur moyenne de l'albédo sur les mois de février à novembre (le reste de l'année, le rayonnement solaire incident est nul au-delà de 70°N). Pour l'accumulation neigeuse, j'ai calculé la moyenne des précipitations neigeuses sur l'année.

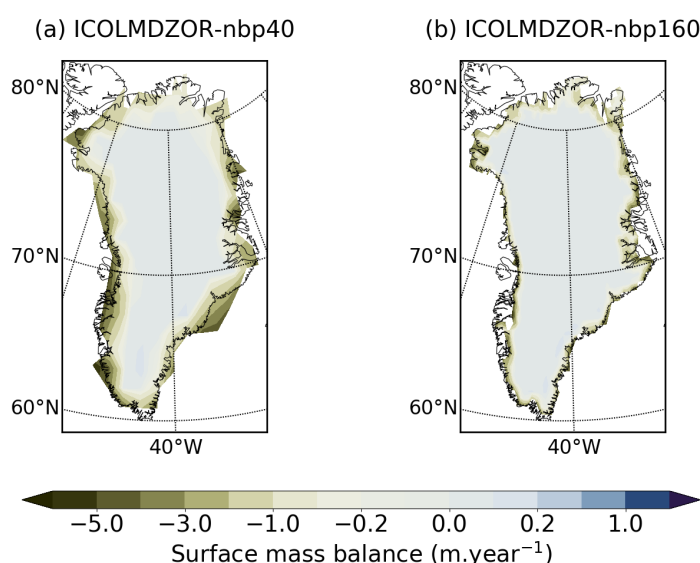


FIGURE 4.13 – Bilans de masse de surface à 127 ka, à (a) basse et (b) haute résolution, calculés à partir des sorties des simulations icoLMDZOR v7 forcées par l'état de la calotte durant la période pré-industrielle. Le BMS est masqué lorsque la fraction de glace est inférieure ou égale à 0,1.

L'utilisation de champs atmosphériques mieux résolus le long des marges de la calotte groenlandaise conduit à simuler une perte de glace beaucoup plus faible dans les zones côtières (fig. 4.13).

Par rapport aux simulation transitoires pour lesquelles les champs atmosphériques ont été interpolés sur la topographie du modèle GRISLI (chap. 3.4.2, fig. 3.14), l'accumulation neigeuse est contrebalancée par la fonte le long de la côte sud-est. En effet, le modèle GRISLI estime un bilan de masse en surface de la calotte de plus de $3\text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$ localement, alors que dans le modèle icoLMDZOR v7 celui-ci n'atteint pas plus de $0,2\text{ m}\cdot\text{an}^{-1}$.

4.4 Bilan du chapitre

Dans ce chapitre, j'ai quantifié l'impact des variations de topographie de la calotte groenlandaise sur le climat à 127 ka. Pour cela, le climat à 127 ka a été simulé à l'aide du modèle ICOLMDZOR v7, pour deux géométries de calotte différentes. Ces dernières ont été obtenues grâce à deux simulations transitoires réalisées à l'aide du modèle GRISLI, qui ont été précédemment présentées et analysées dans le chapitre 3.4.2 : l'expérience *PDD_start0k_noadj* et *ITM03_start0k_noadj*.

À basse résolution, le recul de la calotte groenlandaise calculé à partir du PDD ($-0,30 \times 10^6 \text{ km}^3$ par rapport à la période actuelle) engendre une hausse des températures de surface de $0,1^\circ \text{C}$ à l'échelle de la région arctique. Pour un recul de la calotte calculé à partir de l'ITM ($-0,59 \times 10^6 \text{ km}^3$ par rapport à la période actuelle), la rétroaction de la calotte sur le climat est plus importante puisque la température augmente de $0,2^\circ \text{C}$ à l'échelle de la région arctique, soit presque deux fois plus que pour le PDD. Ces variations de la température de surface sont non négligeables, car elles contribueraient respectivement à 10 % et à 20 % de l'augmentation des températures estimée au chapitre 2.3. Ces expériences rappellent donc l'importance de la prise en compte de l'impact des calottes dans le système climatique et illustrent bien la nécessité de recourir dans l'avenir à des modèles couplés climat-calottes.

Le résultats présentés ici sont encourageants, ce qui nous invite à poursuivre dans cette voie. En effet, rappelons que ce chapitre consiste en une étude préliminaire qui devrait permettre de mettre en place une série de simulations transitoires de l'évolution de la calotte groenlandaise forcées par le modèle icoLMDZOR v7, à basse (200 km) et à haute résolution (50 km). De plus, l'objectif à plus long terme serait de coupler de manière asynchrone les modèles IPSL-CM5A2-VLR, icoLMDZOR v7 et GRISLI, afin de prendre en compte l'intégralité des rétroactions climat-calotte.

Messages principaux

- À basse résolution, le recul de la calotte calculé à partir du PDD ($-0,30 \times 10^6 \text{ km}^3$) engendre une hausse des températures de surface de **$0,1^\circ \text{C}$** à l'échelle de la région arctique ;
- À basse résolution, le recul de la calotte calculé à partir de l'ITM ($-0,59 \times 10^6 \text{ km}^3$) engendre une hausse des températures de surface de **$0,2^\circ \text{C}$** à l'échelle de la région arctique ;
- La résolution affecte les processus d'ablation et d'accumulation.

Perspectives

- Mettre en place le couplage entre les modèles IPSL-CM5A2-VLR, icoLMDZOR v7 et GRISLI à haute résolution ;
- Comparer l'évolution future de la calotte groenlandaise à son évolution pendant le dernier interglaciaire.

Chapitre 5

Apport de l'étude du climat du dernier interglaciaire pour la compréhension du changement climatique en cours et à venir en Arctique

Sommaire

5.1	Introduction	172
5.2	Analyse des mécanismes responsables du réchauffement de l'Arctique dans le futur, simulé par le modèle IPSL-CM6A-LR	173
5.2.1	Présentation de l'expérience <i>1pctCO2</i>	173
5.2.2	Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de glace de mer et de neige	175
5.2.3	Décomposition du bilan énergétique de l'Arctique dans la simulation <i>1pctCO2</i>	181
5.3	Comparaison des mécanismes responsables de l'amplification arctique future à ceux en jeu au dernier interglaciaire	191
5.3.1	Comparaison des cycles annuels du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, de la glace de mer arctique et de la température de l'air en surface	191
5.3.2	Quantification des anomalies saisonnières du bilan énergétique de l'Arctique entre les simulation <i>1pctCO2</i> et <i>lig127k</i> .	195
5.4	Mise en évidence des rétroactions engendrant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde	199
5.5	Bilan du chapitre	202

Objectifs du chapitre

- Quantifier les mécanismes responsables du réchauffement de l'Arctique dans le futur à partir de l'analyse d'une simulation idéalisée, forcée par une augmentation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère de 1 % par an (Eyring et al., 2016) ;
- Comparer les causes du réchauffement de l'Arctique (60-90 ° N) au dernier interglaciaire et dans le futur (sous le scénario *1pctCO2*).

5.1 Introduction

Comprendre les causes des tendances climatiques récentes observées en Arctique, mais aussi en Antarctique, représente un défi scientifique majeur. Plusieurs mécanismes à l'origine du réchauffement des régions polaires et de son amplification ont déjà été identifiés. Cependant, comme leurs rôles relatifs restent incertains, de fortes incertitudes dans les projections du climat futur persistent (chap. 1, Smith et al. (2019)). L'ensemble des modèles CMIP5 s'accordent sur une augmentation de la température de surface entre 2,2 et 2,4 fois plus élevée à l'échelle de l'Arctique que sur le reste du globe, d'ici la fin du siècle (par rapport à la période 1986-2005). Ce facteur d'amplification varie saisonnièrement. En particulier, il atteint une valeur de 4 au début de l'hiver lorsque l'anomalie de températures est à son maximum (Collins et al. (2013a), chap. 1).

Dans le chapitre 2, j'ai exploré et quantifié les différents processus physiques et rétroactions à l'origine de l'amplification des températures en Arctique au dernier interglaciaire. J'ai notamment montré que le réchauffement est maximal en automne. Durant cette saison, les températures de l'air en surface augmentent de 4,0 ° C par rapport à la période pré-industrielle, dans le cas du modèle IPSL-CM6A-LR. L'analyse des mécanismes à l'origine de cette hausse des températures a souligné le rôle crucial du recul de la glace de mer arctique, des échanges d'énergie à l'interface air-mer et des nuages.

Dans ce chapitre, je compare les mécanismes du réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire, mis en évidence dans le chapitre 2, à ceux de l'amplification arctique future. Pour cela, j'applique la même méthode que celle utilisée dans le chapitre 2, à savoir l'analyse du bilan énergétique et de ses variations par rapport à la période pré-industrielle.

La première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation de la simulation *1pctCO2*, une expérience idéalisée dans laquelle la concentration en CO_2 atmosphérique augmente de 1% par an. Après avoir analysé les différents mécanismes de l'amplification polaire par rapport à la simulation *piControl* puis par rapport à la simulation *lig127k*, je discute des liens existants entre le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire et dans le futur.

5.2 Analyse des mécanismes responsables du réchauffement de l'Arctique dans le futur, simulé par le modèle IPSL-CM6A-LR

Pour étudier les processus et rétroactions responsables de l'amplification arctique dans le futur, nous avons choisi d'analyser la simulation transitoire *1pctCO2* qui fait partie des expériences de référence (DECK) de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6. Cette expérience permet de simuler de manière idéalisée les conséquences d'une augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ sur le climat. À l'inverse des scénarios RCPs prenant en compte un ensemble de paramètres socio-économiques (évolution de la population, utilisation des terres...) en plus de des variations des gaz à effet de serre et des aérosols, la simulation *1pctCO2* tient compte uniquement de l'évolution de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère. Ceci permet d'isoler l'impact d'un seul forçage (ici l'augmentation de la concentration en CO₂ atmosphérique) sur le climat de l'Arctique et facilite donc l'évaluation des mécanismes à l'origine de l'augmentation des températures de surface.

5.2.1 Présentation de l'expérience *1pctCO2*

L'expérience *1pctCO2* constitue une simulation idéalisée, forcée par une augmentation de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère de 1 % par an (Eyring et al., 2016). La valeur initiale de la concentration en CO₂ atmosphérique est celle de l'époque pré-industrielle, c'est-à-dire 280 ppm. Le forçage orbital, ainsi que les conditions aux limites, sont identiques à ceux prescrits dans la simulation *piControl*, si bien que ces deux simulations partent du même état d'équilibre.

Type d'expérience	Nom	Méthode de forçage	Date de début	Date de fin	Nombre d'années simulées
Pré-industriel	<i>piControl</i>	CO ₂ prescrit à 280 ppm ; paramètres astronomiques actuels	1850	2349	500
Dernier interglaciaire	<i>lig127k</i>	CO ₂ prescrit à 275 ppm ; paramètres astronomiques d'il y a 127 000 ans	1850	2399	550
Expérience idéalisée	<i>1pctCO2</i>	+ 1 % CO ₂ par an à partir de 280 ppm ; paramètres astronomiques actuels	1850	1999	150

TABLE 5.1 – Tableau récapitulatif des simulations réalisées avec le modèle IPSL-CM6A-LR, dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6, et utilisées dans cette étude. Nous nous référons à la concentration en CO₂ atmosphérique lorsque nous employons le terme CO₂.

La seule différence réside donc dans l'évolution de la teneur en CO_2 dans l'atmosphère au cours du temps, fixe dans la simulation *piControl* et variable dans la simulation *1pctCO2*.

La durée de la simulation *1pctCO2* est de 150 ans. Au bout de 70 ans, la concentration en CO_2 atmosphérique a déjà doublé. Au bout de 140 ans, elle a quadruplé. Le tableau 5.1 rappelle les caractéristiques des simulations analysées dans ce chapitre.

Pour définir les périodes de la simulation *1pctCO2* qui vont être comparées à la simulation *lig127k* par la suite, je me suis basée sur deux critères :

1. **L'amplitude du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère** en Arctique doit être, en moyenne annuelle, similaire à celle estimée pour la simulation *lig127k*. Le forçage radiatif est calculé comme la différence entre le rayonnement solaire incident et les flux radiatifs sortants au sommet de l'atmosphère ;
2. **L'aire de glace de mer arctique**¹ doit être, en moyenne annuelle, similaire à celle estimée pour la simulation *lig127k*. En effet, la glace de mer étant associée à un grand nombre de rétroactions positives, son rôle sur l'amplification polaire est décisif.

Ici, j'ai fait le choix de comparer ces deux grandeurs en moyenne annuelle, car leurs variations saisonnières sont très différentes dans les simulations *lig127k* et *1pctCO2*.

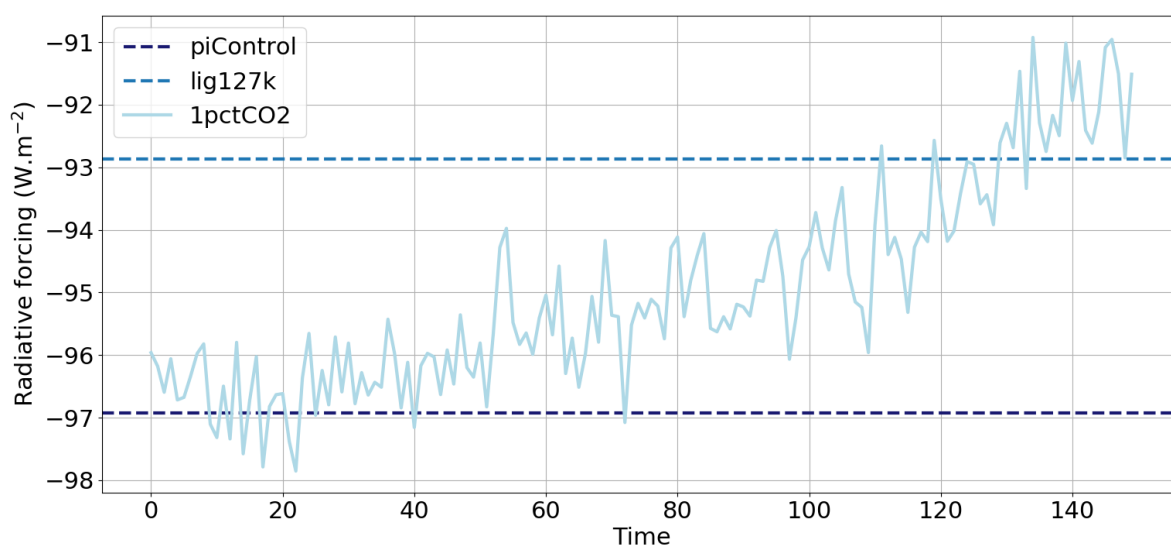


FIGURE 5.1 – Évolution inter-annuelle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (W.m^{-2}) moyenné sur la région arctique ($60\text{-}90^\circ \text{N}$) au cours de la simulation *1pctCO2* (en bleu pâle). La ligne bleu marine représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation *piControl*. La ligne bleu clair représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation *lig127k*.

1. L'aire de glace de mer est calculée comme la concentration de glace, dont la valeur est supérieure à un seuil de 15 %, multipliée par l'aire de la cellule de la grille du modèle océanique utilisé (voir http://nsidc.org/arcticseaicenews/faq/#area_extent).

Le forçage radiatif augmente d'environ 5 W.m^{-2} en Arctique (fig. 5.1) entre le début et la fin de la simulation *1pctCO2*. Il devient comparable au forçage radiatif simulé par la simulation *lig127k* à partir d'environ 110 ans et jusqu'à environ 130 ans de simulation, soit vers la fin de la simulation *1pctCO2*. La première période considérée est donc la moyenne sur les années 110 à 130.

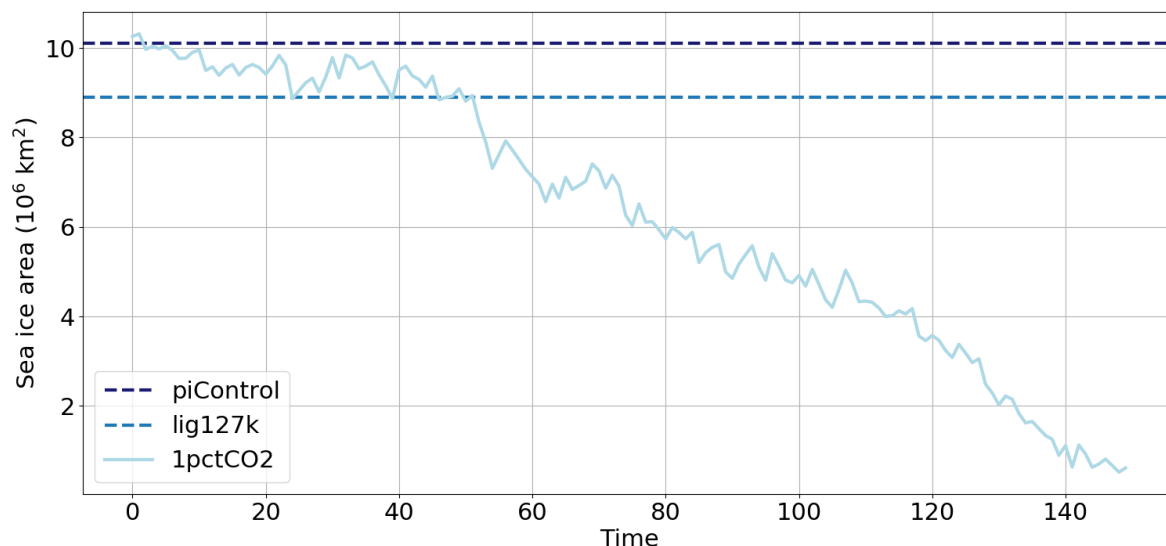


FIGURE 5.2 – Évolution inter-annuelle de l'aire de glace (10^6 km^2) au cours de la simulation *1pctCO2* (en bleu pâle). La ligne bleu marine représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation *piControl*. La ligne bleu clair représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation *127k*.

La moyenne annuelle de l'aire de glace de mer, quant à elle, diminue rapidement avec l'augmentation de CO_2 dans l'atmosphère (fig. 5.2). Elle atteint des valeurs similaires à celles du dernier interglaciaire dès le début de la simulation, vers la 50^{ème} année (fig. 5.2). La seconde période est donc définie comme la moyenne sur les années 40 à 60, afin de lisser le signal observé autour de la 50^{ème} année.

5.2.2 Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de glace de mer et de neige

Avant d'analyser les variations des flux d'énergie dues à l'augmentation de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère, nous présentons le cycle saisonnier des anomalies de couverture de glace de mer et de manteau neigeux par rapport à la période pré-industrielle. Comme montré dans le chapitre 2, ces deux variables influent sur les variations des flux de chaleur en surface (radiatifs et turbulents), ainsi que sur le flux de vapeur d'eau vers l'atmosphère. Comprendre leur évolution est donc primordial pour expliquer les changements de transferts d'énergie entre l'atmosphère et la surface terrestre. Je commence par présenter les anomalies entre les simulations *piControl* et *1pctCO2* sur la période 110-130 (fig 5.3), puis sur la période 40-60 (fig 5.6).

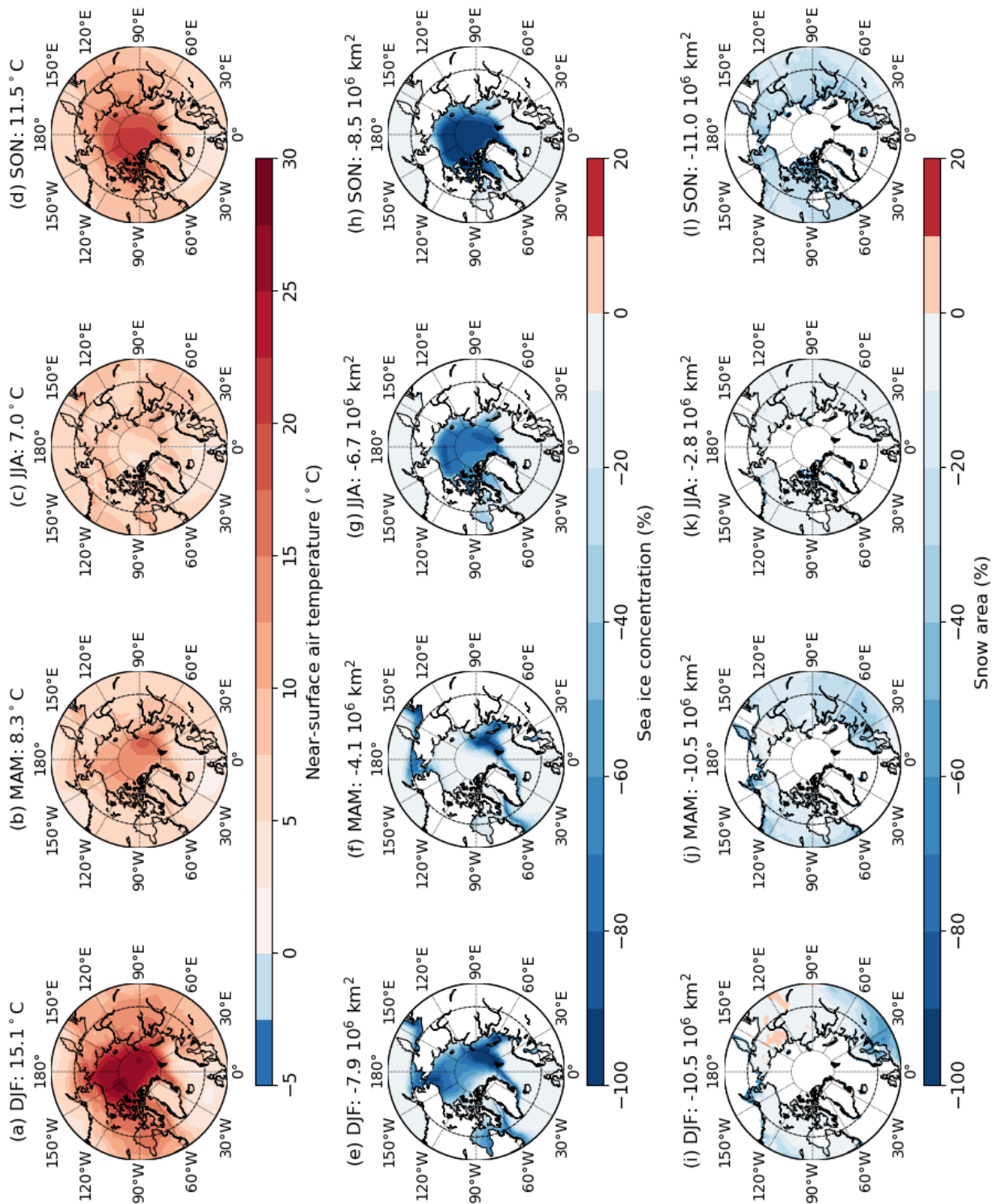


FIGURE 5.3 – Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de (a-d) la température de l'air en surface (°C), (e-h) la concentration en glace de mer (%) et (i-l) du manteau neigeux (%) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*. Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de la température de l'air en surface, de l'aire de glace de mer et de la couverture neigeuse moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).

Analyse comparée des années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* par rapport à la période pré-industrielle

En moyenne sur les années 110 à 130, les anomalies saisonnières de température de l'air en surface par rapport à la période pré-industrielle sont positives sur l'ensemble de la région Arctique (fig 5.3 a-d). Même si celles-ci sont très élevées tout au long de l'année, nous observons une forte variabilité saisonnière : le réchauffement est deux fois moins important en été (+ 7,0 °C, fig 5.3 c) qu'en hiver (+ 15,1 °C, fig 5.3 a).

De l'automne au printemps, la hausse des températures est maximale au-dessus du bassin arctique. Elle atteint plus de 25 °C au coeur de l'océan Arctique en hiver, et près de 28 °C localement en mer de Beaufort et en mer de Barents durant cette même saison (fig 5.3 a).

Ces variations de la température de l'air en surface sont associées à un recul de la couverture de glace de mer arctique (fig 5.3 e-h) et du manteau neigeux (fig 5.3 i-l). Ce recul s'amorce dès l'été et s'accélère avec la hausse significative des températures de surface. En automne, l'aire de glace diminue d'environ 86 % ($- 8,5 \times 10^6 \text{ km}^2$) et la surface de neige d'environ 56 % ($- 11,0 \times 10^6 \text{ km}^2$). Durant cette saison, la perte de glace est telle que le bassin arctique se retrouve dépourvu de glace (fig 5.3 h). En hiver, la glace commence à se reformer au coeur de l'océan Arctique, mais les mers nordiques et le secteur Pacifique restent libres de glace. Même si les températures en surface restent suffisamment faibles dans certaines zones du bassin arctique pour que la couverture de glace de mer se développe en hiver (Vancoppenolle et al., 2008), celle-ci ne peut retrouver son état pré-industriel comme au dernier interglaciaire.

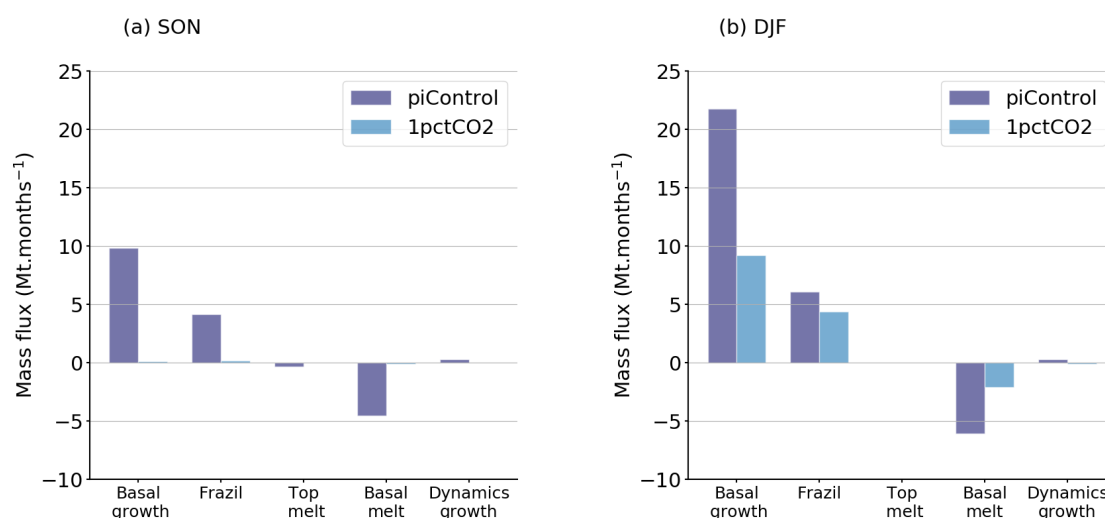


FIGURE 5.4 – Diagramme représentant les principales composantes du bilan de masse de la glace de mer arctique (a) en automne et (b) en hiver. Les processus de fonte et de croissance de la glace sont représentés en bleu foncé pour la période pré-industrielle et en bleu clair pour les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*.

La figure 5.4 montre que, durant l'été, l'océan absorbe une grande quantité de chaleur, ce qui retarde la croissance de la glace la saison suivante. En effet, la formation de glace à la base (*basal growth*) et à la surface (*frazil*) de la couverture de glace de mer est proche de 0 en automne (fig. 5.4 a). Comme la glace ne se reforme pas en automne, les

processus de développement de la glace sont également ralentis en hiver (fig. 5.4 b). La croissance de la glace à la base est plus de deux fois plus faible sur la période 110-130 de la simulation *1pctCO2* par rapport à la période pré-industrielle. De plus, la formation de glace dans les eaux surfondues (*frazil*) moyennée sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* correspond aux 2/3 de sa valeur au cours de la période pré-industrielle.

Sur les continents, la fonte du manteau neigeux en automne (fig 5.3 l) est corrélée avec les anomalies de températures (fig 5.3 d). En hiver, ce n'est plus le cas. La couverture de neige diminue fortement en Europe du Nord et très localement en Alaska, alors qu'elle augmente légèrement dans certaines régions de Sibérie (fig 5.3 i), malgré les anomalies positives de températures réparties de manière assez homogène sur l'ensemble des surfaces continentales (fig 5.3 a). Le développement du manteau neigeux dans certaines régions de Sibérie coïncide avec une augmentation des chutes de neige (fig 5.5). Cependant, dans d'autres régions (nord du Canada, Alaska, Groenland et le reste de la Sibérie) l'intensification des chutes de neige ne permet pas à la couverture de neige de s'étendre, car celle-ci est contrebalancée par la fonte liée au réchauffement au-dessus des continents.

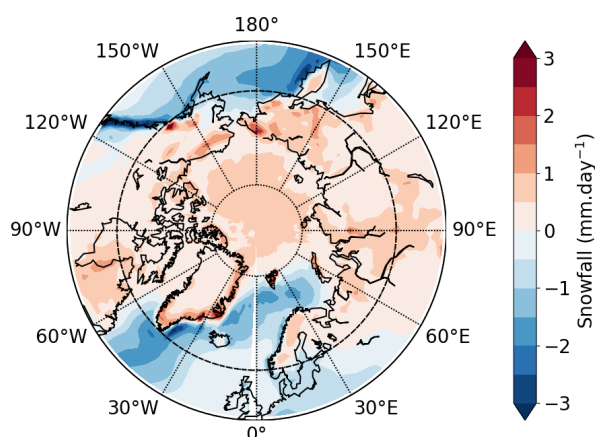


FIGURE 5.5 – Anomalies de chute de neige (mm.jour^{-1}) en hiver, par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*. Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N.

En été, la couverture neigeuse ne répond que très légèrement aux fortes anomalies de températures de l'air en surface (fig 5.3 k). C'est un constat qui avait préalablement été fait dans le chapitre 2.3, lorsque le dernier interglaciaire était comparé à la période pré-industrielle. Ces très faibles variations s'expliquent par une couverture de neige déjà peu étendue dans la simulation *piControl* à cette saison.

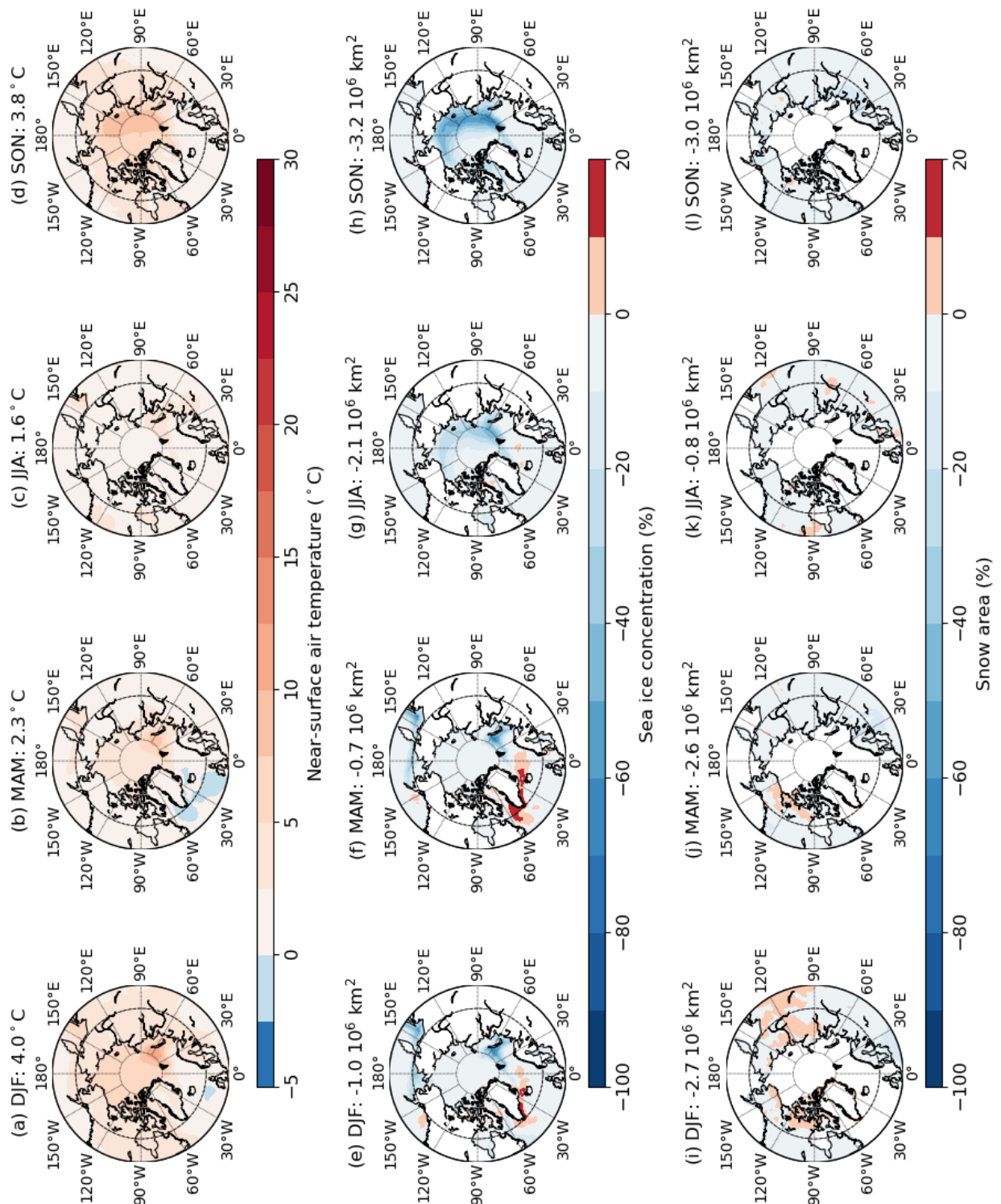


FIGURE 5.6 – Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de (a-d) la température de l'air en surface (°C), (e-h) la concentration en glace de mer (%) et (i-l) du manteau neigeux (%) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*. Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de la température de l'air en surface, de l'air de glace de mer et de la couverture de neige moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).

Analyse comparée des années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2* par rapport à la période pré-industrielle

En moyenne sur les années 40 à 60, les anomalies de température de l'air en surface sont bien moins importantes (fig 5.6 a-d), du fait de différences plus faibles entre les deux forçages climatiques appliqués (*1pctCO2* et *piControl*). Certaines zones au-dessus de l'Atlantique Nord tendent même à se refroidir en hiver et au printemps. En revanche, le pic de l'anomalie de température de l'air en surface par rapport à la période pré-industrielle apparaît aussi en hiver (+ 4,0 °C, fig 5.6 c), mais est presque 4 fois plus faible que pour la période 110-130 de la simulation *1pctCO2*.

À ce réchauffement plus modéré sont associées des variations de la couverture de glace de mer (fig 5.6 e-h) et du manteau neigeux (fig 5.6 i-l) plus faibles. De la glace pérenne persiste dans le bassin arctique, au nord du Groenland et de l'archipel canadien, même en automne lorsque le recul de la glace de mer est à son maximum (fig 5.6 h).

En résumé

La couverture de glace de mer et le manteau neigeux diminuent en moyenne tout au long de l'année par rapport à la période pré-industrielle, que ce soit au début (années 40 à 60) ou à la fin (années 110 à 130) de la simulation *1pctCO2*. Cette diminution s'intensifie en automne, alors que l'insolation commence à décliner. Elle est associée à une hausse moyenne des températures de l'air en surface de 3,8 °C et 11,5 °C pour les périodes 40-60 et 110-130 respectivement. Le pic de l'anomalie de température de l'air en surface par rapport à la période pré-industrielle n'est atteint qu'en hiver. De plus, sur les années 110-130 de la simulation *1pctCO2*, la glace de mer disparaît totalement en automne. Ceci traduit un changement fondamental de régime : la glace pluriannuelle est remplacée par de la glace saisonnière et moins épaisse. Dans la suite de ce chapitre, nous nous pencherons sur l'impact d'un tel changement sur les flux d'énergie à l'interface entre l'océan et l'atmosphère, et plus largement sur le climat de l'Arctique dans le futur.

Les analyses menées dans cette section reflètent bien la relation non-linéaire entre les variations de la cryosphère (glace de mer, neige) et les variations de température en surface. Dans le cas de la glace de mer, cette relation est illustrée à l'échelle saisonnière par la figure 5.7. Nous observons deux tendances opposées. De l'hiver au printemps, la concentration diminue d'abord rapidement avec l'augmentation des températures de surface, puis la perte de glace s'atténue. À l'inverse, de l'été à l'automne, la concentration diminue d'abord doucement avec l'augmentation des températures de surface, puis la perte de glace s'accélère. Ces tendances respectives sont particulièrement marquées en hiver pour la période 110-130 et en automne pour la période 40-60.

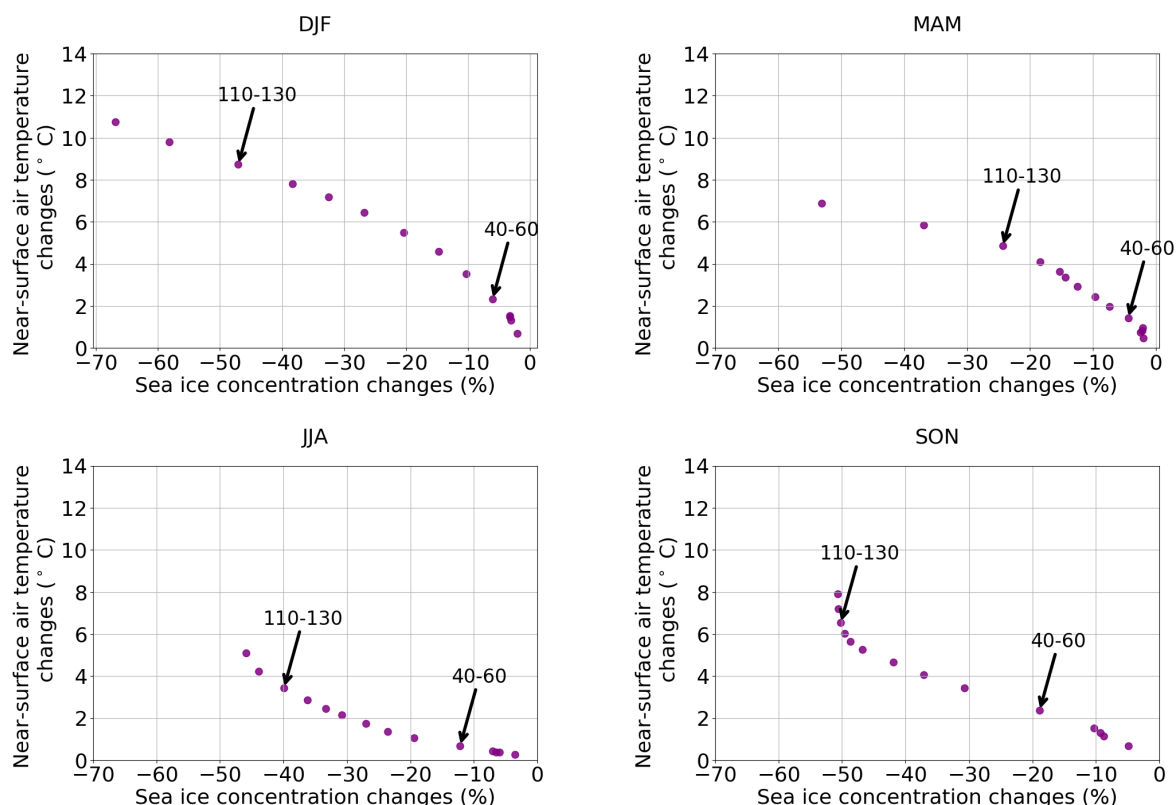


FIGURE 5.7 – Évolution des variations de la température de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$) en fonction des variations de la concentration de glace de mer (%) dans la simulation *1pctCO2* par rapport à la période pré-industrielle. Chaque symbole représente la moyenne glissante sur 20 ans de la simulation *1pctCO2*. Les périodes 40-60 et 110-130 sont mises en évidence par des flèches.

5.2.3 Décomposition du bilan énergétique de l'Arctique dans la simulation *1pctCO2*

Dans cette section, j'évalue les variations des différentes composantes du bilan énergétique de l'Arctique dans le futur, à partir de la méthode présentée dans le chapitre 2. Ici, nous ne nous limiterons pas aux processus en jeu en été et en automne, mais l'analyse sera étendue aux deux autres saisons. Nous avons, en effet, constaté dans la section précédente que le réchauffement était plus intense en hiver, et non en automne comme au dernier interglaciaire.

Variations du rayonnement de courte longueur d'onde (SW)

Notons, tout d'abord, que les anomalies d'insolation (SWdnTOA) entre les périodes futures considérées et la période pré-industrielle (fig. 5.8) sont nulles, car les paramètres astronomiques sont exactement les mêmes pour la période pré-industrielle et le futur. Cependant, même si le rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère est identique durant ces deux périodes, le rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre (SWdnSFC) subit des variations significatives au printemps et en été. Le reste de l'année, le rayonnement de courte longueur d'onde ne fluctue pas ou très peu, du fait d'un ensoleillement très faible durant l'hiver boréal.

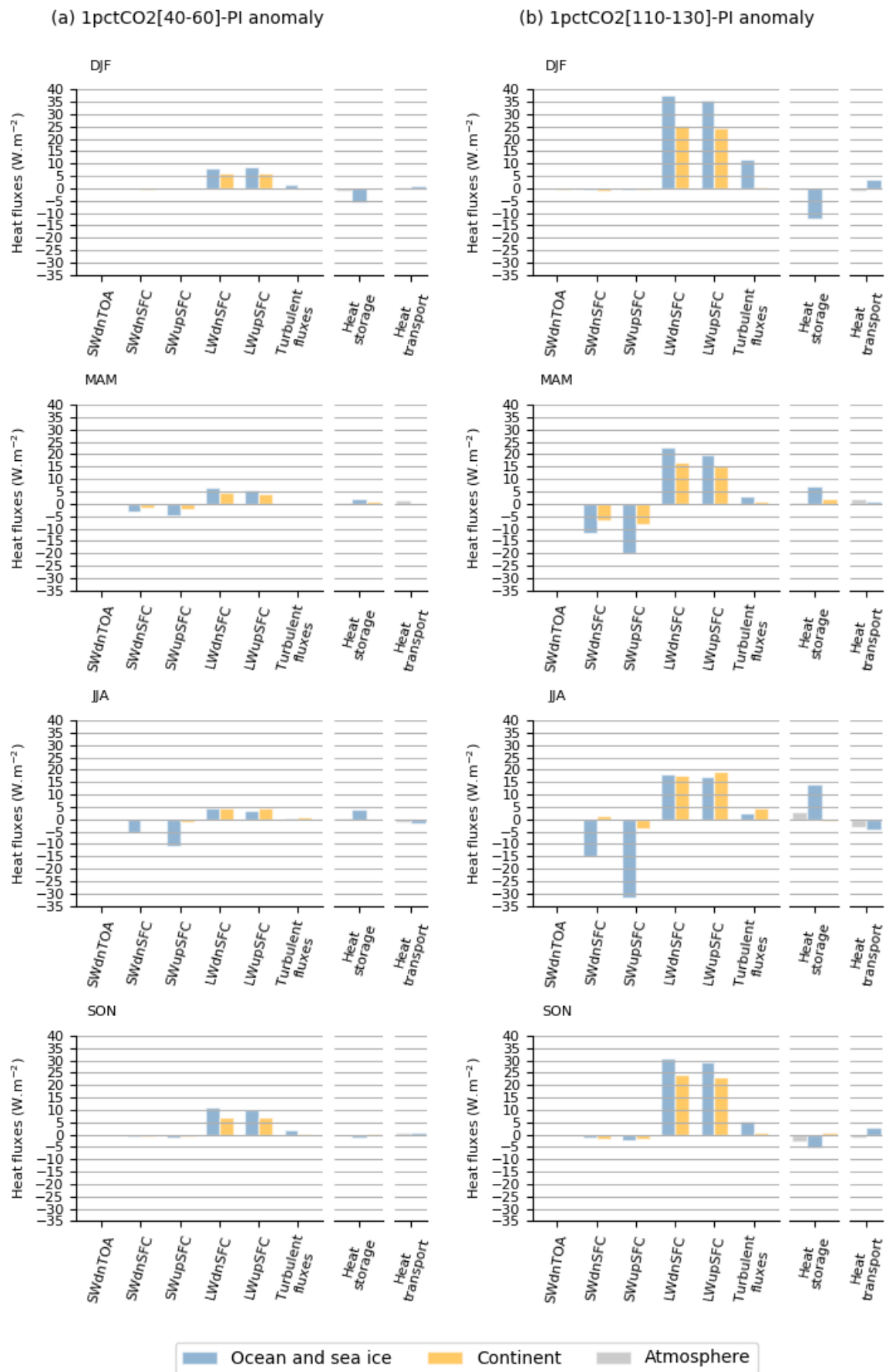


FIGURE 5.8 – Légende

Quantification des anomalies saisonnières du bilan de chaleur en surface (gauche), des termes de stockage d'énergie (milieu) et du transport de chaleur (droite) en moyenne sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* par rapport à la période pré-industrielle. Les flux de chaleur contribuant au calcul du bilan de chaleur en surface sont représentés sur le graphique : le rayonnement solaire incident (SWdnSFC), le rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre (SWupSFC), le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface terrestre (LWupSFC), le rayonnement de grande longueur d'onde absorbé et réémis par l'atmosphère (LWdnSFC) et les flux turbulents. Tous les flux sont moyennés entre 60 ° N et 90 ° N. Ils sont exprimés en W.m^{-2} .

Du printemps à l'été, le rayonnement SWdnSFC diminue largement au-dessus de l'océan par rapport à la période pré-industrielle, car une partie du rayonnement solaire incident est réfléchi par les nuages avant que celui-ci n'atteigne la surface terrestre. En effet, les figures 5.9 b et c montrent que cette rétroaction négative des nuages, illustrée par le *Cloud Radiative Effect* (CRE), est en moyenne plus forte au-dessus de l'océan durant les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* que durant la période pré-industrielle. Au printemps, cet effet des nuages est principalement actif dans le Pacifique Nord et en mers de Barents et de Kara. En été, il intervient sur l'ensemble de l'océan Arctique et dépasse largement les -30 W.m^{-2} . Ceci est dû à des changements de propriétés optiques des nuages bas : plus la concentration relative en gouttelettes d'eau par rapport aux cristaux de glace est importante dans un nuage, plus la capacité de celui-ci à réfléchir le rayonnement solaire incident augmente (Cesana et al. 2012, Morrison et al. 2011, chap. 1.1.3). Le développement des nuages bas est étroitement lié aux variations de couverture de glace de mer au printemps (fig. 5.3 f et 5.6 f) comme en été (Goosse et al. 2018, fig. 5.3 g et 5.6 g). En effet, les régions où le recul de la glace de mer est important correspondent également aux régions où la rétroaction négative des nuages s'amplifie par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.9). Ceci pourrait s'expliquer par un enrichissement de l'atmosphère en vapeur d'eau, ce qui favoriserait le développement des nuages bas en Arctique.

A l'inverse, les surfaces continentales reçoivent légèrement plus de rayonnement solaire en été que durant la période pré-industrielle (fig. 5.8), car la rétroaction des nuages est positive au-dessus des continents (fig. 5.9).

Les anomalies de SWdnSFC sont aussi corrélées à une baisse du rayonnement solaire réfléchi par la surface (SWupSFC). La diminution de ce flux est dû à un effet de l'albédo, lié à la réduction de la couverture de glace de mer au printemps et en été (fig. 5.6 f, 5.6 g, 5.3 f et 5.3 g), ainsi que du manteau neigeux au printemps (fig. 5.6 j et 5.3 j).

Finalement, l'anomalie totale du rayonnement de courte longueur d'onde, exprimée comme la différence entre l'anomalie des flux SWdnSFC et SWupSFC, est positive : la surface reçoit moins d'énergie, et en réémet donc moins du fait du changement d'albédo. Ceci signifie que le rayonnement de courte longueur d'onde contribue davantage au réchauffement des basses couches de l'atmosphère dans la simulation *1pctCO2* que dans la simulation *piControl*.

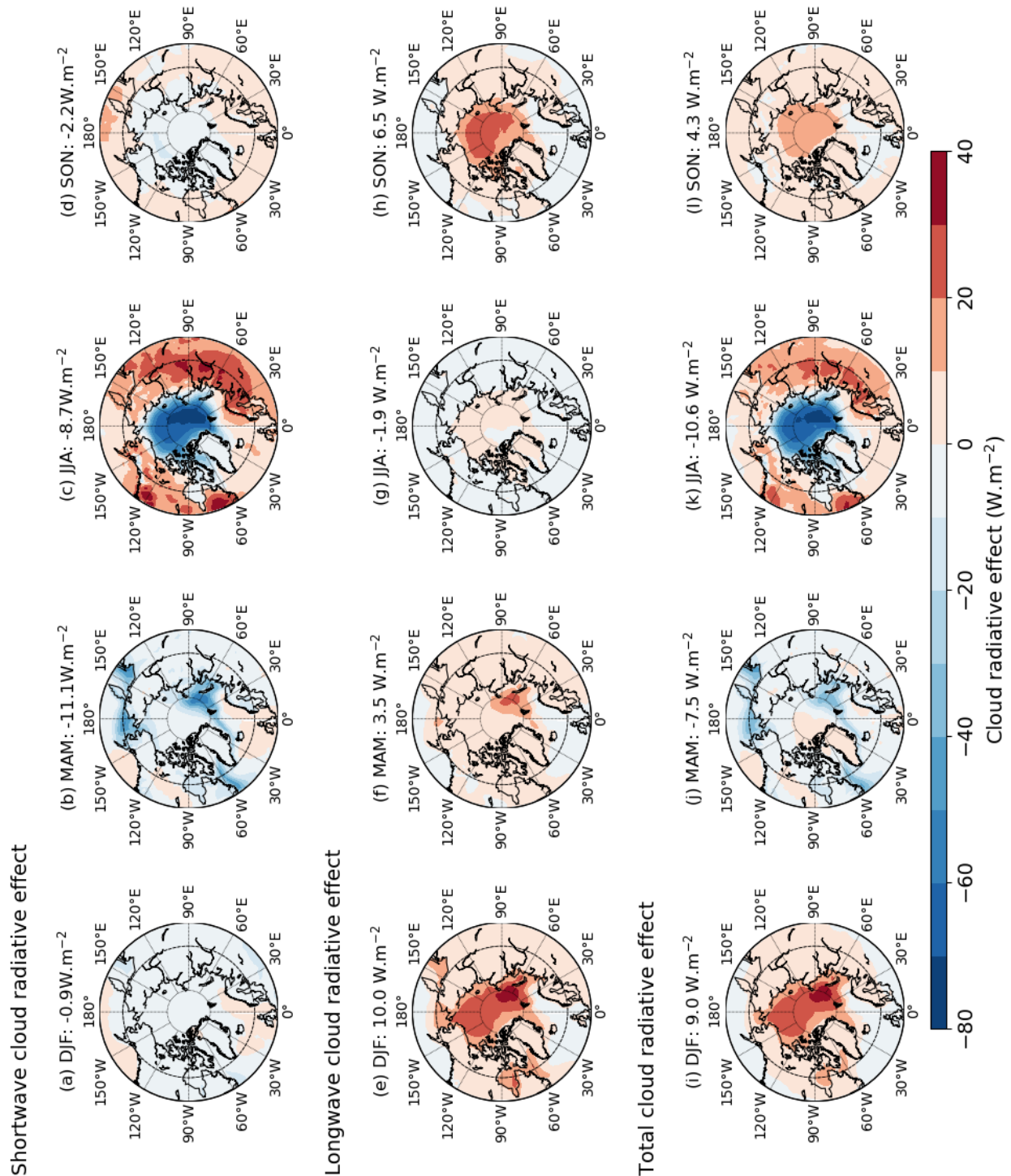


FIGURE 5.9 – Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de l'effet radiatif des nuages sur (a-d) le rayonnement de courte longueur d'onde, (e-h) le rayonnement de grande longueur d'onde et (i-l) le rayonnement radiatif net en surface (W.m^{-2}) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*. Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).

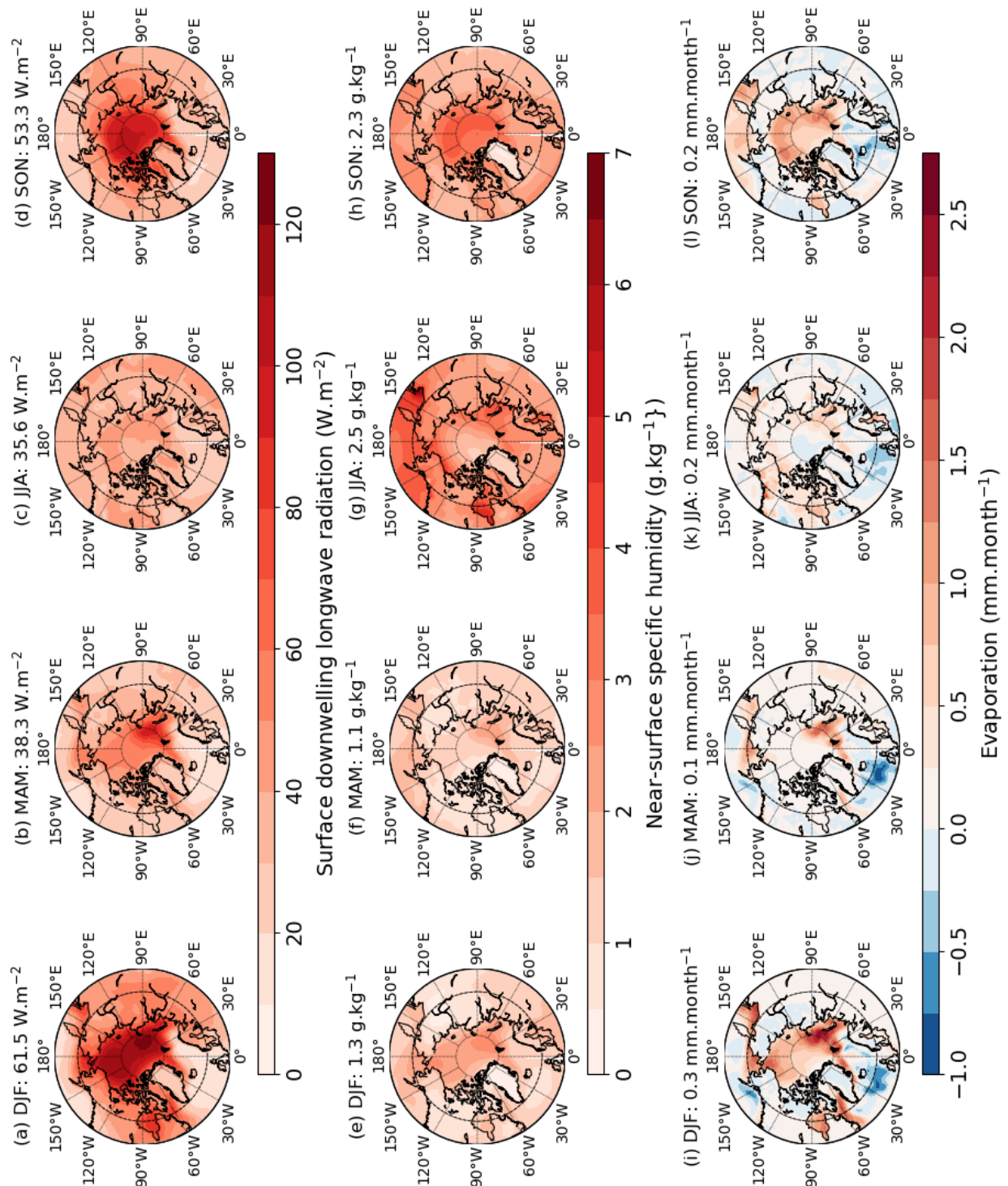


FIGURE 5.10 – Distribution spatiale et saisonnière des anomalies (a-d) du rayonnement de grande longueur d'onde émis par l'atmosphère (W.m^{-2}), (e-h) de l'humidité spécifique en surface (g.kg^{-1}) et (i-l) d'évaporation (mm.months^{-1}) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*. Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de chaque variable moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).

Variations du rayonnement de grande longueur d'onde (LW)

Quelle que soit la période de l'année, les rayonnements de grande longueur d'onde émis (LWupSFC) et reçu par la surface terrestre (LWdnSFC) sont les flux de chaleur en surface qui varient le plus par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.8 a et 5.8 b). En moyenne sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*, les anomalies de rayonnement LWupSFC et LWdnSFC culminent en automne. Elles atteignent respectivement $11,2 \text{ W.m}^{-2}$ et $10,1 \text{ W.m}^{-2}$ au-dessus de l'océan, et $7,0 \text{ W.m}^{-2}$ et $6,7 \text{ W.m}^{-2}$ au-dessus des continents par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.8 a). En moyenne sur les années 110-130, le maximum apparaît un peu plus tard, en hiver. Les anomalies de rayonnement LWupSFC et LWdnSFC atteignent respectivement $35,5 \text{ W.m}^{-2}$ et $37,4 \text{ W.m}^{-2}$ au-dessus de l'océan, et $24,3 \text{ W.m}^{-2}$ et $25,6 \text{ W.m}^{-2}$ au-dessus des continents par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.8 b). Ainsi, les anomalies de grande longueur d'onde sont en moyenne 3,5 plus élevées durant la période 110-130 de la simulation *1pctCO2* que durant la période 40-60. La première cause de cette augmentation provient de la hausse de la concentration en CO_2 dans l'atmosphère entre ces deux périodes. En retour, les variations de la température de l'air en surface ont un impact direct sur le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface terrestre (loi de Planck). Plus les anomalies de température de surface sont élevées, plus les anomalies de flux LWupSFC sont grandes.

L'analyse des variations du rayonnement LWdnSFC par rapport à la simulation *piControl* est plus complexe (fig. 5.10). Celles-ci dépendent de plusieurs facteurs qui interagissent entre eux : concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (CO_2 et H_2O principalement), nuages ou encore températures de l'air. Parmi ces différents facteurs, un élément déterminant est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère. Cette dernière varie en fonction de :

1. **La température de l'air.** Selon la relation de Clausius-Clapeyron, la hausse des températures donne lieu à une augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Quelle que soit la saison, la température de l'air augmente de la surface jusqu'à environ 300 hPa par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.11). Ces anomalies de températures sont d'autant plus intenses que la concentration en CO_2 dans l'atmosphère est élevée. En moyenne sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*, la hausse des températures est particulièrement forte de septembre à mars en surface. Une poche d'air plus chaud semble également se former autour de 400 hPa en août (fig. 5.11 b).

L'écart relatif d'humidité spécifique par rapport à la simulation *piControl*, représenté sur la figure 5.12, est en partie corrélé avec ces anomalies de températures de l'air. Ceci est particulièrement visible pour la période 110-130. En surface et autour de 400 hPa, les variations d'humidité spécifique suivent celles de la température de l'air. Cependant, au-delà de 200 hPa, les fortes anomalies d'humidité spécifiques et celles de la température de l'air ne sont plus corrélées. Malheureusement, je n'ai pas eu le temps d'étudier plus en détails les causes de ce signal dans la startosphère.

2. **L'évaporation.** L'atmosphère s'enrichit localement en vapeur d'eau, là où l'évaporation s'amplifie (fig. 5.10 i-l). Lorsque la banquise disparaît, les interactions entre l'océan et l'atmosphère s'amplifient. Le transfert de vapeur d'eau de l'océan vers l'atmosphère est favorisé par le réchauffement des eaux de surfaces et l'action du vent.

Toutefois, les anomalies positives d'évaporation ne peuvent pas à elles seules expliquer les anomalies de vapeur d'eau en surface. En effet, la vapeur d'eau augmente de manière générale sur l'ensemble de la région arctique, alors que les anomalies positives d'évaporation sont surtout situées dans les zones de recul de la glace de mer.

3. **Le transport d'humidité vers les pôles.** L'augmentation de l'humidité dans l'atmosphère est aussi fortement liée au transport d'humidité vers l'Arctique. Un indicateur de l'ampleur de ce transport consiste à calculer le gradient d'humidité entre les basses latitudes et les pôles. Plus le gradient d'humidité est élevé, plus le transport d'humidité est important. En été, lorsque l'anomalie d'humidité spécifique atteint son maximum, le gradient d'humidité est égal à $-10,0 \text{ g.kg}^{-1}$ dans la simulation *piControl* et vaut respectivement $-11,5$ et $-10,6 \text{ g.kg}^{-1}$ en moyenne sur les années 110 à 130 et 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*. La différence entre les deux simulations est assez faible, mais contribue à enrichir l'atmosphère de l'Arctique, à l'origine très sèche (Vihma et al., 2015), en humidité.

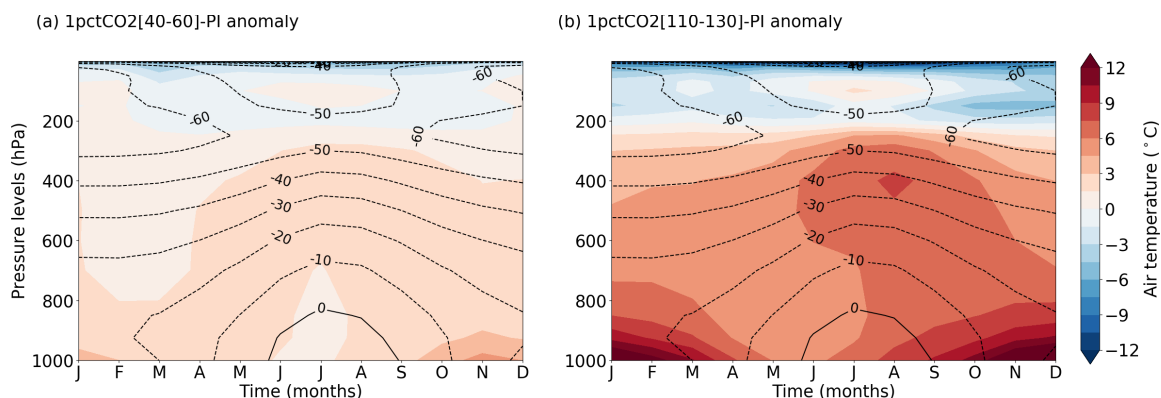


FIGURE 5.11 – Cycle annuel des anomalies de température de l'air moyennées sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130, par rapport à la période pré-industrielle. Les contours représentent la distribution verticale des températures dans l'atmosphère dans la simulation *piControl*.

La hausse de l'humidité dans l'atmosphère crée un environnement propice à la formation des nuages bas. Comme expliqué au chapitre 1.1.3, ces nuages ont la particularité de renvoyer le rayonnement infrarouge émis par la Terre vers la surface, mais aussi vers l'espace. En moyenne sur les années 110 à 130, les nuages influencent fortement le rayonnement de grande longueur d'ondes au-dessus de l'océan Arctique en automne (fig. 5.9 e) et en hiver (fig. 5.9 h). Il augmente en moyenne de $6,5 \text{ W.m}^{-2}$ en automne et de $10,0 \text{ W.m}^{-2}$ hiver par rapport à la période pré-industrielle.

Au printemps, l'effet radiatif des nuages sur le rayonnement de grande longueur d'onde est globalement plus faible, mais reste positif (fig. 5.9 f). Il est à l'origine d'une forte

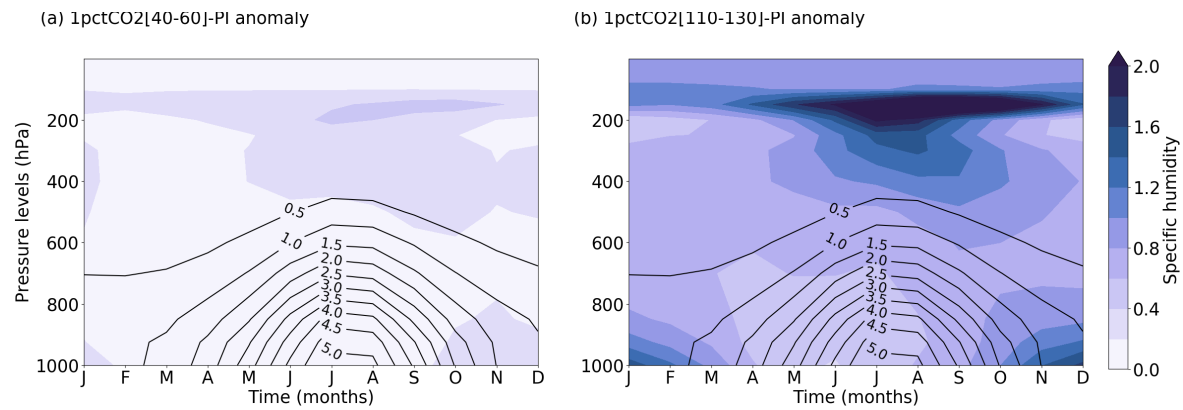


FIGURE 5.12 – Cycle annuel de l'écart relatif d'humidité spécifique moyennées sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130 par rapport à la période pré-industrielle. Les contours représentent la distribution verticale de l'humidité spécifique dans l'atmosphère dans la simulation *piControl*.

rétroaction positive au-dessus des mers de Barents et de Kara, là où la perte de glace est la plus significative durant cette saison.

En été, les nuages sont à l'origine d'une légère hausse des températures au-dessus de l'océan, mais cet effet est, en moyenne, contrebalancé par une rétroaction négative au-dessus des continents (fig. 5.9 g).

D'après la figure 5.10 e-h, nous pouvons tout de même supposer que la rétroaction associée à la vapeur d'eau joue un rôle considérable sur le réchauffement de surface en Arctique, en particulier en été.

Variations des flux turbulents

Les variations des flux latent et sensible sont, au premier ordre, modulées par celles de la glace de mer et du manteau neigeux. En effet, la glace et la neige isolent la surface de l'atmosphère, limitant ainsi les transferts de chaleur entre les deux réservoirs. Au-dessus de l'océan, elles dépendent aussi de la quantité de chaleur stockée par l'océan. Plus l'océan absorbe de la chaleur en été, plus il est susceptible de libérer un part importante de chaleur au profit de l'atmosphère le reste de l'année, en partie sous forme de rayonnement de grande longueur d'onde et en partie sous forme de flux turbulents.

En moyenne sur les années 110-130, les flux turbulents s'intensifient par rapport à la période pré-industrielle (fig. 5.8 b) et contribuent ainsi au réchauffement de l'Arctique. En automne et en hiver, l'amplification de ces flux est particulièrement forte au-dessus de l'océan. Durant ces deux saisons, les anomalies de flux turbulents sont du même ordre de grandeur que celles du stockage de chaleur par l'océan (OHS). Elles atteignent $+11,7 \text{ W.m}^{-2}$ en hiver et $+5,2 \text{ W.m}^{-2}$ en automne.

En moyenne sur les années 40 à 60, les variations saisonnières des flux turbulents sont plus limitées, car la couverture de glace de mer et le manteau neigeux sont plus étendus.

Variations du stockage de chaleur par l'océan (OHS) et l'atmosphère (AHS)

Du printemps à l'été, l'océan emmagasine plus de chaleur dans le futur que durant la période pré-industrielle (fig. 5.8). En moyenne sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*, le stockage de chaleur par le système océan-glace de mer est de $14,0 \text{ W.m}^{-2}$ en été. Il est près de 4 fois plus important que sur la période 40-60. Là-encore, les échanges de chaleur et, par conséquent, la chaleur absorbée et stockée par l'océan sont régulés par l'étendue et l'épaisseur de glace de mer. À la fin de la simulation *1pctCO2*, l'océan se retrouve libre de glace à la fin de l'été, ce qui lui permet d'emmagasiner beaucoup plus de chaleur que ce n'est le cas au début de la simulation *1pctCO2*.

Le stockage atmosphérique de chaleur varie également, mais de manière moins significative que le stockage océanique. L'énergie stockée en été sous la forme d'énergie latente et d'énergie interne est en grande partie redistribuée en automne sous la forme d'énergie latente (tab. 5.2). Il est intéressant de noter ici que les variations des flux d'énergie dans l'atmosphère sont principalement contrôlées par les variations d'énergie latente (excepté en été), et donc directement reliées aux anomalies d'humidité (tab. 5.2).

	DJF	MAM	JJA	SON
Stockage total d'énergie	- 0,38	0.60	2,86	- 2,56
Énergie interne ($C_p T$)	0,08	- 0,24	1,46	- 0.70
Énergie latente ($L_e q$)	-0,51	0,86	1,39	- 1,70
Énergie potentielle (Φ_a)	0,07	- 0,01	0,01	-0,17
Énergie cinétique (E_k)	- 0,01	≈ 0	≈ 0	0,01

TABLE 5.2 – Moyennes saisonnières des anomalies de stockage total d'énergie par l'atmosphère sous ces différentes formes (énergie interne, énergie latente, énergie potentielle et énergie cinétique) par rapport à la période pré-industrielle. Chaque terme est moyenné sur la région Arctique pour la période 110-130 de la simulation *1pctCO2* et est exprimé en W.m^{-2} .

Variations du transport atmosphérique (AHT) et océanique (OHT) de chaleur

Les variations de transport de chaleur entre les simulations *1pctCO2* et *piControl* sont relativement faibles par rapport aux autres flux de chaleur (fig. 5.8).

En été, quelle que soit la période de la simulation *1pctCO2* considérée, les anomalies de transport de chaleur total (somme de AHT et OHT) par rapport à la période pré-industrielle sont négatives et tendent donc à réduire la hausse des températures en Arctique. À l'inverse, durant les autres saisons, l'atmosphère et l'océan transportent plus de chaleur vers l'Arctique par rapport au pré-industriel et amplifient ainsi le réchauffement de la région. En automne et en hiver, la période 110-130 de la simulation *1pctCO2* se démarque de la période 40-60. Considérant la première, le transport atmosphérique de chaleur vers l'Arctique contribue à l'augmentation des températures de surface, alors que l'anomalie de transport océanique de chaleur est négative et va donc à l'encontre du réchauffement. En moyenne sur les années 40 à 60, les transports océanique et atmosphérique de chaleur participent tous deux au réchauffement de surface, avec une dominance du transport océanique.

En résumé

Le réchauffement observé dans la simulation *1pctCO2*, pour les deux périodes sélectionnées, semble s'expliquer par les mêmes processus physiques et les mêmes rétroactions. Cependant, l'ampleur de ces mécanismes est bien plus importante sur la période 110-130 que sur la période 40-60 (fig. 5.8).

Le pic de l'anomalie de température de l'air en surface se produit au même moment pour les deux périodes, c'est-à-dire en hiver. Néanmoins, il est en moyenne 3,8 fois plus fort sur les années 110 à 130 (15,5 °C) que sur les années 40 à 60 (4,1 °C). Il s'explique essentiellement par une hausse du rayonnement de grande longueur d'onde tout au long de l'année. Par exemple, les anomalies de rayonnement LWdnSFC sont en moyenne multipliées par 3 en automne et par 4,3 en hiver sur la période 110-130. Il en est de même pour les flux turbulents, dont l'amplification au-dessus de l'océan est engendrée par la réduction considérable de la couverture de glace de mer (fig. 5.3 e-h). Le minimum de glace apparaît en automne, et est en moyenne 2,6 fois plus important sur les années 110 à 130 que sur les années 40 à 60. La perte de glace de mer en cette saison est telle que l'océan est libre de glace entre les années 110 à 130. Ainsi, l'océan libère plus de chaleur et de vapeur d'eau au profit des basses couches de l'atmosphère. Les échanges air-mer influent donc à la fois sur l'augmentation de températures de surface (fig. 5.3 a-d), mais également sur la quantité d'humidité présente dans l'atmosphère (fig. 5.12). Ceci mène à une rétroaction positive des nuages, contribuant à la hausse significative du rayonnement de grande longueur d'onde et donc des températures de l'air au-dessus de l'océan en hiver (fig. 5.9).

Pour conclure, à ce stade de l'analyse, le rôle de la vapeur d'eau sur l'amplification arctique future paraît indéniable : d'abord en tant que gaz à effet de serre, mais aussi par son influence sur le stockage d'énergie sous forme de chaleur latente et sur la formation de nuages bas, qui réfléchissent le rayonnement de grande longueur d'onde vers la surface terrestre. Son effet sur le climat de la région arctique est d'autant plus marqué que la concentration en CO₂ est élevée.

5.3 Comparaison des mécanismes responsables de l'amplification arctique future à ceux en jeu au dernier interglaciaire

Dans cette section, je compare d'abord de manière assez générale les cycles annuels du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, de la glace de mer arctique et de la température de l'air en surface. J'analyse ensuite les composantes du bilan d'énergie calculées à partir des sorties des simulations *1pctCO2* et *lig127k*. J'utilise la même approche qu'au chapitre 2.3 et dans la section 5.2.3. Enfin, je compare les rétroactions engendrant des variations de courte longueur d'onde (chap. 2.5). L'objectif est ici de rechercher des similitudes dans les mécanismes à l'origine du réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire et dans le futur, afin de mieux appréhender les changements à venir en Arctique. C'est dans cette section que j'apporte des éléments de réponse à la question posée à la fin du chapitre 1.4 : Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider à comprendre les changements climatiques à venir ?

5.3.1 Comparaison des cycles annuels du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, de la glace de mer arctique et de la température de l'air en surface

Dans cette section, je commence par comparer le cycle annuel des variables sélectionnées dans la section 5.2.1, c'est-à-dire le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère et la glace de mer. À ces deux variables, j'ajoute aussi la température de l'air en surface, qui illustre bien l'impact du forçage climatique dans chacune des simulations, ainsi que des rétroactions climatiques. Les figures 5.13, 5.16 et 5.17 montrent l'évolution de la variabilité inter-saisonnière dans la simulation *1pctCO2* (a) et son anomalie par rapport aux simulations *piControl* (b) et *lig127k* (c).

Avant de commenter la figure 5.13, rappelons que le forçage radiatif est ici calculé comme la différence entre le rayonnement net de courte longueur d'onde au sommet de l'atmosphère (SWdnTOA-SWupTOA) et le rayonnement de grande longueur d'onde émis vers l'espace (LWupTOA).

Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère est positif durant les mois de mai à juillet, et négatif le reste de l'année (fig. 5.13 a). Cette différence s'explique par le cycle saisonnier de l'insolation en Arctique, qui est maximale en été et proche de 0 en hiver.

Au cours de la simulation *1pctCO2*, le forçage radiatif augmente en été, du fait de la baisse du rayonnement SWupTOA (fig. 5.14 a). Il diminue, avec une amplitude plus faible, en hiver car une quantité plus importante de rayonnement LWupTOA est émis vers l'espace avec la hausse de la concentration en CO₂ atmosphérique (fig. 5.15 a).

Par rapport à la simulation *piControl*, le forçage radiatif est globalement plus fort en été dans le futur, et cette augmentation s'accroît au fil des années (fig. 5.13 b). Puisque les paramètres astronomiques et la constante solaire sont prescrits et identiques au pré-industriel et dans le futur, le cycle annuel du rayonnement SWdnTOA est fixe.

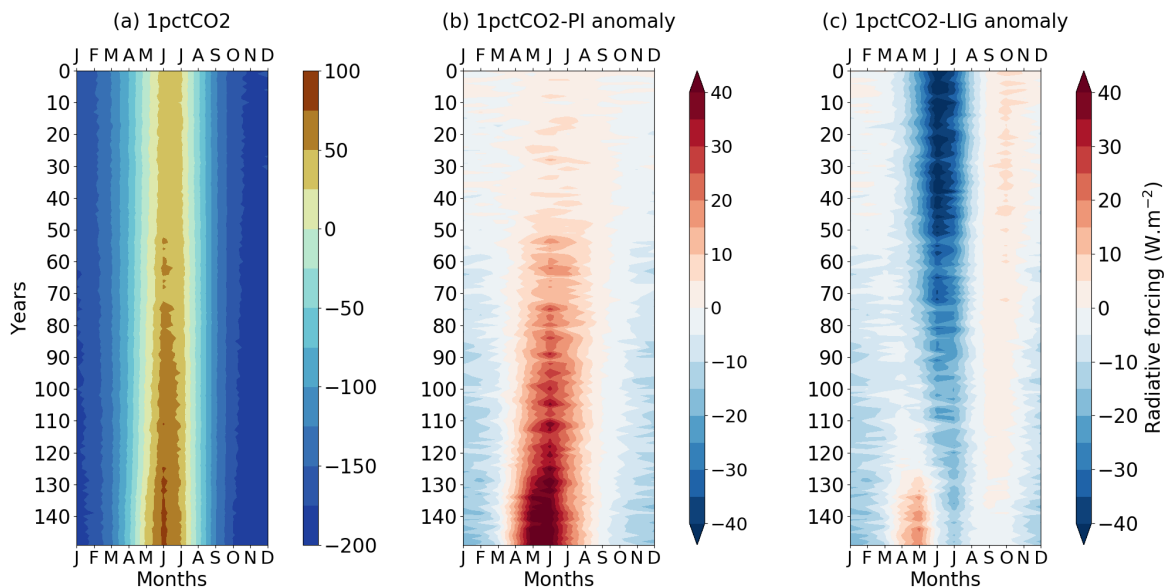


FIGURE 5.13 – Diagrammes Hovmöller de l’évolution temporelle du forçage radiatif au sommet de l’atmosphère (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60°N et 90°N de latitude et sur l’ensemble des longitudes.

Cette anomalie positive du forçage radiatif peut s’expliquer par une diminution des rayonnements SWupTOA ou LWupTOA. Avec le recul de la glace de mer observé sur la figure 5.17 b, l’albédo de la surface diminue. Par conséquent, la surface absorbe une quantité plus importante de rayonnement solaire incident, ce qui réduit la quantité de rayonnement SWupTOA (fig. 5.14 b). Les variations d’albédo de surface pourraient donc expliquer une partie de l’anomalie du forçage radiatif en été. À l’inverse, en hiver, le forçage radiatif est plus faible que dans la simulation *piControl*, et cette diminution s’intensifie au cours de la simulation *1pctCO2*. Cette anomalie négative du forçage radiatif est en partie liée à une augmentation du rayonnement LWupTOA (fig. 5.15 b).

La saisonnalité du forçage radiatif durant la période pré-industrielle est très différente de celle du dernier interglaciaire, du fait de la saisonnalité du forçage en insolation. En effet, au dernier interglaciaire, le forçage astronomique induit une hausse significative de l’insolation en été dans les hautes latitudes de l’hémisphère nord alors que, dans le futur, l’augmentation de la concentration en CO_2 atmosphérique influence le climat quelle que soit la saison. En comparant les figures 5.16 b et 5.16 c, nous constatons que les anomalies de températures par rapport à la simulation *piControl* sont plus homogènes que les anomalies de températures par rapport à la simulation *1pctCO2*. En effet, la température de l’air répond très rapidement à l’augmentation de la concentration en CO_2 atmosphérique : au bout de 10 ans de simulation, elle augmente par rapport à la période pré-industrielle, quelle que soit la saison, jusqu’à atteindre plus de 6°C en moyenne à la fin de la simulation. Par rapport à la simulation *lig127k*, l’été est d’abord plus froid (jusqu’à environ 55 ans de simulation), puis les températures augmentent sur l’ensemble de l’année, avec une anomalie maximale en hiver et au début du printemps.

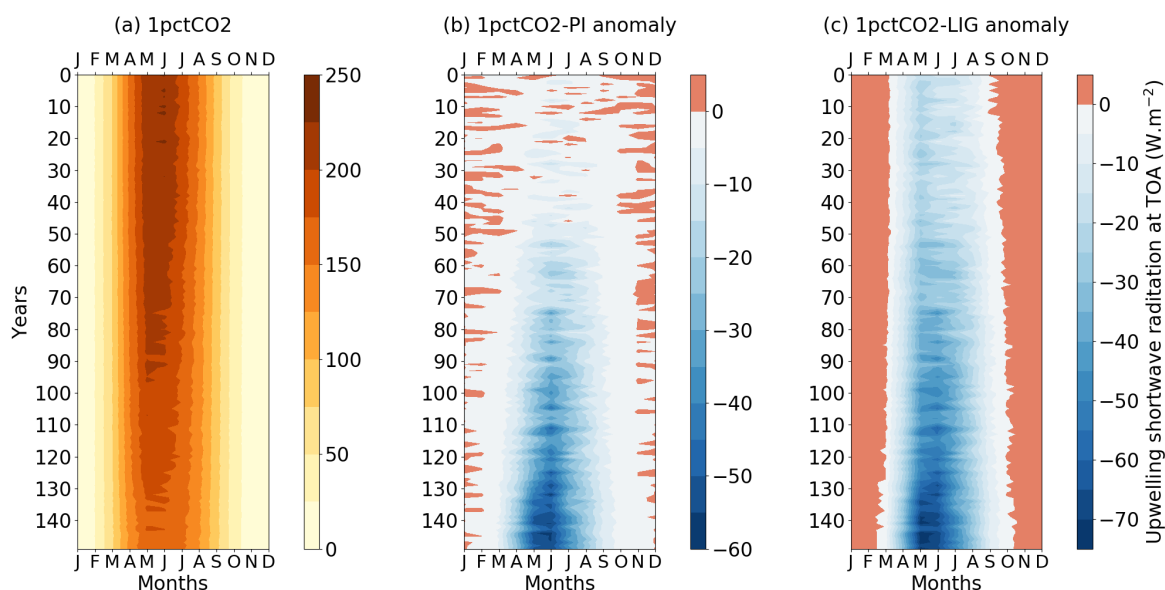


FIGURE 5.14 – Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle du rayonnement de courte longueur d'onde réfléchi vers l'espace (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60°N et 90°N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.

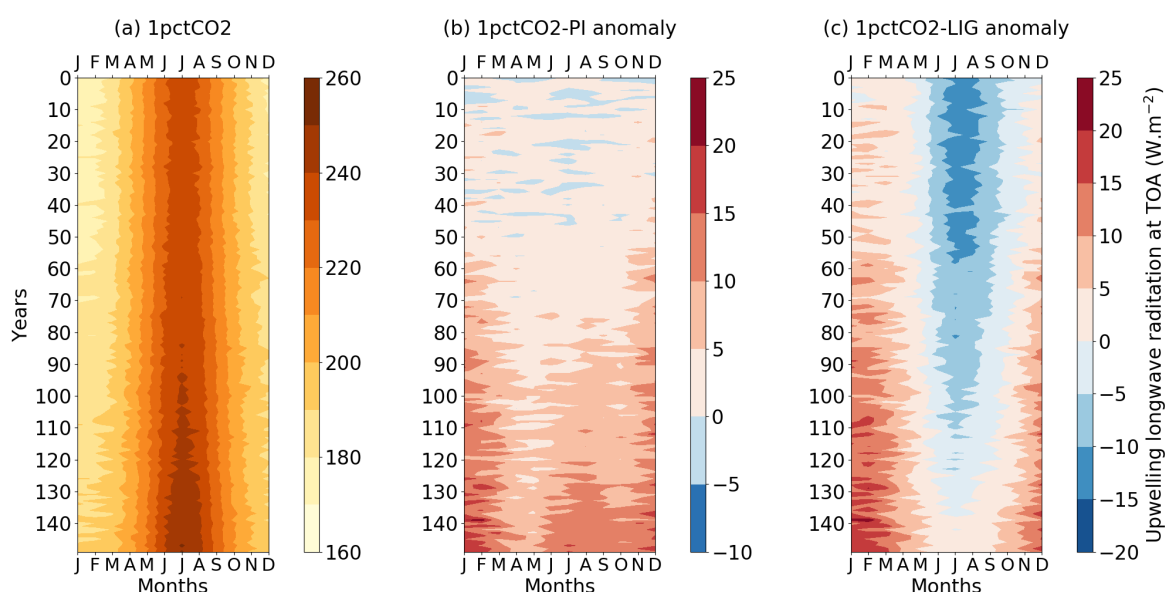


FIGURE 5.15 – Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle du rayonnement de grande longueur d'onde émis vers l'espace (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60°N et 90°N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.

La couverture de glace de mer arctique est également très sensible au forçage climatique. Sur la période 55-75 de la simulation *1pctCO2*, l'océan Arctique se retrouve dépourvu de glace de mer à la fin de certains étés (fig. 5.17 a). À partir de 75 ans de simulation, cela se généralise à tous les étés. Plus la concentration en CO_2 atmosphérique augmente, plus cette période s'étend et finit par concerner 10 mois sur 12 à la fin de la simulation.

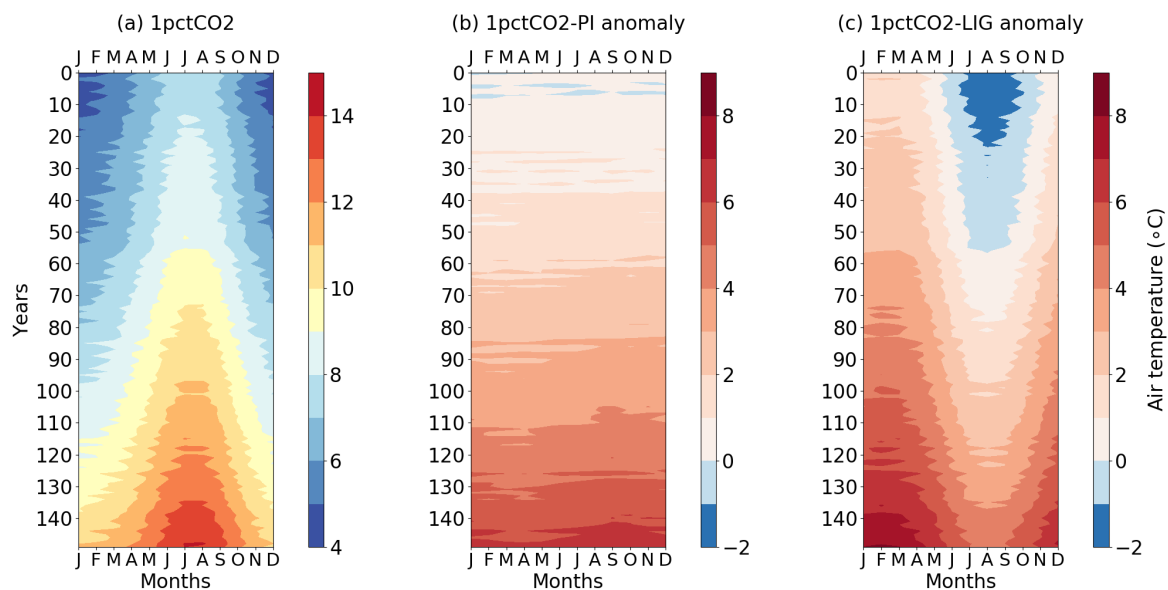


FIGURE 5.16 – Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle de la température de l'air moyennée entre 700 hPa et la surface ($^{\circ}\text{C}$). Le signal a été moyenné entre 60°N et 90°N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.

Par rapport au dernier interglaciaire, l'aire de glace de mer est d'abord plus élevée sur les 50 premières années de simulation, avec des anomalies fortement positives de l'été à l'automne. Puis, la tendance s'inverse : l'aire de glace de mer diminue par rapport au dernier interglaciaire.

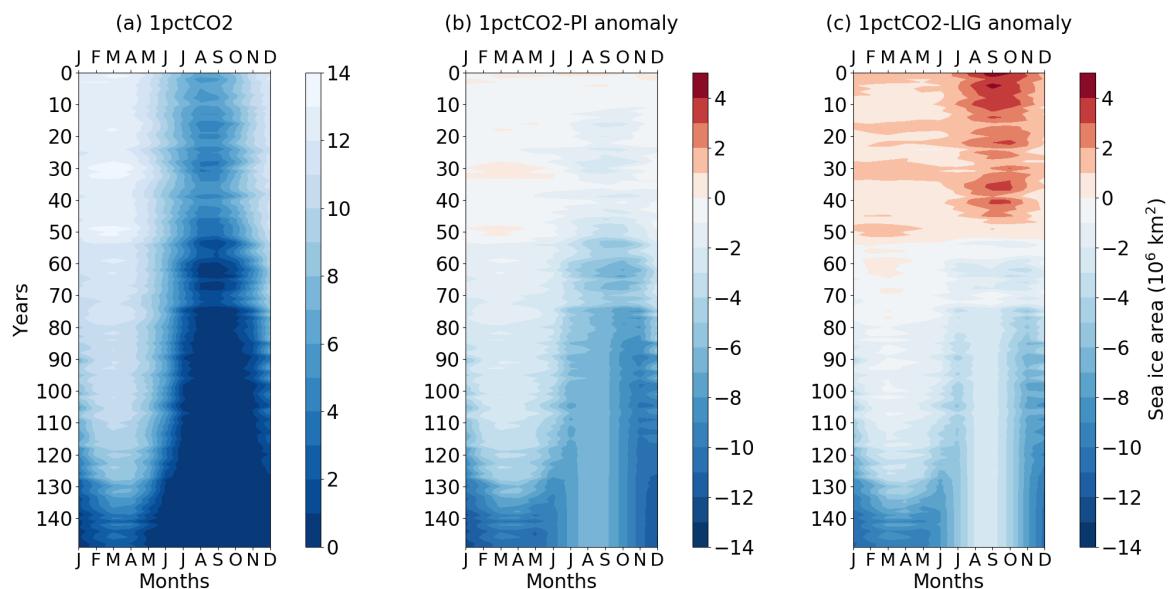


FIGURE 5.17 – Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle de l'aire de glace de mer (10^6 km^2). Le signal a été moyenné entre 60°N et 90°N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.

5.3.2 Quantification des anomalies saisonnières du bilan énergétique de l'Arctique entre les simulations *1pctCO2* et *lig127k*

Dans cette section, j'ai une dernière fois recours au calcul du bilan énergétique et de ses différentes composantes, afin d'évaluer les similitudes entre les simulations *1pctCO2* et *lig127k*. En regard de ce que nous avons appris au chapitre 2 sur le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire, je souhaite ici expliquer les mécanismes à l'origine de l'amplification du réchauffement de l'Arctique dans le futur. Les résultats sont présentés sur la figure 5.18 pour les périodes 40-60 (fig. 5.18 a) et 110-130 (fig. 5.18 b) de la simulation *1pctCO2*.

En considérant la période 40-60, nous pouvons constater que les anomalies de flux d'énergie sont globalement plus faibles entre les simulations *1pctCO2* et *lig127k* que pour la période 110-130. En automne, notamment, le bilan de chaleur en surface est similaire au dernier interglaciaire et dans le futur. Durant cette saison, le bilan énergétique de l'Arctique diffère par le transport total d'énergie, plus élevé dans la simulation *1pctCO2* que dans la simulation *lig127k*. L'énergie advectée des basses latitudes vers les pôles est directement stockée par l'océan et l'atmosphère. Cette accumulation de chaleur se traduit par un réchauffement de surface légèrement plus fort dans le futur ($+ 0,2^{\circ}\text{C}$). Le reste de l'année, les différences de températures de surface entre les simulations *1pctCO2* et *lig127k* valent $- 1,6^{\circ}\text{C}$ en été et $+ 3,8^{\circ}\text{C}$ en hiver. L'hiver est la saison qui subit le réchauffement le plus important dans le futur par rapport à la période pré-industrielle ($+ 4,0^{\circ}\text{C}$ en moyenne sur les années 40 à 60 et $+ 15,5^{\circ}\text{C}$ en moyenne sur les années 110 à 130). Au dernier interglaciaire, l'anomalie maximale de température de surface est atteinte en automne ($+ 4,2^{\circ}\text{C}$). Le réchauffement mis en évidence sur la période 40-60 de la simulation *1pctCO2* en hiver est donc comparable au réchauffement simulé par la simulation *lig127k* en automne. Cependant, la réponse de la glace de mer est différente d'une simulation à l'autre, que ce soit en termes d'intensité ou bien de distribution spatiale des anomalies (fig. 5.6 a, voir chap. 2.3 pour le dernier interglaciaire). Le recul de la glace de mer est plus de trois fois plus important en automne, durant le dernier interglaciaire, qu'en hiver sur la période 40-60 de la simulation *1pctCO2*.

Il est intéressant de comparer les simulations *1pctCO2* et *lig127k* à une période où la hausse des températures est identique dans les deux simulations. D'après ce que nous venons de voir, un réchauffement de 4°C , par rapport à la période pré-industrielle, est simulé par l'expérience *1pctCO2* en hiver, sur la période 40-60. Dans la simulation *lig127k*, un réchauffement de $4,2^{\circ}$ apparaît en automne. Dans ce qui suit, je vais donc comparer ces anomalies qui sont respectivement notées $[1pctCO2 - piControl]_{DJF}$ et $[lig127k - piControl]_{SON}$.

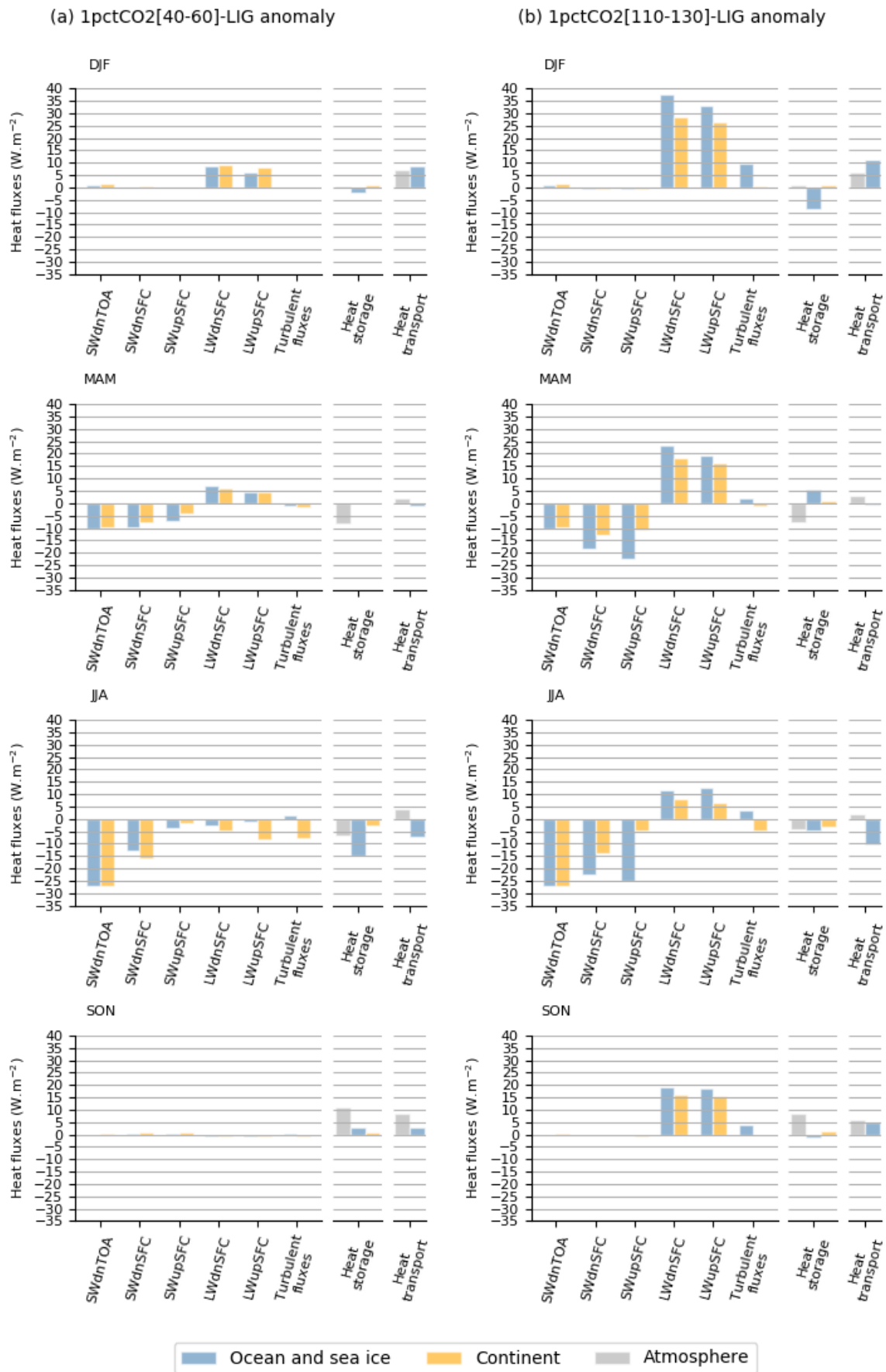


FIGURE 5.18 – Légende

Quantification des anomalies saisonnières du bilan de chaleur en surface (gauche), des termes de stockage d'énergie (milieu) et du transport de chaleur (droite) en moyenne sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* par rapport au dernier interglaciaire. Les flux de chaleur contribuant au calcul du bilan de chaleur en surface sont représentés sur le graphique : le rayonnement solaire incident (SWdnSFC), le rayonnement solaire réfléchi par la surface terrestre (SWupSFC), le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface terrestre (LWupSFC), le rayonnement de grande longueur d'onde absorbé et réémis par l'atmosphère (LWdnSFC) et les flux turbulents. Tous les flux sont moyennés entre 60 ° N et 90 ° N. Ils sont exprimés en W.m^{-2} .

La figure 5.19 représente les anomalies des différentes composantes du bilan énergétique de l'Arctique calculées telles que : $[1pctCO2 - piControl]_{DJF} - [lig127k - piControl]_{SON}$. Le réchauffement maximal moyenné sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2* s'explique principalement par un transport de chaleur vers les pôles plus intense ($+ 10,6 \text{ W.m}^{-2}$) que lors du réchauffement maximal au dernier interglaciaire. Ce surplus de chaleur est principalement stocké par l'atmosphère ($+ 10,1 \text{ W.m}^{-2}$).

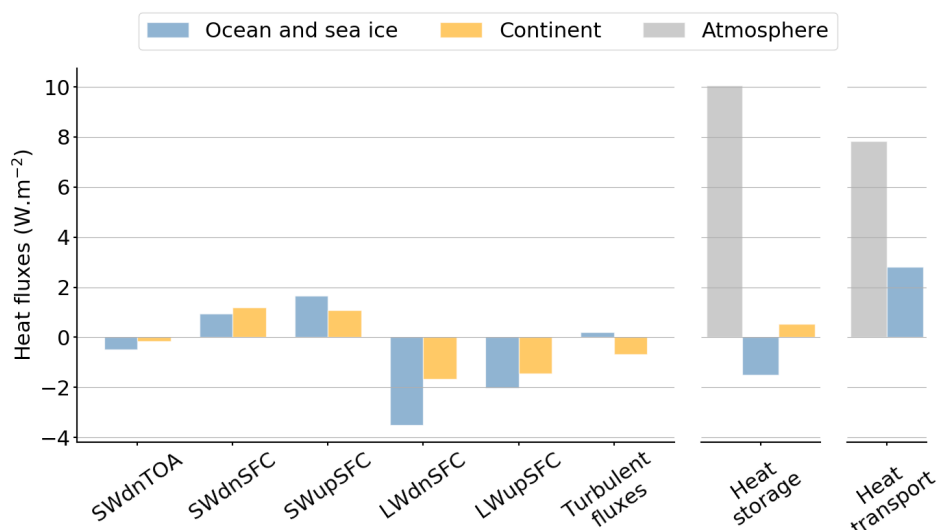


FIGURE 5.19 – Anomalies $[1pctCO2 - piControl]_{DJF} - [lig127k - piControl]_{SON}$ des composantes du bilan énergétique (W.m^{-2}) moyennées sur la région arctique (60-90 ° N).

Alors que les anomalies d'insolation sont plus faibles dans la simulation *1pctCO2*, celles du rayonnement de courte longueur d'onde (SWdnSFC et SWupSFC) sont plus importantes, car la couverture de glace de mer est plus étendue. En effet, nous avons vu dans ce chapitre que les variations de glace de mer modulent le transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère et donc le développement de nuages bas, qui réfléchissent le rayonnement solaire incident. La hausse du rayonnement SWupSFC est, quant à elle, directement liée à l'albédo de surface.

Les anomalies négatives du rayonnement de grande longueur d'onde (LWdnSFC et LWupSFC) sont aussi à relier aux différences d'étendue de glace de mer. Comme les surfaces englacées ont une température moins élevée que l'océan sous-jacent, elles

émettent moins d'énergie infrarouge. De plus, comme pour le rayonnement de courte longueur d'onde, l'effet radiatif des nuages sur le rayonnement de grande longueur est plus faible sur la période 40-60 de la simulation *1pctCO2*, car la couverture nuageuse est moins développée.

Il semble moins pertinent de vouloir comparer la simulation *lig127k* aux années 110-130 de la simulation *1pctCO2*, du fait du recul massif de la glace de mer et du manteau neigeux et d'une hausse des températures de surface trop importante. De manière générale, nous notons que le rayonnement de grande longueur d'onde joue un rôle majeur comparé au dernier interglaciaire. Cette augmentation du rayonnement de grande longueur d'onde témoigne de la mise en place de rétroactions directement liées à la hausse de la concentration en CO₂ et de la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère. Elle permet aussi le développement de nuages bas, dont l'effet radiatif est significatif (voir section 5.2).

De plus, en automne et en hiver, le transport de chaleur vers les pôles est plus intense sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2* et entraîne une hausse des températures, alors que celui-ci joue un rôle mineur sur le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire, comme montré au chapitre 2. Cependant, le rôle du transport de chaleur dans la simulation *1pctCO2* ne reste que très limité par rapport aux variations du rayonnement de grande longueur d'onde (fig. 5.18 a et b).

De plus, un des résultats marquant du chapitre 2 concerne le contraste d'anomalie de température de surface entre l'océan Arctique et les continents qui l'entourent en hiver et au printemps. En effet, au-dessus du bassin arctique, l'anomalie de température de l'air augmente, tandis qu'elle diminue au-dessus des continents durant ces deux saisons. Ce contraste océan-continent a pour effet une extension de la couverture neigeuse sur les continents au-delà de 80° N et une réduction de la couverture neigeuse aux latitudes plus basses. Dans la simulation *1pctCO2*, ce contraste océan-continent est beaucoup moins marqué (fig. 5.3 a-b et 5.6 a-b).

5.4 Mise en évidence des rétroactions engendrant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde

Précédemment, nous avons vu que le rayonnement de courte longueur d'onde a une influence significative sur le réchauffement en été et, dans une moindre mesure, au printemps dans la simulation *1pctCO2*. Nous pouvons donc émettre l'hypothèse que les rétroactions qui engendrent des variations du rayonnement de courte longueur d'onde prédominent du printemps à l'été. Pour vérifier cette hypothèse, je quantifie dans cette section les rétroactions de l'albédo de surface, des nuages et de l'atmosphère à partir de la méthode de l'APRP, décrite puis utilisée dans le chapitre 2.5.

Trois rétroactions climatiques sont ici présentées : la rétroaction liée aux variations de l'albédo de surface, la rétroaction liée aux variations des propriétés optiques des nuages et la rétroaction liée aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère.

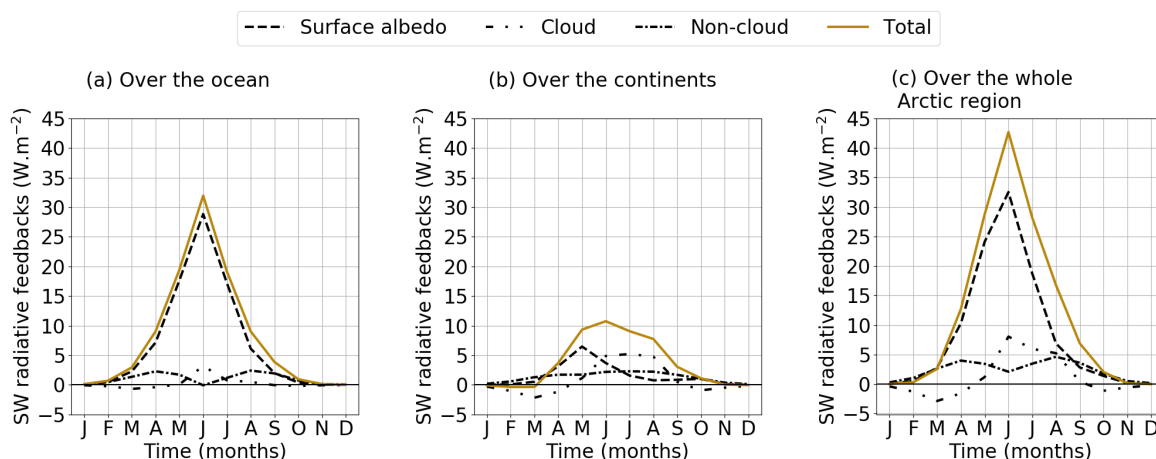


FIGURE 5.20 – Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Les rétroactions sont moyennées entre 60 et 90°N , sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*.

Les figures 5.20 et 5.21 illustrent de manière frappante le rôle dominant de la rétroaction de l'albédo. Les variations de l'albédo sont à l'origine d'une rétroaction positive tout au long de l'année, sur l'ensemble de la région arctique. En hiver celle-ci est très faible. En été, elle s'intensifie et atteint un maximum en juin. Durant cette période, elle culmine à $32,5 \text{ W.m}^{-2}$ en moyenne sur les années 110 à 130 et à $8,1 \text{ W.m}^{-2}$ en moyenne sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*.

Au-dessus des continents la rétroaction de l'albédo atteint son maximum un peu plus tôt dans l'année (en mai), du fait de la fonte de la neige. Au-dessus de l'océan, l'effet de l'albédo est en moyenne 4,6 fois plus fort qu'au-dessus des continents pour la période 110-130 et 6,7 fois plus fort pour la période 40-60. Lorsque la neige fond sur les

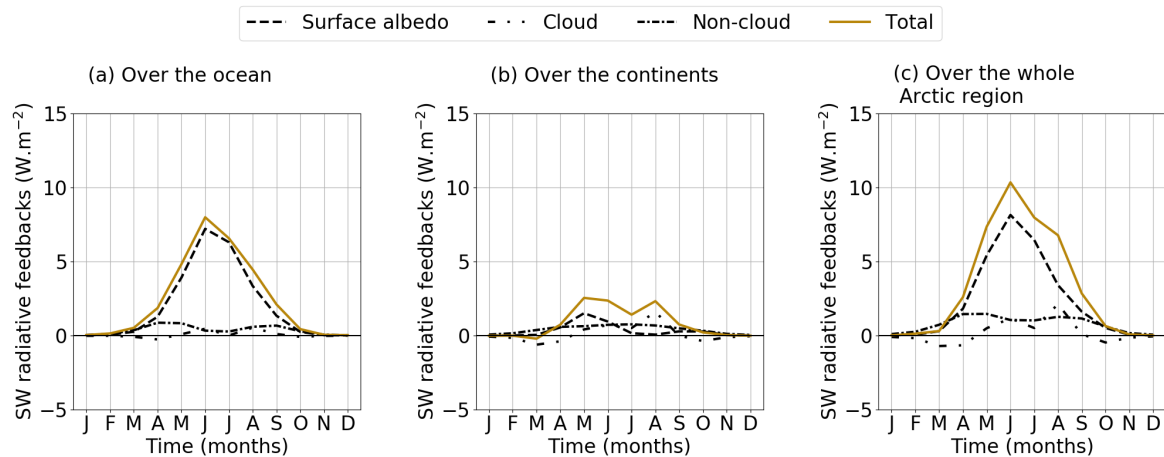


FIGURE 5.21 – Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Les rétroactions sont moyennées entre 60 et 90 ° N, sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*.

continents, l'albédo du sol devient plus élevé que celui de l'océan : les surfaces continentales ont un pouvoir réfléchissant supérieur à celui des océans. C'est pourquoi, malgré un fort recul du manteau neigeux (fig. 5.3 i-l et 5.6 i-l) au printemps, la rétroaction de l'albédo reste plus faible au-dessus des continents que des océans.

La rétroaction des nuages est assez faible comparée à celle de l'albédo. Au-dessus des océans (fig. 5.20 a et 5.21 a), elle accentue légèrement le réchauffement en été, mais est proche de 0 le reste de l'année. Au-dessus des continents (fig. 5.20 b et 5.21 b), elle contribue à atténuer ou à renforcer le réchauffement induit par l'effet de l'albédo selon les saisons.

À l'échelle de la région Arctique (fig. 5.20 c et 5.21 c), les variations de la couverture nuageuse sont à l'origine d'une rétroaction positive de mai à septembre, lorsque la quantité d'humidité dans l'atmosphère est en forte hausse par rapport à la pré-industrielle, et négative d'octobre à avril.

Dans la section 5.2.3, le rôle de l'effet radiatif des nuages avait déjà été évalué à partir d'une méthode plus facile à mettre en application, en calculant le forçage radiatif des nuages (CRE) qui représente la différence de rayonnement de courte longueur d'onde au sommet de l'atmosphère entre un ciel nuageux et un ciel clair (fig. 5.9). Nous avons alors vu que la rétroaction des nuages était fortement négative au-dessus de l'océan Arctique et positive au-dessus des continents en été. La réponse obtenue à l'aide du CRE est donc l'opposée de celle estimée à partir de l'APRP. Dans le calcul du CRE, la rétroaction des nuages n'est pas complètement dissociée des autres rétroactions, ce qui peut expliquer une telle différence. L'APRP s'avère donc être une méthode plus fiable que le CRE (Klocke et al., 2013). Les résultats obtenus grâce à cette méthode seront ainsi privilégiés.

À l'échelle de la région Arctique, l'évolution annuelle de la somme des rétroactions générant des variations du rayonnement solaire est principalement contrôlée par la rétroaction de l'albédo. L'influence des variations des propriétés physiques des nuages et de l'atmosphère est secondaire, mais joue tout de même sur la tendance annuelle en particulier sur la période 110-130 de la simulation *1pctCO2*. Il n'est pas étonnant que ces deux rétroactions n'impactent que légèrement le rayonnement de courte longueur d'onde. D'une part, nous nous attendions à observer un effet radiatif des nuages plus important en été du fait, entre autres, de la hausse des températures et de l'humidité dans la colonne atmosphérique. Au-dessus de l'océan, celui-ci aurait pu être à l'origine d'une rétroaction négative comme observée sur la figure 5.9, qui aurait en partie compensée l'effet de l'albédo. Au-dessus des continents, il aurait pu s'ajouter à la rétroaction de l'albédo et ainsi contribuer à la hausse des températures. D'autre part, l'augmentation de la concentration du CO₂ dans l'atmosphère module uniquement le rayonnement infrarouge. De plus, il s'agit de la seule modification concernant le forçage climatique réalisée entre la simulation *piControl* et *1pctCO2*. Les aérosols, qui quant à eux pourraient absorber, diffuser ou réfléchir le rayonnement solaire, ne varient pas d'une simulation à l'autre.

Ces rétroactions de l'albédo et des nuages suivent, cependant, la même tendance au cours du temps, mais avec une amplitude qui augmente entre la période 40-60 et la période 110-130.

Comparée à la simulation *lig127k*, la rétroaction de l'albédo est légèrement plus faible en moyenne sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2* (fig. 2.8 et fig. 5.21). Son évolution annuelle est aussi différente, avec un pic en juin moins franc et qui s'amortit de manière plus progressive qu'au dernier interglaciaire. Au contraire, en moyenne sur les années 110 à 130 de la simulation *1pctCO2*, la rétroaction de l'albédo est jusqu'à 2,4 fois plus forte qu'au dernier interglaciaire au pic de celle-ci (fig. 2.8 et fig. 5.20). Ceci s'explique principalement par une étendue de glace de mer beaucoup plus faible à la fin de la simulation *1pctCO2*, qui réduit drastiquement l'albédo de surface au-dessus de l'océan. Ce phénomène est d'autant plus fort en été, que l'océan se retrouve libre de glace et que, par conséquent, la surface ne réfléchit plus le rayonnement solaire vers l'espace durant cette saison.

La tendance annuelle de l'effet des nuages et de la rétroaction due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère sont très différentes entre les deux simulations. Ceci est certainement lié aux distributions verticales des anomalies de température de l'air et d'humidité spécifique dans la simulation *lig127k* et la simulation *1pctCO2*. Ces deux variables affectent à la fois les caractéristiques de la couverture nuageuse (section 5.2.3) et la composition de l'atmosphère en molécules gazeuses (ici surtout en terme de gouttelettes d'eau).

5.5 Bilan du chapitre

Dans ce chapitre, j'ai comparé les mécanismes de l'amplification arctique au dernier interglaciaire, mis en évidence dans le chapitre 2, à ceux de l'amplification arctique future. Pour cela, j'ai sélectionné deux périodes de la simulation *1pctCO2* (Eyring et al., 2016) pour lesquelles 1) le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère et 2) l'aire de glace de mer sont, en moyenne annuelle, équivalents à ceux simulés par l'expérience *lig127k*. Ainsi, j'ai analysé les différents processus physiques et rétroactions à l'origine de l'augmentation des températures de surface sur les années 110 à 130 et sur les années 40 à 60 de la simulation *1pctCO2*. J'ai alors montré que les mécanismes responsables du réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire sont similaires à ceux qui pourraient être à l'origine de la hausse des températures dans un futur proche (période 40-60). La plus grosse différence provient des transports océanique et atmosphérique de chaleur vers l'Arctique, plus importants dans le futur que durant le dernier interglaciaire. Ces variations du transport de chaleur témoignent de changements dans la circulation océanique et atmosphérique.

Le dernier interglaciaire est difficilement comparable à la période 110-130 de la simulation *1pctCO2*, car le recul de la glace de mer et, dans une moindre mesure, du manteaux neigeux est tel qu'il conduit à un réchauffement annuel bien trop important par rapport à la période pré-industrielle (+ 10,7 ° C à l'échelle de la région arctique). Ce réchauffement semble principalement lié à un enrichissement de l'atmosphère en vapeur d'eau. Pour aller plus loin dans cette analyse, il serait donc intéressant de comparer le rôle respectif des rétroactions liées à la hausse de la teneur en vapeur d'eau dans l'atmosphère aux autres rétroactions engendrant des variations du rayonnement de grande longueur d'onde pour le futur. Plusieurs méthodes existent pour cela, mais sont plus longues à mettre en oeuvre (kernels, CFRAM ou encore PRP). Une autre possibilité serait d'avoir recours à une méthode alternative. Après avoir calculé la perturbation initiale, liée aux variations d'insolation et de la concentration en gaz à effet de serre pour les simulations *lig127k* et *1pctCO2*, il serait possible de quantifier de manière indirecte les rétroactions engendrant des variations du rayonnement infrarouge à partir de cette perturbation initiale ainsi que les rétroactions engendrant des variations du rayonnement solaire, que nous avons estimées dans ce chapitre.

Messages principaux

Messages principaux

- En Arctique (60-90 ° N), les mécanismes responsables du réchauffement au dernier interglaciaire sont comparables à ceux qui pourraient être à l'origine de la hausse des températures dans un futur proche, c'est-à-dire pour une concentration en CO₂ atmosphérique inférieure à 560 ppm ;
- Le taux d'humidité dans l'atmosphère semble être un facteur majeur de l'amplification arctique future.

Perspectives

- Quantifier les rétroactions engendrant des variations du rayonnement de grande longueur d'onde pour le futur.
- Approfondir les causes des variations du transport océanique de chaleur vers l'Arctique.

Conclusion et perspectives

En août 2021, le sixième rapport d'évaluation du GIEC quantifiait le réchauffement global actuel d'environ 1,1 °C par rapport à la période pré-industrielle (1850-1900), avec une probabilité croissante d'atteindre le seuil symbolique des 1,5 °C d'ici les 20 prochaines années (Arias et al., 2021). Dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord, ce changement climatique se traduit par une hausse des températures en moyenne deux fois plus importante que sur le reste du globe. Ce phénomène d'amplification polaire, est le résultat des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'un ensemble de rétroactions climatiques qui modulent cette perturbation.

Au cours de ces dernières décennies, de nombreuses études se sont penchées sur les causes et les conséquences de l'amplification arctique, et des progrès substantiels ont été accomplis dans la compréhension de ce phénomène. Plusieurs rétroactions climatiques, opérant à la fois aux hautes et aux basses latitudes, ont été identifiées. Cependant, du fait de la complexité des interactions entre les différentes composantes du système climatique, des incertitudes subsistent sur leur rôle respectif et sur l'amplitude du réchauffement de l'Arctique dans le futur.

Les reconstructions paléoclimatiques des températures de surface, ainsi que les simulations du climat passé, attestent de l'existence de ce phénomène d'amplification polaire durant des périodes géologiques plus anciennes (Masson-Delmotte et al., 2006, Miller et al., 2010, Masson-Delmotte et al., 2013, Burke et al., 2018). Le dernier interglaciaire, qui s'étend de 129 et 116 000 ans avant notre ère, constitue l'une des périodes les plus chaudes de ces 800 000 dernières années. Cette période se caractérise par une hausse de l'insolation estivale dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord conduisant à une augmentation des températures de surface de 0,5 à 2 °C, en moyenne globale, par rapport à la période pré-industrielle (Capron et al., 2014, Turney et al., 2020). Ce réchauffement, plus marqué en Arctique, aurait pu atteindre jusqu'à plus de 4 °C au-dessus du Groenland (NEEM community members, 2013, Landais et al., 2016). Le niveau marin, de 6 à 9 m plus élevé que le niveau actuel (Dutton et al., 2015), indique que les calottes polaires étaient moins volumineuses qu'aujourd'hui. Cependant, de larges incertitudes demeurent sur l'ampleur du recul des calottes polaires et son influence sur le climat, étant donné le peu d'archives paléoclimatiques disponibles.

Le dernier interglaciaire est souvent utilisé par les modélisateurs pour mettre à l'épreuve notre compréhension des rétroactions climatiques sous des conditions de température comparables à celles de l'actuel. Dans le cadre de cette thèse, j'ai identifié et quantifié le rôle des processus dynamiques impliquant l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la cryosphère, et contribuant au réchauffement de l'Arctique durant le dernier interglaciaire afin de répondre à la problématique suivante :

Dans quelle mesure la connaissance du climat arctique du dernier interglaciaire peut-elle nous aider à comprendre les changements climatiques à venir dans cette région ?

Une des originalités de ce travail de thèse réside dans l'analyse de chaque composante du système climatique de l'Arctique, à savoir l'océan, l'atmosphère, les surfaces continentales et la cryosphère (neige, glace de mer, calotte groenlandaise).

À partir des sorties du modèle IPSL-CM6A-LR (Boucher et al., 2020), j'ai calculé les variations du bilan énergétique de l'Arctique, et de ces différentes composantes, il y a 127 000 ans. L'été est la saison durant laquelle le forçage climatique (insolation) est le plus fort, mais l'anomalie de température n'atteint son maximum qu'en automne (+ 4,0 °C). En été, l'anomalie d'insolation a un impact direct sur le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire (+ 3,2 °C). Ce réchauffement est amplifié par l'effet de l'albédo à la surface et par une rétroaction positive des nuages au-dessus des continents. En automne, la hausse des températures résulte principalement d'un "pré-conditionnement" de l'océan durant la saison précédente : l'excès de chaleur absorbé par l'océan en été est transféré vers les basses couches de l'atmosphère en automne. Ce réchauffement est aussi la conséquence de rétroactions climatiques positives, mises en évidence par la forte hausse du rayonnement de grande longueur d'onde durant cette saison.

Les mécanismes responsables du réchauffement du climat arctique au dernier interglaciaire sont comparables à ceux qui pourraient être à l'origine de la hausse des températures dans un futur proche. En effet, j'ai comparé deux périodes de la simulation idéalisée *1pctCO2*, réalisée avec le modèle IPSL-CM6A-LR, dans laquelle la concentration en CO₂ atmosphérique augmentent de 1 % par an. La première période étudiée est une moyenne sur les années 40 à 60 de la simulation. Elle a été choisie car elle correspond à la période durant laquelle l'aire de glace de mer est similaire, en moyenne annuelle, à celle simulée par l'expérience *lig127k*. La plus grosse différence entre ces deux simulations provient des transports océanique et atmosphérique de chaleur vers l'Arctique, plus importants dans le futur que durant le dernier interglaciaire. Ces variations du transport de chaleur témoignent de changements dans la circulation océanique et atmosphérique.

La seconde période sélectionnée est caractéristique d'un futur plus lointain (années 110-130 de l'expérience *1pctCO2*) et simule un forçage radiatif au sommet de l'atmosphère équivalent, en moyenne annuelle, à celui de l'expérience *lig127k*. Dans ce cas, l'humidité joue un rôle crucial sur le réchauffement de l'Arctique. L'enrichissement de l'atmosphère en vapeur d'eau crée un environnement propice à la formation des nuages bas, dont l'effet radiatif participe à l'amplification du réchauffement. De plus, la vapeur d'eau constitue un gaz à effet de serre puissant, dont l'action s'ajoute à celle du CO₂ atmosphérique, et elle contribue à augmenter le stockage d'énergie dans l'atmosphère sous forme de chaleur latente.

Cependant, ces estimations sont basées sur des simulations climatiques dont la topographie des calottes groenlandaise et antarctique sont fixées à leur état actuel. Elles ne permettent donc pas de modéliser la réponse dynamique des calottes polaires au changement climatique.

L'utilisation du modèle de calottes GRISLI a permis de simuler plusieurs scénarios de l'évolution de la calotte groenlandaise au cours du dernier interglaciaire, afin d'obtenir

différentes topographies de calotte. Ces derniers suggèrent que la calotte groenlandaise a perdu entre 10,7 et 57,1 % de son volume de glace initial au cours du dernier interglaciaire. Cette perte de glace se traduit par une hausse maximale du niveau marin comprise entre 0,83 et 4,35 m par rapport au niveau actuel. De plus, la fonte de la calotte groenlandaise a une influence non négligeable sur le climat au travers de l'effet des changements d'altitude sur la température et de la rétroaction de l'albédo. À l'issue d'une étude préliminaire, j'ai évalué les rétroactions atmosphère-calotte à l'aide du modèle icoLMDZOR v7. À basse résolution, le recul de la calotte induit une hausse maximale des températures de surface de $0,2^{\circ}\text{C}$ à 127 ka, à l'échelle de la région arctique. Ce réchauffement est essentiellement lié aux variations d'épaisseur de glace au nord et au sud du Groenland. À partir de la simulation *lig127k*, j'avais préalablement estimé un réchauffement de $0,9^{\circ}\text{C}$ qui ne prenait pas en compte l'effet des rétroactions atmosphère-calotte. Dans ce cas-là, négliger cet effet engendre une erreur de 20 % sur l'estimation de l'anomalie de température. Cette erreur n'est pas négligeable et montre l'importance de coupler modèles climatiques et modèles de calottes, car les variations de celles-ci modulent l'intensité du réchauffement estimé.

Perspectives

Dans les chapitres 2 et 5, j'ai montré que les variations de stockage océanique de chaleur en été étaient un des facteurs déterminants du réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire et dans le futur. Cependant, je n'ai pu étudier qu'une partie des causes de ces anomalies de stockage de chaleur. En effet, la quantité de chaleur absorbée, puis stockée, par l'océan dépend des interactions à l'interface air-mer (modulées par l'étendue de glace de mer), mais aussi du transport océanique de chaleur. Les variations du transport océanique de chaleur sont déterminées à la fois par les changements de températures des masses d'eau et par les variations de leur volume transporté vers l'Arctique (van der Linden et al., 2019). Pour compléter cette étude, je suggère d'abord de quantifier le transport de chaleur au travers du détroit de Fram et de la mer de Barents, qui sont les portes d'entrée principales des eaux de l'Atlantique Nord en Arctique.

Concernant l'estimation du rôle respectif des rétroactions climatiques en Arctique, une des grandes limites de cette étude est de n'avoir considéré que les rétroactions engendrant des variations du rayonnement de courte longueur d'onde. Ces rétroactions, notamment celles de l'albédo, expliquent le signal en température observé en été. Les variations d'albédo ont également un effet indirect sur le réchauffement de l'Arctique durant le reste de l'année, car elles modulent la quantité de chaleur absorbée et stockée par l'océan, transmise ensuite à l'atmosphère au cours des saisons suivantes. Cependant, l'effet de l'albédo ne permet pas à lui seul d'expliquer le phénomène d'amplification polaire mis en évidence en automne au dernier interglaciaire et en hiver dans le futur. Durant ces saisons, la hausse des températures est essentiellement due à une augmentation du rayonnement de grande longueur d'onde. Plusieurs méthodes existent pour quantifier les rétroactions engendrant des variations du rayonnement de grande longueur d'onde (kernels, CFRAM ou encore PRP), mais elles sont longues à mettre en oeuvre car elles nécessitent d'utiliser en parallèle un modèle de transfert radiatif off-line ou bien de faire tourner de nouvelles simulations climatiques.

Dans le chapitre 3, j'ai comparé deux méthodes différentes pour calculer le bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise à partir des sorties du modèle climatique IPSL-CM5A2-VLR : le PDD et l'ITM. Dans le cas du dernier interglaciaire, une des limitations principales du PDD est de ne pas prendre en compte les variations d'insolation, qui correspondent pourtant au principal forçage climatique durant cette période. Une alternative au PDD est d'estimer la fonte de la glace à partir de l'ITM. Cependant, cette approche prend la forme d'une paramétrisation qui repose sur une description idéalisée du taux de fonte des calottes. Une amélioration possible serait d'utiliser un modèle de neige pour calculer explicitement le bilan d'énergie et les variations d'albédo liées aux processus de la neige (métamorphisme, vieillissement). À l'Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), un nouveau modèle de neige, appliqué aux surfaces englacées et implémenté dans le modèle de surface ORCHIDEE, est actuellement en cours de développement. À terme, l'objectif est de déterminer les variations du bilan de masse de surface du Groenland à l'aide de ce modèle, en vue du couplage entre le modèle de climat de l'IPSL et d'un modèle de calottes de glace.

L'approche utilisée dans le chapitre 4 permet uniquement d'estimer les rétroactions atmosphère-calotte, car les températures de surface de l'océan sont fixées. Une prochaine étape serait donc d'analyser les rétroactions océan-calotte. Comparé à la calotte Antarctique, le Groenland compte peu de plateformes de glace flottante. Par conséquent, l'impact de l'océan sur la calotte groenlandaise est limité. Par contre, le ruissellement d'eau de fonte vers l'océan Atlantique pourrait affecter l'intensité de la circulation méridienne de retournement en Atlantique Nord (AMOC). Cette influence des flux d'eau douce sur la formation d'eaux denses en Atlantique Nord au dernier interglaciaire a été mise en évidence par différentes expériences de sensibilité (Swingedouw et al., 2009, Govin et al., 2012, Stone et al., 2016). Pour étudier l'intégralité des rétroactions climat-calotte, il serait nécessaire de mettre en place un véritable couplage entre le modèle climatique IPSL-CM5A2-VLR, le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7 et le modèle de calottes GRISLI. Les simulations à haute résolution, décrites dans le chapitre 4, sont encourageantes et suggèrent de nouvelles pistes pour élaborer une stratégie de calcul du bilan de masse à la surface de la calotte groenlandaise.

Afin de réaliser une analyse exhaustive des causes et conséquences du réchauffement de l'Arctique il y a 127 000 ans, il faudrait également considérer les rétroactions climat-végétation. En effet, dans la simulation *lig127k*, la végétation est prescrite à son état actuel. Pourtant, les enregistrements paléoclimatiques indiquent des changements notables de la distribution du couvert végétal au cours de cette période (Otto-Bliesner et al., 2017). En Europe du Nord et en Sibérie, par exemple, ces changements se manifestent par un remplacement de la tundra par des forêts boréales sur près de 1 000 km par endroit (CAPE-Last Interglacial Project Members, 2006, Thomas et al., 2020). Une simulation à 127 ka, incluant une représentation de la végétation dynamique, est actuellement en cours au LSCE. Son analyse permettra d'évaluer l'impact des variations d'albédo et d'évapotranspiration dues aux variations du couvert végétal en Arctique. Par exemple, nous pouvons nous attendre à ce que ce changement de végétation réduise considérablement l'albédo de surface et contribue à amplifier le réchauffement du climat arctique (Gibbard et al., 2005, Fraedrich et al., 2005, Betts, 2000).

Enfin, cette étude a été menée uniquement à partir des modèles climatiques de l'IPSL. Pourtant, Holland and Bitz (2003) ont montré que l'amplitude et la distribution spatiale du réchauffement dans les hautes latitudes dépendaient de la représentation de l'état moyen de la glace de mer par les modèles climatiques pour la période actuelle. Pour tester la robustesse de cette étude, il est donc important d'étendre l'analyse énergétique utilisé au cours de cette thèse aux autres modèles CMIP6. Une première comparaison du bilan de chaleur en surface simulé par les modèles CESM2 (Danabasoglu et al., 2020), HadGEM3-GC3.1-LL (Williams et al., 2018) et IPSL-CM6A-LR a été réalisée dans (Kageyama et al., 2021). Il serait maintenant intéressant de considérer l'ensemble des modèles impliqués dans l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6 afin d'établir une comparaison passé-futur des mécanismes responsables du réchauffement de l'arctique plus robuste.

Bibliographie

- Abram, N., Adler, C., Bindoff, N. L., Cheng, L., Cheong, S.-M., Cheung, W. W. L., Collins, M., Derksen, C., Ekaykin, A., Frölicher, T., Garschagen, M., Gattuso, J.-P., Glavovic, B., Gruber, S., Guinder, V., Hallberg, R., Harper, S., Hilmi, N., Hinkel, J., Hirabayashi, Y., Hock, R., Hollowed, A., Combes, H. J. D., Kairo, J., Magnan, A. K., Masson-Delmotte, V., Robin, J. B., Matthews, McInnes, K., Meredith, M., Mintenbeck, K., Morin, S., Okem, A., Oppenheimer, M., Orlove, B., Petzold, J., Pirani, A., Poloczanska, E., Pörtner, H.-O., Prakash, A., Rasul, G., Rivera-Arriaga, E., Roberts, D. C., Schuur, E. A., Sebesvari, Z., Sommerkorn, M., Sutherland, M., Tagliabue, A., Wal, R. V. D., Williamson, P., Yu, R., and Zhai, P. : , chap. Summary for Policymakers, H.-O. Pörtner and D.C. Roberts and V. Masson-Delmotte and P. Zhai and M. Tignor and E. Poloczanska and K. Mintenbeck and A. Alegria and M. Nicolai and A. Okem and J. Petzold and B. Rama and N.M. Weyer, 2019.
- Adkins, J. F., Boyle, E. A., Keigwin, L., and Cortijo, E. : Variability of the North Atlantic thermohaline circulation during the last interglacial period, *Nature*, 390, 154–156, <https://doi.org/10.1038/36540>, 1997.
- Adler, R. E., Polyak, L., Ortiz, J. D., Kaufman, D. S., Channelle, J. E., Xuan, C., Grottoli, A. G., Sellén, E., and A.Crawford, K. : Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution : HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendeleev Ridge, Global and Planetary Change, 68, 18–29, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.026>, 2009.
- Álvarez Solas, J., Montoya, M., Ritz, C., Ramstein, G., Charbit, S., Dumas, C., Nisancioglu, K., Dokken, T., and Ganopolski, A. : Heinrich event 1 : an example of dynamical ice-sheet reaction to oceanic changes, *Clim. Past*, 4, <https://doi.org/10.5194/cp-7-1297-2011>, 2011.
- Alvarez-Solas, J., Robinson, A., Montoya, M., and Ritz, C. : Iceberg discharges of the last glacial period driven by oceanic circulation changes, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, <https://doi.org/10.1073/pnas.130662211>, 2013.
- AMAP : Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)., Report, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2017.
- Arias, P., Bellouin, N., Coppola, E., Jones, R., Krinner, G., J. Marotzke, V. N., Palmer, M., Plattner, G.-K., Rogel, J., Rojas, M., Sillmann, J., Storelvmo, T., Thorne, P., Trewin, B., Rao, K. A., Adhikary, B., R.P. Allan, K. A., G. Bala, R. B., Berger, S., Canadell, J., Cassou, C., Cherchi, A., Collins, W., Collins, W., Connors, S., Corti, S., Cruz, F., Dentener, F., Dereczynski, C., Luca, A. D., Niang, A. D., Doblas-Reyes,

- F., Dosio, A., Douville, H., Engelbrecht, F., Eyring, V., Fischer, E., Forster, P., Fox-Kemper, B., Fuglestad, J., Fyfe, J., Gillett, N., Goldfarb, L., Gorodetskaya, I., Gutierrez, J., Hamdi, R., Hawkins, E., Hewitt, H., Hope, P., Islam, A., Jones, C., Kaufman, D., Kopp, R., Kosaka, Y., Kossin, J., Krakovska, S., Lee, J.-Y., Li, J., Mauritsen, T., Maycock, T., Meinshausen, M., S.-K. Min, P. M., Ngo-Duc, T., Otto, F., Pinto, I., Pirani, A., Raghavan, K., Ranasinghe, R., Ruane, A., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Samset, B., Sathyendranath, S., Seneviratne, S., Sörensson, A., Szopa, S., Takayabu, I., Tréguier, A.-M., van den Hurk, B., Vautard, R., von Schuckmann, K., Zaehle, S., Zhang, X., and Zickfeld, K. : Technical Summary, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2021.
- Aumont, O., Ethé, C., Tagliabue, A., Bopp, L., and Gehlen, M. : PISCES-v2 : an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies, *Geosci. Mod. Dev.*, 8, 2465–2513, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2465-2015>, 2015.
- Bakker, P., Meerbeeck, C. J. V., , and Renssen, H. : Sensitivity of the North Atlantic climate to Greenland Ice Sheet melting during the Last Interglacial, *Clim. Past*, 8, <https://doi.org/10.5194/cp-8-995-2012>, 2012.
- Barlow, N. L. M., McClymont, E. L., Whitehouse, P. L., Stokes, C. R., Jamieson, S. S. R., Woodroffe, S. A., Bentley, M. J., Callard, S. L., Ó Cofaigh, C., Evans, D. J. A., Horrocks, J. R., Lloyd, J. M., Long, A. J., Margold, M., Roberts, D. H., and Sanchez-Montes, M. L. : Lack of evidence for a substantial sea-level fluctuation within the Last Interglacial, *Nature Geoscience*, 11, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0195-4>, 2018.
- Bartlein, P. J. and Shafer, S. L. : Paleo calendar-effect adjustments in time-slice and transient climate-model simulations (PaleoCalAdjust v1.0) : impact and strategies for data analysis, *Geosci. Model Dev.*, 12, 3889–3913, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3889-2019>, 2019.
- Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Kele, H. T. M., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E. W. : An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012) : 120–800 ka, *Clim. Past*, 9, 1715–1731, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013>, 2013.
- Benn, D., Hir, G. L., Bao, H., Donnadieu, Y., Dumas, C., Fleming, E. J., Hambrey, M. J., Mcmillan, E. A., Petronis, M. S., Ramstein, G., Stevenson, C. T. E., Wynn, P. M., and Fairchild, I. J. : Orbitally forced ice sheet fluctuations during the Marinoan Snowball Earth glaciation, *Nat. Geosci.*, 8, 704–707, <https://doi.org/10.1038/ngeo2502>, 2015.
- Bereiter, B., Eggleston, S., Schmitt, J., Nehrbass-Ahles, C., Stocker, T. F., Fischer, H., Kipfstuhl, S., and Chappellaz, J. : Revision of the EPICA Dome C CO₂ record from 800 to 600 kyr before present, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 542–549, <https://doi.org/10.1002/2014GL061957>, 2015.

- Berger, A. and Loutre, M.-F. : Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Sci. Rev.*, 10, 297–317, [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-Q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-Q), 1991.
- Berger, A. and Loutre, M.-F. : Parameters of the Earths orbit for the last 5 Million years in 1 kyr resolution, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.56040>, 1999.
- Betts, R. A. : Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo, *Nature*, 408, <https://doi.org/10.1038/35041545>, 2000.
- Blanke, B. and Delecluse, P. : Variability of the Tropical Atlantic Ocean Simulated by a General Circulation Model with Two Different Mixed-Layer Physics, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1363–1388, [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1993\)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1993)023<1363:VOTTAO>2.0.CO;2), 1993.
- Boers, N. and Rypdal, M. : Critical slowing down suggests that the western Greenland Ice Sheet is close to a tipping point, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 118, <https://doi.org/10.1073/pnas.2024192118>, 2021.
- Bonaventura, L. and Ringler, T. : Analysis of Discrete Shallow-Water Models on Geodesic Delaunay Grids with C-Type Staggering, *Monthly Weather Review*, 103, 2351–2373, <https://doi.org/10.1175/MWR2986.1>, 2005.
- Bonelli, S., Charbit, S., Kageyama, M., Woillez, M.-N., Ramstein, G., Dumas, C., and Quiquet, A. : Investigating the evolution of major Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial-interglacial cycle, *Clim. Past*, 5, <https://doi.org/10.5194/cp-5-329-2009>, 2009.
- Born, A. and Nisancioglu, K. H. : Melting of Northern Greenland during the last interglaciation , *The Cryosphere*, 6, <https://doi.org/10.5194/tc-6-1239-2012>, 2012.
- Born, A., Imhof, M. A., and Stocker, T. F. : An efficient surface energy–mass balance model for snow and ice, *The Cryosphere*, 13, 1529–1546, <https://doi.org/10.5194/tc-13-1529-2019>, 2019.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Dupont, E., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Ethé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khadre-Traoré, A., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levvasseur, G., Lévy, C., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N. : Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>, 2020.

- Braconnot, P. and Kageyama, M. : Shortwave forcing and feedbacks in Last Glacial Maximum and Mid-Holocene PMIP3 simulations, *Philos. T. R. Soc. A*, 373, <https://doi.org/https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0424>, 2015.
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y. : Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, *Nat. Clim. Change*, 2, 417–424, <https://doi.org/10.1038/nclimate1456>, 2012.
- Braconnot, P., Albani, S., Balkanski, Y., Cozic, A., Kageyama, M., Sima, A., Marti, O., and Peterschmitt, J.-Y. : Impact of dust in PMIP-CMIP6 mid-Holocene simulations with the IPSL model, *Clim. Past*, 17, 1091–1117, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-17-1091-2021>, 2021.
- Braithwaite, R. J. : Calculation of degree-days for glacier-climate research, *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 20, 1985.
- Brewer, S., Guiot, J., Sanchez-Goni, M., and Klotz, S. : The climate in Europe during the Eemian : a multi-method approach using pollen data, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 2303–2315, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.08.029>, 2008.
- Brigham-Grette, J. and Hopkins, D. M. : Emergent Marine Record and Paleoclimate of the Last Interglaciation along the Northwest Alaskan Coast, *Quaternary Res.*, 43, 159–173, <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1017>, 1995.
- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coleou, C. : An Energy and Mass Model of Snow Cover Suitable for Operational Avalanche Forecasting, *J. Glaciol.*, 35, 333–342, <https://doi.org/10.3189/S0022143000009254>, 1989.
- Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G. : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. Glaciol.*, 38, 13–22, <https://doi.org/10.3189/S0022143000009552>, 1992.
- Burke, K. D., Williams, J. W., Chandler, M. A., Haywood, A. M., Lunt, D. J., and Otto-Bliesner, B. L. : Pliocene and Eocene provide best analogs for near future climates, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 115, 13 288–13 293, <https://doi.org/10.1073/pnas.1809600115>, 2018.
- Calov, R., Robinson, A., Perrette, M., and Ganopolski, A. : Simulating the Greenland ice sheet under present-day and palaeo constraints including a new discharge parameterization, *The Cryosphere*, 9, <https://doi.org/10.5194/tc-9-179-2015>, 2015.
- CAPE-Last Interglacial Project Members : Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 1383–1400, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.033>, 2006.
- Capron, E., Govin, A., J.Stone, E., Masson-Delmotte, V., Mulitza, S., Otto-Bliesner, B., L.Rasmussen, T., C.Sime, L., Waelbroeck, C., and W.Wolff, E. : Temporal and spatial structure of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 103, 116–133, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.018>, 2014.

- Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B. L., and Wolff, E. W. : Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions, *Quaternary Sci. Rev.*, 168, 137–150, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.019>, 2017.
- Capron, E., Rovere, A., Austermann, J., Axford, Y., Barlow, N. L. M., Carlson, A. E., de Vernal, A., Dutton, A., Kopp, R. E., McManus, J. F., Menviel, L., Otto-Bliesner, B. L., Robinson, A., Shakun, J. D., Tzedakis, P. C., and Wolff, E. W. : Challenges and research priorities to understand interactions between climate, ice sheets and global mean sea level during past interglacials, *Quaternary Sci. Rev.*, 219, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.06.030>, 2019.
- Cattiaux, J., Quesada, B., Arakélian, A., Codron, F., Vautard, R., and Yiou, P. : North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model : sensitivity to atmospheric resolution, *Clim. Dynam.*, 40, 2293–2310, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1529-3>, 2013.
- Cesana, G., Kay, J. E., Chepfer, H., English, J. M., and de Boer, G. : Ubiquitous low-level liquid-containing Arctic clouds : New observations and climate model constraints from CALIPSO-GOCCP, *Geophys. Res. Lett.*, 39, <https://doi.org/10.1029/2012GL053385>, 2012.
- Charbit, S., Ritz, C., and Ramstein, G. : Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat : sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00093-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00093-2), 2002.
- Charbit, S., Ritz, C., Philippon, G., Peyaud, V., and Kageyama, M. : Numerical reconstructions of the Northern Hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle , *Clim. Past*, 3, <https://doi.org/10.5194/cp-3-15-2007>, 2007.
- Charbit, S., Paillard, D., and Ramstein, G. : Amount of CO₂ emissions irreversibly leading to the total melting of Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 35, <https://doi.org/10.1029/2008GL033472>, 2008.
- Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Roche, D. M., , and Ritz, C. : Influence of ablation-related processes in the build-up of simulated Northern Hemisphere ice sheets during the last glacial cycle, *The Cryosphere*, 7, <https://doi.org/10.5194/tc-7-681-2013>, 2013.
- Cheruy, F., Ducharne, A., Hourdin, F., Musat, I., Étienne Vignon, Gastineau, G., Bastrikov, V., Vuichard, N., Diallo, B., Dufresne, J., Ghattas, J., Grandpeix, J., Idelkadi, A., Mellul, L., Maignan, F., Ménégoz, M., Ottlé, C., Peylin, P., Servonnat, J., Wang, F., and Zhao, Y. : Improved Near-Surface Continental Climate in IPSL-CM6A-LR by Combined Evolutions of Atmospheric and Land Surface Physics, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS002005>, 2020.
- Chripko, S., Msadek, R., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., Bessi eres, L., and Moine, M.-P. : Impact of Reduced Arctic Sea Ice on Northern Hemisphere Climate and Weather in Autumn and Winter , *J. Climate*, 34, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0515.1>, 2021.

- Clark, P. U., He, F., Golledge, N. R., Mitrovica, J. X., Dutton, A., Hoffman, J. S., and Dendy, S. : Oceanic forcing of penultimate deglacial and last interglacial sea-level rise, *Nature*, 577, <https://doi.org/10.1038/s41586-020-1931-7>, 2020.
- Colleoni, F., Kirchner, N., Niessen, F., Quiquet, A., and Liakka, J. : An East Siberian ice shelf during the Late Pleistocene glaciations : Numerical reconstructions, *Quaternary Sci. Rev.*, 147, 148–163, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.023>, 2016.
- Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A., and Wehner, M. : Long-term Climate Change : Projections, Commitments and Irreversibility, book section 12, p. 1029–1136, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.024>, 2013a.
- Collins, S. N., James, R. S., Ray, P., Chen, K., Lassman, A., and Brownlee, J. : Grids in Numerical Weather and Climate Models, in : *Climate Change and Regional/Local Responses*, edited by Ray, P. and Zhang, Y., chap. 4, IntechOpen, 2013b.
- Colville, E. J., Carlson, A. E., Beard, B. L., Hatfield, R. G., Stoner, J. S., Reyes, A. V., and Ullman, D. J. : Sr-Nd-Pb Isotope Evidence for Ice-Sheet Presence on Southern Greenland During the Last Interglacial, *Science*, 334, <https://doi.org/10.1126/science.1204673>, 2011.
- Cronin, T., Gemery, L., Jr., W. B., Jakobsson, M., L.Polyak, and Brouwers, E. : Quaternary Sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 3415–3429, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.024>, 2010.
- Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M., Frame, D., Mahowald, N., and Winther, J.-G. : Introduction, book section 1, p. 119–158, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.007>, 2013.
- Cuffey, K. M. and Marshall, S. J. : Substantial contribution to sea-level rise during the last interglacial from the Greenland ice sheet, *Nature*, 404, <https://doi.org/10.1038/35007053>, 2000.
- Curtis, H. D. : Chapter 3 - Orbital Position as a Function of Time, in : *Orbital Mechanics for Engineering Students*, 3rd edition, edited by Curtis, H. D., pp. 145–186, Butterworth-Heinemann, Boston, <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-097747-8.00003-7>, 2014.
- Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Bacmeister, J., Bailey, D., DuVivier, A., Edwards, J., Emmons, L., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelmana, A., Hannay, C., Holland, M., Large, W., Lauritzen, P., Lawrence, D., Lenaerts, J., Lindsay, K., nd M.J. Mills, W. L., Neale, R., Oleson, K., Otto-Bliesner, B., Phillips, A., Sacks, W., Tilmes, S., van Kampenhout, L., Vertenstein, M., Bertini, A., Dennis, J., Deser, C., Fischer, C., Fox-Kemper, B., Kay, J., Kinnison, D., Kushner, P., Larson, V., Long, M., Mickelson, S., Moore, J., Nienhouse, E., Polvani, L., Rasch, P., and Strand, W. : The

- Community Earth System Model Version 2 (CESM2), *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>, 2020.
- Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M., and Reeh, N. : A New Greenland Deep Ice Core, *Science*, 218, <https://doi.org/10.1126/science.218.4579.1273>, 1982.
- Dansgaard, W. et al. : Climatic record revealed by the Camp Century ice core, in : *The Late Cenozoic glacial ages*, edited by Turekian, K. K., pp. 37–56, New Haven, Yale University Press, 1971.
- De Ridder, K. and Gallée, H. : Land Surface-Induced Regional Climate Change in Southern Israel, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 37, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1470:LSIRCC>2.0.CO;2), 1998.
- de Rosnay, P., Polcher, J., Bruen, M., and Laval, K. : Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 107, <https://doi.org/10.1029/2001JD000634>, 2002.
- de Vernal, A., Gersonde, R., Goosse, H., Seidenkrantz, M.-S., and Wolff, E. W. : Sea ice in the paleoclimate system : the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction, *Quaternary Sci. Rev.*, 79, 1–8, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.009>, 2013a.
- de Vernal, A., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Radi, T., and Solignac, S. : Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages : status of the approach, *Quaternary Sci. Rev.*, 79, 122–134, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.022>, 2013b.
- de Vernal, A., Radi, T., Zaragosi, S., Nieuwenhove, N. V., Rochon, A., Allan, E., Schepper, S. D., Eynaud, F., Head, M. J., Limoges, A., Londeix, L., Matthiessen, F. M. J., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A., and Richerol, T. : Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters : The new n=1968 database, *Mar. Micropaleontol.*, 159, <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796>, 2020.
- Dee, D., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hersbach, H., Hólm, E., Isaksen, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A., Monge-Sanz, B., Morcrette, J.-J., B.-K. Park, C. P., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F. : The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>, 2011.
- Dee, D., Balmaseda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A., and Thépaut, J.-N. : Toward a Consistent Reanalysis of the Climate System, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 1235–1248, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00043.1>, 2014.

- Demory, F., Nowaczyk, N. R., Witt, A., and Oberhänsli, H. : High-resolution magnetostratigraphy of late quaternary sediments from Lake Baikal, Siberia : timing of intracontinental paleoclimatic responses, *Global Planet. Change*, 46, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2004.09.016>, 2005.
- Dirk Notz and Julienne Stroeve : Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission, *Science*, 354, <https://doi.org/10.1126/science.aag2345>, 2016.
- Dolan, A. M., Haywood, A. M., Hunter, S. J., C.Tindall, J., J.Dowsett, H., J.Hill, D., and J.Pickering, S. : Modelling the enigmatic Late Pliocene Glacial Event — Marine Isotope Stage M2, *Global Planet. Change*, 128, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.02.001>, 2015.
- Donnadieu, Y., Dromart, G., Godderis, Y., Pucéat, E., Brigaud, B., Dera, G., Dumas, C., and Olivier, N. : A mechanism for brief glacial episodes in the Mesozoic greenhouse, *Paleoceanography*, 26, <https://doi.org/10.1029/2010PA002100>, 2011.
- Dubos, T., Dubey, S., Tort, M., Mittal, R., Meurdesoif, Y., and Hourdin, F. : DYNAMICO-1.0, an icosahedral hydrostatic dynamical core designed for consistency and versatility, *Geosci. Model Dev.*, 8, 3131–3150, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-3131-2015>, 2015.
- Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., and O. Aumont, O. M., Balkanski, Y., Bekki, S., Bellenger, H., Benshila, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., de Noblet, N., Duvel, J.-P., Etche, C., Fairhead, L., Fichefet, T., Flavoni, S., Friedlingstein, P., Grandpeix, J.-Y., Guez, L., Guilyardi, E., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Ghattas, J., Joussaume, S., Kageyama, M., Krinner, G., Labetoulle, S., Lahellec, A., Lefebvre, M.-P., Lefevre, F., Levy, C., Li, Z. X., Lloyd, J., Lott, F., Madec, G., Mancip, M., Marchand, M., Masson, S., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Parouty, S., Polcher, J., Rio, C., Schulz, M., Swingedouw, D., Szopa, S., Talandier, C., Terray, P., Viovy, N., and Vuichard, N. : Climate change projections using the IPSL-CM5 Earth System Model : from CMIP3 to CMIP5, *Clim. Dynam.*, 40, 2123–2165, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1>, 2013.
- Dutton, A. and Lambeck, K. : Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial, *Science*, 337, <https://doi.org/10.1126/science.1205749>, 2012.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., and Raymo, M. E. : Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, *Science*, 349, <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>, 2015.
- Enderlin, E. M., Howat, I. M., Jeong, S., Noh, M.-J., van Angelen, J. H., and van den Broeke, M. R. : An improved mass budget for the Greenland ice sheet, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 866–872, <https://doi.org/10.1002/2013GL059010>, 2014.
- Epstein, E. S. : On Obtaining Daily Climatological Values from Monthly Means, *J. Climate*, 4, 365–368, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0365:OODOCVF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0365:OODOCVF>2.0.CO;2), 1991.

- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E. : Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- Fasullo, J. T. and Trenberth, K. E. : The Annual Cycle of the Energy Budget. Part II : Meridional Structures and Poleward Transports, *J. Climate*, 21, 2313–2325, <https://doi.org/10.1175/2007JCLI1936.1>, 2008.
- Fausto, R. S., Ahlstrøm, A. P., Van as, D., Johnsen, S. J., Langen, P. L., and Steffen, K. : Improving surface boundary conditions with focus on coupling snow densification and meltwater retention in large-scale ice-sheet models of Greenland, *Journal of Glaciology*, 55, <https://doi.org/10.3189/002214309790152537>, 2009.
- Fettweis, X., Tedesco, M., van den Broeke, M., and Ettema, J. : Melting trends over the Greenland ice sheet (1958–2009) from spaceborne microwave data and regional climate models, *The Cryosphere*, 5, <https://doi.org/10.5194/tc-5-359-2011>, 2011.
- Fettweis, X., Franco, B., Tedesco, M., van Angelen, J. H., Lenaerts, J. T. M., van den Broeke, M. R., and Gallée, H. : Estimating the Greenland ice sheet surface mass balance contribution to future sea level rise using the regional atmospheric climate model MAR, *The Cryosphere*, 7, <https://doi.org/10.5194/tc-7-469-2013>, 2013.
- Fettweis, X., Box, J. E., Agosta, C., Amory, C., Kittel, C., Lang, C., van As, D., Machguth, H., and Gallée, H. : Reconstructions of the 1900–2015 Greenland ice sheet surface mass balance using the regional climate MAR model, *The Cryosphere*, 11, 1015–1033, <https://doi.org/10.5194/tc-11-1015-2017>, 2017.
- Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason, C., and Rummukainen, M. : Evaluation of Climate Models, book section 9, p. 741–866, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.020>, 2013.
- Flocco, D., Schroeder, D., Feltham, D. L., and Hunke, E. C. : Impact of melt ponds on Arctic sea ice simulations from 1990 to 2007, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 117, <https://doi.org/10.1029/2012JC008195>, 2012.
- Fraedrich, K., Jansen, H., Kirk, E., and rank Lunkeit : The Planet Simulator : Green planet and desert world, *Meteorol. Z.*, 14, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2005/0044>, 2005.
- Fyke, J., Sergienko, O., Löfverström, M., Price, S., and Lenaerts, J. T. M. : An Overview of Interactions and Feedbacks Between Ice Sheets and the Earth System, *Rev. Geophys.*, 56, <https://doi.org/10.1029/2018RG000600>, 2018.
- Fyke, J. G., Weaver, A. J., Pollard, D., Eby, M., Carter, L., and Mackintosh, A. : A new coupled ice sheet/climate model : description and sensitivity to model physics under Eemian, Last Glacial Maximum, late Holocene and modern climate conditions, *Geosci. Model Dev.*, 4, <https://doi.org/10.5194/gmd-4-117-2011>, 2011.

- Galaasen, E. V., Ninnemann, U. S., Irvali, N., Kleiven, H. K. F., Rosenthal, Y., Kissel, C., and Hodell, D. A. : Rapid Reductions in North Atlantic Deep Water During the Peak of the Last Interglacial Period, *Science*, 343, 1129–1132, <https://doi.org/10.1126/science.1248667>, 2014.
- Gallée, H. and Schayes, G. : Development of a Three-Dimensional Meso- γ Primitive Equation Model : Katabatic Winds Simulation in the Area of Terra Nova Bay, Antarctica, *Mon. Weather Rev.*, 122, 671–685, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1994\)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1994)122<0671:DOATDM>2.0.CO;2), 1994.
- Ganopolski, A., Calov, R., and Claussen, M. : Simulation of the last glacial cycle with a coupled climate ice-sheet model of intermediate complexity, *Clim. Past*, 6, <https://doi.org/10.5194/cp-6-229-2010>, 2010.
- Gaspar, P., Grégoris, Y., and Lefevre, J.-M. : A simple eddy kinetic energy model for simulations of the oceanic vertical mixing : Tests at station Papa and long-term upper ocean study site, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 95, 16 179–16 193, <https://doi.org/10.1029/JC095iC09p16179>, 1990.
- Gastineau, G., Lott, F., Mignot, J., and Hourdin, F. : Alleviation of an Arctic Sea Ice Bias in a Coupled Model Through Modifications in the Subgrid Scale Orographic Parameterization, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2020MS002111>, 2020.
- Gibbard, S., Caldeira, K., G. Bala, T. P., and Wickett, M. : Climate effects of global land cover change, *Geophys. Res. Lett.*, 32, <https://doi.org/10.1029/2005GL024550>, 2005.
- Goelzer, H., Huybrechts, P., Loutre, M.-F., and Fichefet, T. : Last Interglacial climate and sea-level evolution from a coupled ice sheet–climate model, *Clim. Past*, 12, <https://doi.org/10.5194/cp-12-2195-2016>, 2016.
- Goelzer, H., Robinson, A., Seroussi, H., and van de Wal, R. S. : Recent Progress in Greenland Ice Sheet Modelling, *Curr. Clim. Change Rep.*, 3, <https://doi.org/10.1007/s40641-017-0073-y>, 2017.
- Goelzer, H., Nowicki, S., Edwards, T., Beckley, M., Abe-Ouchi, A., Aschwanden, A., Calov, R., Gagliardini, O., Golledge, F. G.-C. N. R., Gregory, J., Greve, R., Humbert, A., Huybrechts, P., Kennedy, J. H., Larour, E., Lipscomb, W. H., clec’h, S. L., Lee, V., Morlighem, M., Pattyn, F., Payne, A. J., Rodehacke, C., Rückamp, M., Saito, F., Schlegel, N., Seroussi, H., Shepherd, A., Sun, S., van de Wal, R., and Ziemen, F. A. : Design and results of the ice sheet model initialisation experiments initMIP-Greenland : an ISMIP6 intercomparison, *The Cryosphere*, 12, <https://doi.org/doi.org/10.5194/tc-12-1433-2018>, 2018.
- Goelzer, H., Nowicki, S., Payne, A., Larour, E., Seroussi, H., Lipscomb, W. H., Gregory, J., Abe-Ouchi, A., Shepherd, A., Simon, E., Agosta, C., Alexander, P., Aschwanden, A., Barthel, A., Calov, R., Chambers, C., Choi, Y., Cuzzone, J., Dumas, C., Edwards, T., Felikson, D., Fettweis, X., Golledge, N. R., Greve, R., Humbert, A., Huybrechts, P., clec’h, S. L., Lee, V., Leguy, G., Little, C., Lowry, D. P., Morlighem, M., Nias,

- I., Quiquet, A., Rückamp, M., Schlegel, N.-J., Slater, D. A., Smith, R. S., Straneo, F., Tarasov, L., van de Wal, R., and van den Broeke, M. : The future sea-level contribution of the Greenland ice sheet : a multi-model ensemble study of ISMIP6, *The Cryosphere*, 14, <https://doi.org/10.5194/tc-14-3071-2020>, 2020.
- 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., Pithana, F., Svensson, G., and Vancoppenolle, M. : Quantifying climate feedbacks in polar regions, *Nat. Commun.*, 9, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04173-0>, 2018.
- Govin, A., Braconnot, P., Capron, E., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Jansen, E., Labeyrie, L., Landais, A., Marti, O., Michel, E., Mosquet, E., Risebrobakken, B., Swingedouw, D., and Waelbroeck, C. : Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial, *Clim. Past*, 8, <https://doi.org/10.5194/cp-8-483-2012>, 2012.
- Govin, A., Capron, E., Tzedakis, P., Verheydend, S., Ghaleb, B., Hillaire-Marcel, C., St-Onge, G., Stoner, J., Bassinot, F., Bazin, L., Blunier, T., Combourieu-Nebout, N., Ouahabi, A. E., Genty, D., Gersonde, R., Landais, P. J.-A. A., Martrat, B., Masson-Delmotte, V., Parrenin, F., Seidenkrantz, M.-S., Veres, D., Waelbroeck, C., and Zahn, R. : Sequence of events from the onset to the demise of the Last Interglacial : Evaluating strengths and limitations of chronologies used in climatic archives, *Quaternary Sci. Rev.*, 129, 1–36, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.018>, 2015.
- Graversen, R. G. and Wang, M. : Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo, *Clim. Dynam.*, 33, <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0535-6>, 2009.
- Gregory, J. and Huybrechts, P. : Ice-sheet contributions to future sea-level change, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 364, <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1796>, 2006.
- Greve, R. : Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet, *Ann. Glaciol.*, 42, <https://doi.org/10.3189/172756405781812510>, 2005.
- Guarino, M.-V., Sime, L. C., Schröder, D., Malmierca-Vallet, I., Rosenblum, E., Ringer, M., Ridley, J., Feltham, D., Bitz, C., Steig, E. J., Wolff, E., Stroeve, J., and Sellar, A. : Sea-ice-free Arctic during the Last Interglacial supports fast future loss, *Nat. Clim. Change*, 10, 928–932, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0865-2>, 2020.
- Hall, A. : The Role of Surface Albedo Feedback in Climate, *J. Climate*, 17, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2), 2004.
- Held, I. M. and Soden, B. J. : Water Vapor Feedback and Global Warming, *Annu. Rev. Energ. Env.*, 25, 441–475, <https://doi.org/10.1146/annurev.energy.25.1.441>, 2000.
- Helsen, M. M., van de Berg, W. J., van de Wal, R. S. W., van den Broeke, M. R., and Oerlemans, J. : Coupled regional climate–ice-sheet simulation shows limited Greenland ice loss during the Eemian, *Clim. Past*, 9, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1773-2013>, 2013.

- Hodell, D. A. : The smoking gun of the ice ages, *Science*, 354, 1235–1236, <https://doi.org/10.1126/science.aal4111>, 2016.
- Hodell, D. A., Minth, E. K., H.Curtis, J., McCave, N., Hall, I. R., Channell, J. E., and Xuan, C. : Surface and deep-water hydrography on Gardar Drift (Iceland Basin) during the last interglacial period, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 288, 10–19, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.040>, 2009.
- Hoffman, J. S., Clark, P. U., Parnell, A. C., and He, F. : Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation, *Science*, 355, 276–279, <https://doi.org/10.1126/science.aai8464>, 2017.
- Holland, M. and Bitz, C. : Polar amplification of climate change in coupled models, *Clim. Dyn.*, 21, 221–232, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>, 2003.
- Horton, B. P., c, S. R., Engelhart, S. E., and Kempe, A. C. : Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300, *Quaternary Sci. Rev.*, 84, 1–6, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.002>, 2014.
- Hourdin, F., Foujols, M.-A., Codron, F., Guemas, V., Dufresne, J.-L., Bony, S., Denvil, S., Guez, L., Lott, F., Ghattas, J., Braconnot, P., Marti, O., Meurdesoif, Y., and Bopp, L. : Impact of the LMDZ atmospheric grid configuration on the climate and sensitivity of the IPSL-CM5A coupled model, *Clim. Dynam.*, 40, 2167–2192, <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1411-3>, 2012.
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J., Madeleine, J., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M., Mellul, L., Traore, A., Dufresne, J., Boucher, O., Lefebvre, M., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., Diallo, F. B., Lott, F., Gastineau, G., Caubel, A., Meurdesoif, Y., and Ghattas, J. : LMDZ6A : the atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics, *J. Adv. Model.Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001892>, 2020.
- Hutter, K. : Theoretical glaciology ; material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, *Journal of Glaciology*, 30, 254–255, <https://doi.org/10.3189/S0022143000006055>, 1983.
- Huybrechts, P. : Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00082-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00082-8), 2002.
- Hwang, Y., Frierson, D. M. W., and Kay, J. E. : Coupling between Arctic feedbacks and changes in poleward energy transport, *Geophys. Res. Lett.*, 38, <https://doi.org/10.1029/2011GL048546>, 2011.
- IPCC : Glossaire, book section Glossaire, p. 1523–1535, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>, 2013.
- IPCC : Global warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission

- pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R.Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C.Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, T. Waterfield, 2018.
- Irvali, N., Ninnemann, U. S., Galaasen, E. V., Rosenthal, Y., Kroon, D., Oppo, D. W., Kleiven, H. F., Darling, K. F., and Kissel, C. : Rapid switches in subpolar North Atlantic hydrography and climate during the Last Interglacial (MIS 5e), *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 27, <https://doi.org/10.1029/2011PA002244>, 2012.
- Kageyama, M., Charbit, S., Ritz, C., Khodri, M., and Ramstein, G. : Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophys. Res. Lett.*, 31, <https://doi.org/10.1029/2004GL021339>, 2004.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Bopp, L., Mariotti, V., Roy, T., Woillez, M.-N., Caubel, A., Foujols, M.-A., Éric Guilyardi, Khodri, M., Lloyd, J., Lombard, F., and Marti, O. : Mid-Holocene and Last Glacial Maximum climate simulations with the IPSL model—part I : comparing IPSL_CM5A to IPSL_CM4, *Clim. Dyn.*, 40, 2469–2495, <https://doi.org/https://doi.org/10.1007/s00382-012-1499-5>, 2013.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Haywood, A. M., Jungclauss, J. H., Otto-Bliesner, B. L., Peterschmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Brierley, C., Crucifix, M., Dolan, A., Fernandez-Donado, L., Fischer, H., Hopcroft, P. O., Ivanovic, R. F., Lambert, F., Lunt, D. J., Mahowald, N. M., Peltier, W. R., Phipps, S. J., and Gavin A. Schmidt, D. M. R., Tarasov, L., Valdes, P. J., Zhang, Q., and Zhou, T. : The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1 : Overview and over-arching analysis plan, *Geosci. Model Dev.*, 11, 1033–1057, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/gmd-11-1033-2018>, 2018.
- Kageyama, M., Sime, L. C., Sicard, M., Guarino, M.-V., de Vernal, A., Schroeder, D., Stein, R., Malmierca-Vallet, I., Abe-Ouchi, A., Bitz, C., Braconnot, P., Brady, E., Chamberlain, M. A., Feltham, D., Guo, C., Lohmann, G., Meissner, K., Menviel, L., Morozova, P., Nisancioglu, K. H., Otto-Bliesner, B., O’ishi, R., Sherriff-Tadano, S., Stroeve, J., Shi, X., Sun, B., Volodin, E., Yeung, N., Zhang, Q., Zhang, Z., and Ziehn, T. : A multi-model CMIP6 study of Arctic sea ice at 127 ka : Sea ice data compilation and model differences, *Clim. Past*, 17, 37–62, <https://doi.org/10.5194/cp-17-37-2021>, 2021.
- Kasahara, A. : Computational aspects of numerical models for weather prediction and climate simulation, *Methods in Computational Physics : Advances in Research and Applications*, 48, 1–66, <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50006-9>, 1977.
- Khodri, M., Ramstein, G., de Noblet-Ducoudré, N., and Kageyama, M. : Sensitivity of the northern extratropics hydrological cycle to the changing insolation forcing at 126 and 115 ky BP, *Clim. Dynam.*, 21, 273–287, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0333-5>, 2003.
- Klocke, D., Quaas, J., and Stevens, B. : Assessment of different metrics for physical climate feedbacks, *Clim. Dyn.*, 41, 1173–1185, <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1757-1>, 2013.

- Koerner, R. M. : Ice Core Evidence for Extensive Melting of the Greenland Ice Sheet in the Last Interglacial, *Science*, 244, <https://doi.org/10.1126/science.244.4907.964>, 1989.
- Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C., and Oppenheimer, M. : Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage, *Nature*, 462, <https://doi.org/10.1038/nature08686>, 2009.
- Kopp, R. E., Simons, F. J., Mitrovica, J. X., Maloof, A. C., and Oppenheimer, M. : A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage, *Geophys. J. Int.*, 193, <https://doi.org/10.1093/gji/ggt029>, 2013.
- Krinner, G., Viovy, N., de Noblet-Ducoudré, N., Ogée, J., Polcher, J., Friedlingstein, P., Ciais, P., Sitch, S., and Prentice, I. C. : A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, *Global Biogeochem. Cy.*, 19, <https://doi.org/10.1029/2003GB002199>, 2005.
- Ladant, J.-B., Donnadieu, Y., Lefebvre, V., and Dumas, C. : The respective role of atmospheric carbon dioxide and orbital parameters on ice sheet evolution at the Eocene-Oligocene transition, *Paleoceanography*, 29, 810–823, <https://doi.org/10.1002/2013PA002593>, 2014.
- Landais, A., Masson-Delmotte, V., Capron, E., Langebroek, P. M., Bakker, P., Stone, E. J., Merz, N., Raible, C. C., Fischer, H., Orsi, A., Prié, F., Vinther, B., and Dahl-Jensen, D. : How warm was Greenland during the last interglacial period?, *Clim. Past*, 12, 1933–1948, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1933-2016>, 2016.
- Le clec’h, S. : Sensibilité et rétroactions de la calotte groenlandaise face à des changements climatiques passé et futur, Thèse, Université Paris-Saclay, 2018.
- Le clec’h, S., Quiquet, A., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., , and Ritz, C. : A rapidly converging initialisation method to simulate the present-day Greenland ice sheet using the GRISLI ice sheet model (version 1.3), *Geosci. Model. Dev.*, 12, 2481–2499, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-2481-2019>, 2019.
- Le Meur, E. and Huybrechts, P. : A comparison of different ways of dealing with isostasy : Examples from modelling the Antarctic ice sheet during the last glacial cycle, *Ann. Glaciol.*, 23, <https://doi.org/10.3189/S0260305500013586>, 1996.
- Létréguilly, A., Reeh, N., and Huybrechts, P. : The Greenland ice sheet through the last glacial-interglacial cycle, *Global Plan. Change*, 4, [https://doi.org/10.1016/0921-8181\(91\)90004-G](https://doi.org/10.1016/0921-8181(91)90004-G), 1991.
- Lhomme, N., Clark, G. K., and Marshall, S. J. : Tracer transport in the Greenland Ice Sheet : constraints on ice cores and glacial history, *Quaternary Sci. Rev.*, 24, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.020>, 2005.
- Lindsay, R. and Schweiger, A. : Arctic sea ice thickness loss determined using subsurface, aircraft, and satellite observations, *The Cryosphere*, 9, 269–283, <https://doi.org/10.5194/tc-9-269-2015>, 2015.

- Louergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.-M., Raynaud, D., Stocker, T. F., and Chappellaz, J. : Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years, *Nature*, 453, 383–386, <https://doi.org/10.1038/nature06950>, 2008.
- Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., Herold, N., Jungclauss, J. H., Khon, V. C., Krebs-Kanzow, U., Langebroek, P. M., Lohmann, G., Nisancioglu, K. H., Otto-Bliesner, B. L., Park, W., Pfeiffer, M., Phipps, S. J., Prange, M., Rachmayani, R., Renssen, H., Rosenbloom, N., Schneider, B., Stone, E. J., Takahashi, K., Wei, W., Yin, Q., and Zhang, Z. S. : A multi-model assessment of last interglacial temperatures, *Clim. Past*, 9, <https://doi.org/10.5194/cp-9-699-2013>, 2013.
- Lurton, T., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Contoux, C., Cozic, A., Cugnet, D., Dufresne, J.-L., Éthé, C., Foujols, M.-A., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hu, R.-M., Kageyama, M., Khodri, M., Lebas, N., Levavasseur, G., and Catherine Ottlé, M. M., Peylin, P., Sima, A., Szopa, S., Thiéblemont, R., Vuichard, N., and Boucher, O. : Implementation of the CMIP6 Forcing Data in the IPSL-CM6A-LR Model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2019MS001940>, 2020.
- Madec, G., Bourdallé-Badie, R., Chanut, J., Clementi, E., Coward, A., Ethé, C., Iovino, D., Lea, D., Lévy, C., Lovato, T., Martin, N., Masson, S., Mocavero, S., Rousset, C., Storkey, D., Vancoppenolle, M., Müeller, S., Nurser, G., Bell, M., and Samson, G. : NEMO ocean engine, <https://doi.org/10.5281/zenodo.1464816>, 2019.
- Madeleine, J., Hourdin, F., Grandpeix, J., Rio, C., Dufresne, J., Vignon, E., Boucher, O., Konsta, D., Cheruy, F., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Millour, E., Lefebvre, M., Mellul, L., Rochetin, N., Lemonnier, F., Touzé-Peiffer, L., and Bonazzola, M. : Improved Representation of Clouds in the Atmospheric Component LMDZ6A of the IPSL-CM6A Earth System Model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, <https://doi.org/10.1029/2020MS002046>, 2020.
- Maksym, T. : Arctic and Antarctic Sea Ice Change : Contrasts, Commonalities, and Causes, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 11, <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-010816-060610>, 2019.
- Malmierca-Vallet, I., Sime, L. C., Tindall, J. C., Capron, E., Valdes, P. J., Vinther, B. M., and Holloway, M. D. : Simulating the Last Interglacial Greenland stable water isotope peak : The role of Arctic sea ice changes, *Quaternary Sci. Rev.*, 198, 1–14, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.027>, 2018.
- Marsiat, I. : Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle : experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to zonally averaged climate model, *Paleoclimates*, 1, 59–98, 1994.
- Masson-Delmotte, V., Kageyama, M., Braconnot, P., Charbit, S., Krinner, G., Ritz, C., Guilyardi, E., Jouzel, J., Abe-Ouchi, A., Crucifix, M., Gladstone, R. M., Hewitt, C. D., Kitoh, A., LeGrande, A. N., Marti, O., Merkel, U., Motoi, T., Ohgaito,

- R., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Ross, I., Valdes, P. J., Vettoretti, G., Weber, S. L., Wolk, F., and Yu, Y. : Past and future polar amplification of climate change : Climate model intercomparisons and ice-core constraints, *Clim. Dyn.*, 26, 513–529, <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0081-9>, 2006.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., and Timmermann, A. : Information from Paleoclimate Archives, book section 5, p. 383–464, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.013>, 2013.
- Masson-Delmotte, V., Gauthier, E., Grémillet, D., Huctin, J.-M., and Swingedouw, D. : Groenland. Climat, écologie, société, CNRS éditions, Paris, 2016.
- Mayer, M., Haimberger, L., Edwards, J. M., and Hyder, P. : Toward Consistent Diagnostics of the Coupled Atmosphere and Ocean Energy Budgets, *J. Climate*, 30, 9225–9246, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0137.1>, 2017.
- Mayer, M., Tietsche, S., Haimberger, L., Tsubouchi, T., Mayer, J., and Zuo, H. : An Improved Estimate of the Coupled Arctic Energy Budget, *J. Climate*, 32, 7915–7934, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0233.1>, 2019.
- McKay, N. P., Overpeck, J. T., and Otto-Bliesner, B. L. : The role of ocean thermal expansion in Last Interglacial sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, 38, <https://doi.org/10.1029/2011GL048280>, 2011.
- Meredith, M., Sommerkorn, M., Abram, N., Arblaster, J., Arrigo, K., Azetzu-Scott, K., Barber, D., Bartsch, I., Bassis, J., Bauch, D., Berkes, F., Boyd, P., Brandt, A., Cheng, L., Chown, S., Cook, A., Dawson, J., DeConto, R. M., Dunse, T., Dutton, A., Edwards, T., Eerkes-Medrano, L., Eide, A., Epstein, H., III, F. S. C., Flanner, M., Forbes, B., Fyke, J., Glazovsky, A., Grebmeier, J., Grosse, G., Gunn, A., Harper, S., Hjort, J., Hobbs, W., Hoberg, E. P., Hodgson-Johnston, I., Holland, D., Holland, P., Hopcroft, R., Hunt, G., Huntington, H., Jenkins, A., Kovacs, K., Ljubicic, G., Lorranty, M., Mack, M., Meijers, A., Meyssignac, B., Meltofte, H., Milner, A., Monteiro, P., Mudryk, L., Nuttall, M., Oliver, J., Overland, J., Reid, K., Romanovsky, V., Russell, D. E., Schädel, C., Smedsrud, L. H., Stroeve, J., Tagliabue, A., Timmermans, M.-L., Turetsky, M., van den Broeke, M., Wal, R. V. D., Velicogna, I., Wadham, J., Walvoord, M., Wang, G., Williams, D., Wipfli, M., and Yang, D. : Polar Regions, chap. 3, H.-O. Pörtner and D.C. Roberts and V. Masson-Delmotte and P. Zhai and M. Tignor and E. Poloczanska and K. Mintenbeck and A. Alegría and M. Nicolai and A. Okem and J. Petzold and B. Rama and N.M. Weyer, 2019.
- Miller, G. H., Alley, R. B., Brigham-Grette, J., Fitzpatrick, J. J., Leoni, Polyak, Serreze, M. C., and White, J. W. C. : Arctic amplification : can the past constrain the future ?, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 1779–1790, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.008>, 2010.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., and Clough, S. A. : Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres : RRTM, a validated correlated-k

- model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102, <https://doi.org/10.1029/97JD00237>, 1997.
- Morlighem, M., Williams, C. N., Rignot, E., An, L., Arndt, J. E., Bamber, J. L., Catania, G., Chauché, N., Dowdeswell, J. A., Dorschel, B., Fenty, I., Hogan, K., Howat, I., Hubbard, A., Jakobsson, M., Jordan, T. M., Kjeldsen, K. K., Millan, R., Mayer, L., Mouginot, J., Noël, B. P. Y., O’Cofaigh, C., Palmer, S., Rysgaard, S., Seroussi, H., Siegert, M. J., Slabon, P., Straneo, F., van den Broeke, M. R., Weinrebe, W., Wood, M., and Zinglensen, K. B. : *BedMachine v3 : Complete Bed Topography and Ocean Bathymetry Mapping of Greenland From Multibeam Echo Sounding Combined With Mass Conservation*, *Geophys. Res. Lett.*, 44, <https://doi.org/10.1002/2017GL074954>, 2017.
- Morrison, H., Zuidema, P., Ackerman, A. S., Avramov, A., de Boer, G., Fan, J., Fridlind, A. M., Hashino, T., Harrington, J. Y., Luo, Y., Ovchinnikov, M., and Shipway, B. : *Intercomparison of cloud model simulations of Arctic mixed-phase boundary layer clouds observed during SHEBA/FIRE-ACE*, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 3, <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2011MS000066>, 2011.
- NEEM community members : *Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core*, *Nature*, 493, 489–494, <https://doi.org/10.1038/nature11789>, 2013.
- NGRIP members : *High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period*, *Nature*, 431, 147–151, <https://doi.org/10.1038/nature02805>, 2004.
- Nicholl, J. A. L., Hodell, D. A., Naafs, B. D. A., Hillaire-Marcel, C., Channell, J. E. T., and Romero, O. E. : *A Laurentide outburst flooding event during the last interglacial period*, *Nat. Geoscience*, 5, 901–904, <https://doi.org/10.1038/ngeo1622>, 2012.
- Nørgaard-Pedersen, N., Mikkelsen, N., Lassen, S. J., Kristoffersen, Y., and Sheldon, E. : *Reduced sea ice concentrations in the Arctic Ocean during the last interglacial period revealed by sediment cores off northern Greenland*, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 22, <https://doi.org/10.1029/2006PA001283>, 2007.
- Notz and SIMIP Community : *Arctic Sea Ice in CMIP6*, *Geophys. Res. Lett.*, 47, <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>, 2020.
- Nowicki, S. M. J., Payne, A., Larour, E., Seroussi, H., Goelzer, H., Lipscomb, W., Gregory, J., Abe-Ouchi, A., and Shepherd, A. : *Ice Sheet Model Intercomparison Project (ISMIP6) contribution to CMIP6*, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4521–4545, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4521-2016>, 2016.
- Ohmura, A. and Reeh, N. : *New precipitation and accumulation maps for Greenland*, *J. Glaciol.*, 37, <https://doi.org/10.3189/S0022143000042891>, 1991.
- Onarheim, I. H., Eldevik, T., Smedsrud, L. H., , and Stroeve, J. C. : *Seasonal and Regional Manifestation of Arctic Sea Ice Loss*, *J. Climate*, 31, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0427.1>, 2018.

- Oppenheimer, M., Glavovic, B. C., Hinkel, J., van de Wal, R., Magnan, A. K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., DeConto, R. M., Ghosh, T., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meyssignac, B., and Sebesvari, Z. : Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities, chap. 4, H.-O. Pörtner and D.C. Roberts and V. Masson-Delmotte and P. Zhai and M. Tignor and E. Poloczanska and K. Mintenbeck and A. Alegría and M. Nicolai and A. Okem and J. Petzold and B. Rama and N.M. Weyer, 2019.
- Oppo, D. W., Horowitz, M., and Lehman, S. J. : Marine core evidence for reduced deep water production during Termination II followed by a relatively stable substage 5e (Eemian), *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 12, 51–63, <https://doi.org/10.1029/96PA03133>, 1997.
- Orsi, A. J., Kawamura, K., Masson-Delmotte, V., Fettweis, X., Box, J. E., and Gary D. Clow, D. D.-J., Landais, A., and Severinghaus, J. P. : The recent warming trend in North Greenland, *Geophys. Res. Lett.*, 44, <https://doi.org/10.1002/2016GL072212>, 2017.
- Otto-Bliesner, B. L., Marshall, S. J., Overpeck, J. T., Miller, G. H., Hu, A., and CAPE Last Interglacial Project members : Simulating Arctic Climate Warmth and Icefield Retreat in the Last Interglaciation, *Science*, 11, <https://doi.org/10.1126/science.1120808>, 2006.
- Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., Stone, E. J., McKay, N. P., Lunt, D. J., Brady, E. C., and Overpeck, J. T. : How warm was the last interglacial? New model–data comparisons, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 371, <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0097>, 2013.
- Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q. : The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2 : Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>, 2017.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Zhao, A., Brierley, C., Axford, Y., Capron, E., Govin, A., Hoffman, J., Isaacs, E., Kageyama, M., Scussolini, P., Tzedakis, P. C., Williams, C., Wolff, E., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Ramos Buarque, S., Cao, J., de Vernal, A., Guarino, M. V., Guo, C., LeGrande, A. N., Lohmann, G., Meissner, K., Menviel, L., Nisancioglu, K., Oishi, R., Salas Y Melia, D., Shi, X., Sicard, M., Sime, L., Tomas, R., Volodin, E., Yeung, N., Zhang, Q., Zhang, Z., and Zheng, W. : Large-scale features of Last Interglacial climate : Results from evaluating the *lig127k* simulations for CMIP6-PMIP4, *Clim. Past*, 17, 63–94, <https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>, 2021.
- Overland, J., Francis, J. A., Hall, R., Hanna, E., Kim, S.-J., and Vihma, T. : The Melting Arctic and Midlatitude Weather Patterns : Are They Connected?, *J. Climate*, 28, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00822.1>, 2015.

- Overland, J., Dunlea, E., Box, J. E., Corell, R., Forsius, M., Kattsov, V., Skovg  r, M., Olseng, Pawlak, J., Reiersen, L.-O., and Wang, M. : The urgency of Arctic change, *Polar Sci*, 21, [https ://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008](https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.11.008), 2019.
- Pedersen, R. A., Langen, P. L., and Vinther, B. M. : The last interglacial climate : comparing direct and indirect impacts of insolation changes, *Clim. Dynam.*, 48, 3391–3407, [https ://doi.org/10.1007/s00382-016-3274-5](https://doi.org/10.1007/s00382-016-3274-5), 2016.
- Peyaud, V. : Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires, Ph.D. thesis, Université Joseph-Fourier, Grenoble I, 2006.
- Philippon, G., Ramstein, G., Charbit, S., Kageyama, M., Ritz, C., and Dumas, C. : Evolution of the Antarctic ice sheet throughout the last deglaciation : A study with a new coupled climate—north and south hemisphere ice sheet model, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 246, [https ://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.017](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.017), 2006.
- Pithan, F. and Mauritsen, T. : Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models, *Nat. Geosci.*, 7, [https ://doi.org/10.1038/ngeo2071](https://doi.org/10.1038/ngeo2071), 2014.
- Plach, A., Nisancioglu, K. H., Le clec’h, S., Born, A., Langebroek, P. M., Guo, C., Imhof, M., and Stocke, T. F. : Eemian Greenland SMB strongly sensitive to model choice, *Clim. Past*, 14, [https ://doi.org/10.5194/cp-14-1463-2018](https://doi.org/10.5194/cp-14-1463-2018), 2018.
- Plach, A., Nisancioglu, K. H., Langebroek, P. M., Born, A., and Le clec’h, S. : Eemian Greenland ice sheet simulated with a higher-order model shows strong sensitivity to surface mass balance forcing, *The Cryosphere*, 13, [https ://doi.org/10.5194/tc-13-2133-2019](https://doi.org/10.5194/tc-13-2133-2019), 2019.
- Prather, M. J. : Numerical advection by conservation of second-order moments, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 91, 6671–6681, [https ://doi.org/10.1029/JD091iD06p06671](https://doi.org/10.1029/JD091iD06p06671), 1986.
- Quiquet, A. and Dumas, C. : The GRISLI-LSCE contribution to the Ice Sheet Model Intercomparison Project for phase 6 of the Coupled Model Intercomparison Project (ISMIP6) – Part 2 : Projections of the Antarctic ice sheet evolution by the end of the 21st century, *The Cryosphere*, 15, [https ://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-15-1031-2021](https://doi.org/https://doi.org/10.5194/tc-15-1031-2021), 2021.
- Quiquet, A., Punge, H. J., Ritz, C., Fettweis, X., Gallée, H., Kageyama, M., Krinner, G., y M  lia, D. S., and Sjolte, J. : Sensitivity of a Greenland ice sheet model to atmospheric forcing fields, *The Cryosphere*, 6, 999–1018, [https ://doi.org/10.5194/tc-6-999-2012](https://doi.org/10.5194/tc-6-999-2012), 2012.
- Quiquet, A., Ritz, C., Punge, H. J., and y M  lia, D. S. : Greenland ice sheet contribution to sea level rise during the last interglacial period : a modelling study driven and constrained by ice core data, *Clim. Past*, 9, [https ://doi.org/10.5194/cp-9-353-2013](https://doi.org/10.5194/cp-9-353-2013), 2013.

- Quiquet, A., Dumas, C., Ritz, C., Peyaud, V., and Roche, D. M. : The GRISLI ice sheet model (version 2.0) : calibration and validation for multi-millennial changes of the Antarctic ice sheet, *Geosci. Model Dev.*, 11, 5003–5025, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-5003-2018>, 2018.
- Quiquet, A., Roche, D. M., Dumas, C., Bouttes, N., and Lhardy, F. : Climate and ice sheet evolutions from the last glacial maximum to the pre-industrial period with an ice sheet – climate coupled model, *Clim. Past*, Preprint, <https://doi.org/10.5194/cp-2021-39>, 2021.
- Raynaud, D., Chappellaz, J., Ritz, C., and Martinerie, P. : Air content along the Greenland Ice Core Project core : A record of surface climatic parameters and elevation in central Greenland, *J. Geophys. Res.*, 102, 26 607–26 613, <https://doi.org/10.1029/97JC01908>, 1997.
- Reeh, N. : Past Changes in Precipitation Rate and Ice Thickness as Derived from Age — Depth Profiles in Ice-Sheets ; Application to Greenland and Canadian Arctic Ice Core Records, in : *The Geological History of Cenozoic Polar Oceans : Arctic Versus Antarctic – An Introduction*, edited by Bleil, U. and Thiede, J., pp. 255–271, 1990.
- Reeh, N. : Parameterization of Melt Rate and Surface Temperature in the Greenland Ice Sheet, *Polarforschung*, 59, <https://doi.org/10013/epic.29636>, 1991.
- Rignot, E., Velicogna, I., van den Broeke, M., Monaghan, A., and Lenaerts, J. : Acceleration of the contribution of the Greenland and Antarctic ice sheets to sea level rise, *Geophys. Res. Lett.*, 38, <https://doi.org/10.1029/2011GL046583>, 2011.
- Rigor, I. G., Colony, R. L., and Martin, S. : Variations in Surface Air Temperature Observations in the Arctic, 1979–97, *J. climate*, 13, [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0896:VISATO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0896:VISATO>2.0.CO;2), 2000.
- Ritz, C., Fabre, A., and Letréguilly, A. : Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters : consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Clim. Dyn.*, 13, <https://doi.org/10.1007/s003820050149>, 1997.
- Ritz, C., Rommelaere, V., and Dumas, C. : Modeling the evolution of Antarctic ice sheet over the last 420,000 years : Implications for altitude changes in the Vostok region, *J. Geophys. Res.*, 106, 31 943–31 964, <https://doi.org/10.1029/2001JD900232>, 2001.
- Robinson, A. and Goelzer, H. : The importance of insolation changes for paleo ice sheet modeling, *The Cryosphere*, 8, <https://doi.org/10.5194/tc-8-1419-2014>, 2014.
- Robinson, A., Calov, R., and Ganopolski, A. : An efficient regional energy-moisture balance model for simulation of the Greenland Ice Sheet response to climate change , *The Cryosphere*, 4, 129–144, <https://doi.org/10.5194/tc-4-129-2010>, 2010.
- Robinson, A., Calov, R., and Ganopolski, A. : Greenland ice sheet model parameters constrained using simulations of the Eemian Interglacial, *Clim. Past*, 7, <https://doi.org/10.5194/cp-7-381-2011>, 2011.

- Robinson, A., Calov, R., and Ganopolski, A. : Multistability and critical thresholds of the Greenland ice sheet, *Nat. Clim. Change*, 2, <https://doi.org/10.1038/nclimate1449>, 2012.
- Robinson, A., Alvarez-Solas, J., Calov, R., Ganopolski, A., and Montoya, M. : MIS-11 duration key to disappearance of the Greenland ice sheet, *Nat. Commun.*, 8, <https://doi.org/10.1038/ncomms16008>, 2017.
- Roche, D. M., Dumas, C., Bügelmayr, M., Charbit, S., and Ritz, C. : Adding a dynamical cryosphere to iLOVECLIM (version 1.0) : coupling with the GRISLI ice-sheet model, *Geosci. Model Dev.*, 7, <https://doi.org/10.5194/gmd-7-1377-2014>, 2014.
- Rousset, C., Vancoppenolle, M., Madec, G., Fichet, T., Flavon, S., Barthélemy, A., Benshila, R., Chanut, J., Levy, C., Masson, S., and Vivier, F. : The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6 : global and regional capabilities, *Geosci. Model Dev.*, 8, 2991–3005, <https://doi.org/10.5194/gmd-8-2991-2015>, 2015.
- Schilt, A., Baumgartner, M., Schwander, J., Buiron, D., Capron, E., Chappellaz, J., Loulergue, L., Schüpbach, S., Spahni, R., Fischer, H., and Stocker, T. F. : Atmospheric nitrous oxide during the last 140,000 years, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 300, 33–43, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.027>, 2010a.
- Schilt, A., Baumgartner, M., Blunier, T., Schwander, J., Spahni, R., Fischer, H., and Stocker, T. F. : Glacial–interglacial and millennial-scale variations in the atmospheric nitrous oxide concentration during the last 800,000 years, *Quaternary Sci. Re*, 29, 182–192, <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.03.011>, 2010b.
- Schneider, R., Schmitt, J., Köhler, P., Joos, F., and Fischer, H. : A reconstruction of atmospheric carbon dioxide and its stable carbon isotopic composition from the penultimate glacial maximum to the last glacial inception , *Clim. Past*, 9, 2507–2523, <https://doi.org/https://doi.org/10.5194/cp-9-2507-2013>, 2013.
- Schoof, C. : Ice sheet grounding line dynamics : Steady states, stability, and hysteresis, *J. Geophys. Res.-Earth*, 112, <https://doi.org/10.1029/2006JF000664>, 2007.
- Screen, J. A., Deser, C., Smith, D. M., Zhang, X., Blackport, R., Kushner, P. J., Oudar, T., McCusker, K. E., and Sun, L. : Consistency and discrepancy in the atmospheric response to Arctic sea-ice loss across climate models, *Nat. Geosci.*, 11, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0059-y>, 2018.
- Scussolini, P., Bakker, P., Guo, C., Stepanek, C., Zhang, Q., Braconnot, P., Cao, J., Guarino, M.-V., Coumou, D., Prange, M., Ward, P. J., Renssen, H., Kageyama, M., Otto-Bliesner, B., and Aerts, J. C. J. H. : Agreement between reconstructed and modeled boreal precipitation of the Last Interglacial, *Science*, 5, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax7047>, 2019.
- Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadiou, Y., Dufresne, J.-L., Estella-Perez, V., Ethé, C., Fluteau, F., Foujols, M.-A., Gastineau, G., Ghattas, J., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Kageyama, M., Khodri, M., Marti, O., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Sarr, A.-C., Servonnat, J., Swingedouw, D., Szopa, S., and Tardif, D. : IPSL-CM5A2 – an Earth

- system model designed for multi-millennial climate simulations, *Geosci. Model Dev.*, 13, 3011–3053, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3011-2020>, 2020.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G. : Processes and impacts of Arctic amplification : A research synthesis, *Global Planet. Change*, 77, 85–96, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>, 2011.
- Serreze, M. C., Barrett, A. P., Slater, A. G., Steele, M., Zhang, J., and Trenberth, K. E. : The large-scale energy budget of the Arctic, *J. Geophys. Res.*, 112, 1–17, <https://doi.org/10.1029/2006JD008230>, 2007.
- Shackleton, S., Baggenstos, D., Menking, J. A., Dyonisius, M. N., Bereiter, B., Bauska, T. K., Rhodes, R. H., Brook, E. J., Petrenko, V. V., McConnell, J. R., Kellerhals, T., Häberli, M., Schmitt, J., Fischer, H., and Severinghaus, J. P. : Global ocean heat content in the Last Interglacial, *Nat. Geosci.*, 13, 77–81, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0498-0>, 2020.
- Sicard, M., Kageyama, M., Charbit, S., Braconnot, P., and Madeleine, J.-B. : An energy budget approach to understand the Arctic warming during the Last Interglacial, *Clim. Past*, <https://doi.org/10.5194/cp-2021-70>, 2021.
- Sime, L. C., Risi, C., Tindall, J. C., Sjolte, J., W. Wolff, E., Masson-Delmotte, V., and Capron, E. : Warm climate isotopic simulations : what do we learn about interglacial signals in Greenland ice cores ?, *Quaternary Sci. Rev.*, 67, 59–80, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.009>, 2013.
- Smith, D. M., Screen, J. A., Deser, C., Cohen, J., Fyfe, J. C., García-Serrano, J., Jung, T., Kattsov, V., Matei, D., Msadek, R., Peings, Y., Sigmond, M., Ukita, J., Yoon, J.-H., , and Zhang, X. : The Polar Amplification Model Intercomparison Project (PAMIP) contribution to CMIP6 : investigating the causes and consequences of polar amplification, *Geosci. Model. Dev.*, 12, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-1139-2019>, 2019.
- Soden, B. J. and Held, I. M. : An Assessment of Climate Feedbacks in Coupled Ocean–Atmosphere Models, *J. Climate*, 19, 3354–3360, <https://doi.org/10.1175/JCLI3799.1>, 2006.
- Stein, R., Fahl, K., Gierz, P., Niessen, F., and Lohmann, G. : Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial, *Nature Comm.*, 8, 1–13, <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00552-1>, 2017.
- Stone, E. J., Lunt, D. J., Annan, J. D., and Hargreaves, J. C. : Quantification of the Greenland ice sheet contribution to Last Interglacial sea level rise, *Clim. Past*, 9, <https://doi.org/10.5194/cp-9-621-2013>, 2013.
- Stone, E. J., Capron, E., Lunt, D. J., Payne, A. J., Singarayer, J. S., Valdes, P. J., , and Wolff, E. W. : Impact of meltwater on high-latitude early Last Interglacial climate, *Clim. Past*, 12, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1919-2016>, 2016.
- Swingedouw, D., Mignot, J., Braconnot, P., Mosquet, E., Kageyama, M., and Alkama, R. : Impact of Freshwater Release in the North Atlantic under Different Climate

- Conditions in an OAGCM, *J. Climate*, 22, <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3028.1>, 2009.
- Tan, N., Ladant, J.-B., Ramstein, G., Dumas, C., Bachem, P., and Jansen, E. : Dynamic Greenland ice sheet driven by pCO₂ variations across the Pliocene Pleistocene transition, *Nat. Commun.*, 9, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07206-w>, 2018.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R. : Greenland glacial history and local geodynamic consequences, *Geophys. J. Int.*, 150, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01702.x>, 2002.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R. : Greenland glacial history, borehole constraints, and Eemian extent, *J. Geophys. Res.*, 108, <https://doi.org/10.1029/2001JB001731>, 2003.
- Tarasov, P., Granoszewski, W., Bezrukova, E., Brewer, S., Nita, M., Abzaeva, A., and Oberhänsli, H. : Quantitative reconstruction of the last interglacial vegetation and climate based on the pollen record from Lake Baikal, Russia, *Clim. Dynam.*, 25, <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0045-0>, 2005.
- Taylor, K. E., Crucifix, M., Braconnot, P., Hewitt, C. D., Doutriaux, C., Broccoli, A. J., Mitchell, J. F. B., and Webb, M. J. : Estimating Shortwave Radiative Forcing and Response in Climate Models, *J. climate*, 20, 2530–2543, <https://doi.org/https://doi.org/10.1175/JCLI4143.1>, 2007.
- Taylor, P. C., Cai, M., Hu, A., Meehl, J., Washington, W., and Zhang, G. J. : A Decomposition of Feedback Contributions to Polar Warming Amplification, *J. Climate*, 26, 7023–7043, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00696.1>, 2013.
- Thomas, Z. A., Jones, R. T., Turney, C. S., Golledge, N., Fogwill, C., Bradshaw, C. J., Menviel, L., McKay, N. P., Bird, M., Palmer, J., Kershaw, P., Wilmshurst, J., and Muscheler, R. : Tipping elements and amplified polar warming during the Last Interglacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 233, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106222>, 2020.
- Turney, C. S. and Jones, R. T. : Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials?, *J. Quaternary Sci.*, 25, 839–843, <https://doi.org/10.1002/jqs.1423>, 2010.
- Turney, C. S. M., Jones, R. T., McKay, N. P., van Sebille, E., Thomas, Z. A., Hillenbrand, C.-D., and Fogwill, C. J. : A global mean sea surface temperature dataset for the Last Interglacial (129–116 ka) and contribution of thermal expansion to sea level change, *Earth Sys. Sci. Data*, 12, 3341–3356, <https://doi.org/10.5194/essd-12-3341-2020>, 2020.
- Valdes, P. : Built for stability, *Nat. Geosci.*, 4, 414–416, <https://doi.org/10.1038/ngeo1200>, 2011.
- van de Berg, W. J., van den Broeke, M., Ettema, J., van Meijgaard, E., and Kaspar, F. : Significant contribution of insolation to Eemian melting of the Greenland ice sheet, *Nat. Geosci.*, 4, <https://doi.org/10.1038/ngeo1245>, 2011.

- van den Berg, J., van de Wal, R., and Oerlemans, H. : A mass balance model for the Eurasian Ice Sheet for the last 120,000 years, *Global Planet. Change*, 61, 194–208, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.08.015>, 2008.
- van den Broeke, M., Bamber, J., Ettema, J., Rignot, E., Schrama, E., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., Velicogna, I., and Wouters, B. : Partitioning Recent Greenland Mass Loss, *Science*, 326, 984–986, <https://doi.org/10.1126/science.1178176>, 2009.
- van der Linden, E. C., Bars, D. L., Bintanja, R., and Hazeleger, W. : Oceanic heat transport into the Arctic under high and low CO₂ forcing, *Clim. Dynam.*, 53, 4763–4780, <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04824-y>, 2019.
- Vancoppenolle, M., Fichet, T., Goosse, H., Bouillon, S., Madec, G., and Maqueda, M. A. M. : Simulating the mass balance and salinity of Arctic and Antarctic sea ice. 1. Model description and validation, *Ocean Modelling*, 27, 33–53, <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.10.005>, 2008.
- Veres, D., Bazin, L., Landais, A., Kele, H. T. M., Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F., Martinerie, P., Blayo, E., Blunier, T., Capron, E., Chappellaz, J., Rasmussen, S. O., Severi, M., Svensson, A., Vinther, B., and Wolff, E. W. : The Antarctic ice core chronology (AICC2012) : an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years , *Clim. Past*, 9, 1733–1748, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1733-2013>, 2013.
- Vihma, T., Screen, J., Tjernström, M., Newton, B., Zhang, X., Popova, V., Deser, C., Holland, M., and Prowse, T. : The atmospheric role in the Arctic water cycle : A review on processes, past and future changes, and their impacts, *J. Geophys. Res.-Biogeo.*, 121, 586–620, <https://doi.org/10.1002/2015JG003132>, 2015.
- Washington, W. M., Buja, L., and Craig, A. : The computational future for climate and Earth system models : on the path to petaflop and beyond, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 367, 833–846, <https://doi.org/10.1098/rsta.2008.0219>, 2009.
- Weertman, J. : On the Sliding of Glaciers, *J. Glaciol.*, 3, 33–38, <https://doi.org/10.3189/S0022143000024709>, 1957.
- Wetherald, R. T. and Manabe, S. : Cloud Feedback Processes in a General Circulation Model, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1397–1416, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<1397:CFPIAG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<1397:CFPIAG>2.0.CO;2), 1988.
- Willerslev, E., Cappellini, E., Boomsma, W., Nielsen, R., Hebsgaard, M. B., Brand, T. B., Hofreiter, M., Bunce, M., Poinar, H. N., Dahl-Jensen, D., Johnsen, S., Steffensen, J. P., Bennike, O., Schwenninger, J.-L., Nathan, R., Armitage, S., de Hoog, C.-J., Alfimov, V., Christl, M., Beer, J., Muscheler, R., Barker, J., Sharp, M., Penkman, K. E., Haile, J., Taberlet, P., Gilbert, M. T. P., Casoli, A., Campani, E., and Collins, M. J. : Ancient Biomolecules from Deep Ice Cores Reveal a Forested Southern Greenland, *Science*, 317, <https://doi.org/10.1126/science.1141758>, 2007.

- Williams, K., Copsey, D., Blockley, E., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Davis, P., Graham, T., Hewitt, H., Hill, R., Hyder, P., Ineson, S., Johns, T., Keen, A., Lee, R., Megann, A., Milton, S., Rae, J., Roberts, M., Scaife, A., Schiemann, R., Storkey, D., Thorpe, L., Watterson, I., Walters, D., West, A., Wood, R., Woollings, T., and Xavier, P. : The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) Configurations, *J. Adv. Model.Earth Sy.*, 10, <https://doi.org/10.1002/2017MS001115>, 2018.
- Yau, A. M., Bender, M. L., Robinson, A., and Brook, E. J. : Reconstructing the last interglacial at Summit, Greenland : Insights from GISP2, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 113, 9710–9715, <https://doi.org/10.1073/pnas.1524766113>, 2016.
- Yoshimori, M., Hargreaves, J. C., Annan, J. D., Yokohata, T., and Abe-Ouchi, A. : Dependency of Feedbacks on Forcing and Climate State in Physics Parameter Ensembles, *J. Climate*, 24, 6440–6455, <https://doi.org/10.1175/2011JCLI3954.1>, 2011.

Table des figures

1.1	Carte de l'étendue maximale de glace de mer, le 21 mars 2021. Le cercle en pointillés rouges délimite notre région d'étude. Adaptée de http://nsidc.org/	10
1.2	Schéma illustrant les interactions entre la neige, l'atmosphère et la végétation pour un réchauffement climatique lié à une augmentation des gaz à effet de serre, similaire aux changements actuels et à venir. D'après AMAP (2017).	11
1.3	Schéma des processus à l'interface entre la calotte de glace et les autres composantes du système climatique : l'atmosphère, l'océan et le continent sous-jacent. D'après Masson-Delmotte et al. (2013).	12
1.4	Schéma des processus à l'interface entre la glace de mer, l'atmosphère et l'océan intervenant dans les changements climatiques actuel et futur. Adapté de Maksym (2019).	13
1.5	Changements historiques et projections futures de l'évolution du niveau marin moyen global (m) selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre : le scénario RCP2.6 (courbe bleue) et le scénario RCP8.5 (courbe rouge). Les contributions des différents processus responsables de l'élévation du niveau marin sont présentées sur la partie gauche du graphique : (a) le contenu en chaleur de l'océan, (b) la fonte de la calotte groenlandaise, (c) la fonte de la calotte antarctique et (d) la fonte des glaciers. Adapté de Abram et al. (2019)	15
1.6	Schéma des rétroactions radiatives et non-radiatives opérant dans les régions polaires et de leur impact positif (+) ou négatif (−) sur le climat. Le rayonnement solaire est représenté en jaune, le rayonnement infra-rouge en rouge. À droite, la courbe grise correspond à un profil de température caractéristique des régions polaires. D'après Goosse et al. (2018).	18
1.7	Quantification des variations annuelles de la température de l'air en surface associées aux rétroactions climatiques en Arctique. Les boîtes représentent la médiane, le 25e et le 75e percentiles. Les barres verticales indiquent l'écart type de l'ensemble des modèles participant à l'expérience $4\times CO_2$ de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP5. Adaptée de Pithan and Mauritsen (2014).	19
1.8	À gauche, état stable du courant-jet dans des conditions climatiques normales. À droite, affaiblissement du courant-jet sous l'effet de l'amplification polaire. Crédit : NOAA (https://scijinks.gov/polar-vortex/)	21

1.9	Reconstruction des températures annuelles moyennes sur les 65 derniers millions d'années et scénarios de leur évolution future. Les quatre scénarios d'émissions de gaz à effet de serre sont représentés à droite de la figure (RCP2.6, RCP4.5, RCP6, et RCP8.5). Les anomalies de températures sont calculées par rapport à la période 1961-1990. Les flèches rouges symbolisent des états passés du climat terrestre perçus comme de potentiels analogues pour le climat futur. Adapté de Burke et al. (2018).	22
1.10	Représentation schématique des trois paramètres astronomiques : l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et la précession. Adaptée de Hodell (2016)	23
1.11	Évolution temporelle des paramètres astronomiques, tels que définis par Milankhovitch, durant ces derniers 800 000 ans. Les calculs réalisés pour tracer ces cycles proviennent des données de Berger and Loutre (1999) (accompagnant le papier de Berger and Loutre (1991)). La figure du bas représente un zoom sur le dernier interglaciaire (de 129 000 à 116 000 ans avant notre ère), avec en pointillés la valeur actuelle des paramètres astronomiques.	24
1.12	Localisation des carottes marines contenant des sédiments datés du dernier interglaciaire. Les symboles pleins indiquent les enregistrements dont la chronologie est connue. Les autres symboles correspondent aux enregistrements dont la chronologie est incertaines. D'après Kageyama et al. (2021).	28
1.13	Carte de la topographie actuelle du Groenland avec les emplacements des 5 sites de forage contenant de la glace datée du dernier interglaciaire : Camp-Century, NEEM, NGRIP, GISP2, GRIP et Dye-3. La topographie provient de la base de données <i>BedMachine v3</i> développée par Morlighem et al. (2017)	30
1.14	À gauche : Anomalies de températures de surface moyennes simulées par l'ensemble de modèles CMIP6-PMIP4 en (a) été (JJA), (b) hiver (DJF) et (c) moyenne annuelle. À droite : Écarts types entre les anomalies de températures de surface simulées par les différents modèles climatiques sélectionnés par Otto-Bliesner et al. (2021). D'après Otto-Bliesner et al. (2021).	34
1.15	Anomalies de température de surface ($^{\circ}\text{C}$) dans les hautes latitudes entre la période 127 ka et la période préindustrielle en moyenne (a) sur les mois d'été (JJA), (b) sur les mois d'hiver (DJF) et (c) annuelle. L'échelle de couleurs représente les anomalies calculées à partir de la moyenne multi-modèles. Les symboles correspondent aux enregistrements paléoclimatiques : des cercles pour la compilation de Hoffman et al. (2017), des carrés et des losanges respectivement pour les sites marins et les carottes de glace provenant de la compilation de Capron et al. (2014, 2017), des croix pour la compilation de Brewer et al. (2008) et des triangles pour la compilation de l'Arctique. Adapté de Otto-Bliesner et al. (2021).	35
1.16	Anomalies des précipitations dans l'hémisphère nord au dernier interglaciaire par rapport à la période pré-industrielle (en %), pour différent modèles PMIP4-CMIP6. Adapté de Scussolini et al. (2019).	37

1.17	Panel représentatif des différentes études modélisant l'évolution de la calotte groenlandaise au dernier interglaciaire. Pour chaque étude, la topographie minimale de la calotte groenlandaise est représentée. Le chiffre en haut à droite quantifie la perte de glace en terme de contribution à l'élévation du niveau marin. Le chiffre en bas à droite se réfère à la période durant laquelle la calotte groenlandaise atteint son extension minimale dans chaque simulation. Les sites de forage de carotte de glace sont indiqués par des cercles rouges. Adaptée de Plach et al. (2018). . .	38
1.18	Réponse de l'AMOC lors de l'ajout d'un flux d'eau douce dans l'Atlantique Nord à 126 ka, en moyenne annuelle. (a) Cartes des anomalies de températures de la mer en surface. Les cercles noirs indiquent les sites de forage de sédiments marins, utilisés pour la comparaison modèle-données. (b) Anomalies zonales de densité (couleurs) et d'intensité de la circulation thermohaline (contour tous les 2 Sv) dans l'Atlantique Nord. Adapté de Govin et al. (2012)	42
2.1	Représentation des différents flux de chaleur (solaire, infrarouge et turbulents) et des principaux facteurs perturbant l'équilibre radiatif de la Terre. D'après Cubasch et al. (2013).	49
2.2	Schéma de la construction du modèle IPSL-CM6A-LR sur la base de modules atmosphériques (LMDZ, INCA/REPROBUS), d'un module océanique (NEMO) et d'un module de végétation (ORCHIDEE).	50
2.3	(a) Grille longitude-latitude, d'après Washington et al. (2009). (b) Disposition des variables sur une grille horizontale C. u représente le vent zonal, v le vent méridien et h les variables scalaires. D'après Collins et al. (2013b)	52
2.4	Représentation de la grille ORCA dans l'hémisphère nord. Les deux "pôles nord" sont les foyers d'une série d'ellipses (<i>embedded ellipses</i> , courbes bleues) déterminées analytiquement et représentant les pseudo-latitudes de la grille. La normale à ces ellipses correspond aux pseudo-longitudes (<i>computed normals</i> , courbes rouges). D'après Madec et al. (2019).	54
2.5	(a) Configuration orbitale définie pour les simulations <i>piControl</i> et <i>lig127k</i> . Adaptée de Otto-Bliesner et al. (2017) (b) Cycle annuel de l'anomalie d'insolation (W.m^{-2}) en fonction de la latitude, calculé à partir des sorties du modèle IPSL-CM6A-LR.	56
2.6	Cycle annuel des anomalies LIG-PI des principales composantes radiatives du bilan de chaleur en surface moyennées sur l'Arctique ($70-90^\circ \text{N}$) pour les modèles CESM2, CNRM-CM6-1, HadGEM3-GC3.1-LL (HadGEM3), INM-CM4-8, IPSL-CM6A-LR (IPSL-CM6A), MIROC-ES2L, NorESM1-F (NorESM1) et NorESM2-LM (NorESM2). Le bilan de chaleur total est représenté par la courbe noire, le bilan du rayonnement de courte longueur d'onde (SW) par la courbe violette, le rayonnement solaire incident (SWdn) par la courbe rouge et le rayonnement solaire réfléchi par la surface (SWup) par la courbe bleue. Les flux sont en W.m^{-2} . 102	

2.7	Schéma du modèle simplifié de rayonnement de courte longueur d'onde, utilisé pour calculer les rétroactions générant des variations du rayonnement solaire. S est l'insolation, α l'albédo de surface, γ le coefficient de diffusion atmosphérique et $(1 - \mu)$ l'absorption atmosphérique. D'après Taylor et al. (2007).	103
2.8	Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Elles sont moyennées entre 60 et 90 ° N, pour la période du dernier interglaciaire.	105
2.9	Cartes saisonnières des rétroactions générant des variations du rayonnement solaire (W.m^{-2}) : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère.	106
2.10	Cycle annuel des variations du rayonnement de courte longueur d'onde ΔQ , de l'insolation $\Delta S(1 - A)$ et de l'albédo planétaire $-S\Delta A$. Les flux sont représentés en W.m^{-2}	107
3.1	Schéma représentant les contraintes appliquées sur chaque face d'un volume élémentaire de glace.	114
3.2	Schéma des différents types d'écoulement de glace dans le modèle GRISLI et leur profil de vitesse associé. Les zones soumises à l'approximation SIA sont représentées en bleu. Celles où les approximations SIA et SSA sont couplées, sont représentées en rouge. D'après Quiquet et al. (2018). . .	116
3.3	Différences à l'échelle saisonnière entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR et le modèle IPSL-CM6A-LR, pour la période pré-industrielle. Les cycles saisonniers (a) de la température de l'air en surface (° C), (b) de la concentration en glace de mer (%) et (c) des chutes de neige (mm.mois^{-1}) sont représentés.	122
3.4	Différences à l'échelle saisonnière entre le modèle IPSL-CM5A2-VLR et le modèle IPSL-CM6A-LR, pour la période 127 ka. Les cycles saisonniers (a) de la température de l'air en surface (° C), (b) de la concentration en glace de mer (%) et (c) des chutes de neige (mm.mois^{-1}) sont représentés.	123
3.5	Cycles annuels (a) de la température de l'air en surface (° C) et (b) des précipitations (mm.mois^{-1}) simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR pour différentes périodes du dernier interglaciaire. Les variables sont moyennées sur le Groenland, si bien que les variations annuelles de températures et de précipitations au-dessus de l'océan ne sont pas prises en compte.	125
3.6	Anomalies mensuelles de la température de l'air en surface au pré-industriel simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR (° C) par rapport au modèle MAR.	127
3.7	Anomalies mensuelles des précipitations au pré-industriel simulées par le modèle IPSL-CM5A2-VLR (mm.mois^{-1}) par rapport au modèle MAR.	128

3.8	Évolution des 7 simulations à l'équilibre. Le volume de la calotte groenlandaise actuelle estimé par Morlighem et al. (2017) et son écart-type sont respectivement représentés par la ligne pointillée noire et le fondu gris.	135
3.9	Anomalies de l'épaisseur de glace de la calotte simulée par le modèle GRISLI (en m) par rapport aux données de Morlighem et al. (2017) pour la période actuelle. Le calcul d'anomalies a été effectué pour les expériences (a) <i>eq0k_PDD</i> , (b) <i>eq0k_ITM02</i> , (c) <i>eq0k_ITM03</i> , (d) <i>eq0k_ITM04</i> et (e) <i>eq0k_ITM05</i>	136
3.10	Évolution du volume total de glace (10^6 km^3) de la calotte groenlandaise entre 130 ka et 120 ka. Les simulations <i>PDD_start0k_adj</i> , <i>PDD_start0k</i> et <i>ITM*_start0k</i> partent d'un équilibre actuel (où * symbolise la valeur de c_{reduc} , et vaut de 02 à 05). Les simulations <i>PDD_start130k_adj</i> et <i>PDD_start130k</i> sont initialisées à partir de simulations ayant tourné 10 000 ans et forcées à partir de champs atmosphériques représentatifs de la période 130 ka. Les simulations avec le suffixes <i>_adj</i> sont forcées à partir de champs atmosphériques dont le calendrier a été ajusté. Enfin, les simulations <i>ITM*_start0k</i> utilisent la méthode de l'ITM pour calculer le bilan de masse à la surface de la calotte groenlandaise. Les autres simulations utilisent la méthode du PDD.	137
3.11	Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience <i>PDD_start0k_noadj</i> . Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.	139
3.12	(a) Épaisseur de glace de la calotte groenlandaise à 130 ka (en m) simulée par l'expérience <i>PDD_start0k</i> . Anomalie de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise par rapport à l'année 130 ka.	140
3.13	Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience <i>ITM05_start0k</i> . Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.	141
3.14	Évolution de l'épaisseur de glace de la calotte groenlandaise (en m) entre 130 ka et 120 ka simulée par l'expérience <i>ITM03_start0k</i> . Le contour rouge indique le bord de la calotte groenlandaise au début de la simulation, ce qui correspond également à l'extension actuelle de l'inlandsis. Les losanges noirs symbolisent les sites de forage, où de la glace datant du dernier interglaciaire a été retrouvée.	142
3.15	Ensemble des études qui ont évalué la contribution de la calotte groenlandaise à la hausse du niveau marin au dernier interglaciaire (en m). .	144

3.16	Évolution annuelle (a) des températures de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$), (b) du bilan de masse en surface ($10^{12} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$), (c) de l'accumulation neigeuse ($10^{12} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$), (d) de l'ablation ($10^{12} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) et (e) du vêlage d'iceberg ($10^{12} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) simulée par les expériences <i>PDD_start0k</i> (courbe bleue), <i>ITM05_start0k</i> (courbe violette) et <i>ITM05_start0k</i> (courbe mauve).	146
3.17	Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise ($\text{m}.\text{an}^{-1}$) simulée par l'expérience <i>PDD_start0k</i> . La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.	147
3.18	Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise ($\text{m}.\text{an}^{-1}$) simulée par l'expérience <i>ITM05_start0k_noadj</i> . La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.	148
3.19	Évolution annuelle du bilan de masse en surface de la calotte groenlandaise ($\text{m}.\text{an}^{-1}$) simulée par l'expérience <i>ITM03_start0k_noadj</i> . La ligne rouge représente, pour chaque snapshot, la limite de la calotte.	149
4.1	(a) Représentation schématique d'une grille icosahédrique similaire à celle utilisée par DYNAMICO, d'après Bonaventura and Ringler (2005). (b) Projection des variables atmosphériques sur le maillage de DYNAMICO, d'après Dubos et al. (2015).	155
4.2	Cartes des champs saisonniers de la température de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$) à 127 ka, simulés par les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160).	157
4.3	Cartes des champs saisonniers des précipitations neigeuses ($\text{mm}.\text{jour}^{-1}$) à 127 ka, simulés par les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160).	158
4.4	Moyenne zonale et annuelle du vent zonal ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) en hiver simulé par les modèles (a) IPSL-CM5A2-VLR, (b) icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et icoLMDZOR v7 à une résolution de 50 km (icoLMDZOR-nbp160).	159
4.5	Cartes des champs saisonniers du vent à 500 hPa ($\text{m}.\text{s}^{-1}$) à 127 ka, simulés par les modèles IPSL-CM5A2-VLR et icoLMDZOR v7 à une résolution de 200 km (icoLMDZOR-nbp40) et 50 km (icoLMDZOR-nbp160). La direction du vent est représentée par des flèches. Pour les simulations icoLMDZOR-nbp40 et icoLMDZOR-nbp160, nous avons affiché une flèche tous les trois points en latitude et tous les cinq points en longitude. L'intensité des vents est indiquée par l'échelle de couleur et la longueur des flèches.	160
4.6	Représentation schématique du couplage réalisé entre le modèle atmosphérique icoLMDZOR v7 et le modèle de calotte GRISLI.	162
4.7	Anomalies annuelles <i>LIG127k_ITM-GrIS - LIG127k_PI-GrIS</i> de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (c) de l'albédo induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.	163

4.8	Anomalies annuelles <i>LIG127k_PDD-GrIS</i> – <i>LIG127k_Pi-GrIS</i> de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (c) de l'albédo induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.	163
4.9	Anomalies saisonnières <i>LIG127k_ITM-GrIS</i> – <i>LIG127k_Pi-GrIS</i> de la température de l'air ($^{\circ}\text{C}$) au-dessus de la région arctique (en haut) et du Groenland (en bas), induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise il y a 127 000 ans.	164
4.10	Anomalies saisonnières <i>LIG127k_ITM-GrIS</i> – <i>LIG127k_Pi-GrIS</i> des précipitations neigeuses au-dessus du Groenland (mm.jour^{-1}), induites par les changements géomorphologiques de la calotte groenlandaise. . .	165
4.11	Anomalies annuelles <i>LIG127k_PDD-GrIS</i> – <i>LIG127k_Pi-GrIS</i> de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (c) des chutes de neige à haute résolution (50 km).	166
4.12	Anomalies annuelles <i>LIG127k_ITM-GrIS</i> – <i>LIG127k_Pi-GrIS</i> de (a) la topographie de surface du Groenland (m), (b) la température de surface ($^{\circ}\text{C}$) et (c) des chutes de neige à haute résolution (50 km).	166
4.13	Bilans de masse de surface à 127 ka, à (a) basse et (b) haute résolution, calculés à partir des sorties des simulations icoLMDZOR v7 forcées par l'état de la calotte durant la période pré-industrielle. Le BMS est masqué lorsque la fraction de glace est inférieure ou égale à 0,1.	167
5.1	Évolution inter-annuelle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (W.m^{-2}) moyenné sur la région arctique ($60\text{-}90^{\circ}\text{N}$) au cours de la simulation <i>1pctCO2</i> (en bleu pâle). La ligne bleu marine représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation <i>piControl</i> . La ligne bleu clair représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation <i>lig127k</i>	174
5.2	Évolution inter-annuelle de l'aire de glace (10^6 km^2) au cours de la simulation <i>1pctCO2</i> (en bleu pâle). La ligne bleu marine représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation <i>piControl</i> . La ligne bleu clair représente la moyenne annuelle sur les 200 dernières années de la simulation <i>127k</i>	175
5.3	Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de (a-d) la température de l'air en surface ($^{\circ}\text{C}$), (e-h) la concentration en glace de mer (%) et (i-l) du manteau neigeux (%) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i> . Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90°N . Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de la température de l'air en surface, de l'aire de glace de mer et de la couverture neigeuse moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).	176

5.4	Diagramme représentant les principales composantes du bilan de masse de la glace de mer arctique (a) en automne et (b) en hiver. Les processus de fonte et de croissance de la glace sont représentés en bleu foncé pour la période pré-industrielle et en bleu clair pour les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i>	177
5.5	Anomalies de chute de neige (mm.jour^{-1}) en hiver, par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i> . Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N.	178
5.6	Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de (a-d) la température de l'air en surface ($^\circ\text{C}$), (e-h) la concentration en glace de mer (%) et (i-l) du manteau neigeux (%) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 40 à 60 de la simulation <i>1pctCO2</i> . Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de la température de l'air en surface, de l'air de glace de mer et de la couverture de neige moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).	179
5.7	Évolution des variations de la température de l'air en surface ($^\circ\text{C}$) en fonction des variations de la concentration de glace de mer (%) dans la simulation <i>1pctCO2</i> par rapport à la période pré-industrielle. Chaque symbole représente la moyenne glissante sur 20 ans de la simulation <i>1pctCO2</i> . Les périodes 40-60 et 110-130 sont mises en évidence par des flèches.	181
5.8	Légende	183
5.9	Distribution spatiale et saisonnière des anomalies de l'effet radiatif des nuages sur (a-d) le rayonnement de courte longueur d'onde, (e-h) le rayonnement de grande longueur d'onde et (i-l) le rayonnement radiatif net en surface (W.m^{-2}) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i> . Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).	184
5.10	Distribution spatiale et saisonnière des anomalies (a-d) du rayonnement de grande longueur d'onde émis par l'atmosphère (W.m^{-2}), (e-h) de l'humidité spécifique en surface (g.kg^{-1}) et (i-l) d'évaporation (mm.months^{-1}) par rapport à la période pré-industrielle. Les sorties du modèle ont été moyennées sur les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i> . Le cercle en pointillé délimite notre région d'étude, comprise entre 60° et 90° N. Au-dessus de chaque carte sont notées les valeurs de chaque variable moyennées sur notre région d'intérêt pour chaque saison (DJF pour l'hiver, MAM pour le printemps, JJA pour l'été et SON pour l'automne).	185

5.11	Cycle annuel des anomalies de température de l'air moyennées sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130, par rapport à la période pré-industrielle. Les contours représentent la distribution verticale des températures dans l'atmosphère dans la simulation <i>piControl</i>	187
5.12	Cycle annuel de l'écart relatif d'humidité spécifique moyennées sur les années (a) 40 à 60 et (b) 110 à 130 par rapport à la période pré-industrielle. Les contours représentent la distribution verticale de l'humidité spécifique dans l'atmosphère dans la simulation <i>piControl</i>	188
5.13	Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle du forçage radiatif au sommet de l'atmosphère (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60 ° N et 90 ° N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.	192
5.14	Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle du rayonnement de courte longueur d'onde réfléchi vers l'espace (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60 ° N et 90 ° N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.	193
5.15	Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle du rayonnement de grande longueur d'onde émis vers l'espace (W.m^{-2}). Le signal a été moyenné entre 60 ° N et 90 ° N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.	193
5.16	Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle de la température de l'air moyennée entre 700 hPa et la surface (° C). Le signal a été moyenné entre 60 ° N et 90 ° N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.	194
5.17	Diagrammes Hovmöller de l'évolution temporelle de l'aire de glace de mer (10^6 km^2). Le signal a été moyenné entre 60 ° N et 90 ° N de latitude et sur l'ensemble des longitudes.	194
5.18	Légende	197
5.19	Anomalies $[1pctCO2 - piControl]_{DJF} - [lig127k - piControl]_{SON}$ des composantes du bilan énergétique (W.m^{-2}) moyennées sur la région arctique (60-90 ° N).	197
5.20	Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Les rétroactions sont moyennées entre 60 et 90 ° N, sur les années 110 à 130 de la simulation <i>1pctCO2</i>	199
5.21	Cycle annuel des différents types de rétroactions modulant le flux solaire incident : (a) la rétroaction due aux variations de l'albédo de surface, (b) la rétroaction due aux variations des propriétés optiques des nuages et (c) la rétroactions due aux variations des propriétés d'absorption et de diffusion de l'atmosphère. Les rétroactions sont représentées en terme de flux d'énergie, c'est-à-dire en W.m^{-2} . Les rétroactions sont moyennées entre 60 et 90 ° N, sur les années 40 à 60 de la simulation <i>1pctCO2</i>	200

Liste des tableaux

2.1	Paramètres astronomiques et concentrations en gaz à effet de serre utilisés pour forcer les simulations <i>piControl</i> et <i>lig127k</i>	57
2.2	Nombre de jours par mois pour la période 127 ka, tel que défini par le calendrier grégorien utilisé par le modèle IPSL-CM6A-LR et tel que calculé à partir de leur définition astronomique.	58
3.1	Tableau récapitulatif des forçages climatiques utilisés pour chaque snapshot réalisé avec le modèle IPSL-CM5A2-VLR.	120
3.2	Tableau récapitulatif des simulations à l'équilibre analysées dans cette étude.	134
3.3	Volume minimum, année à laquelle les volumes minimums sont respectivement atteints et contribution de la perte de glace en termes de niveau marin pour chacune des simulations transitoires sélectionnées.	138
5.1	Tableau récapitulatif des simulations réalisées avec le modèle IPSL-CM6A-LR, dans le cadre de l'exercice d'intercomparaison de modèles CMIP6, et utilisées dans cette étude. Nous nous référons à la concentration en CO ₂ atmosphérique lorsque nous employons le terme CO ₂	173
5.2	Moyennes saisonnières des anomalies de stockage total d'énergie par l'atmosphère sous ces différentes formes (énergie interne, énergie latente, énergie potentielle et énergie cinétique) par rapport à la période pré-industrielle. Chaque terme est moyenné sur la région Arctique pour la période 110-130 de la simulation <i>1pctCO2</i> et est exprimé en W.m ⁻² . . .	189

Annexes

Ces annexes contiennent deux articles pour lesquels je suis co-auteur. Ces articles ont été publiés dans l'édition spéciale du journal *Climate of the Past*, consacrée à l'exercice d'intercomaprisson de modèle CMIP6–PMIP4. Les résultats clés sont présentés dans les chapitres 1.3 et 2.4.

Annexe A

Article 1 - Large-scale features of Last Interglacial climate : results from evaluating the *lig127k* simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)—Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4)



Large-scale features of Last Interglacial climate: results from evaluating the *lig127k* simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)–Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4)

Bette L. Otto-Bliesner¹, Esther C. Brady¹, Anni Zhao², Chris M. Brierley², Yarrow Axford³, Emilie Capron⁴, Aline Govin⁵, Jeremy S. Hoffman^{6,7}, Elizabeth Isaacs², Masa Kageyama⁵, Paolo Scussolini⁸, Polychronis C. Tzedakis², Charles J. R. Williams⁹, Eric Wolff¹⁰, Ayako Abe-Ouchi¹¹, Pascale Braconnot⁵, Silvana Ramos Buarque¹², Jian Cao¹³, Anne de Vernal¹⁴, Maria Vittoria Guarino¹⁵, Chuncheng Guo¹⁶, Allegra N. LeGrande¹⁷, Gerrit Lohmann¹⁸, Katrin J. Meissner¹⁹, Laurie Menviel¹⁹, Polina A. Morozova²⁰, Kerim H. Nisancioglu^{21,22}, Ryouta O'ishi¹¹, David Salas y Mélia¹², Xiaoxu Shi¹⁸, Marie Sicard⁵, Louise Sime¹⁵, Christian Stepanek¹⁸, Robert Tomas¹, Evgeny Volodin²³, Nicholas K. H. Yeung¹⁹, Qiong Zhang²⁴, Zhongshi Zhang^{16,25}, and Weipeng Zheng²⁶

¹Climate and Global Dynamics Laboratory, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 80305, USA

²Environmental Change Research Centre, Department of Geography, University College London, London, WC1E 6BT, UK

³Department of Earth & Planetary Sciences, Northwestern University, Evanston, Illinois, USA

⁴Physics of Ice, Climate and Earth, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Copenhagen, 2200, Denmark

⁵LSCE-IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (CEA-CNRS-UVSQ), University Paris-Saclay, Gif sur Yvette, 91190, France

⁶Science Museum of Virginia, Richmond, Virginia 23220, USA

⁷Center for Environmental Studies, Virginia Commonwealth University, Richmond, Virginia 23220, USA

⁸Institute for Environmental Studies, Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, the Netherlands

⁹School of Geographical Sciences, University of Bristol, Bristol, UK

¹⁰Department of Earth Sciences, University of Cambridge, Cambridge, CB2 3EQ, UK

¹¹Atmosphere and Ocean Research Institute, University of Tokyo, 5-1-5, Kashiwanoha, Kashiwa-shi, Chiba 277-8564, Japan

¹²CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques), Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, 31057 Toulouse, France

¹³Earth System Modeling Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 210044, China

¹⁴Geotop & Département des sciences de la Terre et de l'atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Québec, H3C 3P8 Canada

¹⁵British Antarctic Survey, High Cross, Madingley Road, Cambridge, CB3 0ET, UK

¹⁶NORCE Norwegian Research Centre, Bjerknes Centre for Climate Research, 5007 Bergen, Norway

¹⁷NASA Goddard Institute for Space Studies and Center for Climate Systems Research, Columbia University, New York City, USA

¹⁸Alfred Wegener Institute – Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bussestr. 24, 27570 Bremerhaven, Germany

¹⁹Climate Change Research Centre, ARC Centre of Excellence for Climate Extremes, The University of New South Wales, Sydney, NSW 2052, Australia

²⁰Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny L. 29, Moscow, 119017, Russia

²¹Department of Earth Science, University of Bergen, Bjerknes Centre for Climate Research, Allégaten 41, 5007 Bergen, Norway

²²Centre for Earth Evolution and Dynamics, University of Oslo, Oslo, Norway

²³Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333, Russia

²⁴Department of Physical Geography and Bolin Centre for Climate Research, Stockholm University, Stockholm, 10691, Sweden

²⁵Department of Atmospheric Science, School of Environmental studies, China University of Geoscience, Wuhan, 430074, China

²⁶LASG (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029, China

Correspondence: Bette Otto-Bliesner (ottobli@ucar.edu)

Received: 1 January 2020 – Discussion started: 21 January 2020

Revised: 17 October 2020 – Accepted: 1 November 2020 – Published: 11 January 2021

Abstract. The modeling of paleoclimate, using physically based tools, is increasingly seen as a strong out-of-sample test of the models that are used for the projection of future climate changes. New to the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) is the Tier 1 Last Interglacial experiment for 127 000 years ago (*lig127k*), designed to address the climate responses to stronger orbital forcing than the *mid-Holocene* experiment, using the same state-of-the-art models as for the future and following a common experimental protocol. Here we present a first analysis of a multi-model ensemble of 17 climate models, all of which have completed the CMIP6 DECK (Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima) experiments. The equilibrium climate sensitivity (ECS) of these models varies from 1.8 to 5.6 °C. The seasonal character of the insolation anomalies results in strong summer warming over the Northern Hemisphere continents in the *lig127k* ensemble as compared to the CMIP6 *piControl* and much-reduced minimum sea ice in the Arctic. The multi-model results indicate enhanced summer monsoonal precipitation in the Northern Hemisphere and reductions in the Southern Hemisphere. These responses are greater in the *lig127k* than the CMIP6 *midHolocene* simulations as expected from the larger insolation anomalies at 127 than 6 ka.

New synthesis for surface temperature and precipitation, targeted for 127 ka, have been developed for comparison to the multi-model ensemble. The *lig127k* model ensemble and data reconstructions are in good agreement for summer temperature anomalies over Canada, Scandinavia, and the North Atlantic and for precipitation over the Northern Hemisphere continents. The model–data comparisons and mismatches point to further study of the sensitivity of the simulations to uncertainties in the boundary conditions and of the uncertainties and sparse coverage in current proxy reconstructions.

The CMIP6–Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4) *lig127k* simulations, in combination with the proxy record, improve our confidence in future projections of monsoons, surface temperature, and Arctic sea ice, thus providing a key target for model evaluation and optimization.

1 Introduction

Quaternary interglacials can be thought of as natural experiments to study the response of the climate system to variations in forcings and feedbacks (Tzedakis et al., 2009). The current interglacial (Holocene, the last 11 600 years) and the Last Interglacial (LIG; ~ 129 000–116 000 years before present) are well represented in the geological record and provide an opportunity to study the impact of differences in orbital forcing. Two interglacial time slices, the mid-Holocene (*midHolocene* or MH, ~ 6000 years before present) and the early part of the LIG (*lig127k*; 127 000 years before present), are included as Tier 1 simulations in the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6) and Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4). These equilibrium simulations are designed to examine the impact of changes in the Earth's orbit and hence the latitudinal and seasonal distribution of incoming solar radiation (insolation) at times when atmospheric greenhouse gas levels and continental configurations were similar to those of the preindustrial period. They test our understanding of the interplay between radiative forcing and atmospheric circulation and the connections between large-scale and regional climate changes giving rise to phenomena such high-latitude amplification in temperature changes and responses of the monsoons, as compared to today.

The modeling of paleoclimate, using physically based tools, has long been used to understand and explain past environmental and climate changes (Kutzbach and Otto-Bliesner, 1982; Braconnot et al., 2012; Harrison et al., 2015; Schmidt et al., 2014). In the first phase of PMIP, the MH and the Last Glacial Maximum (LGM, ~ 21 000 years ago) were identified as important time periods to compare data reconstructions and model simulations (Joussau et al., 1999; Braconnot et al., 2000). A novel aspect in CMIP5 was applying the same models and configurations used in the paleoclimate simulations as in the transient 20th-century and future simulations, providing consistency – both in the overall forcings and in how they are imposed – between experiments. In addition to MH and LGM experiments, CMIP5 and PMIP3 included coordinated protocols for the last millennium (LM,

850–1850 CE) and the mid-Pliocene Warm Period (mPWP, $3.3\text{--}3.0 \times 10^6$ years ago) experiments.

The LIG is recognized as an important period for testing our knowledge of climate and climate–ice-sheet interactions to forcing in warm climate states. Although the LIG was discussed in the First Assessment Report of the IPCC (Folland et al., 1990), it gained more prominence in the IPCC Fourth and Fifth Assessments (AR4 and AR5) (Jansen et al., 2007; Masson-Delmotte et al., 2013). Evidence in the geologic record indicates a warm Arctic (CAPE, 2006; Turney and Jones, 2010) and a global mean sea level highstand at least 5 m higher (but probably no more than 10 m higher) than the present for several thousand years during the LIG (Dutton et al., 2015). The ensemble of LIG simulations examined in the AR5 (Masson-Delmotte et al., 2013) was not wholly consistent; the orbital forcing and greenhouse gas (GHG) concentrations varied between the simulations. While it had been suggested that differences in regional temperatures between models might reflect differences in cryosphere feedback strength (Yin and Berger, 2012; Otto-Bliesner et al., 2013) or differences in the simulation of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) (Bakker et al., 2013), differences between models could also have arisen because of differences in the experimental protocols. Furthermore, the LIG simulations were mostly made with older and/or lower-resolution versions of the models than were used for future projections, making it more difficult to use the results to assess model reliability (Lunt et al., 2013).

For the first time an LIG experiment is included as a CMIP6 simulation, setting a common experimental protocol and asking modeling groups to run with the same model and at the same resolution as the DECK simulations (Otto-Bliesner et al., 2017). At the PAGES QUIGS workshop in Cambridge in 2015, the community identified the 127 ka time slice for the CMIP6–PMIP4 LIG experiment for several reasons: large Northern Hemisphere seasonal insolation anomalies, no (or little) remnants of the North American and Eurasian ice sheets, and sufficient time to allow for dating uncertainties to minimize the imprint of the previous deglaciation and the Heinrich 11 (H11) meltwater event (Marino et al., 2015). The Tier 1 *lig127k* experiment addresses the climate responses to stronger orbital forcing, relative to the *mid-Holocene*. It also provides a basis to address the linkages between ice sheets and climate change in collaboration with the Ice Sheet Model Intercomparison Project for CMIP6 (ISMIP6) (Nowicki et al., 2016).

In this paper, we start with a brief overview of the experimental design of the *lig127k* (Otto-Bliesner et al., 2017). We briefly summarize the simulation of temperature, precipitation, and sea ice, in the subset of CMIP6 *piControl* simulations that have a corresponding *lig127k* simulation, as compared to observational datasets. We then provide an initial analysis of the multi-model ensemble mean and model spread in the *lig127k* surface temperature, precipitation, and Arctic sea ice responses as compared to the CMIP6 DECK

piControl simulations. A new syntheses of surface temperature and precipitation proxies, targeted for 127 ka, is used for comparison to the model simulations. We also explore differences in the responses of surface temperature, monsoon precipitation, and Arctic sea ice to the different magnitudes and seasonal character of the insolation anomalies at 127 ka versus 6 ka. We then conclude with a discussion of possible reasons for the model–data differences and implications for future projections.

2 Methods

2.1 Experimental design

The CMIP DECK *piControl* for 1850 CE (see Eyring et al., 2016, for description of this experiment) is the preindustrial (PI) reference simulation to which the *lig127k* paleo-experiment is compared. The modeling groups were asked to use the same model components and follow the same protocols for implementing external forcings as used in the *piControl*. The boundary conditions for the *lig127k* and *piControl* experiments are described in Otto-Bliesner et al. (2017) and the Earth System Documentation (2019). More detailed information is given below and in Table 1.

Earth's orbital parameters (eccentricity, longitude of perihelion, and obliquity) are prescribed following Berger and Loutre (1991). The DECK *piControl* simulations use the orbital parameters appropriate for 1850 CE (Table 1, Fig. 1) (Eyring et al., 2016), when perihelion occurs close to the boreal winter solstice. The orbit at 127 ka is characterized by larger eccentricity than at 1850 CE, with perihelion occurring close to the boreal summer solstice (Table 1, Fig. 1). The tilt of the Earth's axis was maximal at 131 ka and remained higher than in 1850 CE through 125 ka; obliquity at 127 ka was 24.04° (Table 1). The solar constant for the *lig127k* simulations is prescribed to be the same as in the DECK *piControl* simulation.

The orbital parameters affect the seasonal and latitudinal distribution and magnitude of solar energy received at the top of the atmosphere, resulting in large positive insolation anomalies during boreal summer at 127 ka as compared to 1850 CE (Fig. 1). Positive insolation anomalies are present from April to September and from 60°S to 90°N . These anomalies peak at over 70 W m^{-2} in June at 90°N . Insolation in the Arctic (defined here as $60\text{--}90^\circ\text{N}$) is more than 10 % greater at 127 ka than 1850 CE during May through early August. The higher obliquity at 127 ka contributes to a small but positive annual insolation anomaly compared to 1850 CE at high latitudes in both hemispheres and negative annual insolation anomaly at tropical latitudes. The global difference in annual insolation forcing between the *lig127k* and *piControl* experiments is negligible.

Ice core records from Antarctica provide measurements of the well-mixed GHGs: CO_2 , CH_4 , and N_2O . By 127 ka, the concentrations of atmospheric CO_2 and CH_4 had increased

Table 1. Protocols: forcings and boundary conditions.

	1850 CE (DECK <i>piControl</i>)	127 ka (<i>lig127k</i>)
Orbital parameters*		
Eccentricity	0.016764	0.039378
Obliquity (degrees)	23.459	24.040
Perihelion – 180	100.33	275.41
Vernal equinox	Fixed to noon on 21 March	Fixed to noon on 21 March
Greenhouse gases		
Carbon dioxide (ppm)	284.3	275
Methane (ppb)	808.2	685
Nitrous oxide (ppb)	273.0	255
Other GHG gases	CMIP DECK <i>piControl</i>	0
Solar constant (W m^{-2})	TSI: 1360.747	Same as <i>piControl</i>
Paleogeography	Modern	Same as <i>piControl</i>
Ice sheets	Modern	Same as <i>piControl</i>
Vegetation	CMIP DECK <i>piControl</i>	Prescribed or interactive as in <i>piControl</i>
Aerosols (dust, volcanic, etc.)	CMIP DECK <i>piControl</i>	Prescribed or interactive as in <i>piControl</i>

* The term “orbital parameters” is used to denote the variations in the Earth’s eccentricity and longitude of perihelion as well as changes in its axial tilt (obliquity).

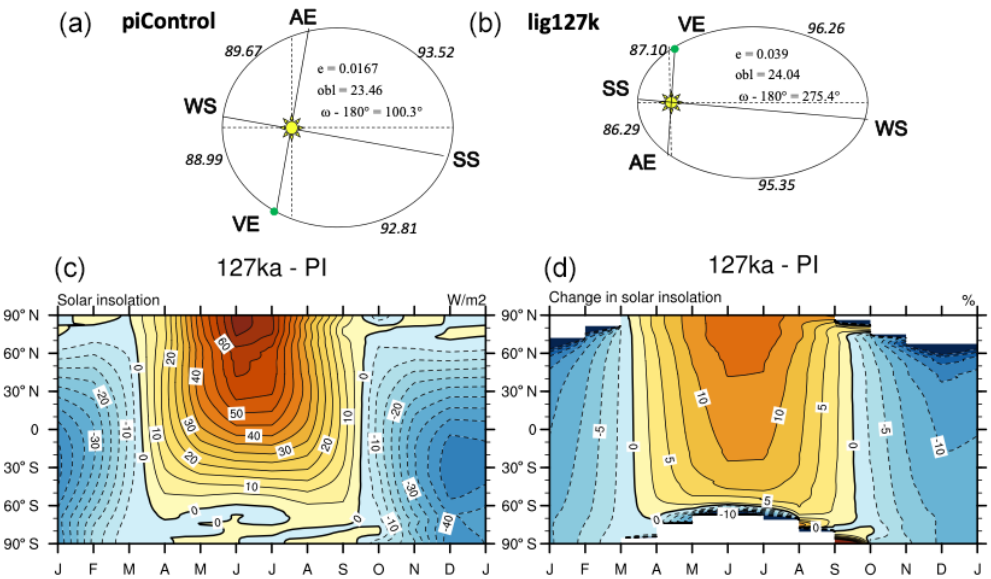


Figure 1. (a, b) Orbital configurations for the *piControl* and *lig127k* experiments. The number of days between the vernal equinox and summer solstice, summer solstice and autumnal equinox, etc., are indicated along the periphery of the ellipse. Latitude–month insolation anomalies 127 ka–1850 in (c) W m^{-2} and (d) percentage change from PI.

from their minimum levels during the previous glacial period to values comparable to, albeit somewhat lower than, preindustrial levels (Table 1).

Natural aerosols show large variations on glacial–interglacial timescales, with low aerosol loadings during interglacials compared to glacials and during the peak of the interglacials compared to the present day (Albani et al., 2015;

deMenocal et al., 2000; Kohfeld and Harrison, 2000). Modeling groups were asked to implement changes in atmospheric dust aerosol in their *lig127k* simulations following the treatment used for their DECK *piControl* simulations (see Table 2 for details). The background volcanic stratospheric aerosol used in the CMIP6 DECK *piControl* was also to be used for the *lig127k* simulation. Other aerosols included in the

Table 2. Summary of CMIP6–PMIP4 models in this intercomparison.

Climate model	Institution name	Citation for model description	Equilibrium (Effective) climate sensitivity ¹	Citation for <i>lig127k</i> experiment and notes ²
ACCESS-ESM1-5	UNSW and CSIRO	Ziehn et al. (2017, 2020)	3.9 °C	Yeung et al. (2020); fixed vegetation with interactive leaf area index, prescribed aerosols
AWI-ESM-1-1-LR	AWI	Sidorenko et al. (2015)	3.1 °C	Interactive vegetation
AWI-ESM-2-1-LR	AWI	Sidorenko et al. (2019)	3.1 °C	Interactive vegetation, prescribed aerosols
CESM2	NCAR	Danabasoglu et al. (2020)	5.2 °C	Otto-Bliesner et al. (2020); prescribed potential vegetation (crops and urban areas removed), interactive phenology, simulated dust
CNRM-CM6-1	CNRM-CERFACS	Voltaire et al. (2019) Decharme et al. (2019)	4.8 °C	PI atmospheric GHGs, prescribed vegetation and aerosols
EC-Earth3-LR	Stockholm University		4.2 °C	Zhang et al. (2020); prescribed vegetation and aerosols
FGOALS-f3-L	CAS	He et al. (2020)	3.0 °C	Zheng et al. (2020); prescribed vegetation and aerosols
FGOALS-g3	CAS	Li et al. (2020)	2.8 °C	Zheng et al. (2020); prescribed vegetation and aerosols
GISS-E2-1-G	NASA-GISS	Kelley et al. (2020)	2.7 °C	–
HadGEM3-GC31-LL	BAS	Kuhlbrodt et al. (2018) Williams et al. (2017)	5.6 °C	Guarino et al. (2020); Williams et al. (2020); prescribed vegetation and aerosols
INM-CM4-8	INM RAS	Volodin et al. (2018)	1.8 °C	Prescribed vegetation, simulated dust and sea salt
IPSL-CM6A-LR	IPSL	Boucher et al. (2020)	4.6 °C	Prescribed vegetation, interactive phenology, prescribed aerosols
MIROC-ES2L	AORI University of Tokyo	Hajima et al. (2020)	2.7 °C	Ohgaito et al. (2020); O'ishi et al. (2020); prescribed vegetation and aerosols
MPI-ESM1-2-LR	AWI MPI-Met	Giorgetta et al. (2013)	3.0 °C	Scussolini et al. (2019); interactive vegetation, prescribed aerosols
NESM3	NUIST	Cao et al. (2018)	4.7 °C	Interactive vegetation, prescribed aerosols
NorESM1-F	Norwegian Climate Centre, NCC	Guo et al. (2019)	2.3 °C	Prescribed vegetation and aerosols
NorESM2-LM	Norwegian Climate Centre, NCC	Seland et al. (2020)	2.5 °C	Prescribed vegetation and aerosols

¹ ECS uses the Gregory method from a 150-year run of an instantaneously quadrupled CO₂ simulation (Meehl et al., 2020; Wyser et al., 2020). ² Unless otherwise noted, prescribed vegetation and aerosols are as in each model's *piControl* simulation.

DECK *piControl* simulations should similarly be included in the *lig127k* simulations.

There is evidence for changes in vegetation distribution during the LIG (e.g., LIGA Members, 1991; CAPE, 2006; Larrasoana, 2013). However, there is insufficient data coverage for many regions to be able to produce reliable global vegetation maps. Furthermore, given the very different levels of complexity in the treatment of vegetation properties in the current generation of climate models, paleo-observations do not provide sufficient information to constrain their behavior in a comparable way. The treatment of natural vegetation in the *lig127k* simulations was therefore to be the same as in the DECK *piControl* simulation. Accordingly, depending on what was done in the DECK *piControl* simulation, vegetation could either be prescribed to be the same as in that simulation, prescribed but with interactive phenology, or predicted dynamically (see Table 2 for implementations in the models).

Paleogeography and ice sheets were to be kept at their present-day configuration.

2.2 Model evaluation

The 17 modeling groups that have completed CMIP6 *lig127k* simulations are presented in this paper (Table 2). All used the CMIP6 version of their model also used for their DECK experiments. The equilibrium climate sensitivity (ECS) varies from 1.8 to 5.6 °C. The years analyzed for each model and DOIs for each of the simulations are given in Table S1 in the Supplement. The analysis uses data available on the CMIP6 ESGF (Earth System Grid Federation) for surface air temperature (tas), precipitation (pr), and sea ice concentration (siconc).

2.3 Calendar adjustments

The output is corrected following Bartlein and Shafer (2019), to account for the impact that the changes in the length of months or seasons over time have on the analysis (Fig. 1). This correction is necessary to account for the impact of the changes in the eccentricity of the Earth's orbit and the precession when using the “celestial” calendar. Not considering the “paleo-calendar effect” can prevent the correct interpretation of data and model comparisons at 127 ka, with the largest problems occurring in boreal fall/austral spring (Joussaume and Braconnot, 1997; Bartlein and Shafer, 2019). A more detailed discussion of the application of the PaleoCal-Adjust software to past time periods with strong orbital forcing can be found in Bartlein and Shafer (2019) and Brierley et al. (2020).

3 Simulation results

3.1 Preindustrial simulations

Brierley et al. (2020) provide an extensive evaluation of the CMIP6 preindustrial simulations as compared to observational datasets: reanalyzed climatological temperatures (between 1871–1900 CE; Compo et al., 2011) for the spatial patterns, zonal averages of observed temperature for the period 1850–1900 CE from the HadCRUT4 dataset (Morice et al., 2012; Ilyas et al., 2017), and climatological precipitation data for the period between 1970 and the present day (Adler et al., 2003). In summary, they find that the PMIP4–CMIP6 models are in general cooler than the observations, most noticeably at the poles, over land, and over the NH oceans. The poleward extent of the North African monsoon, in particular, is underestimated in the CMIP6 preindustrial simulations.

The CMIP6 *midHolocene* and *lig127k* have 14 models in common (see Fig. 4a in Brierley et al., 2020, and Fig. 2a in this paper). The *piControl* multi-model mean (MMM), zonal-average temperature is slightly cooler than observed at high (60–90° N) Northern Hemisphere (NH) latitudes (Fig. 2a). There is a large spread across the models though, with eight of the models simulating colder (up to 4 °C) than observed temperatures and nine of the models simulating warmer (up to 2 °C) than observed temperatures. The *piControl* MMM, zonal-average temperature is noticeably warmer than observed at high (60–90° S) Southern Hemisphere (SH) latitudes, again with a large spread across the models. Two models – MIROC-ES2L and EC-Earth3-LR – have biases in excess of 5 °C. Hajima et al. (2020) attribute the MIROC-ES2L *piControl* warm bias over the Southern Ocean to it being mainly associated with the model's representation of cloud radiative processes. The spread of the *piControl* simulations is smaller at low and midlatitudes (Fig. 2a).

We adopt the definition of sea ice area of the Sea Ice Model Intercomparison Project (SIMIP; SIMIP Community, 2020), i.e., sea ice concentration times the cell area. The multi-model ensemble of *piControl* simulations of minimum (August–September) Arctic sea ice distribution (Figs. 3a, S2) show good agreement with the 15 % contour from the HadISST data averaged over the 1870–1920 period (Fig. S1) (Rayner et al., 2003). Two models – FGOALS-g3 and EC-Earth3-LR – show noticeably greater minimum summer sea ice extent in the Nordic Seas as compared to the HadISST period (Fig. S2). Further, evaluation of the *piControl* simulations can be found in Kageyama et al. (2021). In particular, they find that in comparison to sea ice reconstruction sites, the models generally overestimated sea ice cover at sites close to the sea ice edge.

Figure 4 shows the seasonal cycle of Arctic sea ice area in the *piControl* simulations for each model and the MMM. These are compared to the NOAA_OI_v2 observational dataset, with higher temporal and spatial coverage than the HadISST dataset. The NOAA_OI_v2 dataset (Reynolds et

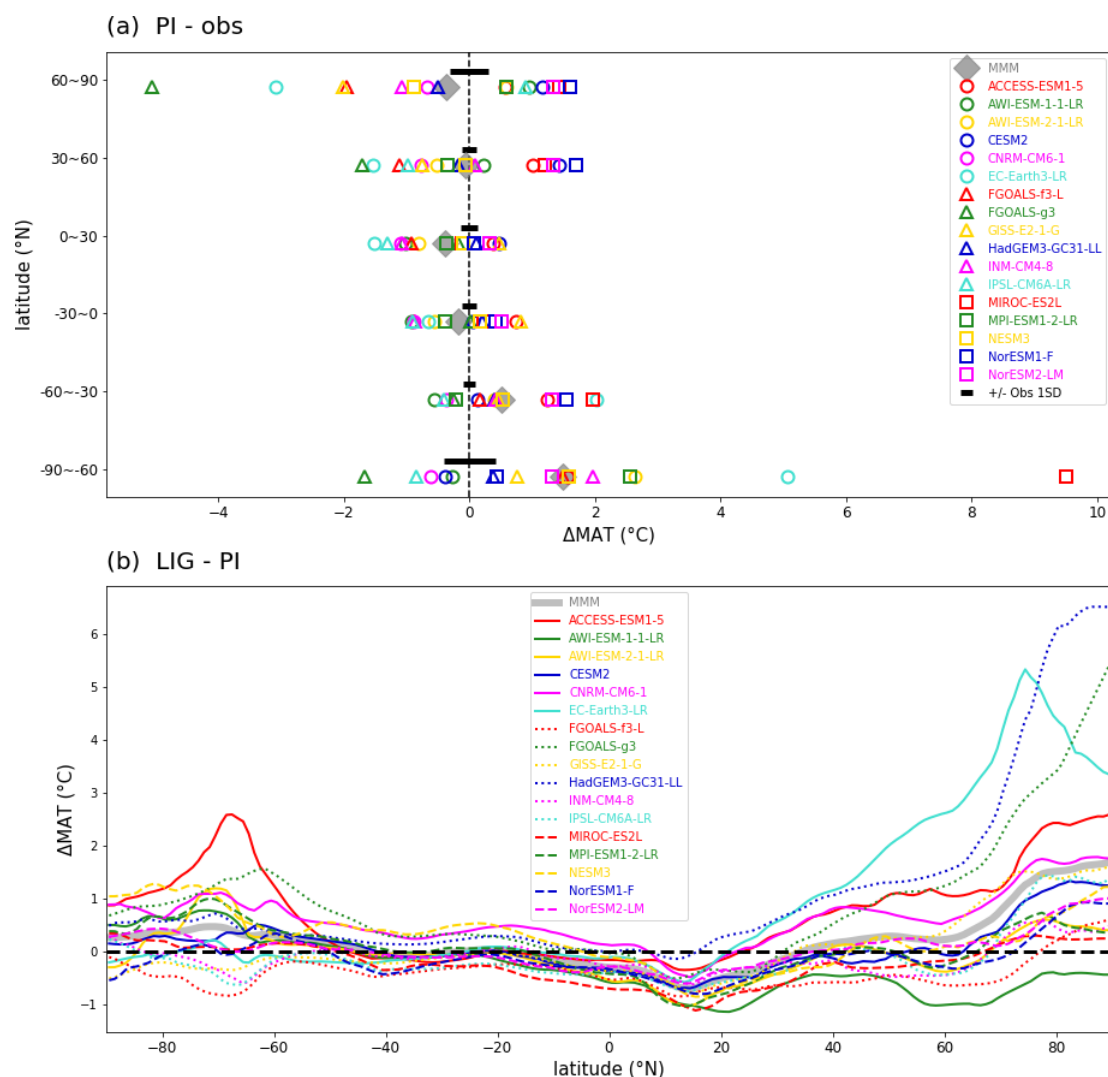


Figure 2. (a) Comparison of the preindustrial zonal mean temperature profile of individual climate models and MMM to the 1850–1900 observations. The area-averaged, annual mean surface air temperature for 30° latitude bands in the CMIP6 models and a spatially complete compilation of instrumental observations over 1850–1900 (black; Ilyas et al., 2017; Morice et al., 2012). (b) Changes in zonal average, mean annual surface air temperatures (*lig127k* minus *piControl*).

al., 2002), also used in Kageyama et al. (2021), only extends back to 1981. It should be noted that atmospheric CO₂ concentrations had already risen to 340 ppm by 1981, as compared to 284.7 ppm specified in the *piControl* simulations. We find a large spread across the *piControl* simulations. The range in March is 12.27 to 19.16×10^6 km² and the MMM is $15.30 \pm 1.89 \times 10^6$ km². The range in September is 3.56 to 9.73×10^6 km², and the MMM is $6.13 \pm 1.66 \times 10^6$ km². Generally, those models with less sea ice in March than the MMM also have less sea ice in September than the MMM. Observed estimates of sea ice area from the NOAA-OI_v2 dataset for 1982–2001 are 14.7×10^6 km² for March and 5.1×10^6 km² for September.

The MMM *piControl* simulations of austral summer minimum (February–March) sea ice distribution around Antarc-

tica, however, show less consensus among the models and less agreement with the HadISST data, with many models significantly underestimating the observed austral summer minimal extent (Figs. 3b, 4b, S4). The range in February is 0.02 to 3.82×10^6 km² and the MMM is $1.65 \pm 1.21 \times 10^6$ km². Antarctic sea ice melts back largely to the continent's edge in February–March in four models (AWI-ESM-2-1-LR, EC-Earth3-LR, MIROC-ES2L, and MPI-ESM1-2-LR) (Fig. S5). The spread of models is even greater in their simulations of *piControl* austral winter sea ice area around Antarctica, ranging from 3.27×10^6 km² in September in MIROC-ES2L to over 19×10^6 km² in IPSL-CM6-LR and FGOALS-g3. The September MMM is $17.13 \pm 5.21 \times 10^6$ km². Observed estimates of sea ice area from the NOAA-OI_v2 dataset for 1982–2001 are

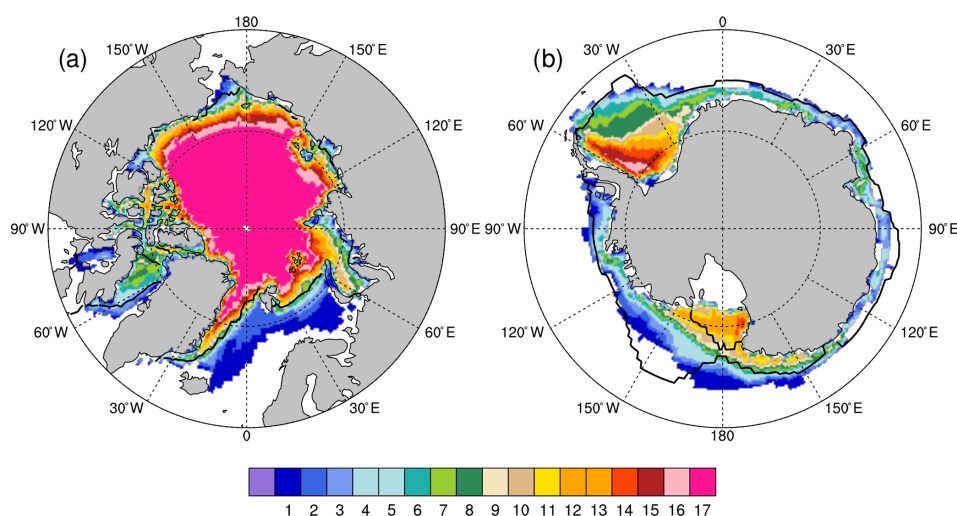


Figure 3. Comparison of the *piControl* sea ice distributions (a) in the Northern Hemisphere for August–September and (b) in the Southern Hemisphere for February–March. For each $1^\circ \times 1^\circ$ longitude–latitude grid cell, the figure indicates the number of models that simulate at least 15 % of the area covered by sea ice. The observed 15 % concentration boundaries (black lines) are the 1870–1919 CE interval based on the Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST; Rayner et al., 2003) dataset. See Figs. S2 and S4 for individual model results.

$2.7 \times 10^6 \text{ km}^2$ for February and $16.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ for September.

3.2 Surface temperature responses

The seasonal character of the insolation anomalies results in warming and cooling over the continents in the *lig127k* ensemble (relative to the *piControl*) in June–July–August (JJA) and December–January–February (DJF), respectively, except for the African and southeast Asian monsoon regions in JJA. These patterns of seasonal, continental warming and cooling are a robust feature across the models, with more than 70 % of the models agreeing on the sign of the temperature change (Fig. 5a, c).

The warming during JJA is greater than 6°C at midlatitudes in North America and Eurasia (Fig. 5a), though with significant differences in the magnitude of the warming in the southeast US, Europe, and eastern Asia among the models (Fig. 5b). Further investigation of the effects of preindustrial vegetation, including crops, for these regions in the *lig127k* protocol would be useful (Otto-Bliesner et al., 2020). Sub-tropical land areas in the Southern Hemisphere (SH) also respond to the positive (but more muted) insolation anomalies, with JJA temperature anomalies more than 2°C warmer than PI. JJA warming over most of the oceans is a robust feature across the models. This warming is greatest in the North Atlantic and the Southern Ocean, though with large differences across the ensemble of models (Fig. 5b). Cooling over the Sahel and southern India in JJA is associated with the increased cloud cover associated with the enhanced monsoons (see Sect. 3.4).

In response to the negative insolation anomalies at all latitudes (Fig. 1), the *lig127k* MMM simulates cooling during DJF over the continental regions of both hemispheres and low and midlatitude oceans (Fig. 5c). The largest DJF temperature anomalies occur over southeastern Asia and northern Africa. Ocean memory has been shown to provide the feedback to maintain positive or neutral DJF temperature anomalies in the Arctic and North Atlantic (see Serreze and Barry, 2011, for further discussion). As indicated by the standard deviations of the ensemble changes, large differences in the magnitude of the DJF high-latitude, surface temperature responses and feedbacks exist among the models (Fig. 5d). Understanding these differences warrants further analyses in future studies.

These seasonal patterns of change are similar to those found in Lunt et al. (2013), though the warming is larger in the CMIP6 simulations. It should be noted that the MMM in Lunt et al. (2013) includes simulations that have varying orbital years (between 125 and 130 ka) and greenhouse gas concentrations.

Annually, the MMM surface temperature changes between the *lig127k* and *piControl* are generally less than 1°C over most of the globe, with two exceptions (Fig. 5e): greater negative surface temperature anomalies across the North African and Indian monsoon regions and positive surface temperature anomalies in the Arctic. Although more than 70 % of the models agree on the sign of the changes in these regions, as well as in the Indian sector of the Southern Ocean (Fig. 5e), the across-ensemble standard deviations indicate differences in the magnitudes of the annual surface temperature responses (Fig. 5f). Globally, the MMM change in annual surface air temperature is close to zero ($-0.2 \pm 0.32^\circ\text{C}$), though

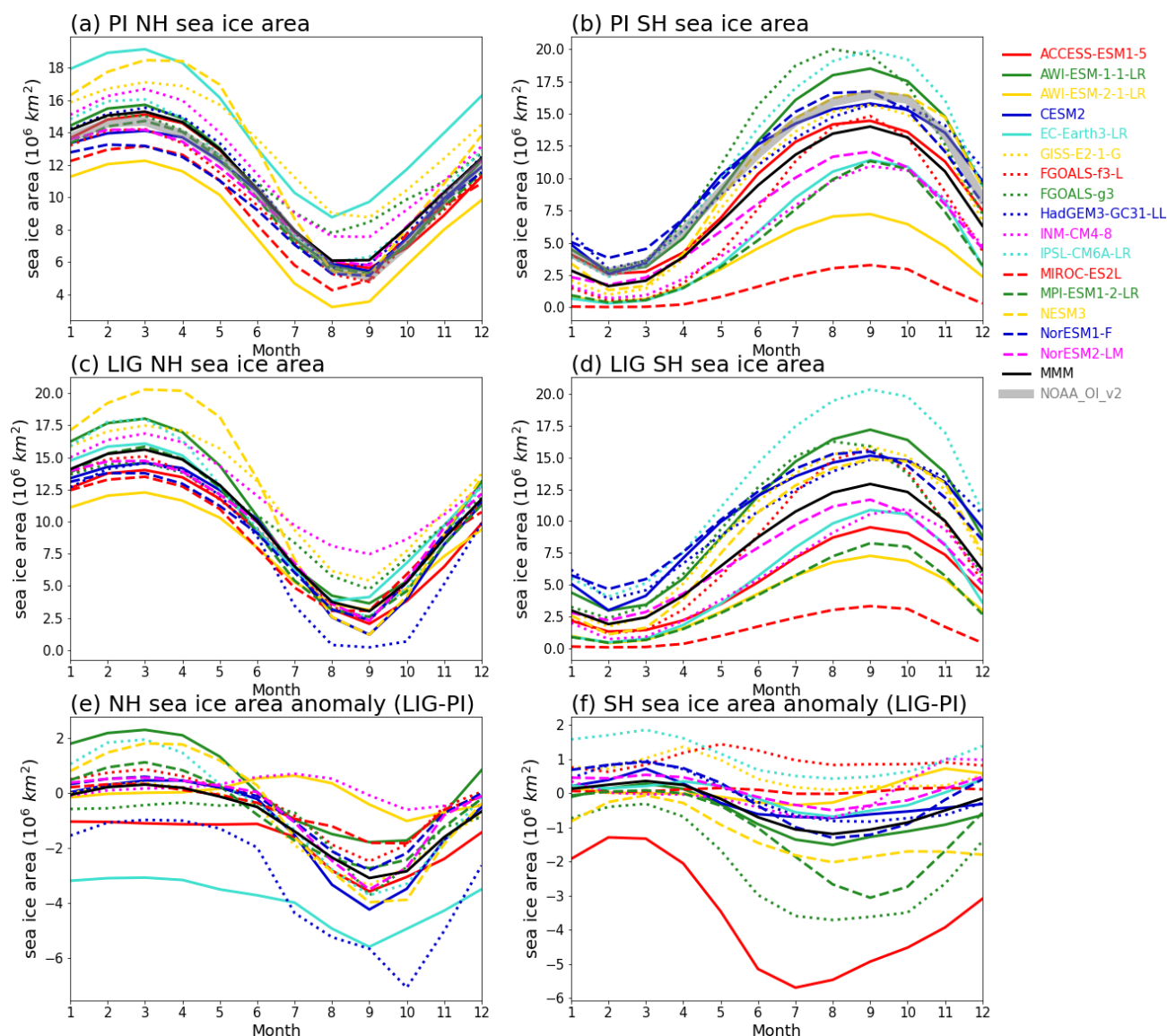


Figure 4. The simulated Arctic (a, c, e) and Antarctic (b, d, f) annual cycle of sea ice area (10^6 km^2) for the (a, b) PI, (c, d) LIG, and (e, f) LIG minus PI. The monthly mean sea ice areas from the NOAA_OI_v2 dataset for 1982–2001 (Reynolds et al., 2002) are shown in panels (a) and (b).

with a large spread among the models (-0.48 to 0.56°C) (Table 3). Conclusions about the land versus ocean or NH versus SH annual temperature changes are complicated by mean changes being close to zero and not consistently positive or negative (Table 3).

The large spread of mean annual surface temperature change among the models in the polar regions (60 – 90° latitude) is further illustrated in Fig. 2b. Annual Arctic surface temperature changes in the *lig127k* simulations range from -0.39 to 3.88°C . The MMM is $0.82 \pm 1.20^\circ\text{C}$. Notably, EC-Earth3-LR and HadGEM3-GC3.1-LL have anomalies greater than 3°C in their *lig127k* simulations as compared to their *piControl* simulations, while AWI-ESM-1-1-LR and

FGOALS-f3-L are cooler in their *lig127k* simulations as compared to their *piControl* simulations. The spread (and magnitude) of mean annual temperature change for the SH polar region is less, with 7 of 17 models simulating a modest warming of 0 – 1°C and 3 models simulating a cooling of the mean annual surface temperature (Fig. 2b). The MMM is $0.38 \pm 0.63^\circ\text{C}$. The change in the NH latitudinal gradient is positive from all models: 1.27°C in the MMM though ranging quite significantly among models for 0.30°C in FGOALS-f3-L and 3.94°C in EC-Earth3-LR (Table 3). The change in the SH latitudinal gradient is smaller (0.47°C in the MMM), reflecting the prescription of a modern Antarctic ice sheet in the *lig127k* experiment (Table 3). Changes in

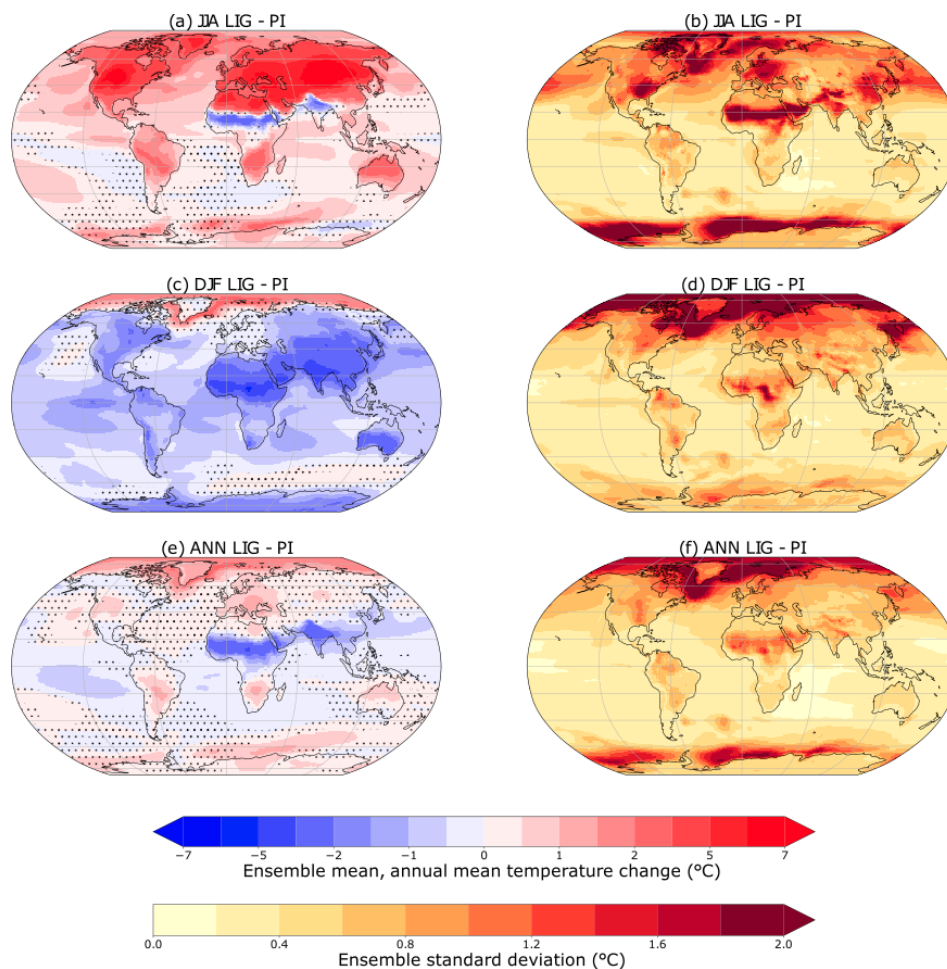


Figure 5. Multi-model ensemble average changes (**a, c, e**) and across-ensemble standard deviations (**b, d, f**) of surface air temperatures ($^{\circ}\text{C}$) for *lig127k* minus *piControl*. Shown are June–July–August (**a, b**), December–January–February (**c, d**), and annual mean (**e, f**) changes. Dots indicate where less than 12 (70 %) of the 17 models agree on the sign of the change.

the size of the Antarctic ice sheet during the Last Interglacial would be expected to result in warming at polar latitudes in the SH and an increase in the SH latitudinal gradient (Bradley et al., 2012; Otto-Bliesner et al., 2013; Stone et al., 2016)

3.3 Sea ice responses

Boreal insolation anomalies at 127 ka enhance the seasonal cycle of Arctic sea ice (Fig. 4c). There is a $\sim 50\%$ reduction and shift of minimum area in the MMM from $6.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ in August–September for PI to $3.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ in September for *lig127k*, with a range of 0.22 to $7.47 \times 10^6 \text{ km}^2$ in the individual *lig127k* simulations. The *lig127k* MMM maximum winter sea ice area in the Arctic in March is $15.68 \pm 2.08 \times 10^6 \text{ km}^2$ with a range of 12.27 to $20.28 \times 10^6 \text{ km}^2$. The INM-CM4-8 and AWI-ESM2-1-LR have small reductions in sea ice area in all seasons with the largest decrease in October (Fig. 4e). HadGEM3-G31-II and EC-Earth3-LR have large reductions in minimum Arctic

sea ice area. HadGEM3-GC31-II simulates an ice-free Arctic in August–September–October, with the largest reduction in October (Fig. 4c, e). EC-Earth3-LR has the largest reduction of March sea ice area for *lig127k* as compared to its *piControl*, and AWI-ESM2-1-LR has a notable increase (Fig. 4e). As shown also in Kageyama et al. (2021), PI biases in simulation of the minimum Arctic sea ice are not always a good predictor of reductions at *lig127k* (Fig. 4c).

The individual model *lig127k* minimum (August–September) Arctic sea ice area anomalies show negative correlations (-0.65) with the Arctic (60° – 90° N) annual surface temperature anomalies from their respective *piControl* simulations and negative correlation (-0.53) with the corresponding JJA temperature anomalies, both significant at the 0.05 significance level (Fig. 7). Memory in the ocean and cryosphere memory provide feedbacks to maintain positive temperature anomalies, DJF and annually, in the Arctic (Fig. 5). Analyzing the summer atmospheric heat budgets across the models, Kageyama et al. (2021) find that the dif-

Table 3. Metrics for surface air temperature change (°C) for CMIP6–PMIP4 *lig127k* simulations.

Climate Model	Global	Global land	Global ocean	NH	NH land	NH ocean	SH	SH land	SH ocean	NH meridional gradient ¹	SH meridional gradient ²
ACCESS-ESM1-5	0.33	0.42	0.29	0.43	0.34	0.48	0.23	0.58	−0.05	1.61	1.89
AWI-ESM-1-1-LR	−0.25	−0.47	−0.16	−0.55	−0.81	−0.37	0.04	0.25	−0.08	0.38	0.86
AWI-ESM-2-1-LR	−0.20	−0.34	−0.14	−0.39	−0.59	−0.25	−0.01	0.20	−0.14	0.8	0.78
CESM2	−0.11	−0.16	−0.09	−0.22	−0.31	−0.16	0.00	0.18	−0.08	1.02	0.47
CNRM-CM6-1	0.4	0.39	0.4	0.33	0.15	0.46	0.46	0.89	0.26	1.21	0.55
EC-Earth3-LR	0.45	0.71	0.34	0.99	0.92	1.03	−0.07	0.32	−0.17	3.94	0
FGOALS-f3-L	−0.48	−0.57	−0.44	−0.60	−0.77	−0.48	−0.37	−0.16	−0.35	0.3	−0.28
FGOALS-g3	0.38	0.6	0.29	0.38	0.51	0.29	0.48	0.89	0.24	2.42	1.14
GISS-E2-1-G	−0.12	−0.1	−0.13	−0.07	−0.17	0.00	−0.18	0.06	−0.20	1.59	−0.11
HadGEM3-GC31-LL	0.56	0.71	0.49	0.89	0.76	0.97	0.22	0.62	0.08	3.08	0.37
INM-CM4-8	−0.2	−0.3	−0.15	−0.30	−0.54	−0.14	−0.09	0.20	−0.12	0.45	−0.23
IPSL-CM6A-LR	−0.29	−0.3	−0.29	−0.29	−0.43	−0.19	−0.30	−0.03	−0.31	0.89	−0.02
MIROC-ES2L	−0.4	−0.55	−0.33	−0.52	−0.73	−0.38	−0.26	−0.12	−0.29	0.92	0.55
MPI-ESM1-2-LR	−0.12	−0.24	−0.07	−0.33	−0.54	−0.19	0.10	0.42	−0.05	0.95	0.83
NESM3	0.07	−0.02	0.11	−0.25	−0.43	−0.12	0.39	0.86	0.22	0.83	0.57
NorESM1-F	−0.24	−0.35	−0.2	−0.33	−0.55	−0.18	−0.15	0.08	−0.21	0.59	0.24
NorESM2-LM	−0.11	−0.04	−0.14	−0.13	−0.13	−0.12	−0.09	0.16	−0.16	0.69	0.39
Mean	−0.02	−0.04	−0.01	−0.06	−0.20	0.04	0.02	0.32	−0.08	1.27	0.47
SD	0.32	0.44	0.28	0.48	0.54	0.45	0.26	0.34	0.19	1.00	0.55
Max	0.56	0.71	0.49	0.99	0.92	1.03	0.48	0.89	0.26	3.94	1.89
Min	−0.48	−0.57	−0.44	−0.60	−0.81	−0.48	−0.37	−0.16	−0.35	0.30	−0.28

¹ 60–90° N minus 0–30° N. ² 60–90° S minus 0–30° S.

ferent Arctic sea ice responses can be related to the sea ice albedo feedback, i.e., phasing of the downward solar insolation changes associated with the orbital forcing and reflected upward shortwave flux changes associated with the sea ice cover changes. As has been done for evaluating simulations of present sea ice distributions, it would be useful for further studies to also explore model differences in the simulated changes in high-latitude cloudiness, boundary layer, winds, and ocean processes (Kattsov and Källén, 2005; Arzel et al., 2006; Chapman and Walsh, 2007).

Previous studies suggest that the mean-ice state in the control climate can influence the magnitude and spatial distribution of warming in the Arctic in future projections (Holland and Bitz, 2003). Thinner Arctic sea ice is more susceptible to summer melting than thicker Arctic sea ice. Arctic sea ice thickness varies substantially across the 1850 CE ensemble, ranging from 1–1.5 m in CNRM-CM6-1 and NESM3 to ~7.5 m in MIROC-ES2L (not shown). No robust relationship to the August–September *lig127k* minimum Arctic sea ice area anomaly is present. This is also true for the CMIP6–PMIP4 *mid Holocene* simulations (Brierley et al., 2020). One reason for a lack of any relationship may be the seasonal nature of the *lig127k* and *midHolocene* insolation forcings as compared to the annual forcing by greenhouse gas changes in future projections.

The *lig127k* austral summer sea ice around Antarctica has a minimum in February in the MMM of

$1.84 \pm 1.42 \times 10^6 \text{ km}^2$ (Fig. 4d). This is similar to the MMM of the *piControl* simulations (Fig. 4b). In both the *lig127k* and *piControl*, the models exhibit widely different sea ice areas (0.06 to $4.65 \times 10^6 \text{ km}^2$) and distributions for the austral summer (Fig. S5). Those models that simulate summer sea ice in the Weddell Sea in the *piControl* (Fig. S4) retain this sea ice in their *lig127k* simulation. The maximum austral winter sea ice around Antarctica also varies widely among the models, with the MIROC-ES2L simulating the smallest area (and seasonal cycle) and IPSLCM6 simulating the highest areal extent (and seasonal cycle) (Fig. 4b, d) in the *piControl* and *lig127k* simulations. ACCESS-ESM1-5 has the greatest sensitivity to the *lig127k* forcings (Fig. 4f).

The consensus from the *lig127k* sea ice distributions is a reduced minimum (August–September) summer sea ice extent (defined as 15 % concentration) in the Arctic (Fig. 6) as compared to the *piControl* simulations (Fig. 3). It is interesting to compare the MMM simulated summer sea ice extents in the *lig127k* simulations to the observed sea ice extents for 2000–2018 (black lines in Fig. 6). More than half of the models simulate a retreat of the Arctic minimum (August–September) ice edge at 127 ka, similar to the average of the last 2 decades. The pattern of February–March Southern Ocean sea ice extent is broadly similar in the *lig127k* simulations to 2000–2018, though four models simulate a larger sea ice area.

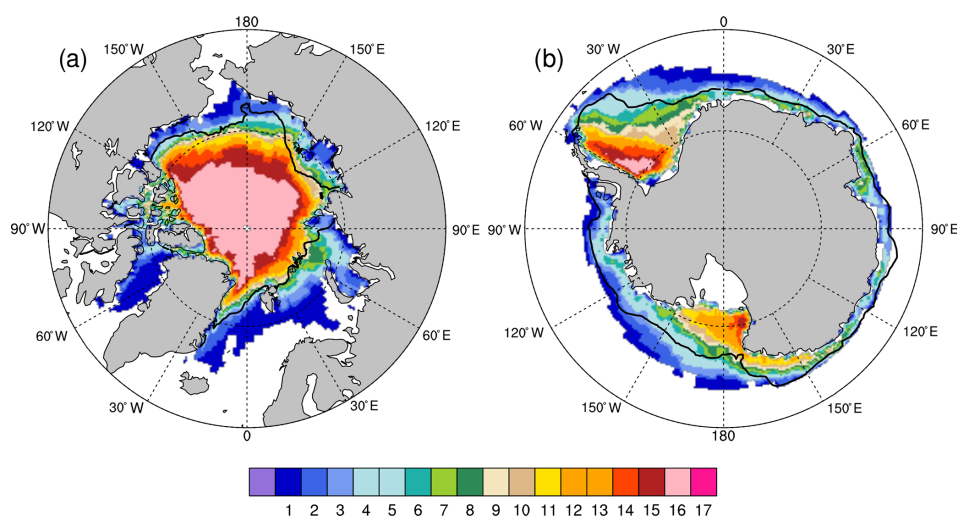


Figure 6. Comparison of the *lig127k* sea ice distributions (a) in the Northern Hemisphere for August–September and (b) in the Southern Hemisphere for February–March. For each $1^\circ \times 1^\circ$ longitude–latitude grid cell, the figure indicates the number of models that simulate at least 15 % of the area covered by sea ice. The average 15 % concentration boundaries (black lines) are averaged for 2000–2018. See Figs. S3 and S5 for individual model results.

Northern Hemisphere August–September

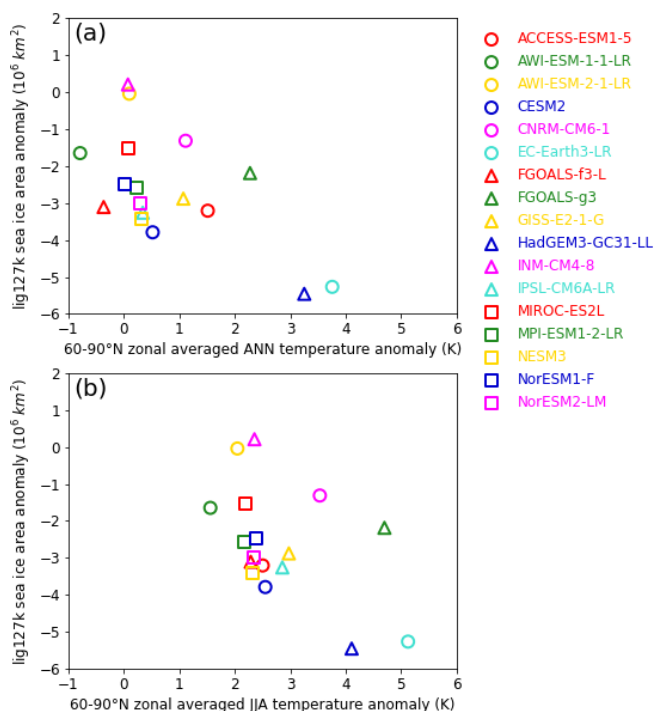


Figure 7. (a) *lig127k* August–September sea ice NH area anomaly (10^6 km^2) versus *lig127k* annual 60–90° N surface air temperature anomaly ($^\circ\text{C}$); (b) *lig127k* August–September sea ice NH area anomaly (10^6 km^2) versus *lig127k* JJA 60–90° N surface air temperature anomaly ($^\circ\text{C}$).

3.4 Precipitation responses

The seasonal character of the insolation anomalies results in enhanced summer monsoonal precipitation in the *lig127k* ensemble (relative to the *piControl* ensemble) over northern Africa, extending into Saudi Arabia, India and south-east Asia, and northwestern Mexico/the southwestern US (Fig. 8a). In contrast, summer monsoonal precipitation decreases over South America, southern Africa, and Australia. The spread among models is large, however, as shown by the across-ensemble standard deviations (Fig. 8b, d) and percentage changes in area-averaged precipitation during the monsoon season for seven different regional monsoon domains for the individual *lig127k* simulations (Fig. 16a). The models generally agree on the sign of the percentage changes in the area-averaged precipitation rate during the monsoon season for the monsoon regions, except for the East Asian, South Asian, and Australian–Maritime Continent monsoons where some models simulate increased monsoonal precipitation whereas others show decreases.

Over the tropical Pacific Ocean, reduced DJF precipitation over the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is a robust feature across the ensemble of *lig127k* simulations (Fig. 8c). The models simulate a shift of the tropical Atlantic ITCZ northward in JJA and southward in DJF, though with significant differences among the models of the ensemble (Fig. 8a, b). Over the Indian Ocean, the ensemble mean indicates more precipitation in DJF over the entire basin and less in JJA, particularly in the central and eastern basin, though again with large standard deviations (Fig. 8).

Figure 9 shows the ensemble-averaged *lig127k* change in monsoon-related rainfall rate and global monsoon domain. Increases in the summer rainfall rate and areal extent of the

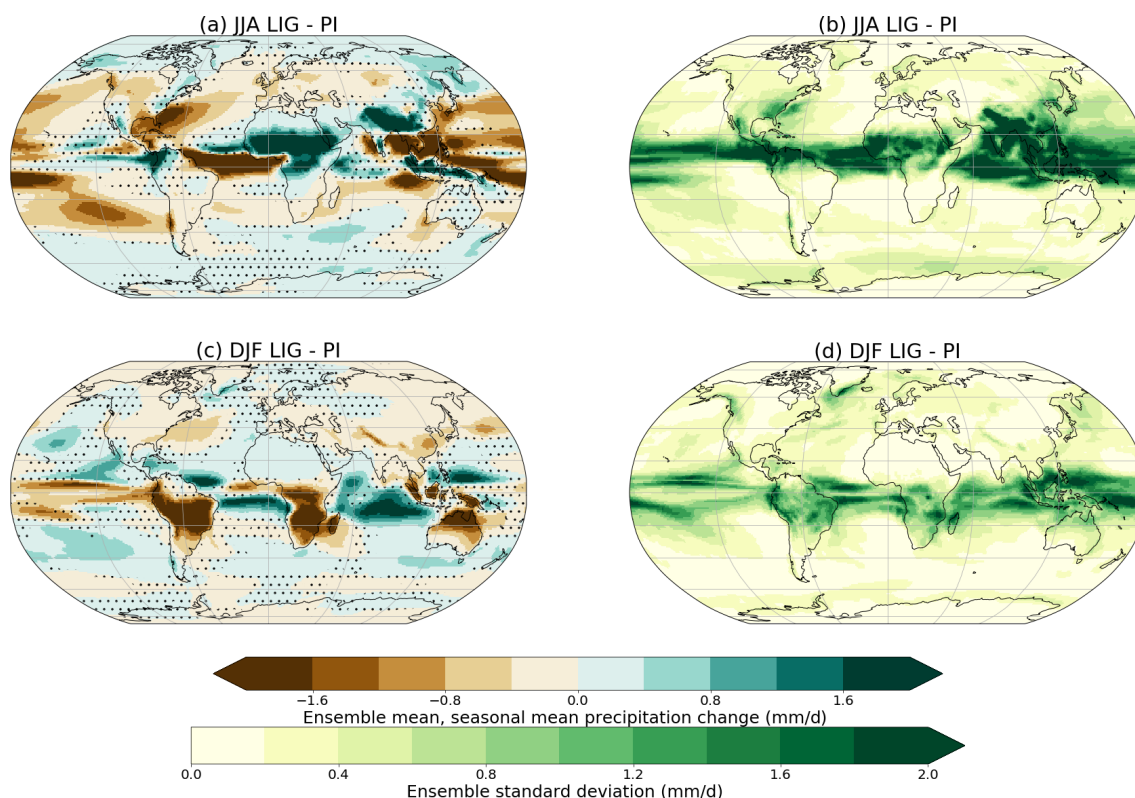


Figure 8. Multi-model ensemble average changes (**a, c**) and across-ensemble standard deviations (**b, d**) of precipitation (mm d^{-1}) for *lig127k* minus *piControl*. Shown are June–July–August (**a, b**) and December–January–February (**c, d**) changes. Dots indicate where less than 12 (70 %) of the 17 models agree on the sign of the change.

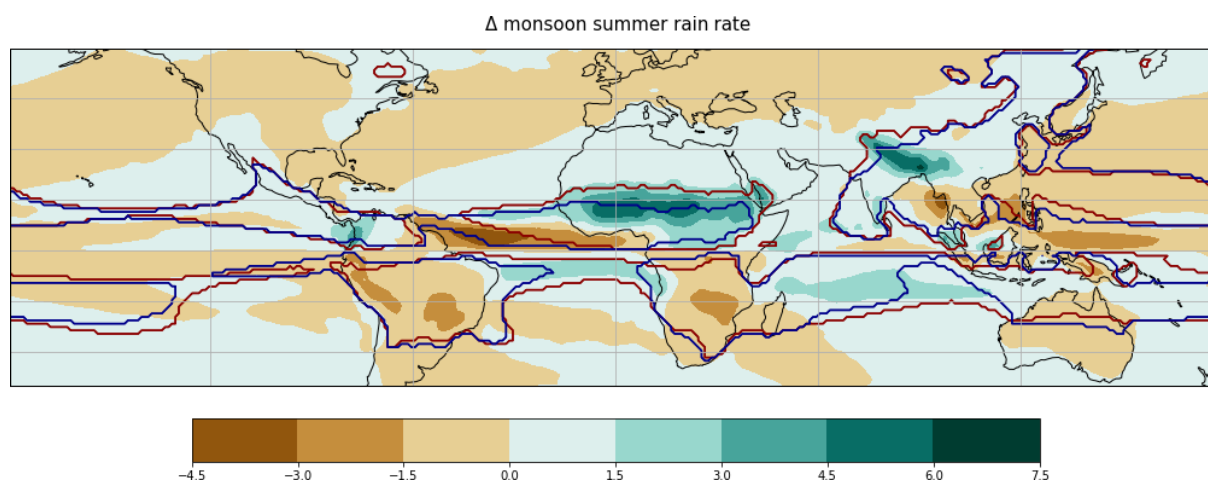


Figure 9. Ensemble-averaged Last Interglacial change in monsoon-related rainfall rate (in mm d^{-1}). Red and blue contours show the boundaries of *lig127k* and *piControl* monsoon domains, respectively, using the definitions of Wang et al. (2011).

North Africa and East Asia monsoon are clear and are robust across the multi-model ensemble. The spread across the multi-model ensemble is considerable, though, for the North African (NAF) monsoon, with the percentage change in the areal extent varying from $\sim 40\%$ – 120% (Fig. 16b) and the percentage change in the total amount of water pre-

cipitated in each monsoon season varying from $\sim 70\%$ – 140% (Fig. 16c). The models are in closer agreement for the East Asian monsoon (EAS), with the percentage change in the areal extent varying from $\sim 10\%$ – 35% (Fig. 16b) and the percentage change in the total amount of water precipitated in each monsoon season varying from $\sim 25\%$ – 40%

(Fig. 16c). The *lig127k* and *piControl* simulations produce more muted changes for the other monsoon regions in the MMM, with regards to the regional monsoon-related rainfall rate and the monsoon domains (Fig. 9). Four models (AWI-ESM-1-1-LR, AWI-ESM-2-1-LR, MPI-ESM1-2-LR, NESM3) in the *lig127k* ensemble include interactive vegetation. Even then, these four models generally fall within the spread of the models with prescribed vegetation for the three metrics and seven monsoon regions (Fig. 16).

4 Data reconstructions

4.1 Marine temperatures

The *lig127k* climate model simulations are assessed using two complementary compilations of sea surface temperature (SST) anomalies at 127 ka (Tables S3–S5, S7), which are both individually based on stratigraphically consistent chronologies (Capron et al., 2017; Hoffman et al., 2017).

The multi-archive high-latitude compilation by Capron et al. (2014, 2017) includes 42 sea surface annual/summer temperature records with a minimum temporal resolution of 2 kyr for latitudes above 40° N and 40° S, along with five ice core surface air temperature records. In contrast, the global marine compilation by Hoffman et al. (2017) includes 186 annual, summer, and winter SST records from the Atlantic, Indian, and Pacific oceans, with a minimum temporal resolution of 4 kyr on their published age models. Note that, in addition to the annual microfossil assemblage SST records calculated for 41 sites as the average of the summer and winter records with a model- and observation-consistent correction for annual offsets (Hoffman et al., 2017), we also provide here for these specific sites the updated seasonal (summer and winter) SST estimates on the Hoffman et al. (2017) age models. SSTs from marine cores are reconstructed in both compilations from foraminiferal Mg/Ca ratios, alkenone unsaturation ratios or microfossil faunal assemblage transfer functions (Capron et al., 2014, 2017; Hoffman et al., 2017).

To derive the LIG marine chronologies, both compilations make use of the climate-model-supported hypothesis that surface-water temperature changes in the sub-Antarctic zone of the Southern Ocean (respectively in the North Atlantic) occurred simultaneously with air temperature variations above Antarctica (respectively Greenland) (Capron et al., 2014; Hoffman et al., 2017). The compilation by Hoffman et al. (2017) then uses basin-synchronous LIG changes in the oxygen isotopic composition of benthic foraminifera, as observed in previous studies of benthic foraminiferal isotope changes across glacial terminations (Lisiecki and Raymo, 2009) within the same ocean basins, to align intra-basin chronologies. However, a major difference is the underlying reference chronology used in both compilations: the Antarctic Ice Core Chronology 2012 (AICC2012) (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013) in the compilation by Capron et al. (2014, 2017) and a chronology based on millennial-scale

variations observed in independently dated Asian speleothem records (Speleo-Age) (Barker et al., 2011) in the compilation by Hoffman et al. (2017). Note that the two reference chronologies diverge by about 1 kyr at 127 ka (Capron et al., 2017).

The two compilations then follow quite similar Monte Carlo approaches to propagate temperature and chronological uncertainties. Indeed, both compilations generate 1000 realizations of the site-specific surface temperature records to integrate the uncertainty in the temperature reconstruction's method, and both produce 1000 possible chronologies to propagate the relative age uncertainty related to alignment of records. For a given site, the temperature at 127 ka is the temperature value directly taken at 127 ka in the compilation by Hoffman et al. (2017), using dated temperature time series interpolated every 1 kyr. In the compilation of Capron et al. (2014, 2017), the temperature at 127 ka is taken as the median temperature averaged over the 128–126 ka period. Finally, temperature anomalies relative to the preindustrial period are calculated in both cases for marine sites using the HadISST dataset (Rayner et al., 2003), over the intervals 1870–1899 and 1870–1889 CE, in the compilations by Capron et al. (2017) and Hoffman et al. (2017), respectively. For both compilations, the provided 2σ uncertainties integrate errors linked to relative dating and surface temperature reconstruction methods.

Nevertheless, because of (1) the different reference chronologies used, (2) the different tie points and associated relative age uncertainties defined to derive the chronology of each site, and (3) the different calculation methods (Bayesian statistics versus linear interpolation between tie points) used in the Monte Carlo age model analysis of each site (despite apparently relatively similar approaches), the two compilations by Capron et al. (2014, 2017) and by Hoffman et al. (2017) are listed as such in Tables S2–S5, S7. Implications of these methodological differences in the inferred 127 ka values are best illustrated when comparing the surface temperature time series deduced from the two different approaches for a same North Atlantic (62° N) site: at 127 ka, a temperature offset of $\sim 2^\circ\text{C}$ is observed between the two reconstructions (see Fig. 4 of Capron et al., 2017).

4.2 Ice core temperatures

Surface air temperature records for one site (NEEM) on the Greenland ice sheet and four sites on the Antarctic ice sheet are deduced from ice core water isotopic profiles (Capron et al., 2014, 2017) (Tables S2 and S4). For ice cores, preindustrial conditions are estimated using borehole temperature measurements for Greenland and 1870–1899 CE water isotopic profiles for Antarctica (Capron et al., 2017). Temperatures are again the median for the 126–128 ka period and are considered to represent annual averages. Uncertainty is estimated using the same Monte Carlo procedure as was used for the marine cores in the compilation of Capron et al. (2017).

Because it uses the same reference timescale (AICC2012), the ice core dataset can be considered coherent with the marine SST dataset of Capron et al. (2017).

4.3 Terrestrial temperatures

Calibrated, well-dated reconstructions of Last Interglacial temperatures over the continents are quite limited. We have assembled two distinct compilations of continental air temperature reconstructions: a dataset of air temperatures over Europe at 127 ka based on Brewer et al. (2008) and a compilation of peak Last Interglacial summer temperatures reconstructed at Arctic sites from pollen and insect assemblages (Table S6). For both we report anomalies comparing reconstructed temperatures with preindustrial climate estimated from 1871–1900.

In Europe, favorable geological conditions have led to the accumulation of numerous LIG sediment sequences from a variety of depositional environments (Tzedakis, 2007). These include former kettle lakes overlying late Saalian (MIS 6) till, depressions left by the penultimate alpine glaciation or local ice caps, and volcanic crater lakes or tectonic grabens mainly in the unglaciated south. Over several decades, a substantial body of pollen evidence has provided an insight into the LIG vegetational development across Europe. A number of pollen-based climate reconstructions based on reference sequences have been attempted, using a variety of methods. However, differences between underlying assumptions and data employed (e.g., taxon presence–absence versus abundance) mean that results have been difficult to compare.

Here, we include data from one study that has applied a multi-method approach to assess combined uncertainties of reconstruction and age models on a set of reference pollen records (Brewer et al., 2008). The reconstruction methods used are (i) partial least squares, (ii) weighted average partial least squares, (iii) generalized additive models, (iv) artificial neural network, (v) unweighted modern analogue technique, (vi) weighted modern analogue technique, and (vii) revised analogue method using response surfaces. Timescales for the pollen sequences were developed by transferring the marine chronology to land sequences for certain pollen stratigraphical events on the basis of joint pollen and paleoceanographic analyses in deep-sea sequences on the Portuguese Margin and Bay of Biscay (Shackleton et al., 2003; Sánchez Goñi et al., 2008). With particular reference to constraining the 127 ka time slice, the pollen stratigraphical events used were the onset of the *Quercus* (128.8 ± 1 ka) and *Carpinus* (124.77 ± 1 ka) expansions (Brewer et al., 2008). For each site, chronological uncertainties were estimated at each sample by randomly sampling an age from the range around each control point, fitting a linearly interpolated age model and repeating this 1000 times (Brewer et al., 2008). Reconstructions were made at 500-year intervals by randomly sampling within the chronological uncertainties and reconstruction errors for each method, resulting in 1400 estimates for each

time t (Brewer et al., 2008). Here we present the mean value and standard deviation for mean annual temperature, mean temperature of the coldest month, and mean temperature of the warmest month across all sites for 127 ka.

Of the 15 terrestrial sites used by Brewer et al. (2008), 8 were excluded due to uncertainties over their chronostratigraphical or chronological assignments or because they did not extend to 127 ka.

The Arctic dataset compiles the most stratigraphically complete, best time-constrained, and calibrated summer temperature reconstructions published from above 65° N latitude. We report the mean of the two warmest consecutive reconstructions at each site, utilizing the original published models and reconstructions. For sites where both insect- and pollen-based temperature reconstructions have been published or where multiple models have been applied to the same proxy, we report here the average of those reconstructions. We report the original published model uncertainties (e.g., root mean square error of prediction for weighted averaging models), including the most conservative (largest) model uncertainties for sites where multiple proxies/models are applied. This differs from error reporting for the European dataset above. Importantly, the Arctic compilation also differs from the other paleotemperature datasets used here, in that it reports the warmest LIG conditions registered at each site rather than temperatures at 127 ka. This approach was necessitated by the coarse temporal resolutions and chronologies of the North American Arctic reconstructions, which come from stratigraphically discontinuous deposits dated by ^{14}C (non-finite ^{14}C ages) and in some cases luminescence or tephrochronology. In contrast to the North American Arctic sites, in northern Finland (Sokli) and northeast Russia (El'gygytgyn) correlative dating provides continuous chronologies. The reported peak warmth at those sites occurred at ~ 125 and $127\text{--}125$ ka, respectively (Melles et al., 2012; Salonen et al., 2018). Reconstructed temperature at Sokli at 127 ka was $\sim 1^\circ\text{C}$ lower than the peak temperature reported here from that site. The Greenland ice-core-derived temperature reconstruction from NEEM complements the Arctic terrestrial dataset, but it reflects annual rather than summer-specific climate.

Despite an abundance of LIG pollen records from Eurasia and various attempts at pollen-based climate reconstructions (e.g., compilations Velichko et al., 2008; Turney and Jones, 2010), chronological and methodological uncertainties continue to complicate comparisons with climate model outputs. The lack of spatial coherence in the European temperature reconstructions may reflect depth–age model issues at individual sites, which implies that the 127 ka time slice had not been correctly identified. An alternative approach would have been to select peak temperatures from a wider interval (e.g., 127 ± 2 ka) and assume that these are quasi-synchronous. In addition, the Arctic reconstruction may be skewed towards warmer temperatures than the models, given

that by definition this reconstruction reports the warmest period from each Arctic site rather than the 127 ka time slice.

4.4 Arctic sea ice

A summary of LIG sea ice data obtained from marine cores in the Arctic, Nordic Seas, and northern North Atlantic, their interpretation, and comparison to the *lig127k* simulations can be found in Kageyama et al. (2021). The sea ice records are derived from dinoflagellate cysts, subpolar foraminers, and ostracods.

4.5 Precipitation

Compilations of the existing proxy evidence for LIG precipitation have been presented for the northern Asian and circum-Arctic region (CAPE, 2006; Kim et al., 2010; Velichko et al., 2008). Recently, a compilation with near-global coverage was presented in Scussolini et al. (2019), including 138 proxy sites based on different types of proxies and archives, mostly from pollen, lacustrine sediment composition, speleothem, and multi-proxy reconstructions. This, in contrast to previous work, aimed to select proxy signals approximately corresponding to 127 ka, in order to facilitate comparison with results from the *lig127k* simulations. The main patterns that emerge, about precipitation change between the LIG and the preindustrial/recent past, are near-ubiquitous higher LIG annual precipitation over the NH (Fig. 13). Exceptions to this are individual sites in western North Africa, the Levant, northern South America, Borneo, the northwest of the modern United States and Alaska, northern Scandinavia, and northern Siberia. Over the SH, the proxy signal is more irregular: Australia and the west coast of South America have proxies predominantly indicating higher precipitation in the LIG, sites in the rest of South America indicate lower precipitation or no change, and over southern Africa changes are geographically more heterogeneous.

5 Model–data comparisons

5.1 Temperature

Figures 10 to 12 compare the 127 ka temperature reconstructions discussed in Sect. 4 to the MMM and individual models. Details can be found in Tables S2–S7.

NH high-latitude terrestrial temperature proxies for the boreal summer (JJA) match the large warming in the *lig127k* MMM for most sites (Fig. 10a), except for Lake CF8 on Baffin Island and Wax Lips Lake in northeastern Greenland (Fig. 12e, Table S6). These estimates are from subfossil midges and use published climatic and biogeographic calibration for calculating the mean temperature of the warmest month, rather than JJA, and represent the peak LIG temperatures and not necessarily 127 ka. The only model that simulates the warming reconstructed for these two sites is EC-

Earth3-LR, though its *lig127k* simulation overestimates the warming farther south. Over Europe, the temperature proxies show generally positive anomalies for JJA, but these are often smaller than those of the *lig127k* MM (Fig. 10a). The *lig127k* MMM DJF temperatures over North America and Eurasia are significantly colder with respect to PI, except over western Europe (Fig. 10c). The proxies for the latter show a mixed signal. The MMM indicates much warmer surface temperatures in DJF over the Arctic Ocean, Baffin Bay, and Labrador and Greenland Seas, which cannot be evaluated given the available reconstructions (Fig. 10c). Annually, the MMM shows notable warming for Greenland and the ocean surrounding it (Fig. 10e). The range of warming is significant for sites poleward of 50° N (Fig. 11a, Table S2). For the marine sites south of Greenland and near Iceland, the warming simulated by the individual models bracket the proxy estimate. For Greenland, all models are within the 2σ uncertainty for the NEEM ice core.

Over the North Atlantic, the MMM and proxy JJA temperature anomalies are generally in good agreement (Fig. 10a). The exceptions are in the northwestern North Atlantic and the Nordic Seas, where the Capron data suggest significant cooling. This mismatch could be associated with meltwater from potentially remnant ice sheets over Canada and Scandinavia, ice sheets that are not incorporated by the *lig127k* simulations. EC-Earth3-LR, HadGEM3-GC31-LL, and ACCESS-ESM1-5 simulate the greatest warming at the three northernmost sites (poleward of 68° N) in the Norwegian Sea, with EC-Earth3-LR warming outside the 2σ uncertainty range of the proxy JJA temperature anomalies (Fig. 12d, Table S5).

The marine reconstruction of Capron et al. (2017) provides evidence of significant LIG warm temperature anomalies for the austral summer (DJF) near New Zealand, which is neither exhibited by the *lig127k* MMM (Fig. 10d) nor the individual models which all cluster around little or no change in DJF temperature change (Fig. 12f, Table S7). This discrepancy suggests regional circulation changes not resolved by the models. The multi-model ensemble indicates austral winter (JJA) warming over the Southern Ocean and Antarctica, but the lack of proxies does not allow an assessment (Fig. 10b). The simulated annual temperature anomalies for the Antarctic ice cores are cooler than the reconstructed values but generally fall within the 2σ uncertainties (Figs. 10f, 12c, Table S4).

At lower latitudes (40° S–40° N), marine proxy data from the Hoffman reconstruction are available (Fig. 11). They generally correspond with the MMM changes. The SST proxies from the tropical Atlantic match the colder MMM *lig127k* SSTs in DJF (Fig. 11b). The reconstructed cooling there in JJA is not captured in the MMM, leading to a failure to also capture the annual mean signal (Fig. 11a, c). Proxy indications of much warmer SSTs in the upwelling regions off the west coasts of southern Africa, North America, and South America are not simulated by the models (Figs. 11, 12b, Ta-

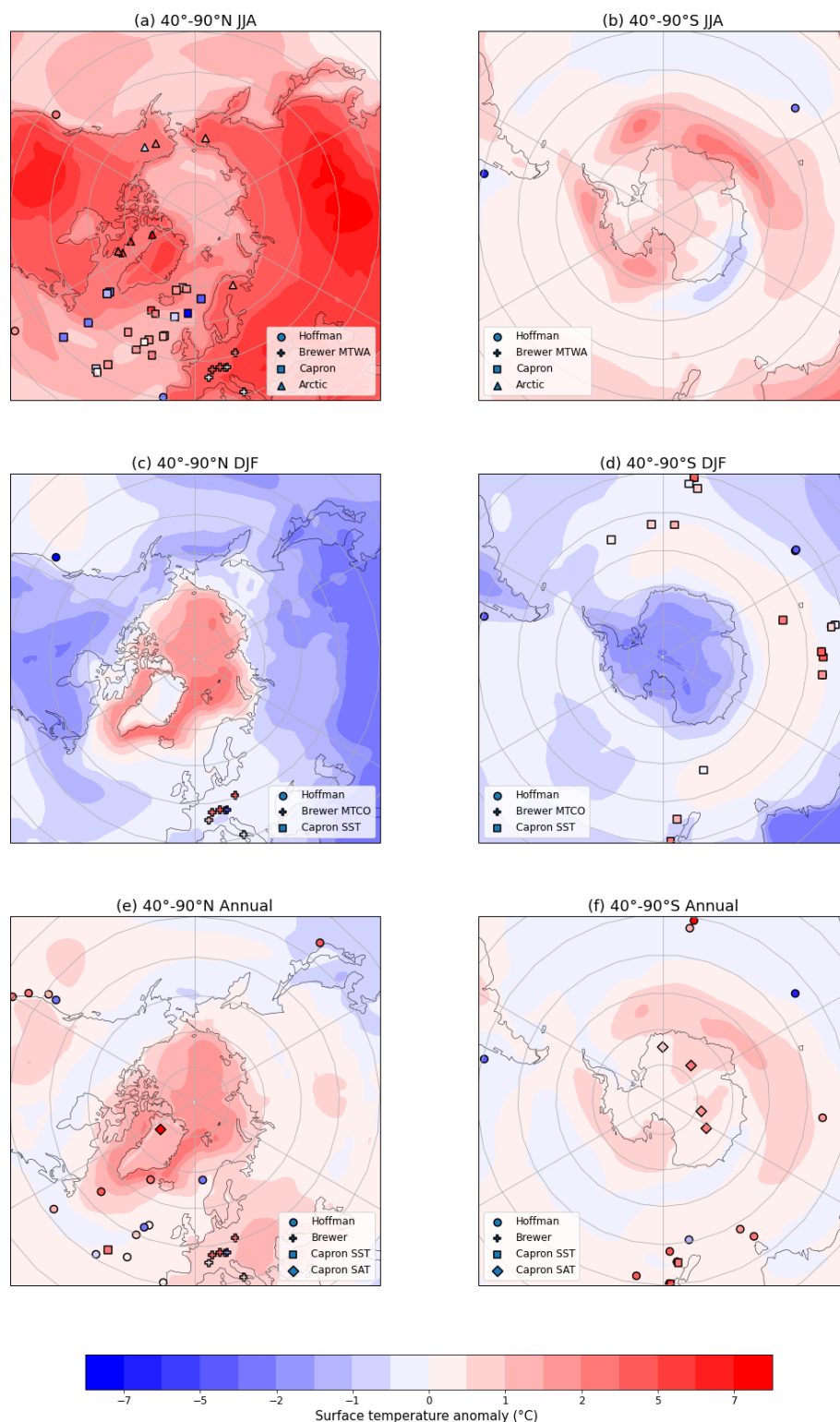


Figure 10. High-latitude surface temperature anomaly between 127 ka and the preindustrial from models (ensemble average in colors) and proxies (filled markers): circles for the compilation by Hoffman et al. (2017), squares and diamonds for marine sites and ice cores, respectively, of the compilation by Capron et al. (2014, 2017), pluses for the compilation of Brewer et al. (2008), and triangles for the Arctic compilation. (a, b) June–July–August; (c, d) December–January–February; and (e, f) annual. The preindustrial reference is 1850 CE for model anomalies, and for the data it is 1870–1899 for Capron, Brewer, and Arctic; 1870–1889 for Hoffman.

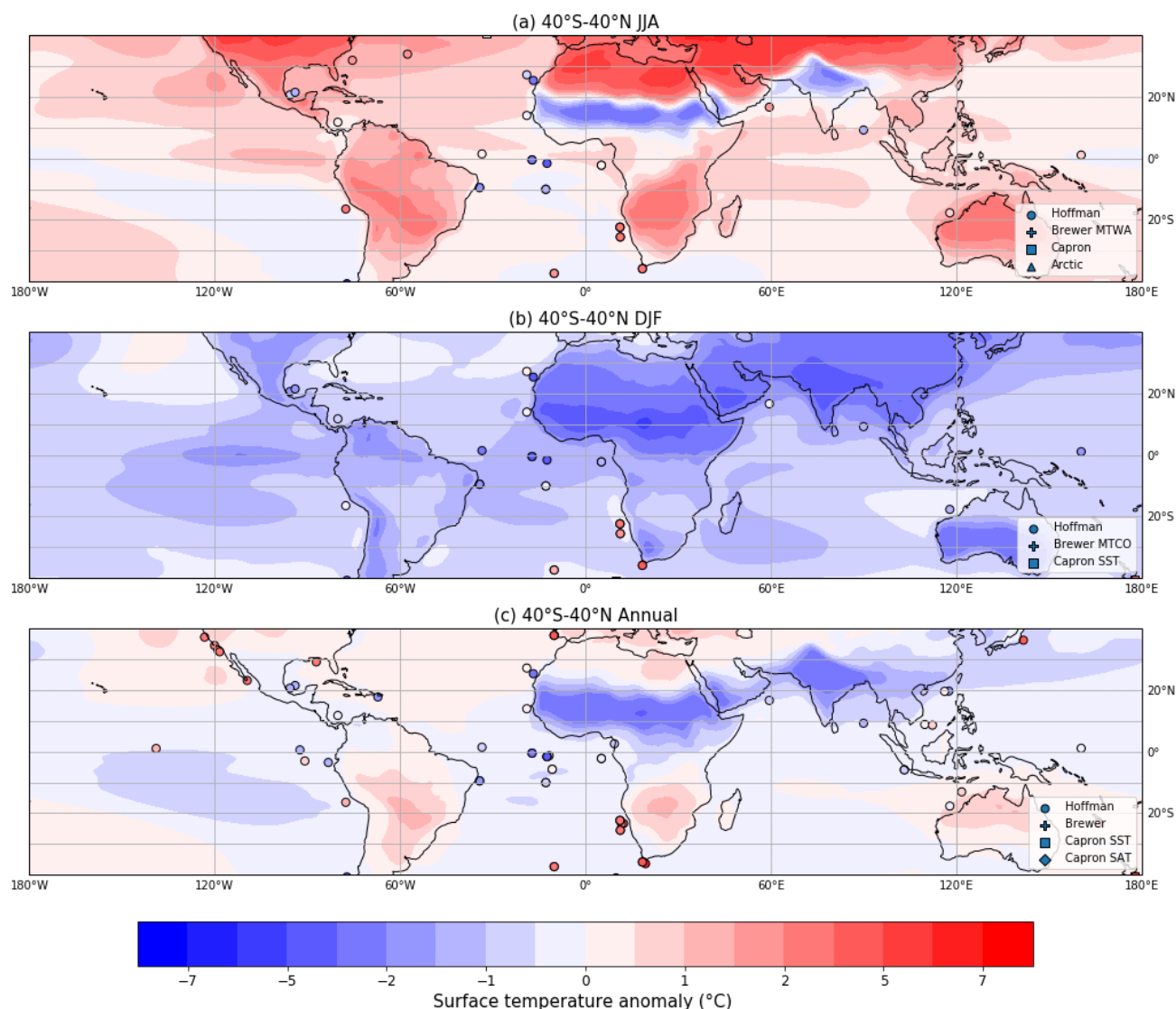


Figure 11. Same as Fig. 10 but for low-latitude (40° S–40° N) surface temperature.

ble S3). The resolution of CMIP6 models is generally not adequate to properly simulate these narrow coastal upwelling regions.

5.2 Precipitation

As shown in a comparison with a smaller ensemble of 127 ka simulations (Scussolini et al., 2019), precipitation proxies from the global compilation largely match the annual precipitation from the models included in the *lig127k* MMM (Fig. 13a), with the overall hit rate comparing matches between the sign of the anomaly in the models and in the proxies of 65 % (Fig. 13b). The agreement between the MMM and NH proxies is even higher over North Africa–the Middle East (hit rate of 76 %), North America–Greenland (hit rate of 78 %), and South Asia (hit rate of 73 %). It should be noted

that the range across the individual model is quite large for North America–Greenland (hit rates of 45 % to 90 %) and South Asia (hit rates of 40 % to 87 %). Proxies and MMM weakly disagree over much of Europe, central Asia, and the region between them, where proxies indicate wetter LIG conditions or no change, and the MMM indicates somewhat drier conditions or no change (Fig. 13a). The overall MMM hit rate for Europe (68 %) is much improved as compared to the smaller ensemble analyzed by Scussolini et al. (2019), but the range across the models is quite large (36 % to 77 %). Other instances of more regional disagreements in the NH are over the southern side of northern Africa, with drier proxies and wetter models, and over the Mississippi Basin, with a wetter proxy site and somewhat drier MMM. However, the coastal proxy sites near the Bay of Bengal, which show strongly drier conditions, are near the region of strongly drier

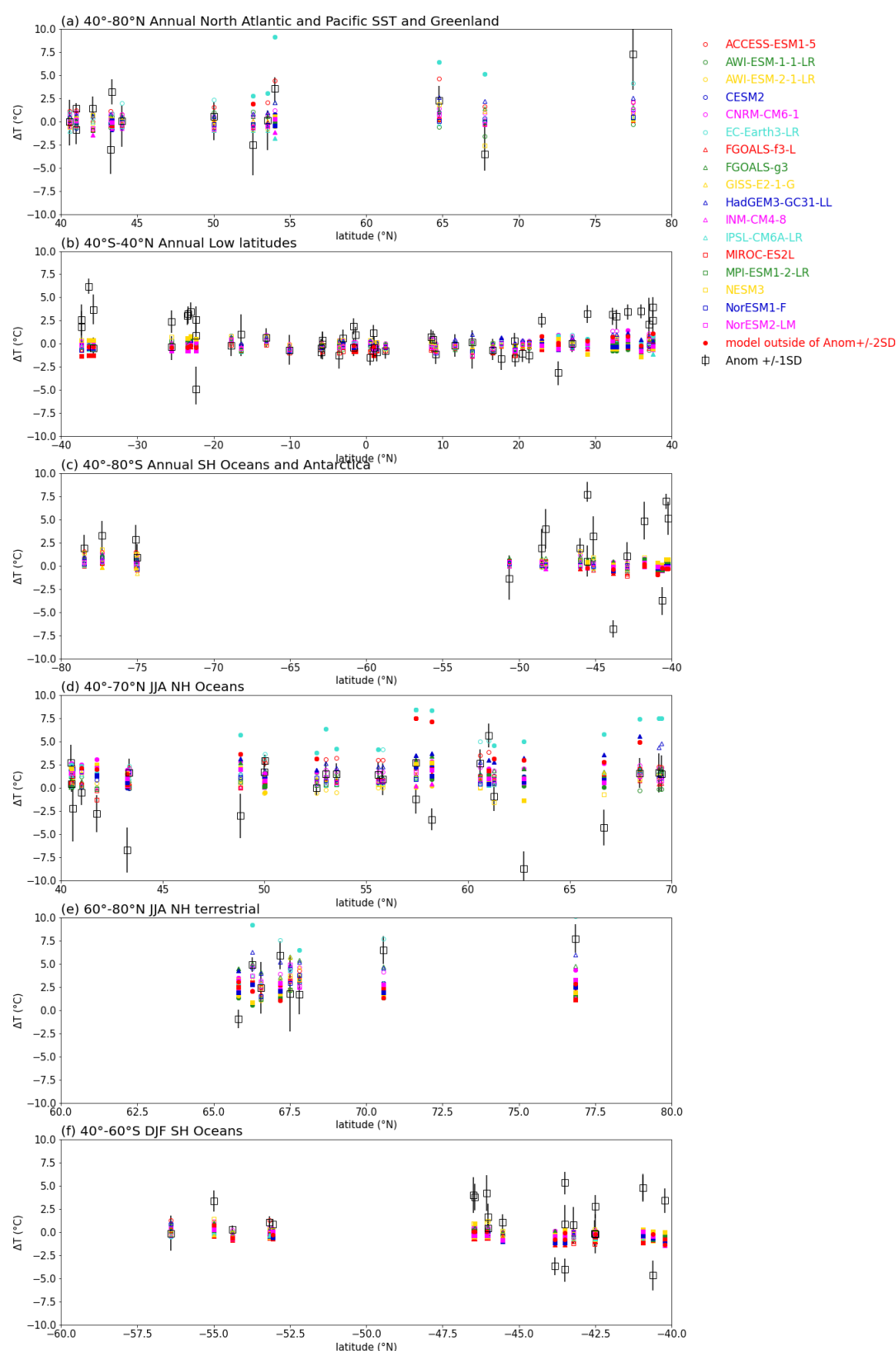


Figure 12. Comparison of proxy estimates of surface temperature anomalies (± 1 standard deviation) with modeled temperature anomalies at the locations of the proxy data. Annual anomalies for (a) 40–80° N, North Atlantic and Pacific SST and Greenland; (b) 40° S–40° N SST; and (c) 40–80° S SH ocean SST and Antarctic surface air temperature. Seasonal anomalies for (d) 40–70° N, JJA NH oceans; (e) 60–80° N, JJA NH terrestrial; and (f) 40–60° S, DJF SH oceans. All units are degrees Celsius. Data and model values supporting this figure can be found in Tables S2–S7.

<https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>

Clim. Past, 17, 63–94, 2021

conditions over the Atlantic suggesting a northward shift in the ITCZ. The agreement between the MMM and SH proxies is noticeably less than for the NH, with hit rates of less than 50 % except for South America with a hit rate of 89 % (Fig. 13b). In the SH, proxies and models mostly agree over South America, while they disagree over Australia and in several locations over southern Africa, where many proxies and the MMM indicate wetter and drier LIG, respectively (Fig. 13a). The hit rates for individual models show that some models perform significantly better over Australia (Fig. 13b).

6 Comparison of the model sensitivities to the insolation anomalies at 127 and 6 ka

The large-scale features and evaluation of the CMIP6–PMIP4 *midHolocene* simulations in comparison to data reconstructions and in the CMIP5–PMIP3 endeavor can be found in Brierley et al. (2020). In this section, we briefly explore differences in the responses of surface temperature, monsoon precipitation, and Arctic sea ice to the different magnitudes and seasonal character of the insolation anomalies at 127 ka versus 6 ka.

6.1 Orbital forcing

The orbit at 6 ka was characterized by a smaller eccentricity than at 127 ka, similar to 1850 CE (Fig. 14). Perihelion occurred near the boreal autumn equinox as compared to close to the boreal summer solstice at 127 ka and near aphelion at 1850 CE. NH summer insolation anomalies at 6 ka, $\sim 5\%$ – 10% greater than at 1850 CE, are considerably less than at 127 ka (Figs. 1 and 14). In addition, the positive insolation anomalies of greater than 10 % in the Arctic occur in July–August at 6 ka as compared to May–August at 127 ka. At SH mid- and high latitudes, the anomalous insolation anomalies are shifted to boreal fall/austral spring. As such, the orbital forcing on climate is expected to be stronger at 127 ka than at 6 ka.

6.2 Surface temperature responses

Figure 15 compares the MMM changes and standard deviations of ensemble changes of surface air temperatures for *lig127k* and *midHolocene* simulations. In the tropics and the Southern Hemisphere, the JJA zonal-average temperature anomaly is positive ($\sim +0.5^\circ\text{C}$) for the *lig127k* ensemble but negative ($\sim -0.5^\circ\text{C}$) in the *midHolocene* ensemble. The maximum JJA surface temperature anomalies occur at ~ 40 – 65°N for both time periods but are significantly greater at 127 ka (over 3°C at 127 ka as compared to $\sim 1^\circ\text{C}$ at 6 ka). The DJF zonal-average surface temperature anomalies are near zero or negative south of 65°N for both time periods. Cryosphere and ocean feedbacks provide the memory for positive surface temperature anomalies in DJF, even with

negative insolation anomalies, with DJF Arctic surface temperatures averaging about 0.5°C higher in the *midHolocene* MMM and up to 3°C higher in the *lig127k* MMM than the *piControl*.

6.3 Precipitation responses

The signs of the percentage changes in the areal extents of the regional monsoon domain (Fig. 16b) and the percentage changes in the total amount of water precipitated in each monsoon season (Fig. 16c) are similar for the *lig127k* and *midHolocene* simulations as compared to *piControl* simulations, but the responses are generally enhanced in the *lig127k* simulations as compared to the *midHolocene* simulations. Both time periods show greater areal extent and the total amount of water precipitated for the NAF and EAS monsoons, with the *lig127k* MMMs outside the *midHolocene* quartile range. Similarly, the Australian–Maritime Continent, southern Africa, and South America monsoons show greater reductions in areal extent and total water precipitated in the *lig127k* simulations than in the *midHolocene* simulations as compared to the *piControl* simulations. Both time periods show a mixed simulated response of the North American monsoon (NAMS).

6.4 Arctic sea ice responses

The boreal insolation anomalies at 6 ka enhance the seasonal cycle of Arctic sea ice, though much less so than in the *lig127k* simulations (Fig. 17). None of the models currently in this analysis have the Arctic becoming ice-free in their *midHolocene* simulations. Similar to the analyses of the ensemble of *lig127k* simulations (see Sect. 3.3), Brierley et al. (2020) also found that in the ensemble of CMIP6 *mid-Holocene* simulations, the summer sea ice reduction in the Arctic is correlated to the magnitude of annual warming over the Arctic but has little Arctic-wide relationship with the simulated PI sea ice extents.

7 Discussion

The Tier 1 *lig127k* experiment was designed to address the climate responses to stronger orbital forcing (relative to the *midHolocene* experiment) using the same state-of-the-art models and following a common experimental protocol. At 127 ka, atmospheric greenhouse gas levels were similar to those of the preindustrial period, land ice likely only remained over Greenland and Antarctica, and the continental configurations were almost identical to modern ones. In addition, within uncertainties in chronology and dating, this time period allows data reconstructions for comparison to the model simulations allowing an assessment of responses to the large insolation changes. The 17 CMIP6 models that have completed the *lig127k* experiment are presented.

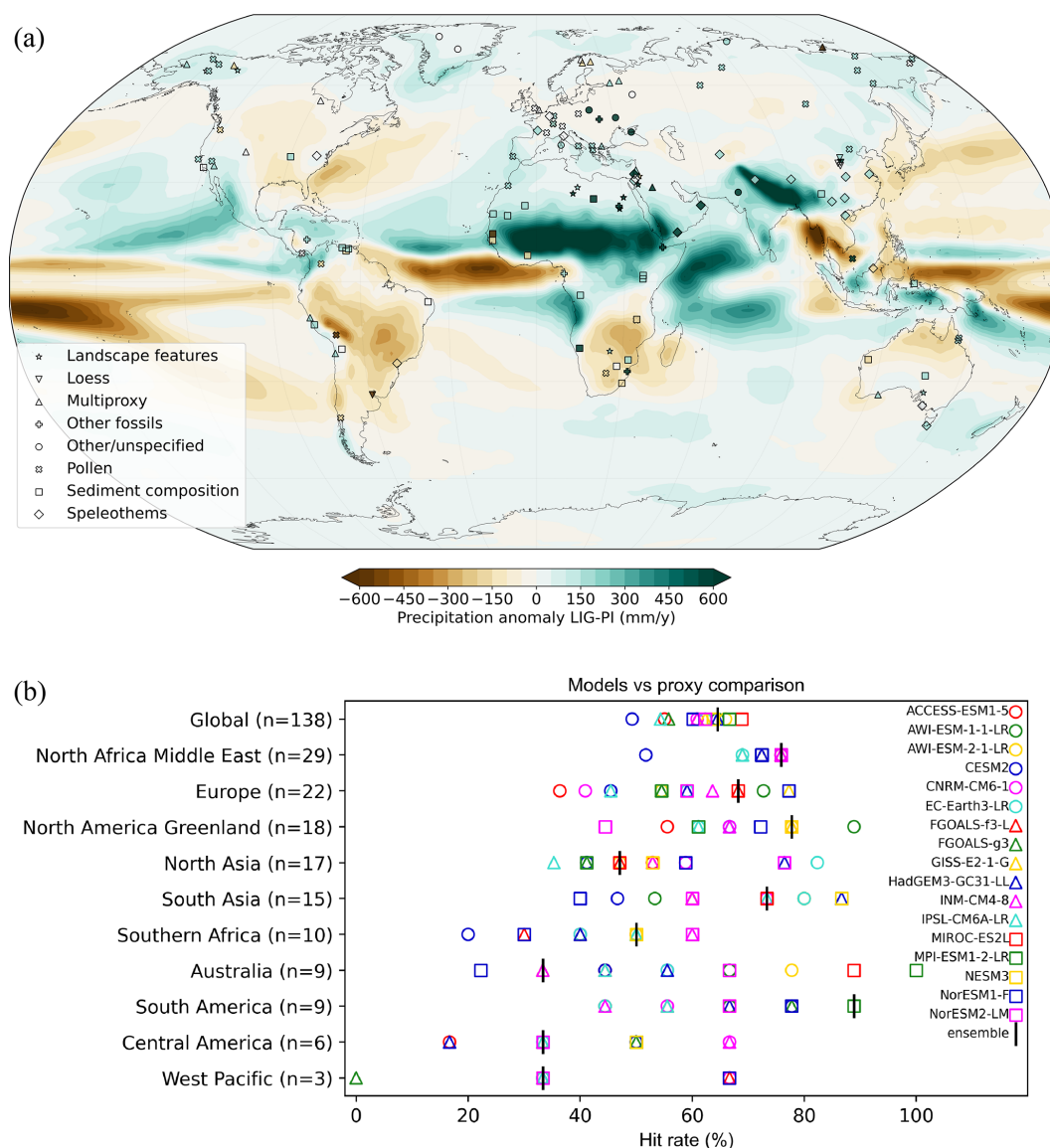


Figure 13. (a) Annual precipitation anomaly between 127 ka and PI, from model simulations (ensemble average in contoured colors) and from proxies (filled markers). Green colors indicate higher precipitation at 127 ka from models or proxies, and the opposite is true for brown colors. Proxy anomalies are on a semi-quantitative scale: dark green (much wetter LIG), light green (wetter), white (no noticeable anomaly), light brown (drier), and dark brown (much drier). Different markers represent different types of proxy records as specified in the legend. Proxy reconstruction from Scussolini et al. (2019). (b) Annual precipitation anomaly between LIG and PI; comparison of models and proxies. The hit rate is the percentage of matches between the sign of the anomaly in the models and in the proxies. N is the number of model–proxy comparisons per region.

The CMIP6–PMIP4 *lig127k* simulations show warming and cooling over the continents during JJA and DJF, respectively, in response to the seasonal character of the insolation anomalies. The JJA MMM warming is greater than 6 °C at midlatitudes in North America and Eurasia, though with across-ensemble standard deviations in excess of 2 °C over the eastern US and central Europe. The simulations exhibit a $\sim 50\%$ reduction and shift of Arctic minimum summer sea ice area to $3.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ in September for *lig127k*, though

with a large range of 0.22 to $7.47 \times 10^6 \text{ km}^2$. Positive temperature anomalies are present in the *lig127k* simulations annually in the Arctic and over the Southern Ocean, though with across-ensemble standard deviations in excess of 2 °C. The large spread across the models in their simulations of Arctic sea ice, even now with all models adopting a common experimental protocol, points to the need to better diagnose the atmosphere and ocean feedbacks that differ across the *lig127k* ensemble (Kageyama et al., 2021). As expected

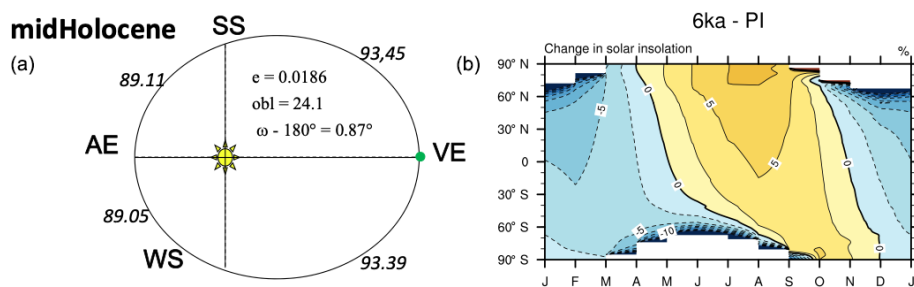


Figure 14. (a) Orbital configuration for the *midHolocene* (6 ka) experiment. (b) Latitude–month insolation anomalies 6 ka–1850 as percentage change from PI.

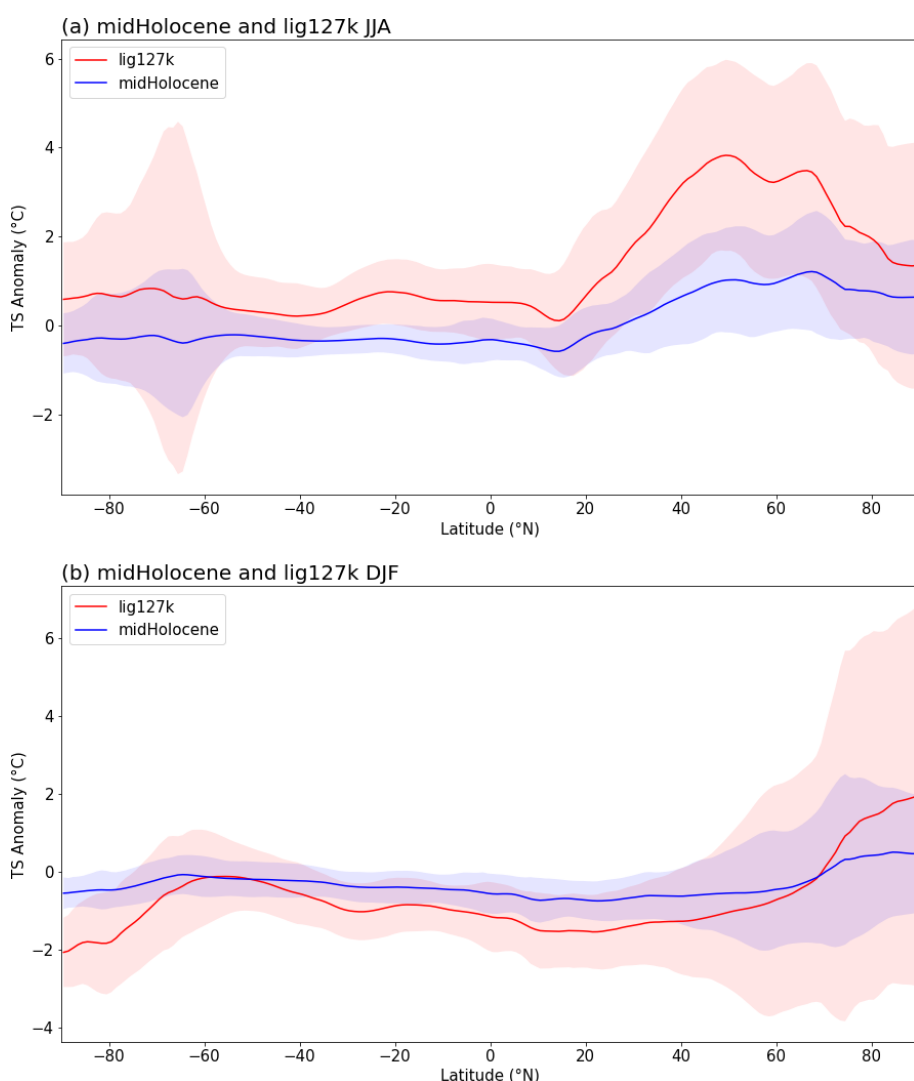


Figure 15. Multi-model ensemble mean and 2 standard deviation, zonal surface air temperature anomalies (°C) for *midHolocene* and *lig127k* simulations for JJA and DJF (see Brierley et al., 2020, for more details on *midHolocene* simulations). Note that 14 models completed both the *midHolocene* and *lig127k* experiments. Three models (ACCESS-ESM1-5, AWI-ESM-2-1-LR, CNRM-CM6-1) completed only the *lig127k* experiment, while three models (MRI-ESM2-0, UoF-CCSM-4, BCC-CSM1-2) completed only the *mid-Holocene* experiment.

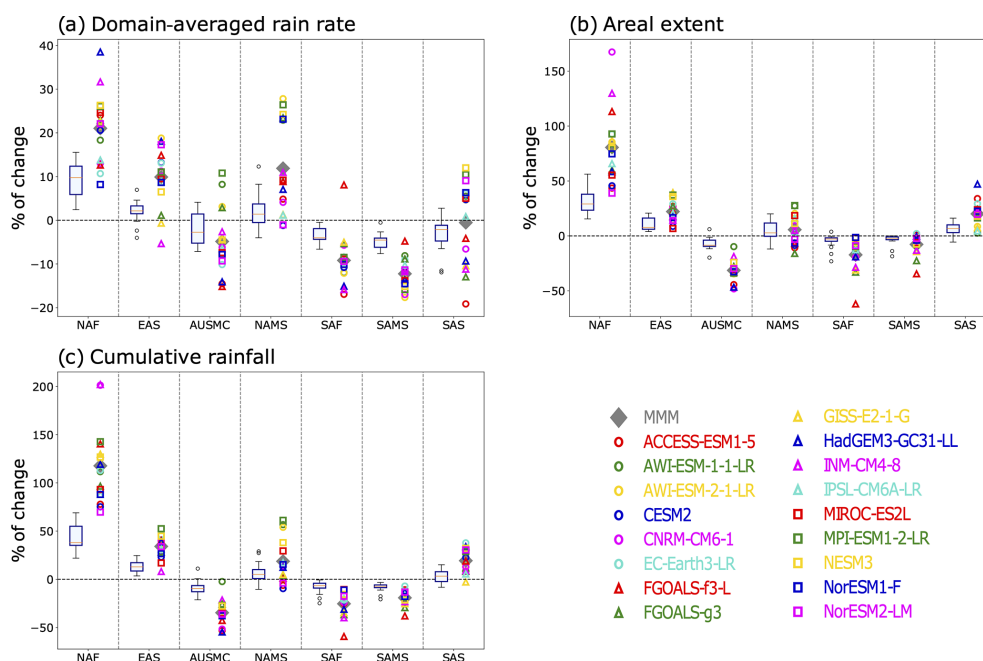


Figure 16. Relative changes in MMM and individual *lig127k* monsoons. Three different monsoon diagnostics as computed for each of seven different regional domains for the individual CMIP6 *lig127k* simulations. The comparable results from the *midHolocene* simulations are shown with boxes and whiskers (for details, see Brierley et al., 2020). (a) The percentage changes in area-averaged precipitation rate during the monsoon season; (b) the percentage change in the areal extent of the regional monsoon domain; (c) the percentage change in the total amount of water precipitated in each monsoon season (computed as the precipitation rate multiplied by the areal extent). The abbreviations used to identify each regional domain are as follows: North America Monsoon System (NAMS), North Africa (NAF), southern Asia (SAS), and East Asia (EAS) in the Northern Hemisphere and South America Monsoon System (SAMS), southern Africa (SAF), and Australian–Maritime Continent (AUSMC) in the Southern Hemisphere. Note that 14 models completed both the *midHolocene* and *lig127k* experiments. Three models (ACCESS-ESM1-5, AWI-ESM-2-1-LR, CNRM-CM6-1) completed only the *lig127k* experiment, while three models (MRI-ESM2-0, UoT-CCSM-4, BCC-CSM1-2) completed only the *mid-Holocene* experiment.

from the larger insolation anomalies in the *lig127k* than *mid-Holocene* simulations, the boreal summer responses in NH surface temperature and Arctic sea ice are amplified.

The CMIP6–PMIP4 *lig127k* simulations produce enhanced summer monsoonal precipitation and areal extent over northern Africa, which extends into Saudi Arabia, India and southeast Asia, and northwestern Mexico/the southwestern US. In contrast, summer monsoonal precipitation decreases over South America, southern Africa, and Australia. The spread across the multi-model ensemble is particularly large for the North African monsoon, with the percentage change in its areal extent ranging from less than 50 % to more than 150 % and total amount of water precipitated during the monsoon season ranging from ~ 65 % to more than 200 %. The four models with interactive vegetation fall within the spread of the models with prescribed vegetation for the three metrics and seven monsoon regions. The *lig127k* individual monsoon changes are of a similar sign, but a greater magnitude, to those seen in the *midHolocene* simulations (Brierley et al., 2020).

New syntheses for surface temperature and precipitation, targeted for 127 ka, have been developed for compar-

ison to the CMIP6–PMIP4 *lig127k* simulations. The surface temperature reconstructions include two complementary compilations of SST based on stratigraphically consistent chronologies, surface air temperatures from the Greenland and Antarctic ice sheets deduced from the ice core water isotopic profiles, continental air temperatures for Europe based on pollen records, and peak LIG summer temperatures in the Arctic inferred from pollen and insect assemblages. Anomalies were consistently computed comparing the reconstructed temperatures with observationally based preindustrial climate estimates from the end of the 19th century. A new precipitation reconstruction has expanded from previous regional compilations to now near-global coverage.

Over Canada, Scandinavia, parts of midlatitude Europe, and the North Atlantic, the proxy and *lig127k* positive JJA temperature anomalies are in good agreement. The exceptions are in the northwestern North Atlantic and the Nordic Seas, where the Capron reconstruction (Capron et al., 2017) suggest significant cooling. The Capron reconstruction also provides evidence of significant positive DJF temperature anomalies over the Southern Ocean, which is not exhibited by the ensemble mean. These mismatches could be associ-

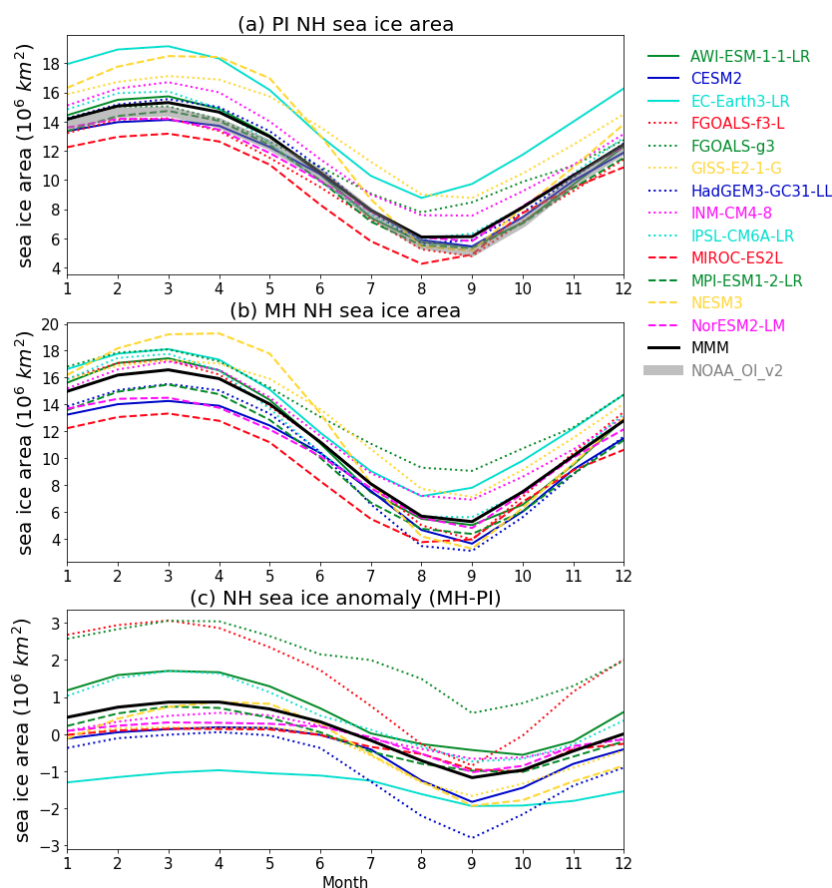


Figure 17. The Arctic annual cycle of area of sea ice greater than 15 % (10^6 km^2) for the (a) PI, (b) MH for a subset of the models. Note that 14 models completed both the *midHolocene* and *lig127k* experiments. Three models: ACCESS-ESM1-5, AWI-ESM-2-1-LR, CNRM-CM6-1 completed only the *lig127k* experiment.

ated with regional ocean circulation changes not resolved by the models as well as meltwater from potential remnant ice sheets over Canada and Scandinavia as well as memory in the ocean of the H11 event (Govin et al., 2012; Marino et al., 2015), which the *lig127k* simulations do not incorporate. The latter would lead to cooling in the North Atlantic and warming in the Southern Ocean (Stone et al., 2016; Holloway et al., 2018).

The simulated annual temperature anomalies for the Greenland and Antarctic ice cores are cooler than the reconstructed values but generally fall within the 2σ uncertainties. The *lig127k* Tier 1 experiment protocol prescribed modern Greenland and Antarctic ice sheets rather than allowing them to evolve to smaller and lower ice sheets of the *lig127k* climate. A modeling study with the HadCM3 (a CMIP3 model) demonstrated that the distinctive peak in $\delta^{18}\text{O}$ observed in Antarctic ice cores at 128 ka was likely due to the loss of winter sea ice in the Atlantic, Indian, and Pacific sectors of the Southern Ocean. To achieve this winter sea ice extent required forcing by the H11 meltwater event (Holloway et al., 2017, 2018). The CMIP6–PMIP4 Tier 2 LIG experiments

(*lig127k-H11*, *lig127-gris*, *lig127k-ais*) will allow modeling groups to explore the effects of the H11 meltwater event and the Antarctic and Greenland ice sheets at their minimum LIG extent and lower elevations (Otto-Bliesner et al., 2017).

Other reasons for mismatches between the models and the reconstructions for temperature and precipitation will also be explored with CMIP6–PMIP4 Tier 2 LIG experiments. The CMIP6–PMIP4 Tier 2 *lig127k-veg* experiments will consider the sensitivity of the responses to prescribed boreal forests in the Arctic and shrub/savanna over the Sahara, separately and together. Incorporating these vegetation changes has been shown to impact the albedo and evapotranspiration on the surface energy and water budgets, reducing model and data mismatches at high latitudes (Swann et al., 2010) and for the North African monsoon (Pausata et al., 2016). Recent results show large changes in hydrology, with, e.g., the possible existence of an extensive river network across the Sahel and Sahara, therefore also pointing to the need to prescribe or model vegetation changes to capture regional feedbacks (Scussolini et al., 2020). Additionally, the CMIP6 models do not currently simulate changes to soil texture or color for different

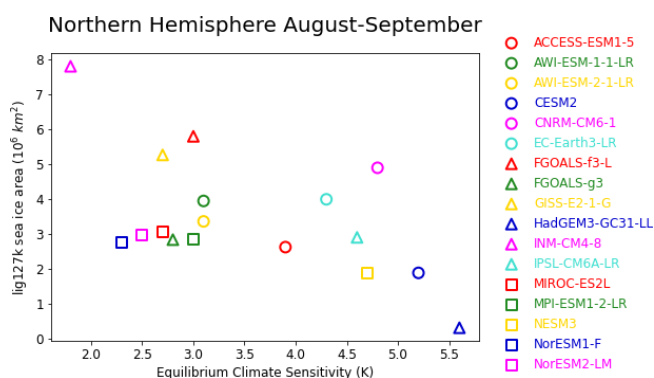


Figure 18. *lig127k* August–September NH sea ice area (10^6 km^2) versus equilibrium climate sensitivity (ECS, K).

climate states. A previous modeling study suggests that soil feedback can drive the African monsoon northward during interglacials (Levis et al., 2004).

Temperature reconstructions are not available for many regions where the *lig127k* multi-model ensemble shows interesting responses to the *lig127k* forcing. These include the polar regions during their respective winter seasons: Arctic and North Atlantic oceans in DJF and the Southern Ocean and Antarctica in JJA. Development of terrestrial reconstructions for most continents and marine reconstructions for the Indian and Pacific oceans would be useful for assessing the model responses.

The CMIP6–PMIP4 *lig127k* experiment has potential implications for confidence in future projections. More than half of the models simulate a retreat of the Arctic minimum (August–September) ice edge in their *lig127k* simulations that is similar to the average of the last 2 decades (Fig. 6). ECS (Table 2) and simulation of August–September *lig127k* minimum Arctic sea ice area across the models show a significant (at the 0.5 level) correlation of -0.62 (Fig. 18). INM-CM4-8 with the smallest ECS of 1.8°C simulates the largest August–September *lig127k* Arctic sea ice area. CESM2 has a high ECS of 5.2°C (Gettelman et al., 2019); HadGEM3 similarly has a high ECS of 5.6°C (Guarino et al., 2020). Both predict an almost ice-free or ice-free Arctic in their *lig127k* experiments. Their predicted years of disappearance of September sea ice in the SSP8-8.5 scenario is 2038 and 2035, respectively (Guarino et al., 2020). Across CMIP6 models, Kageyama et al. (2021) noted a nearly linear relationship between the simulations of Arctic summer sea ice in their *IpctCO2* simulations at the time of doubling and their *lig127k* simulations. With very limited Arctic sea ice proxies for 127 ka, and with evolving interpretation of the relationships of these proxies with sea ice coverage (Stein et al., 2017; Kageyama et al., 2021), it is currently difficult to rule out the high or low values of ECS from the proxy data.

Radiative perturbations on the Arctic system, even though related to summer insolation during the LIG and MH rather

than greenhouse gas radiative forcing, might provide useful insights on the state of the future Arctic system (Schmidt et al., 2014). Using CMIP5 MH and RCP4.5 simulations from 10 climate models, Yoshimori and Suzuki (2019) examined the relevance of Arctic warming in the MH to that in the future. The radiative forcing in the RCP4.5 experiment is dominated by the elevated atmospheric CO_2 concentrations and is relatively uniform globally and seasonally. The radiative forcing in the MH associated with orbital forcing is seasonal, peaking in July–August. Yet for MH and RCP4.5, the largest Arctic warming and sea ice reduction occurs in late summer and early autumn. The surface energy balance analysis identifies local Arctic feedbacks associated with positive albedo feedback in summer and a consequent increase in heat release from the ocean to the atmosphere in autumn to be important contributors for both climate states.

Large differences exist among the models in the magnitude of the seasonal and annual surface temperature responses in the polar regions reflecting differences in the feedback processes represented by each model. These should be investigated. Warmer summer temperatures over Greenland, warmer oceans year-round surrounding Greenland, and reduced Arctic summer sea ice all have the potential to force a retreat of the ice sheet in the future. The *lig127k* results can be used to force Greenland ice sheet models, both one-way as included in the ISMIP6 protocols (Nowicki et al., 2016) and fully coupled to a climate model as is now being done by several modeling groups. With the availability of LIG ice and marine core records, LIG simulations with an evolving Greenland ice sheet will allow an assessment of the corresponding future projection simulations.

Data availability. The necessary output variables from both the *lig127k* and *piControl* simulations are freely available from the Earth System Grid Federation at <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/> (last access: 22 October 2020; please see the Supplement and Table S1 for further details, including digital object identifiers and references, of the precise datasets used in this analysis) AWI-ESM-2-1-LR, HadGEM3-GC31-LL, and MPI-ESM1-2-LR have committed to lodge their data as soon as practical. Until then, the output for these three models is available on request from Xiaoxu Shi (xiaoxu.shi@awi.de) for the AWI-ESM-2-1-LR simulations, Maria Vittoria Guarino (marino@bas.ac.uk) for the HadGEM3-GC31-LL simulations, and Christian Stepanek (christian.stepanek@awi.de) for the MPI-ESM1-2-LR simulations. The data are included as tables in the Supplement.

Supplement. The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021-supplement>.

Author contributions. BLOB, AZ, ECB, and CMB performed the bulk of the writing and analysis. YA, EC, AG, JSH, EI, MK, PS, PCT, CJRW, and EW contributed data, text and analysis to the re-

search. AAO, PB, SRB, JC, AdV, MVG, CG, ANL, GL, KJM, LM, PAM, KHN, RO, DSYM, XS, MS, LS, CS, RT, EV, NKHY, QZ, ZZ, and WZ contributed the modeling simulations for the paper.

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

Special issue statement. This article is part of the special issue “Paleoclimate Modelling Intercomparison Project phase 4 (PMIP4) (CP/GMD inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. Bette L. Otto-Bliesner, Esther C. Brady and Robert Tomas acknowledge the CESM project, which is supported primarily by the National Science Foundation (NSF). This material is based upon work supported by the National Center for Atmospheric Research (NCAR), which is a major facility sponsored by the NSF under Cooperative Agreement No. 1852977. Computing and data storage resources, including the Cheyenne supercomputer (<https://doi.org/10.5065/D6RX99HX>), were provided by the Computational and Information Systems Laboratory (CISL) at NCAR. Chris M. Brierley acknowledges the financial support of the Natural Environment Research Council through grant NE/S009736/1. Anni Zhao and Chris M. Brierley would like to thank Rachel Eyles for her sterling work curating the local replica of the PMIP archive at UCL.

Charles J. R. Williams acknowledges the financial support of the UK Natural Environment Research Council-funded SWEET project (Super-Warm Early Eocene Temperatures), research grant NE/P01903X/1, and the financial support of the Belmont-funded PACMEDY (Palaeo-Constraints on Monsoon Evolution and Dynamics) project. Aline Govin acknowledges the support of the French national program LEFE/INSU (CircLIG project) and of the Belmont-funded ACCEDE project (ANR-18-BELM-0001-06). Eric Wolff has received funding from the European Research Council under the Horizon 2020 program research and innovation program (grant agreement no. 742224, WACSWAIN). Eric Wolff is also funded by a Royal Society Professorship. Paolo Scussolini acknowledges funding from the NWO (Nederlandse Organisatie voor Wetenschappelijk Onderzoek) under grant ALWOP.164. Emilie Capron acknowledges financial support from the ChronoClimate project, funded by the Carlsberg Foundation. Pascale Braconnot and Masa Kageyama acknowledge the HPC resources of TGCC allocated to the IPSL CMIP6 project by GENCI (Grand Equipment National de Calcul Intensif) under the allocations 2016-A0030107732, 2017-R0040110492, and 2018-R0040110492 (project gencmip6). This work was undertaken in the framework of the LABEX L-IPSL and the IPSL Climate Graduate School, under the “Investissements d’avenir” program with the reference ANR-11-IDEX-0004-17-EURE-0006. This study benefited from the ESPRI (Ensemble de Services Pour la Recherche à l’IPSL) computing and data center (<https://mesocentre.ipsl.fr>, last access: 22 December 2020), which is supported by CNRS, Sorbonne Université, École Polytechnique, and CNES and through national and international projects, including the EU-FP7 Infrastructure project IS-ENES2 (grant no. 312979). Marie Sicard is funded by a scholarship from CEA and “Convention des Services Climatiques” from IPSL.

Kerim H. Nisancioglu and Chuncheng Guo acknowledge computational support provided by UNINETT Sigma2 – the National Infrastructure for High Performance Computing and Data Storage in Norway (projects nn4659k and nn9635k).

Laurie Menviel acknowledges support from the Australian Research Council FT180100606. The ACCESS-ESM 1.5 experiments were performed on Raijin at the NCI National Facility at the Australian National University, through awards under the National Computational Merit Allocation Scheme, the Intersect allocation scheme, and the UNSW HPC at NCI Scheme. Qiong Zhang acknowledges the support from the Swedish Research Council (Vetenskapsrådet, grant nos. 2013-06476 and 2017-04232). The EC-Earth simulations are performed on ECMWF’s computing and archive facilities and on resources provided by the Swedish National Infrastructure for Computing (SNIC) at the National Supercomputer Centre (NSC) partially funded by the Swedish Research Council through grant agreement no. 2016-07213. Weipeng Zheng acknowledges the financial support from National Key R&D Program for Developing Basic Sciences (grant no. 2016YFC1401401), the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (grant nos. XDA19060102 and XDB42000000) and the National Natural Science Foundation of China (grant nos. 91958201 and 41376002), and the technical support from the National Key Scientific and Technological Infrastructure project “Earth System Science Numerical Simulator Facility” (EarthLab). Maria Vittoria Guarino and Louise Sime acknowledge the financial support of the NERC research grant NE/P013279/1. Silvana Ramos Buarque and David Salas y Mélia acknowledge Météo-France/DSI for providing computing and data storage resources. Xiaoxu Shi and Christian Stepanek acknowledge computing and data storage resources for the generation of the AWI-ESM-1/AWI-ESM-2 and MPI-ESM-1-2 simulations of Deutsches Klimarechenzentrum (DKRZ) granted by its Scientific Steering Committee (WLA) under project ID ba1066. The Max Planck Institute for Meteorology in Hamburg is acknowledged for development and provision of the MPI-ESM as well as the ECHAM6/JSBACH, which provides the atmosphere and land surface component of AWI-ESM. Gerrit Lohmann acknowledges funding via the Alfred Wegener Institute’s research program PACES2. Christian Stepanek acknowledges funding by the Helmholtz Climate Initiative REKLIM and the Alfred Wegener Institute’s research program PACES2. Xiaoxu Shi acknowledges financial support through the BMBF funded PACMEDY and PalMOD initiatives. Ayako Abe-Ouchi and Ryouta O’ishi acknowledge the financial support from Arctic Challenge for Sustainability (ArCS) Project (grant JPMXD1300000000), Arctic Challenge for Sustainability II (ArCS II) Project (grant no. JPMXD1420318865), JSPS KAKENHI grant 17H06104 and MEXT KAKENHI grant 17H06323, and the support from JAMSTEC for the use of the Earth Simulator supercomputer. Polina A. Morozova was supported by the state assignment project 0148-2019-0009. Evgeny Volodin was supported by RSF grant 20-17-00190.

The authors acknowledge QUIGS (Quaternary Interglacials), a working group of Past Global Changes (PAGES), which in turn received support from the US National Science Foundation, Swiss National Science Foundation, Swiss Academy of Sciences, and the Chinese Academy of Sciences. We are grateful to the World Climate Research Programme (WCRP), which, through its Working Group on Coupled Modelling, coordinated and promoted CMIP6.

We thank the climate modeling groups for producing and making available their model output, the Earth System Grid Federation (ESGF) for archiving the data and providing access, and the multiple funding agencies who support CMIP6 and ESGF. The Paleoclimate Modelling Intercomparison Project is thanked for coordinating the *lig127k* protocol and making the model–model and model–data comparisons possible within CMIP6. PMIP is endorsed by WCRP and PAGES.

Financial support. Funding of the publication has been supported by the National Center for Atmospheric Research (NCAR), which is a major facility sponsored by the National Science Foundation under cooperative agreement no. 1852977.

Review statement. This paper was edited by Johann JungCLAUS and reviewed by two anonymous referees.

References

- Adler, R. F., Huffman, G. J., Chang, A., Ferraro, R., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., Bolvin, D., Gruber, A., Susskind, J., Arkin, P. and Nelkin, E.: The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydrometeorol.*, 4, 1147–1167, 2003.
- Albani, S., Mahowald, N. M., Winckler, G., Anderson, R. F., Bradtmiller, L. I., Delmonte, B., François, R., Goman, M., Heavens, N. G., Hesse, P. P., Hovan, S. A., Kang, S. G., Kohfeld, K. E., Lu, H., Maggi, V., Mason, J. A., Mayewski, P. A., McGee, D., Miao, X., Otto-Bliesner, B. L., Perry, A. T., Pourmand, A., Roberts, H. M., Rosenbloom, N., Stevens, T., and Sun, J.: Twelve thousand years of dust: the Holocene global dust cycle constrained by natural archives, *Clim. Past*, 11, 869–903, <https://doi.org/10.5194/cp-11-869-2015>, 2015.
- Arzel, O., Fichet, T., and Goosse, H.: Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by the current AOGCMs, *Ocean Model.*, 12, 401–415, 2006.
- Bakker, P., Stone, E. J., Charbit, S., Gröger, M., Krebs-Kanzow, U., Ritz, S. P., Varma, V., Khon, V., Lunt, D. J., Mikolajewicz, U., Prange, M., Renssen, H., Schneider, B., and Schulz, M.: Last interglacial temperature evolution – a model inter-comparison, *Clim. Past*, 9, 605–619, <https://doi.org/10.5194/cp-9-605-2013>, 2013.
- Barker, S., Knorr, G., Edwards, R. L., Parrenin, F., Putnam, A. E., Skinner, L. C., Wolff, E., and Ziegler, M.: 800,000 Years of Abrupt Climate Variability, *Science*, 334, 347–351, <https://doi.org/10.1126/science.1203580>, 2011.
- Bartlein, P. J. and Shafer, S. L.: Paleo calendar-effect adjustments in time-slice and transient climate-model simulations (PaleoCal-Adjust v1.0): impact and strategies for data analysis, *Geosci. Model Dev.*, 12, 3889–3913, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3889-2019>, 2019.
- Bazin, L., Landais, A., Lemieux-Dudon, B., Toyé Mahamadou Kele, H., Veres, D., Parrenin, F., Martinerie, P., Ritz, C., Capron, E., Lipenkov, V., Loutre, M.-F., Raynaud, D., Vinther, B., Svensson, A., Rasmussen, S. O., Severi, M., Blunier, T., Leuenberger, M., Fischer, H., Masson-Delmotte, V., Chappellaz, J., and Wolff, E.: An optimized multi-proxy, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka, *Clim. Past*, 9, 1715–1731, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1715-2013>, 2013.
- Berger, A. and Loutre, M. F.: insolation values for the climate of the last 10 000 000 years, *Quaternary Sci. Rev.*, 10, 297–317, [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(91\)90033-q](https://doi.org/10.1016/0277-3791(91)90033-q), 1991.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Codron, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J. L., Dupont, E., Éthé, C., Fairhead, L., Fall-etti, L., Flavoni, S., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L. E., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levavasseur, G., Lévy, C., Li, L., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Catherine Ottlé, C., Philippe Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rochetin, N., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Traore, A. K., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N.: Presentation and Evaluation of the IPSL-CM6A-LR Climate Model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002010, <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>, 2020.
- Braconnot, P., Harrison, S. P., Kageyama, M., Bartlein, P. J., Masson-Delmotte, V., Abe-Ouchi, A., Otto-Bliesner, B., and Zhao, Y.: Evaluation of climate models using palaeoclimatic data, *Nat. Clim. Change*, 2, 417–424, 2012.
- Braconnot, P., Joussaume, S., de Noblet, N., and Ramstein, G.: Mid-Holocene and last glacial maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modeling Intercomparison project, *Global Planet. Change*, 26, 51–66, 2000.
- Bradley, S. L., Siddall, M., Milne, G. A., Masson-Delmotte, V., and Wolff, E.: Where might we find evidence of a Last Interglacial West Antarctic Ice Sheet collapse in Antarctic ice core records?, *Glob. Planet. Change*, 88/89, 64–75, 2012.
- Brewer, S., Guiot, J., Sánchez Goñi, M. F. and Klotz, S.: The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 2303–2315, 2008.
- Brierley, C. M., Zhao, A., Harrison, S. P., Braconnot, P., Williams, C. J. R., Thornalley, D. J. R., Shi, X., Peterschmitt, J.-Y., Ohgaito, R., Kaufman, D. S., Kageyama, M., Hargreaves, J. C., Erb, M. P., Emile-Geay, J., D’Agostino, R., Chandan, D., Carré, M., Bartlein, P. J., Zheng, W., Zhang, Z., Zhang, Q., Yang, H., Volodin, E. M., Tomas, R. A., Routson, C., Peltier, W. R., Otto-Bliesner, B., Morozova, P. A., McKay, N. P., Lohmann, G., Legrande, A. N., Guo, C., Cao, J., Brady, E., Annan, J. D., and Abe-Ouchi, A.: Large-scale features and evaluation of the PMIP4-CMIP6 *midHolocene* simulations, *Clim. Past*, 16, 1847–1872, <https://doi.org/10.5194/cp-16-1847-2020>, 2020.
- CAPE-Last Interglacial Project Members: Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change, *Quaternary Sci. Rev.*, 25, 1383–1400, 2006.
- Capron, E., Govin, A., Stone, E. J., Masson-Delmotte, V., Mulitza, S., Otto-Bliesner, B., Rasmussen, T. L., Sime, L. C., Waelbroeck, C., and Wolff, E. W.: Temporal and spatial structure

- of multi-millennial temperature changes at high latitudes during the Last Interglacial, *Quaternary Sci. Rev.*, 103, 116–133, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.08.018>, 2014.
- Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B. L., and Wolff, E. W.: Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127ka Last Interglacial simulations in the high-latitude regions, *Quaternary Sci. Rev.*, 168, 137–150, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.019>, 2017.
- Cao, J., Wang, B., Yang, Y.-M., Ma, L., Li, J., Sun, B., Bao, Y., He, J., Zhou, X., and Wu, L.: The NUIST Earth System Model (NESM) version 3: description and preliminary evaluation, *Geosci. Model Dev.*, 11, 2975–2993, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2975-2018>, 2018.
- Chapman, W. L. and Walsh, J. E.: Simulations of arctic temperature and pressure by global coupled models, *J. Climate*, 20, 609–632, 2007.
- Compo, G. P., Whitaker, J. S., Sardeshmukh, P. D., Matsui, N., Allan, R. J., Yin, X., Gleason, B. E., Vose, R. S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R. I., Grant, A. N., Groisman, P. Y., Jones, P. D., Kruk, M. C., Kruger, A. C., Marshall, G. J., Maugeri, M., Mok, H. Y., Nordli, Ø., Ross, T. F., Trigo, R. M., Wang, X. L., Woodruff, S. D., and Worley, S. J.: The twentieth century reanalysis project, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1–28, <https://doi.org/10.1002/qj.776>, 2011.
- Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Bacmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., Emmons, L. K., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelman, A., Hannay, C., Holland, M. M., Large, W. G., Lauritzen, P. H., Lawrence, D. M., Lenaerts, J. T. M., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Mills, M. J., Neale, R., Oleson, K. W., Otto-Bliesner, B., Phillips, A. S., Sacks, W., Tilmes, S., van Kampenhout, L., Vertenstein, M., Bertini, A., Dennis, J., Deser, C., Fischer, C., Fox-Kemper, B., Kay, J. E., Kinnison, D., Kushner, P. J., Larson, V. E., Long, M. C., Mickelson, S., Moore, J. K., Nienhouse, E., Polvani, L., Rasch, P. J., Strand, W. G.: The Community Earth System Model Version 2 (CESM2), *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS001916, <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>, 2020.
- Decharme, B., Decharme, B., Delire, C., Minvielle, M., Colin, J., Vergnes, J.-P., Alias, A., Saint-Martin, D., Séférian, R., Sénéci, S., and Voldoire, A.: Recent changes in the ISBA-CTRIP land surface system for use in the CNRM-CM6 climate model and in global off-line hydrological applications, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 11, 1207–1252, <https://doi.org/10.1029/2018MS001545>, 2019.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M.: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quaternary Sci. Rev.*, 19, 347–361, 2000.
- Dutton, A., Carlson, A. E., Long, A. J., Milne, G. A., Clark, P. U., DeConto, R., Horton, B. P., Rahmstorf, S., and Raymo, M. E.: Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods, *Science*, 349, aaa4019, <https://doi.org/10.1126/science.aaa4019>, 2015.
- Earth System Documentation: ES-DOC, available at: <https://view.es-doc.org/index.html?renderMethod=id&project=cmip6&id=6158c42ab00-1ef2-4d5b-ade1-8bf8803cb6d4> (last access: 22 June 2020), 2019.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- Folland, C. K., Karl, T. R., and Vinnikov, K. Y.: Observed climate variations and change, in: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, edited by: Houghton, J. T., Jenkins, G. J., and Ephraums, J., Cambridge University Press, New York, USA, 195–238, 1990.
- Gettelman, A., Hannay, C., Bacmeister, J. T., Neale, R. B., Pendergrass, A. G., Danabasoglu, G., Lamarque, J.-F., Fasullo, J. T., Bailey, D. A., Lawrence, D. M., and Mills, M. J.: High climate sensitivity in the Community Earth System Model Version 2 (CESM2), *Geophys. Res. Lett.*, 46, 8329–8337, <https://doi.org/10.1029/2019GL083978>, 2019.
- Giorgetta, M. A., Jungclaus, J., Reick, C. H., Legutke, S., Bader, J., Böttinger, M., Brovkin, V., Crueger, T., Esch, M., Fieg, K., Glushak, K., Gayler, V., Haak, H., Hollweg, H. D., Ilyina, T., Kinne, S., Kornblueh, L., Matei, D., Mauritsen, T., Mikolajewicz, U., Mueller, W., Notz, D., Pithan, F., Raddatz, T., Rast, S., Redler, R., Roeckner, E., Schmidt, H., Schnur, R., Segschneider, J., Six, K. D., Stockhause, M., Timmreck, C., Wegner, J., Widmann, H., Wieners, K.-H., Claussen, M., Marotzke, J., and Stevens, B.: Climate and carbon cycle changes from 1850 to 2100 in MPI-ESM simulations for the Coupled Model Intercomparison Project phase 5, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 5, 572–597, 2013.
- Govin, A., Braconnot, P., Capron, E., Cortijo, E., Duplessy, J.-C., Jansen, E., Labeyrie, L., Landais, A., Marti, O., Michel, E., Mosquet, E., Risebrobakken, B., Swingedouw, D., and Waelbroeck, C.: Persistent influence of ice sheet melting on high northern latitude climate during the early Last Interglacial, *Clim. Past*, 8, 483–507, <https://doi.org/10.5194/cp-8-483-2012>, 2012.
- Guarino, M.-V., Sime, L. C., Schröder, D., Malmierca-Vallet, I., Rosenblum, E., Ringer, M., Ridley, J., Feltham, D., Bitz, C., Steig, E. J., Wolff, E., Stroeve, J., Sellar, A.: Sea-ice-free Arctic during the Last Interglacial supports fast future loss, *Nat. Clim. Change*, 10, 928–932, <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0865-2>, 2020.
- Guo, C., Bentsen, M., Bethke, I., Ilıcak, M., Tjiputra, J., Toniazzo, T., Schwinger, J., and Otterå, O. H.: Description and evaluation of NorESM1-F: a fast version of the Norwegian Earth System Model (NorESM), *Geosci. Model Dev.*, 12, 343–362, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-343-2019>, 2019.
- Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Okajima, H., Ito, A., Takata, K., Ogochi, K., Watanabe, S., and Kawamiya, M.: Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 13, 2197–2244, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>, 2020.
- Harrison, S. P., Bartlein, P. J., Izumi, K., Li, G., Annan, J., Hargreaves, J., Braconnot, P., and Kageyama, M.: Evaluation of CMIP5 palaeo-simulations to improve climate projections, *Nat. Clim. Change*, 5, 735–743, 2015.
- He, B., Liu, Y., Wu, G., Bao, Q., Zho, T., Wu, X., Lei, W., Li, J., Wang, X., Li, J., Hu, W., Zhang, X., Sheng, C., and Yiqiong, T.: CAS FGOALS-f3-L Model Datasets for CMIP6 GMMIP Tier-1 and Tier-3 Experiments, *Adv. Atmos. Sci.*, 37, 18–28, <https://doi.org/10.1007/s00376-019-9085-y>, 2020.

- Hoffman, J. S., Clark, P. U., Parnell, A. C., and He, F.: Regional and global sea-surface temperatures during the last interglaciation, *Science*, 355, 276–279, <https://doi.org/10.1126/science.aai8464>, 2017.
- Holland, M. M. and Bitz, C. M.: Polar Amplification of Climate Models in coupled Models, *Clim. Dynam.*, 21, 221–232, <https://doi.org/10.1007/s00382-003-0332-6>, 2003.
- Holloway, M. D., Sime, L. C., Allen, C. S., Hillenbrand, C.-D., Bunch, P., Wolff, E., and Valdes, P. J.: The spatial structure of the 128ka Antarctic sea ice minimum, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 11129–11139, 2017.
- Holloway, M. D., Sime, L. C., Singarayer, J. S., Tindall, J. C., Valdes, P. J.: Simulating the 128ka Antarctic climate response to Northern Hemisphere ice sheet melting using the isotope-enabled HadCM3, *Geophys. Res. Lett.*, 45, 11921–11929, <https://doi.org/10.1029/2018GL079647>, 2018.
- Ilyas, M., Brierley, C. M., and Guillas, S.: Uncertainty in regional temperatures inferred from sparse global observations: Application to a probabilistic classification of El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 9068–9074, 2017.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K. R., Duplessy, J. C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W. R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., and Zhang, D.: Palaeoclimate, in: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 2007.
- Joussaume, S. and Braconnot, P.: Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 102, 1943–1956, <https://doi.org/10.1029/96JD01989>, 1997.
- Joussaume, S., Taylor, K. E., Braconnot, P., Mitchell, J. F. B., Kutzbach, J. E., Harrison, S. P., Prentice, I. C., Broccoli, A. J., Abe-Ouchi, A., Bartlein, P. J., Bonfils, C., Dong, B., Guiot, J., Henerich, K., Hewitt, C. D., Jolly, D., Kim, J. W., Kislov, A., Kitoh, A., Loutre, M. F., Masson, V., McAvaney, B., McFarlane, N., de Nobler, N., Peltier, W. R., Peterschmitt, J. Y., Pollard, I. D., Rind, D., Royer, J. F., Schlesinger, M. E., Syktus, J., Thompson, S., Valdes, P., Vettoretti, G., Webb, R. S., and Wypyt, U.: Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP), *Geophys. Res. Lett.*, 26, 859–862, 1999.
- Kageyama, M., Sime, L. C., Sicard, M., Guarino, M.-V., de Vernal, A., Stein, R., Schroeder, D., Malmierca-Vallet, I., Abe-Ouchi, A., Bitz, C., Braconnot, P., Brady, E. C., Cao, J., Chamberlain, M. A., Feltham, D., Guo, C., LeGrande, A. N., Lohmann, G., Meissner, K. J., Menviel, L., Morozova, P., Nisancioglu, K. H., Otto-Bliesner, B. L., O'ishi, R., Ramos Buarque, S., Salas y Melia, D., Sherriff-Tadano, S., Stroeve, J., Shi, X., Sun, B., Tomas, R. A., Volodin, E., Yeung, N. K. H., Zhang, Q., Zhang, Z., Zheng, W., and Ziehn, T.: A multi-model CMIP6-PMIP4 study of Arctic sea ice at 127 ka: sea ice data compilation and model differences, *Clim. Past*, 17, 37–62, <https://doi.org/10.5194/cp-17-37-2021>, 2021.
- Kattsov, V. and Källén, E.: Future climate change: Modeling and scenarios for the Arctic, in: *Arctic Climate Impact Assessment* (ACIA), edited by: Symon, C. (lead editor), Arris, L., and Heal, B., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 99–150, 2005.
- Kelley, M., Schmidt, G. A., Nazarenko, L. S., Bauer, S. E., Ruedy, R., Russell, G. L., Ackerman, A. S., Aleinov, I., Bauer, M., Bleck, R., Canuto, V., Cesana, G., Cheng, Y., Clune, T. L., Cook, B. I., Cruz, C. A., Del Genio, A. D., Elsaesser, G. S., Faluvegi, G., Kiang, N. Y., Daehyun Kim, D., Lacis, A. A., Leboissetier, A., LeGrande, A. N., Lo, K. K., Marshall, J., Matthews, E. E., McDermid, S., Mezuman, K., Miller, R. L., Murray, L., Oinas, V., Orbe, C., GarcíaPando, C. P., Perlwitz, J. P., Puma, M., Rind, D., Romanou, A., Shindell, D. T., Sun, S., Tausnev, N., Tsigaridis, K., Tselioudis, G., Weng, E., Wu, J., and Yao, M.-S.: GISS E2.1: Configurations and climatology, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002025, <https://doi.org/10.1029/2019MS002025>, 2020.
- Kim, S.-J., Lü, J. M., Yi, S., Choi, T., Kim, B.-M., Lee, B. Y., Woo, S.-H., and Kim, Y.: Climate response over Asia/Arctic to change in orbital parameters for the last interglacial maximum, *Geosci. J.*, 14, 173–190, 2010.
- Kohfeld, K. and Harrison, S. P.: How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets, *Quaternary Sci. Rev.*, 19, 321–346, 2000.
- Kuhlbrodt, T., Jones, C. G., Sellar, A., Storkey, D., Blockley, E., Stringer, M., Hill, R., Graham, T., Ridley, J., Blaker, A., Calvert, D., Copsey, D., Ellis, R., Hewitt, H., Hyder, P., Ineson, S., Mulcahy, J., Siahana, A., Walton, J.: The low resolution version of HadGEM3 GC3.1: Development and evaluation for global climate, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 10, 2865–2888, <https://doi.org/10.1029/2018MS001370>, 2018.
- Kutzbach, J. E. and Otto-Bliesner, B. L.: The sensitivity of the African-Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 yr B.P. in a low-resolution general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1177–1188, 1982.
- Larrasoana, J. C., Roberts, A. P., and Rohling, E. J.: Dynamics of Green Sahara periods and their role in hominin evolution, *PLoS ONE*, 8, e76514, <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0076514>, 2013.
- Levis, S., Bonan, G. B., and Bonfils, C.: Soil feedback drives the mid-Holocene North African monsoon northward in fully coupled CCSM2 simulations with a dynamic vegetation model, *Clim. Dynam.*, 23, 791–802, 2004.
- Li, L., Yu, Y., Tang, Y., Lin, P., Xie, J., Song, M., Dong, L., Zhou, T., Liu, L., Wang, L., Pu, Y., Chen, X., Chen, L., Xie, Z., Liu, H., Zhang, L., Huang, X., Feng, T., Zheng, W., Xia, K., Liu, H., Liu, J., Wang, Y., Wang, L., Jia, B., Xie, F., Wang, B., Zhao, S., Yu, Z., Zhao, B., and Wei, J.: The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002012, <https://doi.org/10.1029/2019MS002012>, 2020.
- LIGA members: The last interglacial in high latitudes of the Northern Hemisphere: Terrestrial and marine evidence, *Quatern. Int.*, 10/11/12, 9–28, 1991.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E.: Diachronous benthic $\delta^{18}\text{O}$ responses during late Pleistocene terminations, *Paleoceanography*, 24, PA3210, <https://doi.org/10.1029/2009PA001732>, 2009.
- Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., Herold, N., Jungclaus, J. H., Khon, V. C., Krebs-Kanzow, U., Langebroek, P. M., Lohmann, G., Nisan-

- cioglu, K. H., Otto-Bliesner, B. L., Park, W., Pfeiffer, M., Phipps, S. J., Prange, M., Rachmayani, R., Renssen, H., Rosenbloom, N., Schneider, B., Stone, E. J., Takahashi, K., Wei, W., Yin, Q., and Zhang, Z. S.: A multi-model assessment of last interglacial temperatures, *Clim. Past*, 9, 699–717, <https://doi.org/10.5194/cp-9-699-2013>, 2013.
- Marino, G., Rohling, E. J., Rodriguez-Sanz, L., Grant, K. M., Heslop, D., Roberts, A. P., Stanford, J. D., and Yu, J.: Bipolar seesaw control on last interglacial sea level, *Nature*, 522, 197–201, <https://doi.org/10.1038/nature14499>, 2015.
- Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., Gonzalez Rouco, J., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish, T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X., and Timmermann, A.: Information from paleoclimate archives, in: *The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 383–464, 2013.
- Meehl, G. A., Senior, C. A., Eyring, V., Flato, G., Lamarque, J.-F., Stouffer, R. J., Taylor, K. E., and Schlund, M.: Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models, *Sci. Adv.*, 6, eaba1981, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981>, 2020.
- Melles, M., Brigham-Grette, J., Minyuk, P. S., Nowaczyk, N. R., Wennrich, V., DeConto, R. M., Anderson, P. M., Andreev, A. A., Coletti, A., Cook, T. L., Haltia-Hovi, E., Kukkonen, M., Lozhkin, A. V., Rosén, P., Tarasov, P., Vogel, H., and Wagner, B.: 2.8 million years of Arctic climate change from Lake El'gygytgyn, NE Russia, *Science*, 337, 315–320, <https://doi.org/10.1126/science.1222135>, 2012.
- Morice, C. P., Kennedy, J. J., Rayner, N. A., and Jones, P. D.: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 117, D08101, <https://doi.org/10.1029/2011JD017187>, 2012.
- Nowicki, S. M. J., Payne, A., Larour, E., Seroussi, H., Goelzer, H., Lipscomb, W., Gregory, J., Abe-Ouchi, A., and Shepherd, A.: Ice Sheet Model Intercomparison Project (ISMIP6) contribution to CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 9, 4521–4545, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-4521-2016>, 2016.
- Ohgaito, R., Yamamoto, A., Hajima, T., O'ishi, R., Abe, M., Tatebe, H., Abe-Ouchi, A., and Kawamiya, M.: PMIP4 experiments using MIROC-ES2L Earth System Model, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-64>, in review, 2020.
- O'ishi, R., Chan, W.-L., Abe-Ouchi, A., Sherriff-Tadano, S., and Ohgaito, R.: PMIP4/CMIP6 Last Interglacial simulations using different versions of MIROC, with and without vegetation feedback, *Clim. Past Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/cp-2019-172>, in review, 2020.
- Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., Stone, E. J., McKay, N. P., Lunt, D. J., Brady, E. C., and Overpeck, J. T.: How warm was the last interglacial? New model-data comparisons, *Philos. T. R. Soc. A*, 371, 2001, <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0097>, 2013.
- Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrbass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>, 2017.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Tomas, R. A., Albani, S., Bartlein, P. J., Mahowald, N. M., Shafer, S. L., Kluzek, E., Lawrence, P. J., Leguy, G., Rothstein, M., and Sommers, A.: A comparison of the CMIP6 *midHolocene* and *lig127k* simulations in CESM2, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35, e2020PA003957, <https://doi.org/10.1029/2020PA003957>, 2020.
- Pausata, F. S. R., Messori, G., and Zhang, Q.: Impacts of dust reduction on the northward expansion of the African monsoon during the Green Sahara period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 434, 298–307, 2016.
- Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., Kent, E. C., and Kaplan, A.: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 108, 4407, <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>, 2003.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W.: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, 15, 1609–1625, 2002.
- Salonen, J. S., Helmens, K. F., Brendryen, J., Kuosmanen, N., Väiliranta, M., Goring, S., Korpela, M., Kylander, M., Philip, A., Pliikk, A., Renssen, H., and Luoto, M.: Abrupt high-latitude climate events and decoupled seasonal trends during the Eemian, *Nat. Commun.*, 9, 2851 <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05314-1>, 2018.
- Sánchez Goñi, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., and Duprat, J.: Contrasting impacts of Dansgaard – Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters, *Quaternary Sci. Rev.*, 27, 1136–1151, 2008.
- Schmidt, G. A., Annan, J. D., Bartlein, P. J., Cook, B. I., Guilyardi, E., Hargreaves, J. C., Harrison, S. P., Kageyama, M., LeGrande, A. N., Konecky, B., Lovejoy, S., Mann, M. E., Masson-Delmotte, V., Risi, C., Thompson, D., Timmermann, A., Tremblay, L.-B., and Yiou, P.: Using palaeo-climate comparisons to constrain future projections in CMIP5, *Clim. Past*, 10, 221–250, <https://doi.org/10.5194/cp-10-221-2014>, 2014.
- Scussolini, P., Bakker, P., Guo, C., Stepanek, C., Zhang, Q., Braconnot, P., Cao, J., Guarino, M.-V., Coumou, D., Prange, M., Ward, P. J., Renssen, H., Kageyama, M., Otto-Bliesner, B., and Aerts, J. C. J. H.: Agreement between reconstructed and modeled boreal precipitation of the Last Interglacial, *Sci. Adv.*, 5, eaas7047, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax7047>, 2019.
- Scussolini, P., Eilander, D., Sutanudjaja, E. H., Ikeuchi, H., Hoch, J. M., Ward, P. J., Bakker, P., Otto-Bliesner, B. L., Guo, C., Stepanek, C., Zhang, Q., Braconnot, P., Guarino, M.-V., Muis, S., Yamazaki, D., Veldkamp, T. I. E., and Aerts, J. C. J. H.: Global river discharge and floods in the warmer climate of the Last Interglacial, *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2020GL089375, <https://doi.org/10.1029/2020GL089375>, 2020.
- Seland, Ø., Bentsen, M., Seland Graff, L., Olivie, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y.,

- Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Schancke Aas, K., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilicak, M., Hafsaht Karset, I. H., Landgren, O., Liakka, J., Onsum Moseid, K., Nummelin, A., Spensberger, C., Tang, H., Zhang, Z., Heinze, C., Iverson, T., and Schulz, M.: The Norwegian Earth System Model, NorESM2 – Evaluation of theCMIP6 DECK and historical simulations, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-378>, in review, 2020.
- Serreze, M. C. and Barry, R. G.: Processes and Impacts of Arctic amplification: A research synthesis, *Global Planet. Change*, 77, 85–96, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.004>, 2011.
- Shackleton, N. J., Sánchez Goñi, M. F., Pailler, D., and Lancelot, Y.: Marine isotope substage 5e and the Eemian Interglacial, *Global Planet. Change*, 757, 1–5, 2003.
- Sidorenko, D., Rackow, T., Jung, T., Semmler, T., Barbi, D., Danilov, S., Dethloff, K., Dorn, W., Fieg, K., Gößling, H. F., Handorf, D., Harig, S., Hiller, W., Juricke, S., Losch, M., Schröter, J., Sein, D. V., and Wang, Q.: Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6-FESOM, Part I: model formulation and mean climate, *Clim. Dynam.*, 44, 757–780, <https://doi.org/10.1007/s00382-014-2290-6>, 2015.
- Sidorenko, D., Goessling, H., Koldunov, N., Scholz, P., Danilov, S., Barbi, D., Cabos, W., Gurses, O., Harig, S., Hinrichs, C., Juricke, S., Lohmann, G., Losch, M., Mu, L., Rackow, T., Rakowsky, N., Sein, D., Semmler, T., Shi, X., Stepanek, C., Streffing, J., Wang, Q., Wekerle, C., Yang, H., and Jung, T.: Evaluation of FESOM2.0 Coupled to ECHAM6.3: Preindustrial and High-ResMIP Simulations, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 11, 3794–3815, <https://doi.org/10.1029/2019MS001696>, 2019.
- SIMIP Community: Arctic sea ice in CMIP6, *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL086749, <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>, 2020.
- Stein, R., Fahl, K., Gierz, P., Niessen, F., and Lohmann, G.: Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial, *Nat. Commun.*, 8, 373, <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00552-1>, 2017.
- Stone, E. J., Capron, E., Lunt, D. J., Payne, A. J., Singarayer, J. S., Valdes, P. J., and Wolff, E. W.: Impact of meltwater on high-latitude early Last Interglacial climate, *Clim. Past*, 12, 1919–1932, <https://doi.org/10.5194/cp-12-1919-2016>, 2016.
- Swann, A. L., Fung, I. Y., Levis, S., Bonab, G. B., and Doney, S. C.: Changes in Arctic vegetation amplify high-latitude warming through the greenhouse effect, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, 1295–1300, 2010.
- Turney, C. S. M. and Jones, R. T.: Does the Agulhas Current amplify global temperatures during super-interglacials?, *J. Quat. Sci.*, 25, 839–843, 2010.
- Tzedakis, P. C.: Last Interglacial pollen records from Europe, in: *Encyclopaedia of Quaternary Science*, edited by: Elias, S. A., Elsevier, Amsterdam, the Netherlands, 2597–2605, 2007.
- Tzedakis, P. C., Raynaud, D. R., McManus, J. F., Berger, A., Brovkin, V., and Kiefer, T.: Interglacial diversity, *Nat. Geosci.*, 2, 751–755, 2009.
- Velichko, A. A., Borisova, O. K., and Zelikson, E. M.: Paradoxes of the Last Interglacial climate: reconstruction of the northern Eurasia climate based on palaeofloristic data, *Boreas*, 37, 1–19, <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.00001.x>, 2008.
- Veres, D., Bazin, L., Landais, A., Toyé Mahamadou Kele, H., Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F., Martinerie, P., Blayo, E., Blunier, T., Capron, E., Chappellaz, J., Rasmussen, S. O., Severi, M., Svensson, A., Vinther, B., and Wolff, E. W.: The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years, *Clim. Past*, 9, 1733–1748, <https://doi.org/10.5194/cp-9-1733-2013>, 2013.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., Sénéci, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Guérémy, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., Nabat, P., Roebrig, R., Salas y Mélia, D., Séférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Ethé, C., Franchistéguy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R.: Evaluation of CMIP6DECK experiments with CNRM-CM6-1, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 11, 2177–2213, <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>, 2019.
- Volodin, E. M., Mortikov, E. V., Kostykin, S. V., Galin, V. Y., Lykossov, V. N., Gritsun, A. S., Diansky, N. A., Gusev, A. V., Iakovlev, N. G., Shestakova, A. A., and Emelina, S. V.: Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model, *Russ. J. Numer. Anal. M.*, 33, 367–374, <https://doi.org/10.1515/rnam-2018-0032>, 2018.
- Wang, B., Kim, H.-J., Kikuchi, K., and Kitoh, A.: Diagnostic metrics for evaluation of annual and diurnal cycles, *Clim. Dynam.*, 37, 941–955, 2011.
- Williams, C. J. R., Guarino, M.-V., Capron, E., Malmierca-Vallet, I., Singarayer, J. S., Sime, L. C., Lunt, D. J., and Valdes, P. J.: CMIP6/PMIP4 simulations of the mid-Holocene and Last Interglacial using HadGEM3: comparison to the pre-industrial era, previous model versions and proxy data, *Clim. Past*, 16, 1429–1450, <https://doi.org/10.5194/cp-16-1429-2020>, 2020.
- Williams, K. D., Copsey, D., Blockley, E. W., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Davis, P., Graham, T., Hewitt, H. T., Hill, R., Hyder, P., Ineson, S., Johns, T. C., Keen, A. B., Lee, R. W., Megann, A., Milton, S. F., Rae, J. G. L., Roberts, M. J., Scaife, A. A., Schiemann, R., Storkey, D., Thorpe, L., Watterson, I. G., Walters, D. N., West, A., Wood, R. A., Woollings, T., and Xavier, P. K.: The Met Office Global Coupled Model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) Configurations, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 10, 357–380, <https://doi.org/10.1002/2017MS001115>, 2017.
- Wyser, K., van Noije, T., Yang, S., von Hardenberg, J., O'Donnell, D., and Döschner, R.: On the increased climate sensitivity in the EC-Earth model from CMIP5 to CMIP6, *Geosci. Model Dev.*, 13, 3465–3474, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-3465-2020>, 2020.
- Yeung, N. K. H., Menviel, L., Meissner, K. J., Taschetto, A. S., Ziehn, T., and Chamberlain, M.: Weak Southern Hemispheric monsoons during the Last Interglacial period, *Clim. Past Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/cp-2020-149>, in review, 2020.
- Yin, Q. Z. and Berger, A.: Individual contribution of insolation and CO₂ to the interglacial climates of the past 800,000 years, *Clim. Dynam.*, 38, 709–724, <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1013-5>, 2012.
- Yoshimori, M. and Suzuki, M.: The relevance of mid-Holocene Arctic warming to the future, *Clim. Past*, 15, 1375–1394, <https://doi.org/10.5194/cp-15-1375-2019>, 2019.
- Zhang, Q., Li, Q., Zhang, Q., Berntell, E., Axelsson, J., Chen, J., Han, Z., de Nooijer, W., Lu, Z., Wyser, K., and Yang,

- S.: Simulating the mid-Holocene, Last Interglacial and mid-Pliocene climate with EC-Earth3-LR, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2020-208>, in review, 2020.
- Zheng, W. P., Yu, Y., Luan, Y., Zhao, S., He, B., Dong, L., Song, M., Lin, P., and Liu, H.: CAS-FGOALS datasets for the two interglacial epochs of the Holocene and the Last Interglacial in PMIP4, *Adv. Atmos. Sci.*, 37, 1034–1044, <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9290-8>, 2020.
- Ziehn, T., Lenton, A., Law, R. M., Matear, R. J., and Chamberlain, M. A.: The carbon cycle in the Australian Community Climate and Earth System Simulator (ACCESS-ESM1) – Part 2: Historical simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 2591–2614, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2591-2017>, 2017.
- Ziehn, T., Chamberlain, M. A., Law, R., Lenton, A., Bodman R. W., Dix, M., Stevens, L., Wang, Y.-P., and Srbinovsky, J.: The Australian Earth System Model: ACCESS-ESM1.5, *J. South. Hemisphere Earth Syst. Sci.*, 70, 193–214, <https://doi.org/10.1071/ES19035>, 2020.

Annexe B

Article 2 - A multi-model CMIP6-PMIP4 study of Arctic sea ice at 127 ka : sea ice data compilation and model differences



A multi-model CMIP6-PMIP4 study of Arctic sea ice at 127 ka: sea ice data compilation and model differences

Masa Kageyama^{1,★}, Louise C. Sime^{2,★}, Marie Sicard^{1,★}, Maria-Vittoria Guarino^{2,★}, Anne de Vernal^{3,4,★}, Ruediger Stein^{5,6,★}, David Schroeder⁷, Irene Malmierca-Vallet², Ayako Abe-Ouchi⁸, Cecilia Bitz⁹, Pascale Braconnot¹, Esther C. Brady¹⁰, Jian Cao¹¹, Matthew A. Chamberlain¹², Danny Feltham⁷, Chuncheng Guo¹³, Allegra N. LeGrande¹⁴, Gerrit Lohmann⁵, Katrin J. Meissner¹⁵, Laurie Menviel¹⁵, Polina Morozova¹⁶, Kerim H. Nisancioglu^{17,18}, Bette L. Otto-Bliesner¹⁰, Ryouta O’ishi⁸, Silvana Ramos Buarque¹⁹, David Salas y Melia¹⁹, Sam Sherriff-Tadano⁸, Julianne Stroeve^{20,21}, Xiaoxu Shi⁵, Bo Sun¹¹, Robert A. Tomas¹⁰, Evgeny Volodin²², Nicholas K. H. Yeung¹⁵, Qiong Zhang²³, Zhongshi Zhang^{24,13}, Weipeng Zheng²⁵, and Tilo Ziehn²⁶

¹Laboratoire des Sciences du Climat et de l’Environnement, Institut Pierre Simon Laplace, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette CEDEX, France

²British Antarctic Survey, Cambridge, UK

³Département des sciences de la Terre et de l’atmosphère, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada

⁴Geotop, Université du Québec à Montréal, Montréal, Canada

⁵Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

⁶MARUM – Center for Marine Environmental Sciences and Faculty of Geosciences, University of Bremen, Bremen, Germany

⁷Centre for Polar Observation and Modelling, Department of Meteorology, University of Reading, Reading, UK

⁸Atmosphere and Ocean Research Institute, The University of Tokyo, Tokyo, Japan

⁹Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, USA

¹⁰Climate and Global Dynamics Laboratory, National Center for Atmospheric Research, Boulder, USA

¹¹Earth System Modeling Center, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 210044, China

¹²CSIRO Oceans and Atmosphere, Hobart, Australia

¹³NORCE Norwegian Research Centre, Bjerknes Centre for Climate Research, Bergen, Norway

¹⁴NASA Goddard Institute for Space Studies, 2880 Broadway, New York, NY 10025, USA

¹⁵Climate Change Research Centre, ARC Centre of Excellence for Climate Extremes, The University of New South Wales, Sydney, Australia

¹⁶Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Staromonetny L. 29, Moscow, 119017, Russia

¹⁷Department of Earth Science, University of Bergen, Bjerknes Centre for Climate Research, Allégaten 41, Bergen, Norway

¹⁸Centre for Earth Evolution and Dynamics, University of Oslo, Oslo, Norway

¹⁹Centre National de Recherches Météorologiques, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique), Toulouse, France

²⁰Centre for Earth Observation Science, 535 Wallace Building, University of Manitoba, Winnipeg, MB R3T 2N2 Canada

²¹CPOM, University of College London, London WC1E 6BT, UK

²²Marchuk Institute of Numerical Mathematics, Russian Academy of Sciences, ul. Gubkina 8, Moscow, 119333, Russia

²³Department of Physical Geography, Stockholm University, Stockholm, Sweden

²⁴Department of Atmospheric Science, School of Environmental Studies, China University of Geoscience (Wuhan), Wuhan, China

²⁵LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

²⁶CSIRO Oceans and Atmosphere, Aspendale, Australia

★These authors contributed equally to this work.

Correspondence: Masa Kageyama (masa.kageyama@lsce.ipsl.fr)

Received: 22 December 2019 – Discussion started: 23 January 2020

Revised: 14 August 2020 – Accepted: 7 September 2020 – Published: 11 January 2021

Abstract. The Last Interglacial period (LIG) is a period with increased summer insolation at high northern latitudes, which results in strong changes in the terrestrial and marine cryosphere. Understanding the mechanisms for this response via climate modelling and comparing the models' representation of climate reconstructions is one of the objectives set up by the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project for its contribution to the sixth phase of the Coupled Model Intercomparison Project. Here we analyse the results from 16 climate models in terms of Arctic sea ice. The multi-model mean reduction in minimum sea ice area from the pre industrial period (PI) to the LIG reaches 50 % (multi-model mean LIG area is $3.20 \times 10^6 \text{ km}^2$, compared to $6.46 \times 10^6 \text{ km}^2$ for the PI). On the other hand, there is little change for the maximum sea ice area (which is $15\text{--}16 \times 10^6 \text{ km}^2$ for both the PI and the LIG). To evaluate the model results we synthesise LIG sea ice data from marine cores collected in the Arctic Ocean, Nordic Seas and northern North Atlantic. The reconstructions for the northern North Atlantic show year-round ice-free conditions, and most models yield results in agreement with these reconstructions. Model–data disagreement appear for the sites in the Nordic Seas close to Greenland and at the edge of the Arctic Ocean. The northernmost site with good chronology, for which a sea ice concentration larger than 75 % is reconstructed even in summer, discriminates those models which simulate too little sea ice. However, the remaining models appear to simulate too much sea ice over the two sites south of the northernmost one, for which the reconstructed sea ice cover is seasonal. Hence models either underestimate or overestimate sea ice cover for the LIG, and their bias does not appear to be related to their bias for the pre-industrial period. Drivers for the inter-model differences are different phasing of the up and down short-wave anomalies over the Arctic Ocean, which are associated with differences in model albedo; possible cloud property differences, in terms of optical depth; and LIG ocean circulation changes which occur for some, but not all, LIG simulations. Finally, we note that inter-comparisons between the LIG simulations and simulations for future climate with moderate ($1 \text{ \% yr}^{-1}$) CO_2 increase show a relationship between LIG sea ice and sea ice simulated under CO_2 increase around the years of doubling CO_2 . The LIG may therefore yield insight into likely 21st century Arctic sea ice changes using these LIG simulations.

1 Introduction

The Last Interglacial period (LIG) was the last time global temperature was substantially higher than the pre-industrial period (PI) at high northern latitudes. It is important in helping us understand warm-climate sea ice and climate dynamics (Otto-Bliesner et al., 2013, 2017; Capron et al., 2017; Fischer et al., 2018). Stronger LIG spring and summertime insolation contributed to this warmth, as well as feedbacks amplifying the initial insolation signal, in particular feedbacks related to the marine and land cryosphere. Previous climate model simulations of the LIG, forced by appropriate greenhouse gas (GHG) and orbital changes, have failed to capture the observed high temperatures at higher latitudes (Malmierca-Vallet et al., 2018; Masson-Delmotte et al., 2011; Otto-Bliesner et al., 2013; Lunt et al., 2013). Models used during the previous Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) disagree on the magnitude of Arctic sea ice retreat during the LIG: the diversity of sea ice behaviour across models was linked to the spread in simulated surface temperatures and in the magnitude of the polar amplification (Otto-Bliesner et al., 2013; Lunt et al., 2013; IPCC, 2013). However it was difficult to compare some of the LIG simulations because they were not all run using identical protocol. These studies thus highlighted the need of a systematic approach to study the role of Arctic sea ice changes during the LIG.

Coupled Model Intercomparison Projects (CMIPs) coordinate and design climate model protocols for past, present and future climates and have become an indispensable tool to facilitate our understanding of climate change (IPCC, 2007, 2013; Eyring et al., 2016). The Paleoclimate Model Intercomparison Project 4 (PMIP4) is one of the individual Model Intercomparison Projects that is taking part in CMIP6 (Kageyama et al., 2018). Within this framework, a common experimental protocol for LIG climate simulation was developed by Otto-Bliesner et al. (2017). CMIP models differ among each other in their physical formulation, numerical discretisation and code implementation. However, this CMIP6-PMIP4 LIG standard protocol facilitates model inter-comparison work.

Alongside a previous lack of a common experimental protocol, our ability to evaluate CMIP models has previously been hindered by difficulties in determining LIG sea ice extent from marine core evidence (e.g. Otto-Bliesner et al., 2013; Sime et al., 2013; Malmierca-Vallet et al., 2018; Stein et al., 2017). Planktonic foraminifer assemblages that include a subpolar component suggest reduced sea ice in the Arctic Ocean (Nørgaard-Pedersen et al., 2007; Adler et al., 2009). Microfauna found in LIG marine sediments recovered from

the Beaufort Sea Shelf, an area characterised by ice-free conditions during summers today, also support ice-free conditions during those times; this indicates that more saline Atlantic water was present on the Beaufort Shelf, suggesting reduced perennial Arctic sea ice during some part of the LIG (Brigham-Grette and Hopkins, 1995). On the other hand, a reconstruction of LIG Arctic sea ice changes based on sea ice biomarker proxies (see below for details) suggests that the central part of the LIG Arctic Ocean remained covered by ice throughout the year, while a significant reduction of LIG sea ice occurred across the Barents Sea continental margin (Stein et al., 2017). On the modelling side, no previous coupled climate model has simulated an ice-free Arctic during the LIG (Otto-Bliesner et al., 2006; Lunt et al., 2013; Otto-Bliesner et al., 2013; Stein et al., 2017).

Here we address the question of LIG Arctic sea ice by providing a new marine core synthesis. Additionally, the CMIP6-PMIP4 LIG experimental protocol developed by Otto-Bliesner et al. (2017) provides the systematic framework to enable us to examine the question of the simulation of LIG Arctic sea ice using a multi-model approach. This is important given the current level of interest in the ability of climate models to accurately represent key Arctic climate processes during warm periods, including sea ice formation and melting. We compare the LIG Arctic sea ice simulated by each model against our new data synthesis and investigate why different models show different Arctic sea ice behaviour.

2 Materials and methods

2.1 Current Arctic sea ice

Our main objective is to investigate LIG sea ice. However, a quick assessment of the sea ice simulated in the reference state, i.e. the pre-industrial control experiment (referred to as *piControl* in the CMIP6 terminology, and PI in this paper) was necessary. In the absence of extensive sea ice data for the PI, we used data for a recent period before the current sea ice cover significant decrease. We use the NOAA Optimum Interpolation version 2 data (Reynolds et al., 2002) for the period 1982 to 2001. The sea ice data in this dataset are obtained from different satellite and in situ observations. We have used the monthly time series at a resolution of 1°. This dataset is termed “NOAA_OI_v2” in the rest of this paper.

2.2 Marine records of LIG Arctic sea ice

We focus here on records of sea ice from marine cores. Table 1 provides a summary of LIG sea ice information and data obtained from marine sediment cores collected in the Arctic Ocean, Nordic Seas and northern North Atlantic. South of 78° N, the records show ice-free conditions. Most of these sea ice records are derived from quantitative estimates of sea surface parameters based on dinoflagellate cysts (dinocysts). North of 78° N the sea-ice-related records are rare and dif-

ferent types of indicators were used. In addition to dinocysts, the records are based on biomarkers linked to phototrophic productivity in sea ice and on foraminifers and ostracods that both provide indication on water properties and indirectly on sea ice (de Vernal et al., 2013b). Between 78 and 87° N, the faunal data have been interpreted as indicating seasonal sea ice cover conditions during the LIG.

Among sea ice cover indicators, dinocyst assemblages have been used as quantitative proxy based on the application of the modern analogue technique applied to a standardised reference modern data base developed from surface sediment samples collected at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere (de Vernal et al., 2005, b, 2013b, 2020). The sea ice estimates from dinocysts used here are from different studies (see references in Table 1) and reconstructions based the new database, including 71 taxa and 1968 stations (de Vernal et al., 2020). The reference sea ice data used for calibration are the monthly 1955–2012 average of the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) (Walsh et al., 2016). The results are expressed in term of annual mean of sea ice cover concentration or as the number of months with > 50 % of sea ice. The error of prediction for sea ice concentration is $\pm 12\%$ and that of sea ice cover duration through the year is ± 1.5 months yr^{-1} . Such values are very close to the interannual variability in areas occupied by seasonal sea ice cover (see de Vernal et al., 2013b).

Our biomarker approach for sea ice reconstruction is based on the determination of a highly branched isoprenoid (HBI) with 25 carbons (C25 HBI monoene = IP25) (Belt et al., 2007). This biomarker is only biosynthesised by specific diatoms living in the Arctic sea ice (Brown et al., 2014), meaning the presence of IP25 in the sediments is a direct proof for the presence of past Arctic sea ice. Meanwhile, this biomarker approach has been used successfully in numerous studies dealing with the reconstruction of past Arctic sea ice conditions during the late Miocene to Holocene (for a review, see Belt, 2018). By combining the sea ice proxy IP25 with (biomarker) proxies for open-water (phytoplankton productivity such as brassicasterol, dinosterol or a specific triunsaturated HBI, HBI-III), the so-called PIP25 index has been developed (Müller et al., 2011; Belt et al., 2015; Smik et al., 2016). Based on a comparison (“calibration”) PIP25 data obtained from surface sediments with modern satellite-derived (spring) sea ice concentration maps (Müller et al., 2011; Xiao et al., 2015; Smik et al., 2016), the PIP25 approach may allow a more semi-quantitative reconstruction of present and past Arctic Ocean sea ice conditions from marine sediments, i.e. estimates of spring sea ice concentration (or in the Central Arctic probably more the summer situation due to light limitations for algae growth in the other seasons). Based on these data, one may separate “permanent to extended sea ice cover” (> 0.75) and “seasonal sea ice cover”; ($0.75\text{--}0.1$), perhaps including the sub-groups “ice-edge” ($0.75\text{--}0.5$) and “less/reduced sea ice” ($0.5\text{--}0.1$), and “ice-free” (< 0.1). For

Table 1. Marine core records of Arctic sea ice from MIS5e. The references indicated for the dinocyst reconstructions are those for the initial core, the reconstruction itself follows de Vernal et al. (2013a, b, 2020) (see the main text for details). SIC stands for sea ice concentration. Question marks indicate that seasonal duration or annual mean SIC are uncertain and not quantitatively estimated. More general qualitative statements are still possible and are given in the “Qualitative sea ice state” column.

Latitude (°N)	Longitude (°E)	Sea ice indicator	Core name	Reference	Site no. on map	Chronol. control 2 = uncertain 1 = good	Qualitative sea ice state	Duration of SIC > 0.50, in months per year			Annual mean SIC		
								Min	Max	Min	Min	Max	Max
87.08	144.77	Ostracod fauna	Oden96/12- 1pc	Cronin et al. (2010)	6	2	Perennial sea ice (summer sea ice concentration > 75 %)	?	?	?	?	?	?
85.32	−14	IP25/PIP25	PS2200-5	Stein et al. (2017)	8	2	Perennial sea ice	?	?	?	?	?	?
85.32	−14	Ostracod fauna	PS2200-5	Cronin et al. (2010)	8	2	Perennial sea ice (summer sea ice concentration > 75 %)	?	?	?	?	?	?
85.14	−171.43	IP25/PIP25	PS51/38-3	Stein et al. (2017)	5	2	Perennial sea ice	?	?	?	?	?	?
84.81	−74.26	Subpolar foraminifers	GreenICE (core 11)	Nørgaard-Pedersen et al. (2007)	7	2	Reduced sea ice cover, even partly seasonally ice-free (but with regional signal or just local polynya conditions)	?	?	?	?	?	?
81.92	13.83	IP25/PIP25	PS92/039-2	Kremer et al. (2018b)	10	1	Perennial sea ice (summer sea ice concentration > 75 %)	?	?	?	?	?	?
81.54	30.17	Dinocysts	PS2138-1	Mathiessen et al. (2001), Mathiessen and Knies (2001)	9	1	Seasonal sea ice conditions summer probably ice-free	0	5	0	0	0.3	0.3
81.54	30.59	IP25/PIP25	PS2138-1	Stein et al. (2017)	9	1	Seasonal sea ice conditions (summer probably ice-free)	?	?	?	0.1	0.3	0.3
81.19	140.04	IP25/PIP25	PS2757-8	Stein et al. (2017)	4	2	Perennial sea ice	?	?	?	?	?	?
79.59	−172.50	Subpolar foraminifers	HLX0503- 8JPC	Adler et al. (2009)	3	2	Seasonal sea ice conditions (summer probably ice-free)	?	?	?	?	?	?
79.32	−178.07	Ostracod fauna	NP26-32	Cronin et al. (2010)	1	2	Perennial sea ice (summer sea ice concentration > 75 %)	?	?	?	?	?	?

Table 1. Continued.

Latitude (° N)	Longitude (° E)	Sea ice indicator	Core name	Reference	Site no. on map	Chronol. control 1 = good 2 = uncertain	Qualitative sea ice state	Duration of SIC > 0.50, in months per year		Annual mean SIC	
								Min	Max	Min	Max
79.20	4.67	IP25/PIP25	PS93/006-1	Kremer et al. (2018a)	11	1	Seasonal sea ice conditions (summer probably ice-free)	?	?	0.3	0.6
78.98	−178.15	Ostracod fauna	NP26-5	Cronin et al. (2010)	2	2	Perennial sea ice (summer sea ice concentration > 75 %)	?	?	?	?
76.85	8.36	Dinocysts	M23455-3	Van Nieuwenhove et al. (2011)	12	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0.15
70.01	−12.43	Dinocysts	M23352	Van Nieuwenhove et al. (2013)	13	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0.15
69.49	−17.12	Dinocysts	PS1247	Nicolas Van Nieuwenhove (personal communication, 2019), chronology from Zhuravleva et al. (2017)	14	1	Nearly ice-free all year round	0	2	0	0.2
67.77	5.92	Dinocysts	M23323	Van Nieuwenhove et al. (2011)	15	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0.15
67.09	2.91	Dinocysts	M23071	Van Nieuwenhove et al. (2008); Van Nieuwenhove and Bauch (2008)	16	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0.15
60.58	−22.07	Dinocysts	MD95-2014	Eynaud (1999)	17	1	Ice-free all year round	0	0	0	0
58.77	−25.95	Dinocysts	MD95-2015	Eynaud et al. (2004)	18	1	Ice-free all year round	0	0	0	0
58.21	−48.37	Dinocysts	HU90-013-13P	Hillaire-Marcel et al. (2001), de Vernal and Hillaire-Marcel (2008)	19	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0.15
55.47	−14.67	Dinocysts	MD95-2004	Van Nieuwenhove et al. (2011)	20	1	Ice-free all year round	0	0	0	0

Table 1. Continued.

Latitude (° N)	Longitude (° E)	Sea ice indicator	Core name	Reference	Site no. on map	Chronol. control 1 = good 2 = uncertain	Qualitative sea ice state	Duration of SIC > 0.50, in months per year			Annual mean SIC	
								Min	Max	Min	Max	Max
53.33	−45.26	Dinocysts	HU91-045-91	This paper	21	1	Ice-free all year round	0	1	0	0	0.15
53.06	−33.53	Dinocysts	IODP1304	This paper, Hodell et al. (2009) for the chronology	22	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0	0.15
50.17	−45.63	Dinocysts	IODP1302/ 1303	This paper, Hillaire-Marcel et al. (2011) for the chronology	23	1	Nearly ice-free all year round	0	1	0	0	0.15
46.83	−9.52	Dinocysts	MD03-2692	Penaud et al. (2008)	24	1	Ice-free all year round	0	0	0	0	0.15
37.80	−10.17	Dinocysts	MD95-2042	Eynaud et al. (2000)	25	1	Ice-free all year round	0	0	0	0	0

pros and cons of this approach, we refer to a recent review by Belt (2018).

Based on several IP25/PIP25 records obtained from central Arctic Ocean sediment cores (see Fig. 1 for core locations and Table 1 for data), perennial sea ice cover probably existed during the LIG in the Central Arctic, whereas along the Barents Sea continental margin, influenced by the inflow of warm Atlantic Water, sea ice was significantly reduced (Stein et al., 2017). However, Stein et al. (2017) emphasise that the PIP25 records obtained from the central Arctic Ocean cores indicating a perennial sea ice cover have to be interpreted cautiously as the biomarker concentrations are very low to absent (see Belt, 2018 for further discussion). The productivity of algal material (ice and open water) must have been quite low, so that (almost) nothing reached the seafloor or is preserved in the sediments, and there must have been periods during the LIG when some open-water conditions occurred, since subpolar foraminifers and coccoliths were found in core PS51/038 and PS2200 (Stein et al., 2017). It is however unclear whether these periods equate to more than 1 month yr^{-1} of open water (or seasonal ice conditions). This explains why some sites show both seasonal and perennial interpretations at the same site. The reader is referred to the original publications (Table 1) for more information on these data. Furthermore and importantly, a new revised ^{230}Th chronology of late Quaternary sequences from the central Arctic Ocean (Hillaire-Marcel et al., 2017) questions the age model of some of the data listed in Table 1. Thus, further verification of age control is still needed and the data from the central Arctic Ocean should be interpreted with caution. We have therefore marked the chronological control as “uncertain” for these cores, while the chronological control is good for cores outside the Central Arctic.

The information given by the different types of sea ice indicators shows that care should be taken when comparing them with model results. We have used the qualitative information given in Table 1, taking into account the threshold given in this table. Indeed, for instance, “perennial sea ice cover” does not automatically mean 100 % sea ice cover, or a sea ice concentration (SIC) of 1.0. It means rather that there is sea ice but not necessarily at a concentration of 100 % over the core site throughout the year (i.e. the summer season is not totally ice-free). Most qualitative reconstructions cite a threshold of 75 %, which we have therefore used in our model-data comparison. We have also used the quantitative mean annual sea ice reconstructions. Finally, similar to studies for future climate, we have considered the Arctic to be ice-free when, in any given month, the total area of sea ice is less than $1 \times 10^6 \text{ km}^2$. This means that some marine core sites could remain ice covered for the summer, but the Arctic would nevertheless remain technically ice-free.

2.3 CMIP6-PMIP4 models

The last Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) collected climate simulations performed with 60 different numerical models by 26 research institutes around the world (IPCC, 2013). The follow-on CMIP6 archive, to be completed in 2020, is expected to gather model outputs from over 30 research institutes. Of these, currently 15 models have run the CMIP6-PMIP4 LIG simulation (Table 2). We present results here from all these models.

Table 2 provides an overview of the models used in this study. They are state-of-the-art coupled general circulation models (GCMs) and Earth System Models (ESMs) simulating the atmosphere, ocean, sea ice and land surface processes dynamics with varying degrees of complexity. These 15 CMIP6-PMIP4 models have been developed for several years by individual institutes across the world and, in the context of CMIP6, are used in the same configuration to seamlessly simulate past, present and future climate. We have added the results from the LOVECLIM Earth System Model of Intermediate Complexity, which can be used for longer simulations.

Table 2 shows the following qualities for each model: model denomination, physical core components, horizontal and vertical grid specifications, details on prescribed vs. interactive boundary conditions, relative publication for an in-depth model description, and LIG simulation length (spin-up and production runs).

2.4 PMIP4 LIG (*lig127k*) simulation protocol

Results shown here are from the main Tier 1 LIG simulation, from the standard CMIP6-PMIP4 LIG experimental protocol (Otto-Bliesner et al., 2017). The prescribed LIG (*lig127k*) protocol differs from the CMIP6 pre-industrial (PI) simulation protocol in astronomical parameters and the atmospheric trace greenhouse gas concentrations (GHG). LIG astronomical parameters are prescribed according to Berger and Loutre (1991), and atmospheric trace GHG concentrations are based on ice core measurements. Table 3 from Otto-Bliesner et al. (2017) summarises the protocol. All models followed this protocol, except CNRM-CM6-1 for which the most important forcings for the LIG, i.e. the astronomical parameters, have been imposed at the recommended values, but the GHG have been kept at their pre-industrial values of 284.3170 ppm for CO_2 , 808.2490 ppb for CH_4 and 273.0211 ppb for N_2O . All other boundary conditions, including solar activity, ice sheets, aerosol emissions, etc., are identical to PI protocol. Both the Greenland and Antarctica ice sheets are known to have shrunk during the interglacial with different timings, and therefore taking PI characteristics for the *lig127k protocol* is an approximation, particularly for the Antarctic ice sheet, which was possibly smaller than in the PI at that time (Otto-Bliesner et al., 2017). The Greenland ice sheet likely reached a minimum at around 120 ka and was probably still

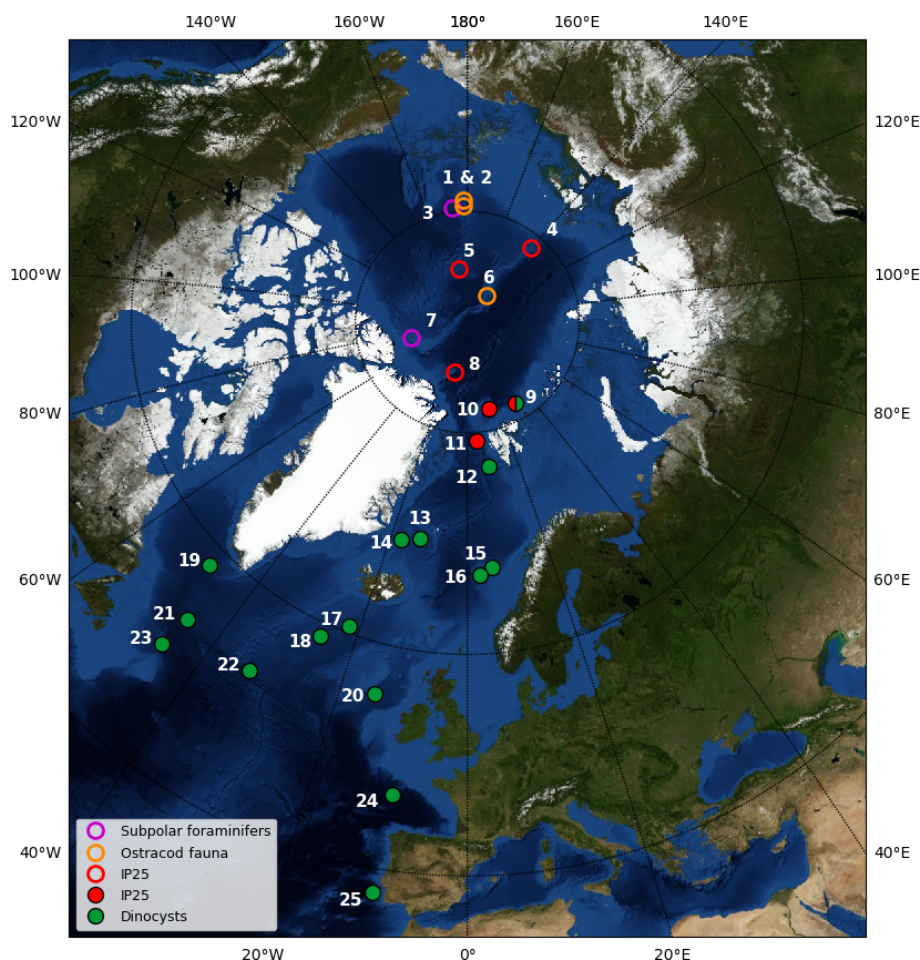


Figure 1. Map showing the location of the LIG Arctic sediment cores listed in Table 1. Open symbols correspond to records with uncertain chronology, and filled symbols correspond to records with good chronology. The map background has been created using <http://visibleearth.nasa.gov> (last access: 1 January 2020).

close to its PI size at 127 ka. Given the dating uncertainties and the difficulty for models to include the largest changes in ice sheets for 127 ka, i.e. changes in West Antarctica, the choice of the PMIP4 working group on interglacials was to use the PI ice sheets as boundary conditions for the Tier 1 PMIP4-CMIP6 experiments presented here and to foster sensitivity experiments to ice sheet characteristics at a later stage. In terms of the Greenland ice sheet, the approximation is considered quite good and ideal for starting transient experiments through the whole interglacial period.

LIG simulations were initialised either from a previous LIG run, or from the standard CMIP6 protocol pre-industrial simulations, using constant 1850 GHGs, ozone, solar, tropospheric aerosol, stratospheric volcanic aerosol and land use forcing.

Although PI and LIG spin-ups vary between the models, most model groups aimed to allow the land and oceanic masses to attain approximate steady state i.e. to reach atmospheric equilibrium and to achieve an upper-oceanic equilib-

rium. LIG production runs are all between 100–200 years long, which is generally within the appropriate length for Arctic sea ice analysis (Guarino et al., 2020).

The LIG orbital parameters result in modifications of the definitions of the months and seasons (in terms of start and end dates within a year). Since daily data was not available for all models to re-compute LIG-specific monthly averages, we have corrected these averages using the method of Bartlein and Shafer (2019). Unless otherwise specified, we use these results adjusted for the LIG calendar throughout this paper.

2.5 The CMIP6 1pctCO₂ protocol

We compare the response to the lig127k forcings to idealised forcings for future climate. We have chosen to use the *1pctCO₂* simulation from the CMIP6 DECK (Diagnostic, Evaluation and Characterization of Klima Eyring et al., 2016). These simulations start from the PI (*piControl*) experiment and the atmospheric CO₂ concentration is gradually

Table 2. Overview of models that have run the CMIP6-PMIP4 LIG simulation. For each model, denomination, physical core components, horizontal and vertical grid specifications, details on prescribed vs. interactive boundary conditions, reference publication, and LIG simulation length are shown.

Model name (abbreviation)	Physical core components	Model grid (i_lon × i_lat × z_lev)	Boundary conditions	Reference publication	LIG simulation length (years)
ACCESS- ESM1-5 (ACCESS)	Atmosphere: UM Land: CABLE2.4 Ocean: MOM5 Sea Ice: CICE4.1	Atmosphere: 192 × 145 × L38 Ocean: 360 × 300 × L50	Vegetation: prescribed Aerosol: prescribed Ice-Sheet: prescribed	Ziehn et al. (2017)	Spin-up: 400 Production: 200
AWIESM-1-1- LR (AWIESM1)	Atmosphere: ECHAM6.3.04p1 Land: JSBACH_3.20 Ocean: FESOM 1.4 Sea Ice: FESOM 1.4	Atmosphere: 192 × 96 × L47 Ocean: unstructured grid 126 859 nodes × L46	Vegetation: Interactive Aerosol: prescribed PI Ice-Sheet: prescribed	Sidorenko et al. (2015)	Spin-up: 1000 Production: 100
AWIESM-2-1- LR (AWIESM2)	Atmosphere: ECHAM6.3.04p1 Land: JSBACH 3.20 Ocean: FESOM 2 Sea Ice: FESOM 2	Atmosphere: 192 × 96 × L47 Ocean: unstructured grid 126 858 nodes × L48	Vegetation: interactive Aerosol: prescribed Ice-Sheet: prescribed	Sidorenko et al. (2019, 2015)	Spin-up: 1000 Production: 100
CESM2	Atmosphere: CAM6 Land: CLM5 Ocean: POP2 Sea Ice: CICE5.1	Atmosphere: 288 × 192 × L32 Ocean: 320 × 384 × L60	Vegetation: prescribed Aerosol: interactive Ice-Sheet: prescribed	Danabasoglu et al. (2020)	Spin-up: 325 Production: 700
CNRM-CM6-1 (CNRM-CM6)	Atmosphere: ARPEGE-Climate Land: ISBA-CTRIP Ocean: NEMO3.6 Sea Ice: GELATO6	Atmosphere: 256 × 128 × L91 (Triangular-Linear 127) Ocean: 362 × 294 × L75	Vegetation: prescribed Aerosol: prescribed PI Ice-Sheet: prescribed	Voltaire et al. (2019)	Spin-up: 100 Production: 200
EC-Earth3 (EC-Earth)	Atmosphere: IFS-cy36r4 Land: HTESSEL Ocean: NEMO3.6 Sea Ice: LIM3	Atmosphere: T159(480 × 240) × L62 Ocean: 362 × 292 × L75	Vegetation: prescribed Aerosol: prescribed Ice-Sheet: prescribed	Hazeleger et al. (2012)	Spin-up: 300 Production: 200
FGOALS-g3	Atmosphere: GAMIL3 Land: CLM4.5 Ocean: LICOM3 Sea Ice: CICE4	Atmosphere: 180 × 90 × L26 up to 2.194 hPa Ocean: 36 × 218 × L30	Vegetation: same as PI Aerosols: same as PI Ice-sheet: Same as PI	Li et al. (2020), Zheng et al. (2020)	Spin-up: 500 Production: 500
GISS-E2.1-G	Atmosphere: GISS- E2.1 Land: GISSE2.1 Ocean & Sea Ice: GISS Ocean v1	Atmosphere: 2 × 2.5 × 40L Ocean: 1 × 1.25 × 40L	Vegetation: Ent/Not Dynamic Aerosol: NINT Ice-Sheet: prescribed	Kelley et al. (2020)	Spin-up: 1000 Production: 100
HadGEM3- GC3.1-LL (HadGEM3)	Atmosphere: MetUM-GA7.1 Land: JULES-GA7.1 Ocean: NEMO-GO6.0 Sea Ice: CICE-GSI8	Atmosphere: 192 × 144 × L85 Ocean: 360 × 330 × L75	Vegetation: prescribed Aerosol: Prescribed Ice-Sheet: prescribed	Williams et al. (2018)	Spin-up: 350 Production: 200
INM-CM4-8	Atmosphere: INM-AM4-8 Land: INM-LND1 Ocean: INM-OM5 Sea Ice: INM-ICE1	Atmosphere: 180 × 120 × L21 Ocean: 360 × 318 × L40	Vegetation: prescribed Aerosol: interactive Ice-Sheet: prescribed	Volodin et al. (2018)	Spin-up: 50 Production: 100

Table 2. Continued.

Model name (abbreviation)	Physical core components	Model grid (i_lon × i_lat × z_lev)	Boundary conditions	Reference publication	LIG simulation length (years)
IPSL-CM6A-LR	Atmosphere: LMDZ6 Land: ORCHIDEE Ocean: NEMO-OPA Sea Ice: NEMO-LIM3	Atmosphere: 144 × 143 × L79 Ocean: 362 × 332 × L75	Vegetation: prescribed PFTs, interactive phenology Aerosol: Prescribed PI values Ice Sheet: prescribed	Boucher et al. (2019)	Spin-up: 300 Production: 200
LOVECLIM1.2	Atmosphere: ECBilt Land: VECODE Ocean & Sea Ice: CLIO	Atmosphere: 64 × 32 × L3 Ocean: 120 × 65 × L20	Vegetation: interactive Aerosol: – Ice Sheet: prescribed	Goosse et al. (2010)	Spin-up: 3000 Production: 1000
MIROC-ES2L	Atmosphere: CCSR AGCM Land: MATSIRO6.0 + VISIT-e Ocean: COCO4.9 Sea Ice: COCO4.9	Atmosphere: 128 × 64 × L40 Ocean: 360 × 256 × L63	Vegetation: prescribed Aerosol: prescribed Ice Sheet: prescribed	Hajima et al. (2019), Tatebe et al. (2018), O’ishi et al. (2020)	Spin-up: 1450 Production: 100
NESM3	Atmosphere: ECHAM6.3 Land: JS-BACH Ocean: NEMO3.4 Sea Ice: CICE4.1	Atmosphere: 192 × 96 × L47 Ocean: 384 × 362 × L46	Vegetation: interactive Aerosol: prescribed Ice-Sheet: prescribed	Cao et al. (2018)	Spin-up: 500 Production: 100
NorESM1-F (NORESM1)	Atmosphere: CAM4 Land: CLM4 Ocean: MICOM Sea Ice: CICE4	Atmosphere: 144 × 96 × L26 Ocean: 360 × 384 × L53	Vegetation: prescribed, as PI Aerosol: prescribed, as PI Ice Sheet: prescribed, as PI	Guo et al. (2019)	Spin-up: 500 Production: 200
NorESM2-LM (NORESM2)	Atmosphere: CAM-OSLO Land: CLM Ocean: BLOM Sea Ice: CICE	Atmosphere: 144 × 96 × L32 Ocean: 360 × 384 × L53	Vegetation: as in PI Aerosol: as in PI Ice sheet: as in PI	Seland et al. (2019)	Spin-up: 300 Production: 200

Table 3. Astronomical parameters and atmospheric trace gas concentrations used to force LIG and PI simulations.

Astronomical parameters	LIG	PI
Eccentricity	0.039378	0.016764
Obliquity	24.040°	23.459°
Perihelion-180°	275.41°	100.33°
Date of vernal equinox	21 March at noon	21 March at noon
Trace gases		
CO ₂	275 ppm	284.3 ppm
CH ₄	685 ppb	808.2 ppb
N ₂ O	255 ppb	273 ppb

increased by 1 % yr^{−1} for at least 150 years, i.e. 10 years after atmospheric CO₂ quadrupling.

3 Results: simulated Arctic sea ice

Since all LIG production runs are at least 100 years in length, all model results are averaged over at least 100 years. We refer to the multi-model mean throughout as the MMM. We consider both the sea ice area (SIA), defined as the sum, over all Northern Hemisphere ocean cells, of the sea ice concentration × the cell area and the sea ice extent (SIE), defined as the sum of the areas of ocean cells where the sea ice concentration is larger than 0.15. Both quantities are used in sea ice studies, SIE has been used widely in IPCC AR5 (Vaughan et al., 2013), while SIA tends to be used more for CMIP6 analyses (e.g. SIMIP Community, 2020).

3.1 PI sea ice

For the present-day we have satellite and in situ observations with which to evaluate the models. The use of present-day sea ice data implies that we might expect the simulated PI sea

ice to be generally somewhat larger than the observed mean. Indeed the atmospheric CO₂ levels for the years for which we chose the observation dataset (1982 to 2001) were between 340 and 370 ppm, compared to the PI level of 280 ppm. Figure 2 shows the mean seasonal cycle of the Arctic sea ice extent simulated for the PI and LIG alongside the observed Arctic sea ice extent.

The summer minimum monthly MMM SIA for the PI is $6.46 \pm 1.41 \times 10^6$ km², compared to the observed 1981 to 2002 mean of 5.65×10^6 km². In terms of SIE, the summer minimum for PI is $8.89 \pm 1.41 \times 10^6$ km², to be compared to the observed 7.73×10^6 km². Interestingly this MMM PI area and extent is a little larger than the 1981–2002 area. The majority of the simulations show a realistic representation of the geographical extent for the summer minimum (Fig. 3, Table 4), with 9 out of 16 models showing a slightly smaller area compared to the present-day observations and 7 showing an overestimated area. LOVECLIM, EC-Earth, FGOALS-g3, GISS-E2-1-G and INM-CM4-8 clearly simulate too much ice (Table 4). The other models generally exhibit realistic PI summer minimum ice conditions. The detail of the geographical distribution of sea ice for the models, the MMM and the NOAA_OI_v2 datasets (Fig. 3) confirms the results in terms of Arctic sea ice extent. Overestimations appear to be due to too much sea ice being simulated in the Barents–Kara area (LOVECLIM, FGOALS-g3, GISS-E2-1-G), in the Nordic Seas (EC-Earth, FGOALS-g3) and in Baffin Bay (LOVECLIM, INM-CM4-8, EX-Earth). MIROC-ES2L performs rather poorly for the PI, with insufficient ice close to the continents. The other models generally match the 0.15 isoline from the NOAA_OI_v2 dataset in a realistic manner. The winter maximum monthly MMM areas show little difference between the present-day and PI simulated areas. The MMM PI area is $15.16 \pm 1.90 \times 10^6$ km², compared to the observed 1981 to 2002 mean of 14.44×10^6 km². For both the summer and winter, the simulations and observations mostly agree on the month that the minimum and maximum are attained: August–September for the minimum and February–March for the maximum for every model.

Before we carry out the comparison between model results and sea ice cover reconstructions for the LIG period, we compare the results of the models for PI to the observations at the reconstruction sites (Fig. 4 for the comparison of annual mean sea ice concentrations and Fig. 5a and b for winter and summer). Models generally overestimate sea ice cover at the three northernmost sites in summer and in annual mean and over the seven northernmost sites for the winter season. Those sites are actually very close to the sea ice edge and the overestimation could correspond to the fact that the observations are for 1981 to 2002 period, which was already warmer than the pre-industrial one.

3.2 LIG sea ice

The models show a minimum monthly MMM SIA for the LIG of $3.20 \pm 1.50 \times 10^6$ km², and a maximum MMM SIA of $15.95 \pm 2.61 \times 10^6$ km². In terms of SIE, the minimum MMM extent is $5.39 \pm 2.13 \times 10^6$ km², while the maximum MMM extent is equal to $18.38 \pm 3.12 \times 10^6$ km². Thus, compared to the PI results, there is a reduction of ca. 50 % in the MMM minimum (summer) monthly SIA in the LIG results, and of nearly 40 % in terms of SIE, but a slight increase in the winter monthly MMM SIA and SIE. Every model shows an often substantial reduction in summer sea ice between the PI and LIG.

There is a large amount of inter-model variability for the LIG SIA and SIE during the summer (Fig. 6 and Table 4). Out of the 16 models, 1 model, HadGEM3, shows a LIG Arctic Ocean free of sea ice in summer, i.e. with an SIE lower than 1×10^6 km². CESM2 and NESM3 show low SIA values (slightly above 2×10^6 km²) in summer for the LIG simulation, but their minimum SIE values are below 3×10^6 km². Both HadGEM3 and CESM2 realistically capture the PI Arctic sea ice seasonal cycle. On the other hand, NESM3 overestimates winter ice and the amplitude of the seasonal cycle in SIA and SIE, while simulating realistic PI values for both SIA and SIE (Cao et al., 2018). This seasonal cycle is amplified in the LIG simulation, with an increase in SIA and SIE in winter and a decrease in summer, following the insolation forcing. Hence, the difference in the response of these models to LIG forcing in terms of sea ice does not appear to only depend on differences in PI sea ice representation.

For the winter, only one model (EC-Earth) simulates a decrease in SIA and SIE of around 2×10^6 km², two other models (ACCESS and INM-CM4-8) simulate a slight decrease in SIA and SIE, all other models simulate an increase in both SIA and SIE. All models therefore show a larger sea ice area amplitude for LIG than for PI, and the range of model results is larger for LIG than for PI. The summer season and the seasons of sea ice growth and decay are therefore key to understanding the behaviour of LIG sea ice and the inter-model differences, as will be confirmed in Sect. 4.

3.3 LIG model–data comparison

We limit our comparison to the sites for which the chronology is good. These cores mostly show ice-free conditions in summer, except for the northernmost site (core PS92/039-2), which is at least 75 % covered by ice in summer (Fig. 5c). Two other sites at high latitude (PS213861 and PS93/006-1, for which sea ice has been reconstructed based on dinocysts and IP25/PIP25), show summer conditions which are “probably ice-free”. Only four models simulate more than 75 % sea ice concentration over the northernmost site, but they also simulate more than 75 % sea ice concentration over the two following sites (in descending order of latitudes), and FGOALS-g3 simulates more than 75 % sea ice concentration

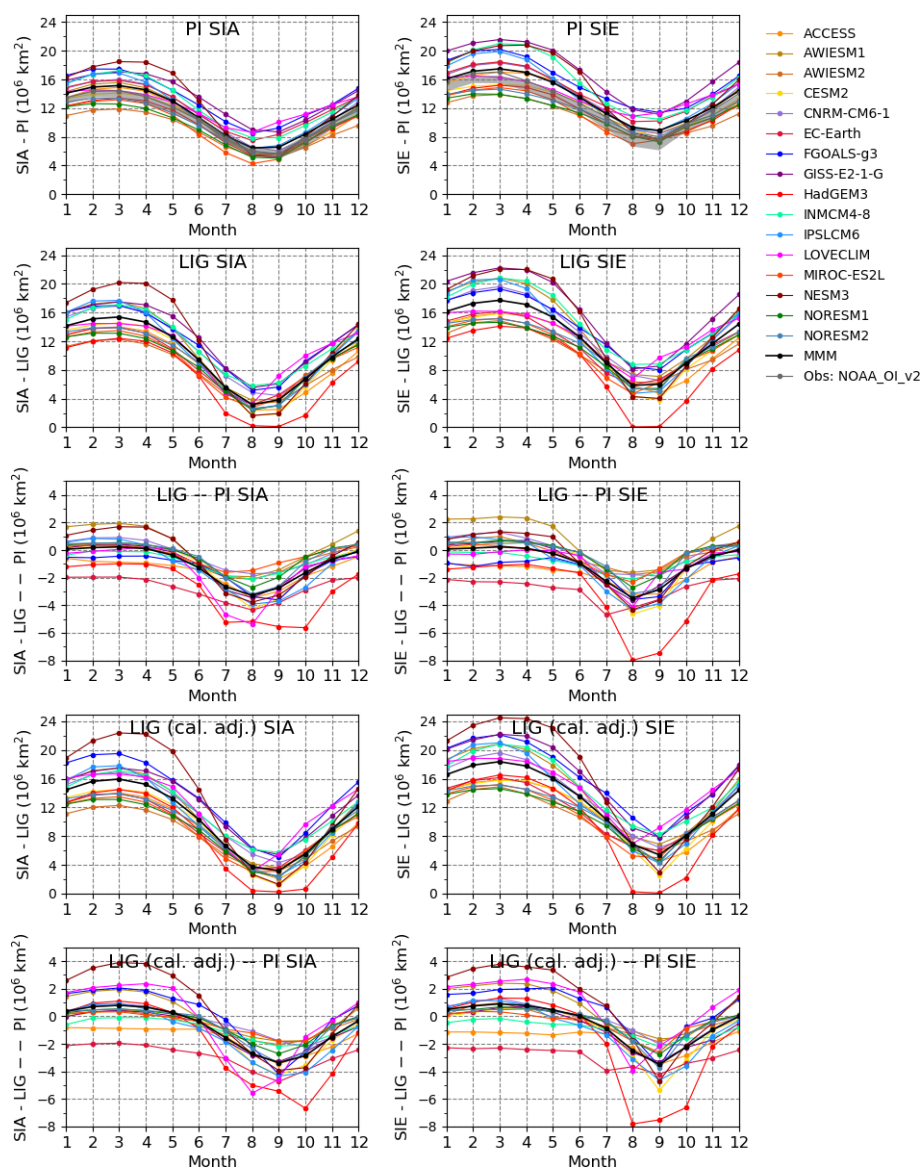


Figure 2. Mean seasonal cycle of the Arctic sea ice area (SIA, left-hand side) and sea ice extent (SIE, right-hand side), in 10^6 km^2 , simulated for the PI and LIG periods by the PMIP4 models. The top row shows the results for PI. The grey shading shows the monthly minimum and maximum in the SIA and SIE observed over the years 1982–2001, as given by the NOAA_OI_v2 dataset. The second and fourth row show the LIG results, with no calendar adjustment and with calendar adjustment, respectively. The third and bottom row show the corresponding LIG–PI anomalies, with no calendar adjustment and with calendar adjustment, respectively.

for another four sites for which the reconstructions show no sea ice. On the other hand, 10 models simulate no sea ice concentration at all over the reconstruction sites in summer, and therefore probably overestimate the LIG summer sea ice reduction. From these reconstructions, we cannot distinguish the performance of the models simulating a strong reduction of sea ice from the model simulating a nearly total disappearance of summer sea ice in the Arctic. Apart from FGOALS-g3, which simulates extensive sea ice cover for both periods, there does not appear to be a strong relationship between the PI and LIG model results over the data sites: models which

simulate sea ice cover over the three northernmost sites at the LIG do not necessarily simulate large sea ice concentrations over these sites for PI (e.g. LOVECLIM, AWIESM1 and AWIESM2).

For the winter season, the reconstructions show the four northernmost sites to be ice covered. The reconstructions for most other sites are qualitatively given as “nearly ice-free all year round” or “ice-free all year round”. Model results are generally in agreement with the reconstructions for the three to four northernmost sites (Fig. 5d). Most models simulate sea ice over some of the sites characterised by “nearly

Table 4. Sea ice area and extent (in 10^6 km^2) for the PI and LIG simulations (calendar-adjusted values). MMM stands for the multi-model mean, SD for the multi-model standard deviation. NA stands for not available.

Model or dataset	PI sea ice area		LIG sea ice area		PI sea ice extent		LIG sea ice extent	
	minimum (month)	maximum (month)	minimum (month)	maximum (month)	minimum (month)	maximum (month)	minimum (month)	maximum (month)
NOAA_OI_v2	5.65 (9)	14.44 (3)	NA	NA	7.73 (9)	17.05 (3)	NA	NA
ACCESS	5.49 (9)	14.90 (3)	2.05 (9)	14.01 (3)	7.93 (9)	17.04 (3)	4.44 (9)	15.85 (3)
AWIESM1	5.39 (9)	15.59 (3)	3.58 (9)	17.53 (3)	8.52 (9)	18.42 (3)	6.88 (9)	20.82 (3)
AWIESM2	5.19 (9)	11.89 (3)	3.14 (9)	12.28 (3)	7.78 (9)	13.90 (3)	5.92 (9)	14.87 (3)
CESM2	5.45 (9)	14.12 (3)	1.18 (9)	14.53 (3)	7.92 (9)	15.26 (3)	2.55 (9)	15.81 (3)
CNRM-CM6-1	6.07 (9)	16.02 (3)	4.29 (9)	16.94 (3)	8.44 (9)	18.32 (3)	6.41 (9)	19.62 (3)
EC-Earth	7.49 (8)	15.89 (3)	3.46 (8)	13.93 (3)	10.13 (8)	18.46 (3)	6.01 (9)	16.16 (3)
FGOALS-g3	8.54 (8)	17.46 (2)	5.04 (9)	19.51 (3)	11.40 (8)	20.20 (2)	7.78 (9)	22.14 (3)
GISS-E2-1-G	8.70 (9)	17.08 (3)	5.41 (9)	17.49 (3)	11.13 (9)	21.58 (3)	7.83 (9)	22.20 (3)
HadGEM3	5.40 (8)	13.40 (3)	0.23 (9)	14.50 (3)	7.58 (8)	15.20 (3)	0.07 (9)	16.52 (3)
INMCM4-8	7.88 (8)	17.24 (3)	5.71 (9)	17.14 (3)	10.47 (8)	20.99 (3)	8.24 (9)	20.83 (3)
IPSLCM6	6.39 (8)	16.91 (3)	2.46 (9)	17.82 (3)	8.88 (8)	19.91 (3)	4.24 (9)	21.02 (3)
LOVECLIM	8.64 (8)	14.56 (2)	3.06 (8)	16.66 (3)	10.90 (8)	16.52 (2)	6.96 (8)	18.85 (2)
MIROC-ES2L	4.27 (8)	13.17 (3)	3.05 (8)	13.49 (3)	7.04 (8)	14.87 (3)	4.98 (9)	15.19 (3)
NESM3	5.20 (9)	18.50 (3)	1.28 (9)	22.39 (3)	7.67 (9)	20.80 (3)	2.96 (9)	24.50 (3)
NORES M1	5.03 (9)	12.64 (2)	2.31 (9)	13.11 (3)	7.30 (9)	14.00 (2)	4.52 (9)	14.62 (3)
NORES M2	5.62 (9)	13.38 (2)	2.22 (9)	13.89 (3)	8.02 (9)	14.66 (2)	4.26 (9)	15.12 (3)
MMM	6.46 (8)	15.16 (3)	3.20 (9)	15.95 (3)	8.89 (8)	17.48 (3)	5.39 (9)	18.38 (3)
SD	1.41	1.90	1.50	2.61	1.41	1.90	2.13	3.12

ice-free all year round” conditions, and only one model (IPSLCM6) simulates sea ice cover over a site for which the reconstructions show ice-free conditions. The model–data agreement is therefore quite good for the winter season. In this case, the model results for LIG appear to be related to their results for PI, with models simulating more sea ice for LIG being those simulating more sea ice for PI.

Figure 7 shows a quantitative model–data comparison in terms of annual mean sea ice concentration, which is the variable for which we have the highest number of reconstructions (Table 1). From this, we see that it is more difficult for the models to realistically capture sea ice change over the core sites near Greenland close to the sea ice edge. If we cross-compare the observation–model match for each model for both the PI (Fig. 4) and the LIG (Fig. 7) then FGOALS-g3 and NESM3 have difficulties in accurately capturing sea ice cover at the core site locations in the Nordic Seas, whilst AWIESM1 and NORESM1-F best display sea ice cover close to the sea ice edge near Greenland and in the Nordic seas for both time periods. It is these Nordic Seas sea ice edge differences (over the core sites listed in Table 1) that make the difference between the simulation–data matches for each model.

4 Discussion of model differences

Whilst we cannot yet definitely establish the most likely Arctic sea ice conditions during the LIG, we can investigate sea ice differences across models when we have sufficient model data. We have first performed this analysis for the three models for which we had sufficient data: CESM2, HadGEM3, and IPSLCM6. These models each represent a distinct sea ice response to the LIG forcing, i.e. summer sea ice concentration less than 0.15 everywhere (HadGEM3), significant summer sea ice retreat with concentration less than 0.8 in the Central Arctic (CESM2) and modest summer sea ice retreat with a small area with sea ice concentration close to 1 in the Central Arctic (IPSLCM6).

Sea ice formation and melting can be affected by a large number of factors inherent to the atmosphere and the ocean dynamics, alongside the representation of sea ice itself within the model (i.e. the type of sea ice scheme used). In coupled models it can be extremely difficult to identify the causes of essentially coupled model behaviour. Nevertheless, we discuss the short-wave (SW) surface energy balance, ocean, and atmosphere circulations and comment on cloudiness and albedo changes.

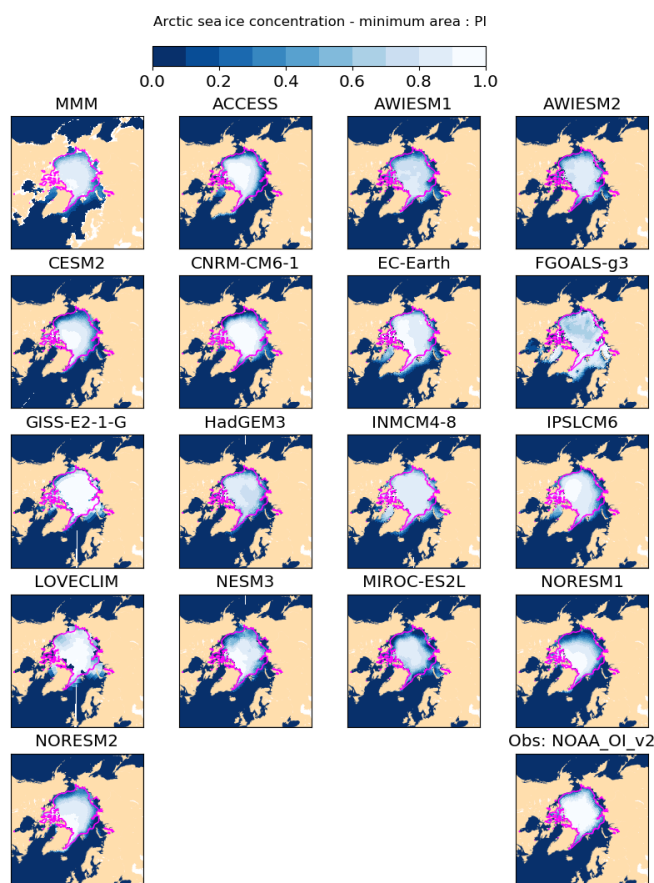


Figure 3. PI sea ice concentration for the month of minimum SIA as computed for Fig. 2. The magenta contour shows the 0.15 isoconcentration of the NOAA_OI_v2 observations (Reynolds et al., 2002, see the Data availability section) averaged over the years 1982–2001.

4.1 Atmospheric energy budget differences

The atmospheric energy budget LIG–PI anomaly (Fig. 8) is negative in winter and strongly positive in summer, following the imposed insolation anomaly. These anomalies in total heat budget are dominated by the SW budget contribution from May to August. We split the SW budget into the downward (SW_{dn}) and upward (SW_{up}) contributions. Both fluxes are defined to be positive when they are downward and negative when they are upward. Hence, the total SW budget (in black) is the sum of the SW_{dn} contribution (in red) and the SW_{up} contribution (in blue). In this figure, a positive SW_{up} anomaly means that the SW_{up} is less intense at LIG than at PI, hence contributing to an increase in the net SW flux.

For all the models, the total heat budget anomaly is due to (i) an increased downward short-wave flux in spring resulting from the insolation forcing and (ii) a decreased upward short-wave flux in summer, related to the decrease of the albedo due to the smaller sea ice cover. During summer, this decrease in upward short-wave flux more than compensates the decrease in SW_{dn}, which is maximum in August.

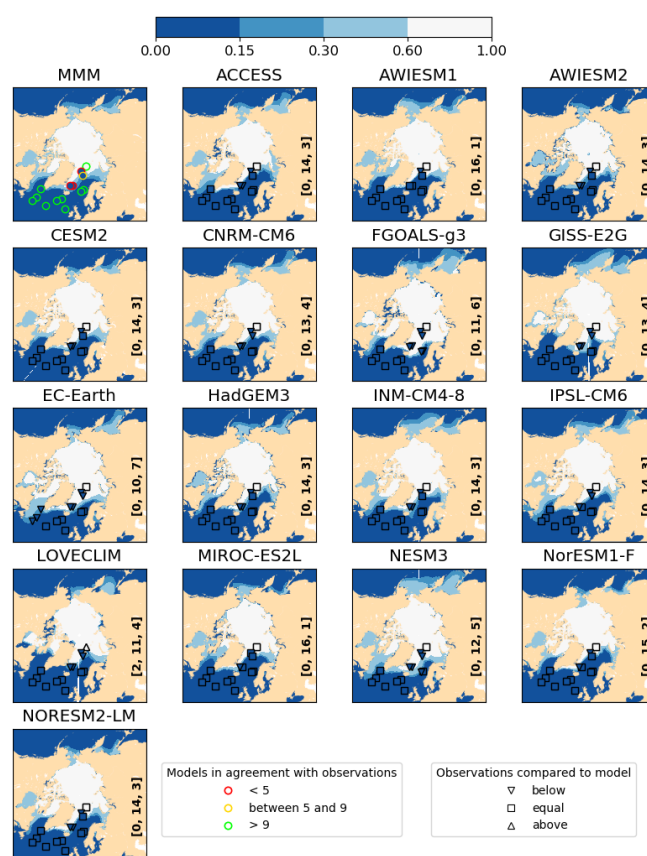


Figure 4. Sea ice annual concentration simulated for PI, for the multi-model mean (MMM) and for each model. The colour filling of the symbols on the maps correspond to the observed values at each site, which are classified into three categories according to the NOAA_OI_v2 dataset: perennial cover (9 to 12 months), seasonal cover (3 to 9 months) and ice-free state (0 to 3 months). On the MMM panel, for each data site the colour of the symbol outline corresponds to the number of models simulating the observed ice cover. On the panels for individual models, the shape of the symbol depends on the observed result being below the simulated one (triangle down), above the simulated one (triangle up) or in the same category as the simulated one (circle). The number of sites for which reconstructions are equal to and above the number of months simulated by models are written at the bottom-right corner of each panel.

The summer anomaly reaches 80 W m^{-2} in June for HadGEM3, 60 W m^{-2} for IPSLCM6 and 50 W m^{-2} for CESM2. The differences between the model results are due to a different phasing of the SW_{dn} and SW_{up} anomalies for HadGEM3, compared to the other two models: for HadGEM3, the two fluxes peak in June, while for CESM2 and IPSLCM6, the SW_{dn} flux peaks in May and the SW_{up} signal peaks in July, and thus the anomaly in these fluxes partly compensate for each other. HadGEM3 shows a larger net SW increase despite a SW_{dn} anomaly which is smaller than for the other two models. On the other hand,

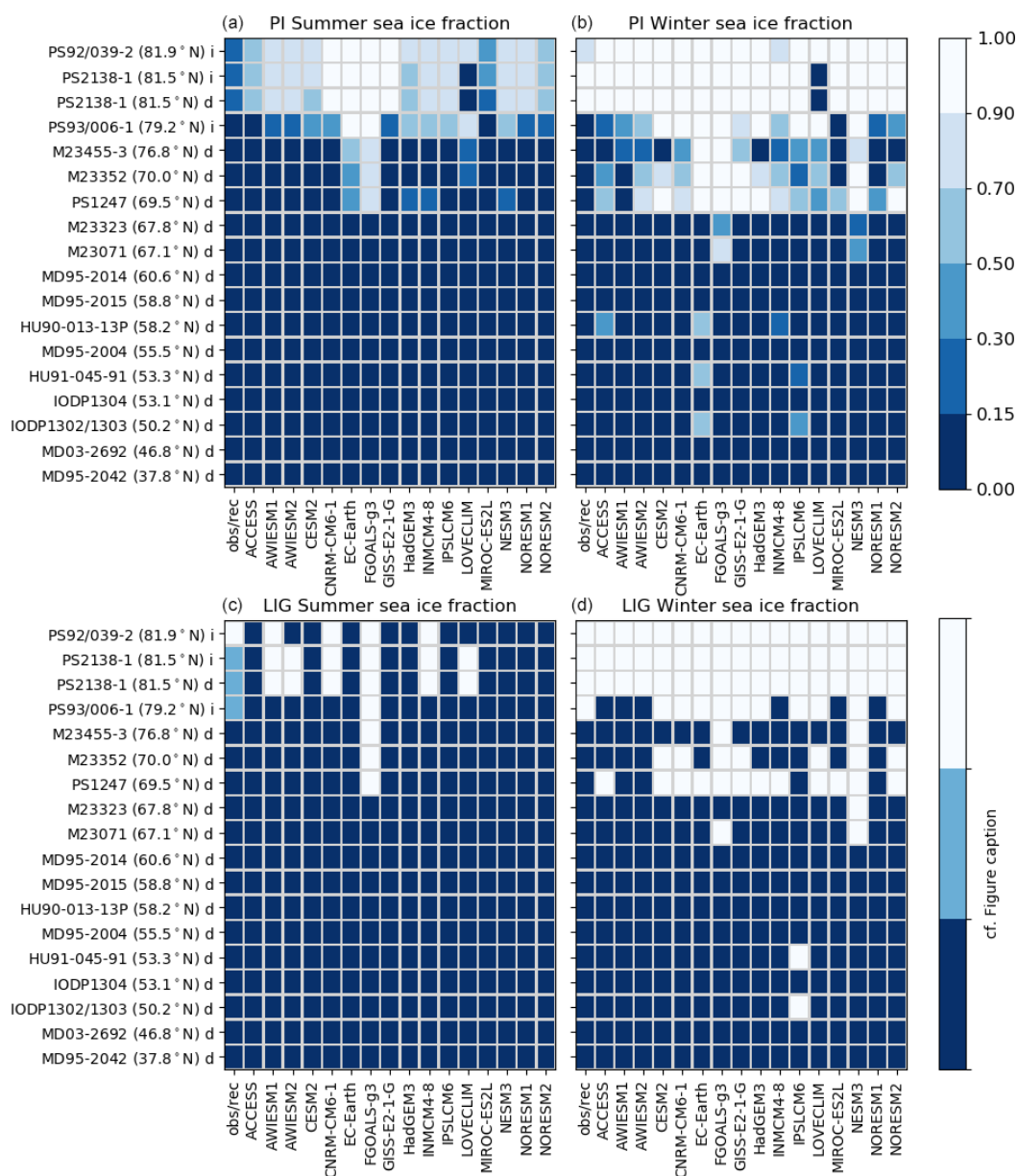


Figure 5. Model–data comparison as a function of latitude and record site for PI (a, b) and LIG (c, d). For each LIG data site, the NOAA_OI_v2 observations (PI) or reconstructions (LIG) are shown in the first column of each plot, and the model results are in the columns to the right. Both the model results and the NOAA_OI_v2 observations are shown in terms of sea ice fraction averaged over the month of minimum (a, c) or maximum (b, d) Northern Hemisphere sea ice area and the previous and following months. For the LIG, the qualitative assessments (eighth column of Table 1) have been used for records with good chronological control. The letter next to the name of the site stands for indicator used for the reconstruction: dinocysts (“d”) or IP25/PIP25 (“i”). For summer conditions, dark blue shading is used for the “no sea ice” category, light blue shading is used for “summer probably ice-free” conditions, and white shading is used for “summer sea ice concentration > 75 %” and “perennial sea ice”. For winter, dark blue shading is used for “ice-free all year round” conditions and white shading is used for “seasonal sea ice conditions” and “perennial sea ice”. The model results are averaged as they are for PI and shown following the colour scale on the right-hand side of the plots.

HadGEM3’s SWup component is stronger and always positive, which is different to the other two models, which show a negative SWup contribution in April–May. These differences are associated with differences in albedo for the three models (Fig. 9). HadGEM3’s sea ice and Arctic Ocean albedos

are always smaller than those simulated by IPSLCM6 and CESM2 and the difference is larger for LIG than for PI. The albedo simulated by HadGEM3 in May and June is particularly low compared to the two other models, which explains why the SWup component peaks earlier. The albedo LIG–PI

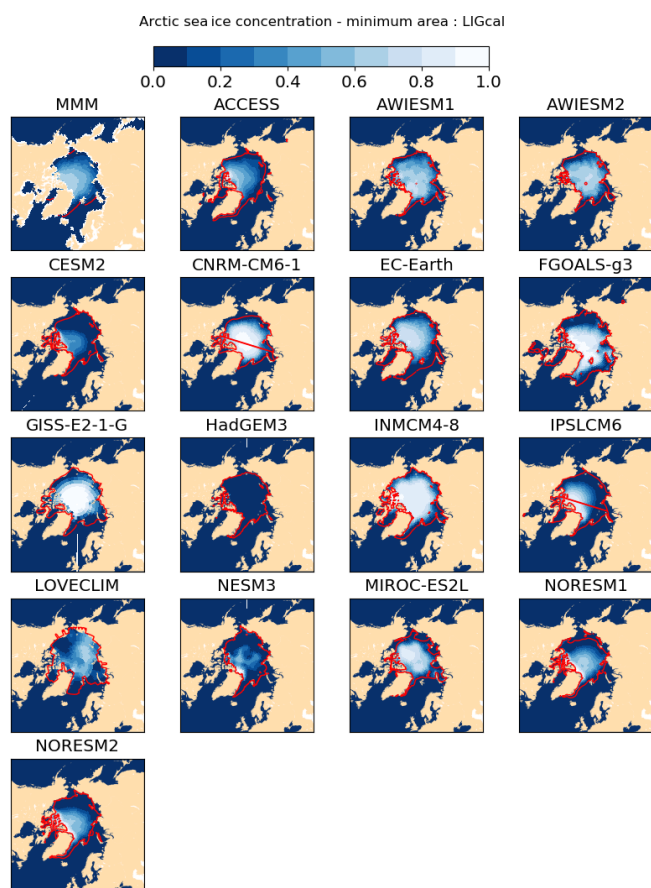


Figure 6. LIG sea ice concentration for the month of minimum SIA (computed with calendar adjustment) as computed for Fig. 2. The magenta contour shows the 0.15 isocontour of the corresponding PI simulation.

anomalies over the whole Arctic show that the sea ice albedo feedback is most effective in HadGEM3.

In terms of cloudiness, IPSLCM6 shows differences in the properties of clouds, in terms of optical depth, between PI and LIG, but this could not be investigated due to a lack of data (thus far) for the other models. Thus we cannot tell if LIG–PI anomalies in SW_{dn} fluxes, i.e. differences between HadGEM3’s and CESM2 flux, also have a contribution due to cloud changes.

The comparison to other model results (Fig. 10) confirm that the behaviour of HadGEM3 is unusual in terms of energy budget. It is the only model in which the anomalies in SW_{up} and SW_{dn} are exactly in phase and produce a much larger anomaly in total heat budget, while in other models those anomalies are not in phase and partly compensate each other.

4.2 Ocean and atmosphere circulation differences

Changes in Arctic sea ice related to ocean heat transport have been found for the CESM large ensemble (Auclair and Tremblay, 2018). The differences can then be amplified by

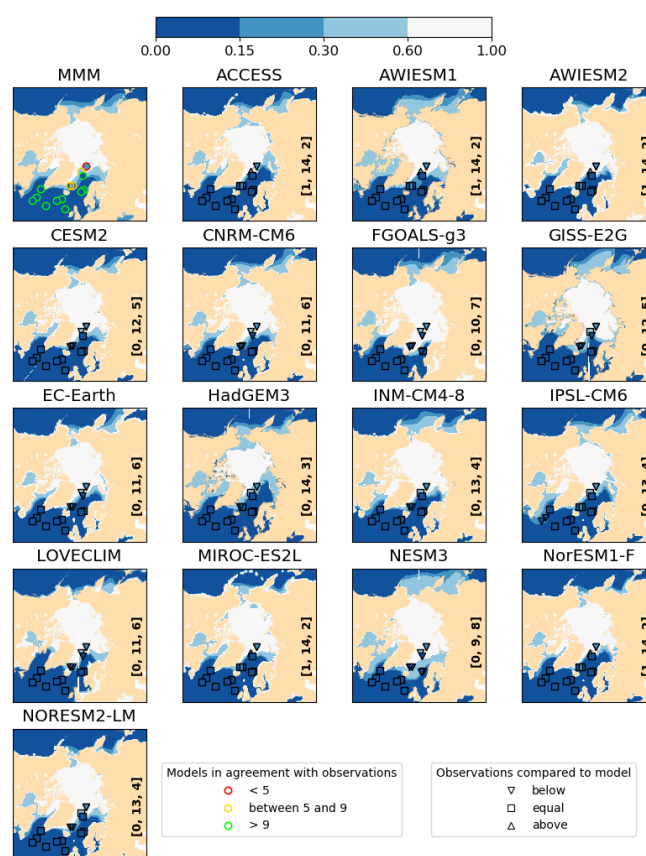


Figure 7. Sea ice annual concentration during the LIG (computed with calendar adjustment), for the multi-model mean (MMM) and for each model. The colour-filling of the symbols on the maps correspond to the reconstructed values, classified into three categories: perennial cover (9 to 12 months), seasonal cover (3 to 9 months) and ice-free state (0 to 3 months). On the MMM panel, for each data site, the colour of the symbol outline corresponds to the number of models simulating the reconstructed ice cover. On the panels for individual models, the shape of the symbol depends on the model result being below the reconstructed one (triangle down), above the reconstructed one (triangle up) or in the same category as the reconstructed one (circle). The number of data points which are above, equal and below the number of months simulated by models are written in the bottom-right corner of each panel.

the sea ice albedo feedbacks. We check this in our models by calculating long-term means of the maximum meridional stream function at 26° N for the PI and LIG simulations. These are 19.5 and 18.7 for CESM2, 15.6 and 15.8 Sv for HadGEM3, and 12.9 and 10.4 for IPSLCM6. Thus, the CESM2 and HadGEM3 models exhibit an Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) that is almost unchanged between PI and LIG, while in the IPSLCM6 model the AMOC weakens. This implies that a reduced northward oceanic heat transport could prevent sea ice loss in the Central Arctic in some but not all models (see also Stein et al., 2017).

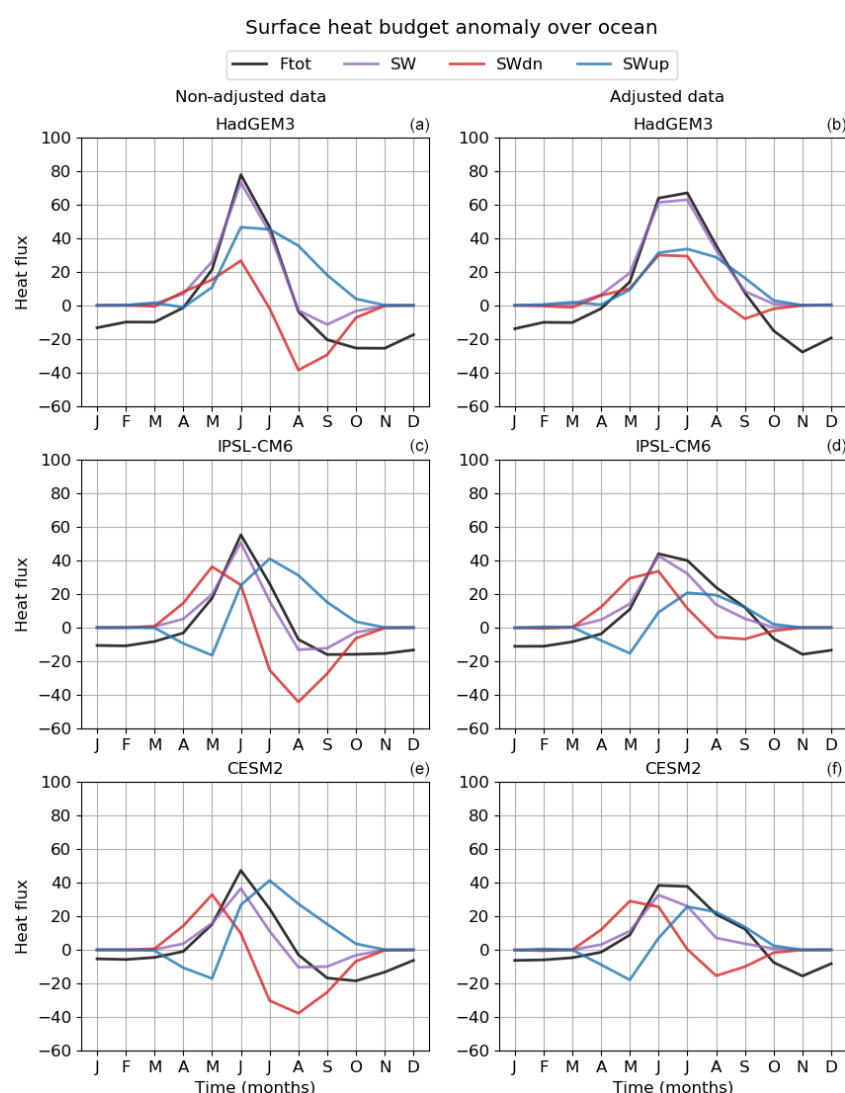


Figure 8. The main components of the atmospheric energy budget at the surface averaged over the Arctic ($70\text{--}90^\circ\text{N}$) for HadGEM3, CESM2 and IPSLCM6. The LIG–PI anomalies as shown as a function of the month for the total energy budget (Ftot, black), the SW budget (SW, violet), and for the downward (SWdn, red) and upward SW (SWup, blue) fluxes. The sign convention for all fluxes is that fluxes pointing downward are positive and fluxes pointing upward are negative. Panels (b), (d) and (f) show results for which the LIG calendar has been taken into account (for the LIG simulations), while panels (a), (c) and (e) show the results averaged on the PI calendar both for PI and LIG.

Some differences in the response of sea ice to LIG forcing therefore appear to be due either to differences in atmospheric response (HadGEM3 vs. IPSL-CM6 and CESM2), similar to mechanisms found for current sea ice decline (e.g. He et al., 2019; Olonscheck et al., 2019) or to changes in ocean heat transport (CESM2 vs. IPSLCM6). But while AMOC changes partially explain the differences found between IPSL (more sea ice in Central Arctic) and CESM2 and HadGEM3 (less sea ice in Central Arctic), they do not explain differences between ice-free and ice-covered conditions in HadGEM3 and CESM2.

Differences in atmospheric circulation changes could also explain difference in sea ice response to LIG forcings. We

therefore investigate LIG–PI anomalies in sea level pressure (Fig. 11). Most models simulate a decrease in summer mean sea level pressure largely encompassing the Arctic Ocean and adjacent continents. This decrease is not as strong over the Nordic Seas as it is over the Arctic, and this local heterogeneity over the Nordic Seas is model dependent. However, the anomaly in atmospheric circulation is more zonal over the Nordic Seas and northern North Atlantic in HadGEM3 than in CESM2 or IPSLCM6, and therefore differences in atmospheric circulation are probably not causing more warm air to enter the Arctic for HadGEM3 and are thus not the cause of HadGEM3 being so warm over the Arctic. The mean sea

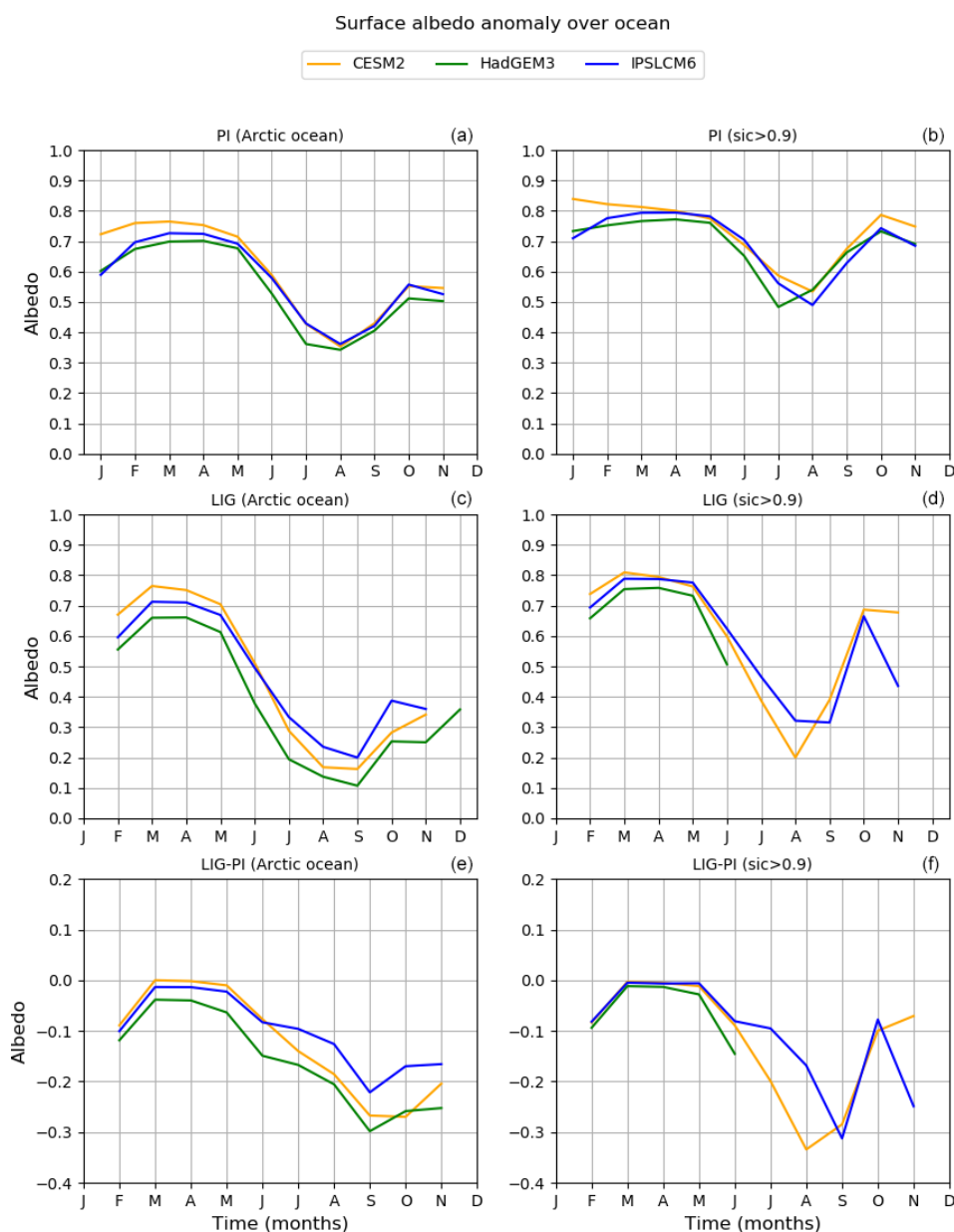


Figure 9. Albedo over the Arctic for PI (a, b), LIG (c, d) and LIG-PI (e, f) for HadGEM3, IPSL-CM6 and CESM2. The albedo has been recomputed from the SWup and SWdn fluxes. Panels (a), (c) and (e) show the results for the whole Arctic, while panels (b), (d) and (f) show the results for areas where the sea ice fraction is larger than 0.9. All LIG values have been calendar adjusted.

level pressure winter anomaly is characterised by a deepening of the Icelandic low for all models except NESM3.

Other factors that remain to be investigated include clouds and ocean heat uptake in the Arctic in the different models, e.g. as a function of stratification.

4.3 Transient CO₂ forced responses: LIG vs. transient 1pctCO₂

The LIG has higher insolation than PI at high northern latitudes during spring and summer and less significant changes

in winter insolation. This is distinct from the increased GHG, which is the dominant forcing for future climates. However, since sea ice minimum occurs in summer, it is of interest to consider possible relationships between CMIP6 model responses for the LIG and those for the transient 1pctCO₂ experiments. A total of 12 models have the LIG, PI and 1pctCO₂ simulations available. These include models with large, small and intermediate responses in sea ice for the LIG.

Figure 12 suggests that there is indeed such a relationship between the summer sea ice concentration decreases for LIG and the averages from years 50 to 70 of the transient

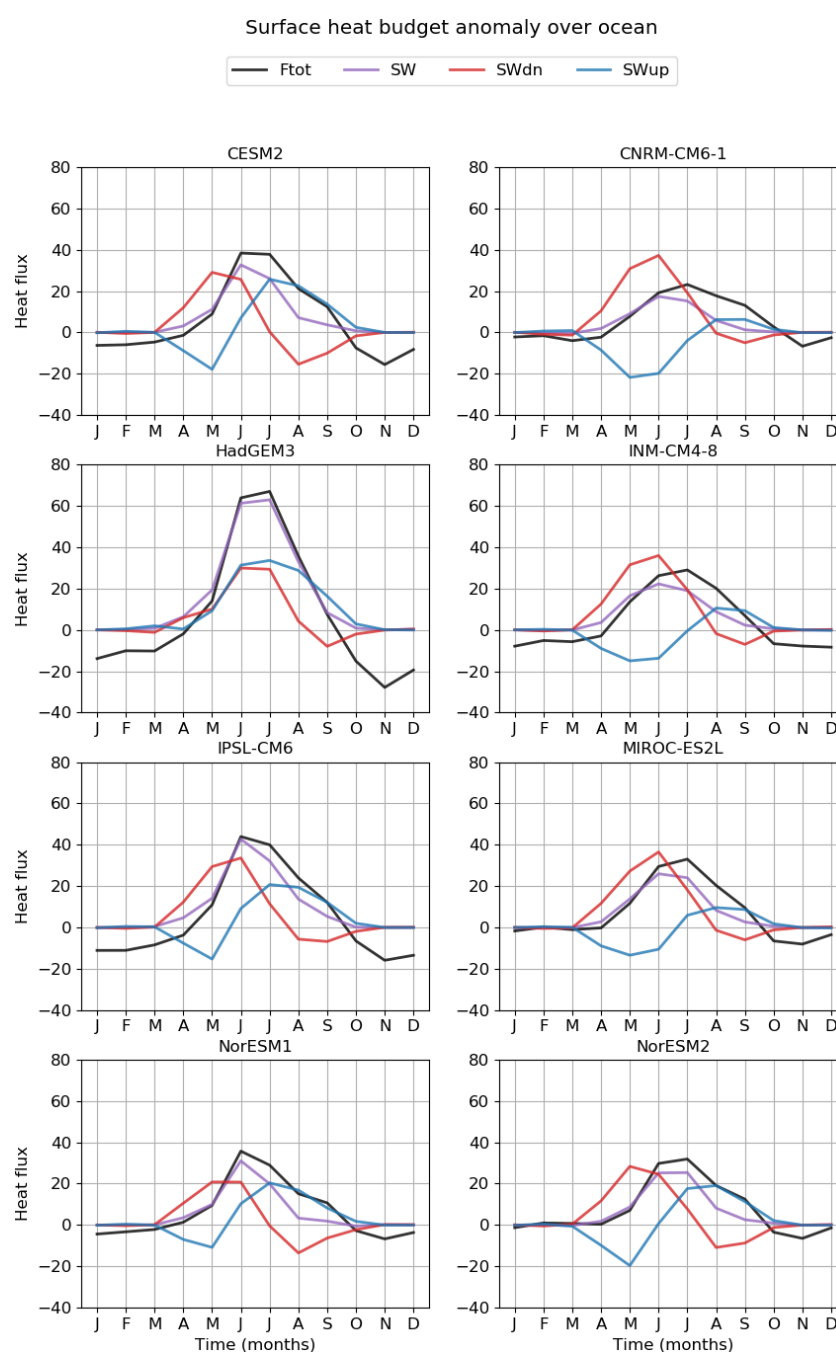


Figure 10. The main components of the atmospheric energy budget averaged over the Arctic (70–90° N) for HadGEM3, CESM2, CNRM-CM6-1, IPSL-CM6, INM-CM4-8, MIROC-ES2L, NorESM1 and NorESM2. The LIG–PI anomalies are shown as a function of the month for the total energy budget (black), the SW budget (violet), and for the downward (red) and upward SW (blue) fluxes. The sign convention for all fluxes is the same as for Fig. 8.

1pctCO₂ simulations: the models that respond strongly at the LIG also respond strongly for the 1pctCO₂ forcing, and the model with the smallest response for the LIG (INMCM4-8) has the smallest response to the 1pctCO₂ forcing. The relationship shown in Fig. 12 does not last for later periods in the 1pctCO₂ runs, when the winter sea ice is also affected

by the increased greenhouse gas forcing. This implies inter-comparisons between the LIG simulation and simulations with moderate CO₂ increase (during the transition to high CO₂ levels) should be investigated.

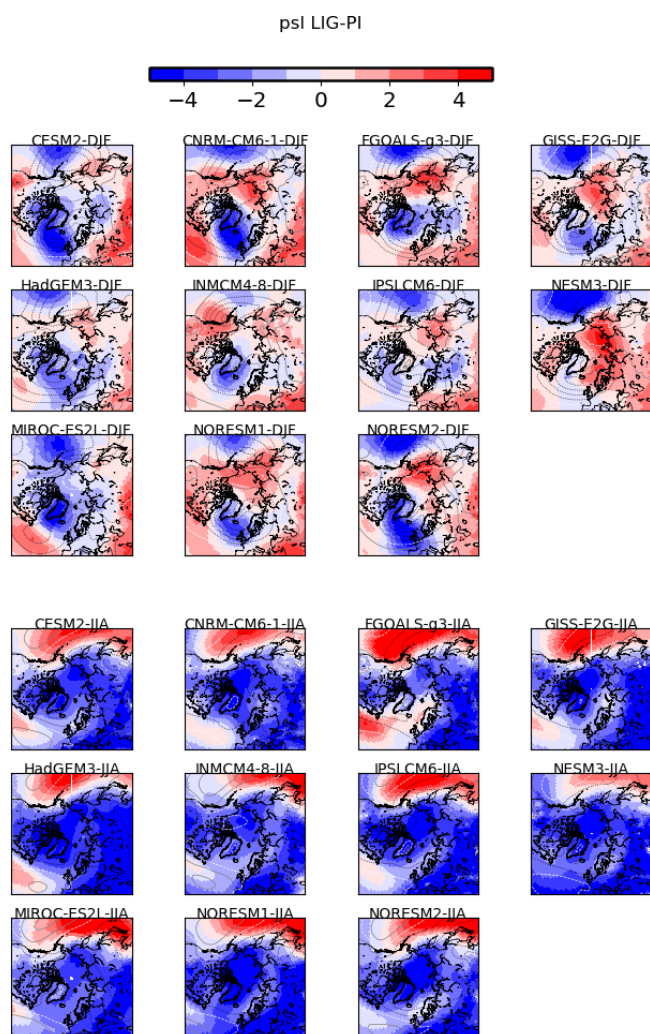


Figure 11. Anomalies (LIG–PI, hPa, shading) in mean sea level pressure for DJF (top plots) and JJA (bottom plots). Contours indicating PI values are superimposed: values every 5 hPa, 1005 hPa isobar in white, black contours for lower values and grey contours for higher values.

5 Conclusions

The Last Interglacial period (LIG) was the last time global temperature was substantially higher than the pre-industrial period at high northern latitudes (Otto-Bliesner et al., 2013; Capron et al., 2017; Otto-Bliesner et al., 2017; Fischer et al., 2018; Otto-Bliesner et al., 2021). To help understand the role of Arctic sea ice in these changes, we present a new synthesis of LIG sea ice information using marine core data collected in the Arctic Ocean, Nordic Seas and northern North Atlantic and compare this to PMIP4-LIG simulations.

Our synthesis shows that south of 79° N in the Atlantic and Nordic seas the LIG was definitely seasonally ice-free. These southern sea ice records provide quantitative estimates of sea surface parameters based on dinoflagellate cysts

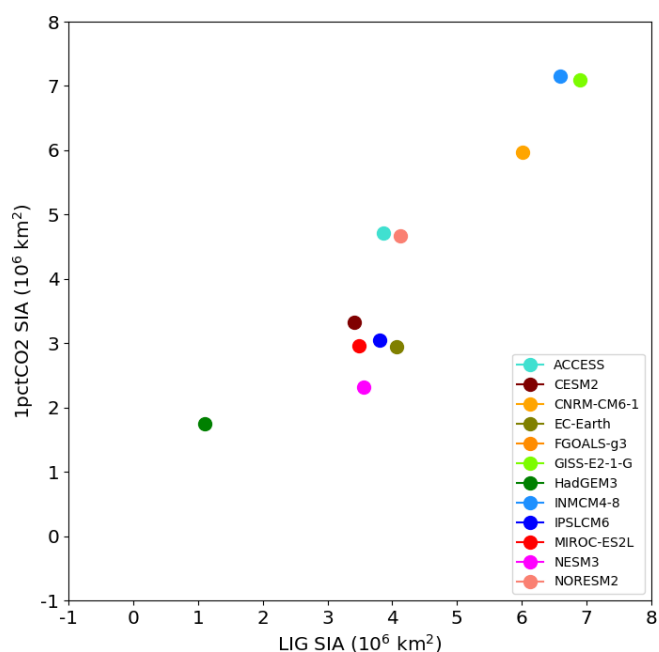


Figure 12. LIG vs. 1pctCO₂ July–August–September sea ice areas (for sea ice concentrations larger than 0.15). The results for the 1pctCO₂ simulations have been averaged for years 50 to 70.

(dinocysts). North of 79° N the sea-ice-related records are more difficult to obtain and interpret. However, the core at 81.5° N brings evidence of summer being probably seasonally ice-free during the LIG from two indicators: dinocysts and IP25/PIP25. The northernmost core with good chronology is located at 81.9° N and shows evidence of substantial (> 75 %) sea ice concentration all year round. Other cores, with debated chronologies, have not been used for model–data comparisons in the present study.

Model results from 16 models show a multi model mean (MMM) summer SIA LIG of $3.20 \pm 1.29 \times 10^6 \text{ km}^2$, and a winter monthly MMM area of $15.95 \pm 1.21 \times 10^6 \text{ km}^2$. This is a reduction in SIA of 50 % for the minimum summer month between the PI and LIG but almost no change for the winter month MMM. Every model shows an often substantial reduction in summer sea ice between the PI and LIG. For the winter, only one of the 16 models shows a (small) winter reduction in sea ice between the PI and LIG. This reinforces that the key seasons for understanding LIG warming are the spring, summer and autumn.

We investigate reasons for inter-model differences in LIG Arctic sea ice simulations: we find that the LIG total heat budget anomaly in the Arctic is due to (i) an increased downward short-wave flux in spring, resulting from the insolation forcing, and (ii) a decreased upward short-wave flux in summer, related to the decrease of the albedo due to the smaller sea ice cover. During summer, this decrease in upward short-wave flux more than compensates the decrease in the SW_{dn}, which is at a maximum in August. Differences between the

model results are due to a different phasing of the up and down short-wave anomalies in the different models and are associated with the differences in model albedo.

Analysis of IPSLCM6 results shows differences in the properties of clouds, in terms of optical depth, between PI and LIG. Further work is required to identify if this is also important for other models. Changes in Arctic sea ice may also be related to ocean heat transport. Here, we have shown that ocean circulation changes occur for some (but not all) LIG simulations. Other factors that remain to be investigated include clouds and ocean heat uptake in the Arctic in the different models.

Most models agree with the reconstructed year-round ice-free northern North Atlantic. Model–data disagreement for the LIG occur over the Nordic Seas, close to Greenland and at the boundary with the Arctic Ocean, where many models overestimate annual mean sea ice concentration. This is not fully related to the model performance for summer. Indeed, 12 of 16 models simulate little sea ice cover over the northernmost site and 10 of the models simulate less than 25 % sea ice concentration over the site at 81.5° N. It is not possible, from the available data, to decide on the best models, in particular in terms of summer sea ice. The northernmost site appears to discriminate those models that simulate very little sea ice at this site. However, models which do simulate > 75 % summer sea ice concentration at this site also simulate > 75 % summer sea ice concentration for the two sites at 81.5 and 79.2° N, just south of the northernmost site, which is not realistic. More reconstructions with good chronology are needed in the Central Arctic to determine which model behaviour is more realistic, and in particular if the summer ice-free Arctic simulated by the HadGEM3 model alone, among the 16 models, is possible. This would be key in assessing ESMs used for future projections with respect to climates with much warmer summers than today. This means that it is all the more crucial that there appear to be a nearly linear relationship between the ESM simulations of summer sea ice for the near future (years 50 to 70 of transient 1pctCO₂ simulations) and that simulated for the LIG: the models which respond strongly to the LIG forcing also respond strongly for the 1pctCO₂ forcing. This implies inter-comparisons between the LIG simulation and simulations with a moderate CO₂ increase (during the transition to high CO₂ levels) may yield insight into likely 21st century Arctic sea ice changes, especially if we achieve a more extensive characterisation of LIG Arctic sea ice from marine cores.

Data availability. The NOAA Optimum Interpolation (OI) V2 dataset for sea ice concentration has been retrieved from <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html> (NOAA/OAR/ESRL PSL, 2019). The dataset used for the present study is the monthly dataset: <ftp://ftp.cdc.noaa.gov/Datasets/noaa.oisst.v2/icec.mnmean.nc> (last access: 8 December 2019).

The original output data from the model simulations used in this study are available from the Earth System Grid Federation (<https://esgf-node.llnl.gov/>, last access: 31 May 2020), the data repository for CMIP6 simulations, or on open repositories, as listed in this paper's companion paper by Otto-Bliesner et al. (2021).

Nonetheless, the exact data shown in Figs. 2 to 12 are also provided as a Supplement to this paper: the numbers are given as text files for Figs. 2, 8, 9, 10 and 12. NetCDF files are provided with the data shown on Figs. 3, 4, 6, 7 and 11. For each model, there is one netCDF file (*modelname_sea-ice-diags_cp-2019-165.nc*) with sea ice variables (Figs. 3, 4, 6 and 7) and one netCDF file (*modelname_psl_cp-2019-165.nc*) with the mean sea level pressure (Fig. 11).

Supplement. The supplement related to this article is available online at: <https://doi.org/10.5194/cp-17-37-2021-supplement>.

Author contributions. MK, LCS, MS, MVG, RS and AdV are joint first authors for this paper. MK and LCS planned the study with the other QUIGS members. MK and MS analysed all model simulations and produced all model figures. LCS wrote the paper. MVG contributed substantially to the first draft and compiled all model information. AdV, IMV, RS and LCS compiled the sea ice dataset, and IMV produced the dataset map. DS co-planned some of the model analysis. MK, LCS, MS, MVG, AAO, PB, ECB, JC, MAC, CG, ANL, GL, KJM, LM, PM, KHN, BLOB, RO, SRB, DSyM, SST, XS, BS, RAT, EV, NKHY, WP, QZ, ZZ, TZ contributed model data. DS, DF, CB, and JS provide sea ice modelling advice. MK supervised the corrections with contributions from LCS, MS, DS, CG and BLOB. All authors read the draft and commented on the text.

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

Special issue statement. This article is part of the special issue “Paleoclimate Modelling Intercomparison Project phase 4 (PMIP4) (CP/GMD inter-journal SI)”. It is not associated with a conference.

Acknowledgements. We acknowledge the QUIGS (Quaternary Interglacials working group endorsed by PAGES and PMIP) for making this comparison possible, thanks in particular to the workshop organised by this group in Cambridge, UK, in July 2019. We are grateful to the World Climate Research Programme, which, through its Working Group on Coupled Modelling, coordinated and promoted CMIP6. We thank the climate modelling groups for producing and making their model output available, the Earth System Grid Federation (ESGF) for archiving the data and providing access to them, and the multiple funding agencies who support CMIP6 and ESGF. The Paleoclimate Modelling Intercomparison Project is thanked for coordinating the lig127k protocol and making the model–model and model–data comparisons possible within CMIP6. PMIP is endorsed by WCRP and CLIVAR. We also acknowledge NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, for their optimally interpolated sea ice product, downloaded from

their website at <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>. Qiong Zhang acknowledges the HPC resources provided by the Swedish National Infrastructure for Computing (SNIC) at the National Supercomputer Centre (NSC). Bette L. Otto-Bliesner, Esther C. Brady and Robert A. Tomas acknowledge the CESM project, which is supported primarily by the National Science Foundation (NSF). This material is based upon work supported by the National Center for Atmospheric Research (NCAR). Computing and data storage resources, including the Cheyenne supercomputer (<https://doi.org/10.5065/D6RX99HX>, Computational and Information Systems Laboratory, 2019), were provided by the Computational and Information Systems Laboratory (CISL) at NCAR. The Last Interglacial studies of Anne de Vernal have been supported by the Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada and the “Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies”. The NorESM simulations benefitted from resources provided by UNINETT Sigma2 – the National Infrastructure for High Performance Computing and Data Storage in Norway. The ACCESS-ESM 1.5 experiments were performed on Raijin at the NCI National Facility at the Australian National University, through awards under the National Computational Merit Allocation Scheme, the Intersect allocation scheme, and the UNSW HPC at NCI Scheme. LOVECLIM experiments were performed on UNSW HPC Katana. Ayako Abe-Ouchi, Ryouta O’ishi, and Sam Sherriff-Tadano thank JAMSTEC for use of the Earth Simulator supercomputer.

Financial support. This research has been supported by the PALaeo-Constraints on Monsoon Evolution and Dynamics (PACMEDY) Belmont Forum project (grand no. 01LP1607A), German Federal Ministry of Education and Science (BMBF) PalMod II WP 3.3 (grant no. 01LP1924B), NERC (projects NE/P013279/1 and NE/P009271/1), European Union’s Horizon 2020 research and innovation programme (grant agreement no. 820970), “Convention des Services Climatiques” from IPSL, Russian state (assignment project 0148-2019-0009), RSF (grant no. 20-17-00190), NSF (cooperative agreement no. 1852977), Australian Research Council (grant nos. FT180100606 and DP180100048), Arctic Challenge for Sustainability (ArCS) Project (grant no. JPMXD1300000000), Arctic Challenge for Sustainability II (ArCS II) Project (grant no. JPMXD1420318865), JSPS KAKENHI (grant no. 17H06104), MEXT KAKENHI (grant no. 17H06323), Natural Sciences and Engineering Research Council of Canada, and the “Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies”.

Review statement. This paper was edited by Marie-France Loutre and reviewed by Julie Brigham-Grette and one anonymous referee.

References

- Adler, R. E., Polyak, L., Ortiz, J. D., Kaufman, D. S., Channell, J. E. T., Xuan, C., Grotoli, A. G., Sellin, E., and Crawford, K. A.: Sediment record from the western Arctic Ocean with an improved Late Quaternary age resolution: HOTRAX core HLY0503-8JPC, Mendelev Ridge, Global Planet. Change, 68, 18–29, <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.03.026>, 2009.
- Auclair, G. and Tremblay, L. B.: The role of ocean heat transport in rapid sea ice declines in the Community Earth System Model Large Ensemble., *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123, 8941–8957, <https://doi.org/10.1029/2018JC014525>, 2018.
- Bartlein, P. J. and Shafer, S. L.: Paleo calendar-effect adjustments in time-slice and transient climate-model simulations (PaleoCal-Adjust v1.0): impact and strategies for data analysis, *Geosci. Model Dev.*, 12, 3889–3913, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-3889-2019>, 2019.
- Belt, S.: Source-specific biomarkers as proxies for Arctic and Antarctic sea ice, *Org. Geochem.*, 125, 277–298, <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2018.10.002>, 2018.
- Belt, S. T., Massé, G., Rowland, S. J., Poulin, M., Michel, C., and LeBlanc, B.: A novel chemical fossil of palaeo sea ice: IP25, *Org. Geochem.*, 38, 16–27, <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.09.013>, 2007.
- Belt, S. T., Cabedo-Sanz, P., Smik, L., Navarro-Rodriguez, A., Berben, S. M., Knies, J., and Husum, K.: Identification of paleo Arctic winter sea ice limits and the marginal ice zone: Optimised biomarker-based reconstructions of late Quaternary Arctic sea ice, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 431, 127–139, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.020>, 2015.
- Berger, A. and Loutre, M.-F.: Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quaternary Sci. Rev.*, 10, 297–317, 1991.
- Boucher, O., Servonnat, J., Albright, A. L., Aumont, O., Balkanski, Y., Bastrikov, V., Bekki, S., Bonnet, R., Bony, S., Bopp, L., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Cheruy, F., Cozic, A., Cugnet, D., D’Andrea, F., Davini, P., de Lavergne, C., Denvil, S., Dupont, E., Deshayes, J., Devilliers, M., Ducharne, A., Dufresne, J.-L., Ethé, C., Fairhead, L., Falletti, L., Foujols, M.-A., Gardoll, S., Gastineau, G., Ghattas, J., Grandpeix, J.-Y., Guenet, B., Guez, L., Guilyardi, E., Guimberteau, M., Hauglustaine, D., Hourdin, F., Idelkadi, A., Joussaume, S., Kageyama, M., Khadre-Traoré, A., Khodri, M., Krinner, G., Lebas, N., Levassasseur, G., Lévy, C., Lott, F., Lurton, T., Luyssaert, S., Madec, G., Madeleine, J.-B., Maignan, F., Marchand, M., Marti, O., Mellul, L., Meurdesoif, Y., Mignot, J., Musat, I., Ottlé, C., Peylin, P., Planton, Y., Polcher, J., Rio, C., Rousset, C., Sepulchre, P., Sima, A., Swingedouw, D., Thiéblemont, R., Vancoppenolle, M., Vial, J., Vialard, J., Viovy, N., and Vuichard, N.: Presentation and evaluation of the IPSL-CM6A-LR climate model, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002010, <https://doi.org/10.1029/2019MS002010>, 2020.
- Brigham-Grette, J. and Hopkins, D. M.: Emergent marine record and paleoclimate of the last interglaciation along the northwest Alaskan coast, *Quaternary Res.*, 43, 159–173, <https://doi.org/10.1006/qres.1995.1017>, 1995.
- Brown, T., Belt, S., Tatarek, A., and Mundy, C. J.: Source identification of the Arctic sea ice proxy IP25, *Nat. Commun.*, 5, 4197, <https://doi.org/10.1038/ncomms5197>, 2014.
- Cao, J., Wang, B., Yang, Y.-M., Ma, L., Li, J., Sun, B., Bao, Y., He, J., Zhou, X., and Wu, L.: The NUIST Earth System Model (NESM) version 3: description and preliminary evaluation, *Geosci. Model Dev.*, 11, 2975–2993, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-2975-2018>, 2018.
- Capron, E., Govin, A., Feng, R., Otto-Bliesner, B. L., and Wolff, E. W.: Critical evaluation of climate syntheses to benchmark CMIP6/PMIP4 127 ka Last Interglacial simulations in

- the high-latitude regions, *Quaternary Sci. Rev.*, 168, 137–150, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.019>, 2017.
- Computational and Information Systems Laboratory: Cheyenne: HPE/SGI ICE XA System (Climate Simulation Laboratory), National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, USA, <https://doi.org/10.5065/D6RX99HX>, 2019.
- Cronin, T., Gemery, L., Briggs Jr., W., Jakobsson, M., Polyak, L., and Brouwers, E.: Quaternary Sea-ice history in the Arctic Ocean based on a new Ostracode sea-ice proxy, *Quaternary Sci. Rev.*, 29, 3415–3429, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.05.024>, 2010.
- Danabasoglu, G., Lamarque, J. F., Bachmeister, J., Bailey, D. A., DuVivier, A. K., Edwards, J., Emmons, L. K., Fasullo, J., Garcia, R., Gettelman, A., Hannay, C., Holland, M. M., Large, W. G., Lauritzen, P. H., Lawrence, D. M., Lenaerts, J. T. M., Lindsay, K., Lipscomb, W. H., Mills, M. J., Neale, R., Oleson, K. W., Otto-Bliesner, B., Phillips, A. S., Sacks, W., Tilmes, S., van Kampenhout, L., Vertenstein, M., Bertini, A., Dennis, J., Deser, C., Fischer, C., Fox-Kemper, B., Kay, J. E., Kinnison, D., Kushner, P. J., Larson, V. E., Long, M. C., Mickelson, S., Moore, J. K., Nienhouse, E., Polvani, L., Rasch, P. J., and Strand, W. G.: The Community Earth System Model version 2 (CESM2), *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS001916, <https://doi.org/10.1029/2019MS001916>, 2020.
- de Vernal, A. and Hillaire-Marcel, C.: Natural Variability of Greenland Climate, Vegetation and Ice Volume during the Last Million Years, *Science*, 320, 1622–1625, <https://doi.org/10.1126/science.1153929>, 2008.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S., and Turon, J.-L.: Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere, *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.738562>, 2005a.
- de Vernal, A., Hillaire-Marcel, C., and Darby, D. A.: Variability of sea ice cover in the Chukchi Sea (western Arctic Ocean) during the Holocene, *Paleoceanography*, 20, PA4018, <https://doi.org/10.1029/2005PA001157>, 2005b.
- de Vernal, A., Gersonde, R., Goosse, H., Seidenkrantz, M.-S., and Wolff, E. W.: Sea ice in the paleoclimate system: the challenge of reconstructing sea ice from proxies – an introduction, *Quaternary Sci. Rev.*, 79, 1–8, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.08.009>, 2013a.
- de Vernal, A., Rochon, A., Fréchette, B., Henry, M., Radi, T., and Solignac, S.: Reconstructing past sea ice cover of the Northern Hemisphere from dinocyst assemblages: status of the approach, *Quaternary Sci. Rev.*, 79, 122–134, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.06.022>, 2013b.
- de Vernal, A., Radi, T., Zaragosi, S., Nieuwenhove, N. V., Rochon, A., Allana, E., Scheppere, S. D., Eynaud, F., Head, M. J., Limoges, A., Londeix, L., Marret, F., Matthiessen, J., Penaud, A., Pospelova, V., Price, A., and Richerol, T.: Distribution of common modern dinoflagellate cyst taxa in surface sediments of the Northern Hemisphere in relation to environmental parameters: The new n=1968 database, *Mar. Micropaleontol.*, 159, 101796, <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2019.101796>, 2020.
- Eynaud, F.: Kystes de Dinoflagellés et Evolution paléoclimatique et paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle Climatique du Quaternaire, PhD thesis, Bordeaux 1 University, France, 1999.
- Eynaud, F., Turon, J., Sánchez-Goni, M., and Gendreau, S.: Dinoflagellate cyst evidence of 'Heinrich-like events' off Portugal during the Marine Isotopic Stage 5, *Mar. Micropaleontol.*, 40, 9–21, [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(99\)00045-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(99)00045-6), 2000.
- Eynaud, F., Turon, J., and Duprat, J.: Comparison of the Holocene and Eemian palaeoenvironments in the South Icelandic Basin: dinoflagellate cysts as proxies for the North Atlantic surface circulation, *Rev. Palaeobot. Palyno.*, 128, 55–79, [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(03\)00112-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(03)00112-X), 2004.
- Eyring, V., Bony, S., Meehl, G. A., Senior, C. A., Stevens, B., Stouffer, R. J., and Taylor, K. E.: Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization, *Geosci. Model Dev.*, 9, 1937–1958, <https://doi.org/10.5194/gmd-9-1937-2016>, 2016.
- Fischer, H., Meissner, K. J., Mix, A. C., Abram, N. J., Austermann, J., Brovkin, V., Capron, E., Colombaroli, D., Daniau, A.-L., Dyez, K. A., Felis, T., Finkelstein, S. A., Jaccard, S. L., McClymont, E. L., Rovere, A., Sutter, J., Wolff, E. W., Af-folter, S., Bakker, P., Ballesteros-Canovas, J. A., Barbante, C., Caley, T., Carlson, A. E., Churakova (Sidorova), O., Cortese, G., Cumming, B. F., Davis, B. A. S., de Vernal, A., Emile-Geay, J., Fritz, S. C., Gierz, P., Gottschalk, J., Holloway, M. D., Joos, F., Kucera, M., Loutre, M.-F., Lunt, D. J., Marcisz, K., Marlon, J. R., Martinez, P., Masson-Delmotte, V., Nehrbass-Ahles, C., Otto-Bliesner, B. L., Raible, C. C., Risebrobakken, B., Sanchez-Goni, M.-F., Arrigo, J. S., Sarnthein, M., Sjolte, J., Stocker, T. F., Alvarez, P. A. V., Tinner, W., Valdes, P. J., Vogel, H., Wanner, H., Yan, Q., Yu, Z., Ziegler, M., and Zhou, L.: Palaeoclimate constraints on the impact of 2 °C anthropogenic warming and beyond, *Nat. Geosci.*, 11, 474–485, <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0146-0>, 2018.
- Goosse, H., Brovkin, V., Fichet, T., Haarsma, R., Huybrechts, P., Jongma, J., Mouchet, A., Seltin, F., Barriat, P.-Y., Campin, J.-M., Deleersnijder, E., Driesschaert, E., Goelzer, H., Janssens, I., Loutre, M.-F., Morales Maqueda, M. A., Opsteegh, T., Mathieu, P.-P., Munhoven, G., Pettersson, E. J., Renssen, H., Roche, D. M., Schaeffer, M., Tartinville, B., Timmermann, A., and Weber, S. L.: Description of the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM version 1.2, *Geosci. Model Dev.*, 3, 603–633, <https://doi.org/10.5194/gmd-3-603-2010>, 2010.
- Guarino, M.-V., Sime, L. C., Schroeder, D., Lister, G. M. S., and Hatcher, R.: Machine dependence and reproducibility for coupled climate simulations: the HadGEM3-GC3.1 CMIP Preindustrial simulation, *Geosci. Model Dev.*, 13, 139–154, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-139-2020>, 2020.
- Guo, C., Bentsen, M., Bethke, I., Ilicak, M., Tjiputra, J., Toni-azzo, T., Schwinger, J., and Otterå, O. H.: Description and evaluation of NorESM1-F: a fast version of the Norwegian Earth System Model (NorESM), *Geosci. Model Dev.*, 12, 343–362, <https://doi.org/10.5194/gmd-12-343-2019>, 2019.
- Hajima, T., Watanabe, M., Yamamoto, A., Tatebe, H., Noguchi, M. A., Abe, M., Ohgaito, R., Ito, A., Yamazaki, D., Okajima, H., Ito, A., Takata, K., Ogochi, K., Watanabe, S., and Kawamiya, M.: Development of the MIROC-ES2L Earth system model and the evaluation of biogeochemical processes and feedbacks, *Geosci. Model Dev.*, 13, 2197–2244, <https://doi.org/10.5194/gmd-13-2197-2020>, 2020.
- Hazeleger, W., Wang, X., Severijns, C., Ștefănescu, S., Bintanja, R., Sterl, A., Wyser, K., Semmler, T., Yang, S., Van den Hurk,

- B., van Noije, T., van der Linden, E., and van der Wiel, K.: EC-Earth V2. 2: description and validation of a new seamless earth system prediction model, *Clim. Dynam.*, 39, 2611–2629, 2012.
- He, M., Hu, Y., Chen, N., Wang, D., Huang, J., and Stamnes, K.: High cloud coverage over melted areas dominates the impact of clouds on the albedo feedback in the Arctic., *Sci. Rep.-UK*, 9, 9529, <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44155-w>, 2019.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., Bilodeau, G., and Weaver, A. J.: Absence of deep-water formation in the Labrador Sea during the last interglacial period, *Nature*, 410, 1073–1077, 2001.
- Hillaire-Marcel, C., de Vernal, A., and McKay, J.: Foraminifer isotope study of the Pleistocene Labrador Sea, north-west North Atlantic (IODP Sites 1302/03 and 1305), with emphasis on paleoceanographical differences between its “inner” and “outer” basins, *Mar. Geol.*, 279, 188–198, <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.001>, 2011.
- Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., de Vernal, A., Maccali, J., Cuny, K., Jacobel, A., Duc, C. L., and McManus, J.: A new chronology of late quaternary sequences from the central Arctic Ocean based on “extinction ages” of their excesses in ^{231}Pa and ^{230}Th , *Geochem., Geophys., Geosy.*, 18, 4573–4585, <https://doi.org/10.1002/2017GC007050>, 2017.
- Hodell, D., Minth, E., Curtis, J., Mccave, I., Hall, I., Channell, J., and Xuan, C.: Surface and deep-water hydrography on Gardar Drift (Iceland Basin) during the Last Interglacial period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 288, 10–19, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.08.040>, 2009.
- IPCC: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, USA, 2007.
- IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by: Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y. Bex, V., and Midgley, P. M., Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324>, 2013.
- Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Haywood, A. M., Jungclaus, J. H., Otto-Bliesner, B. L., Peterschmitt, J.-Y., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Brierley, C., Crucifix, M., Dolan, A., Fernandez-Donado, L., Fischer, H., Hopcroft, P. O., Ivanovic, R. F., Lambert, F., Lunt, D. J., Mahowald, N. M., Peltier, W. R., Phipps, S. J., Roche, D. M., Schmidt, G. A., Tarasov, L., Valdes, P. J., Zhang, Q., and Zhou, T.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 1: Overview and overarching analysis plan, *Geosci. Model Dev.*, 11, 1033–1057, <https://doi.org/10.5194/gmd-11-1033-2018>, 2018.
- Kelley, M., Schmidt, G. A., Nazarenko, L., Bauer, S. E., Ruedy, R., Russell, G. L., Ackerman, A. S., Aleinov, I., Bauer, M., Bleck, R., Canuto, V., Cesana, G., Cheng, Y., Clune, T. L., Cook, B. I., Cruz, C. A., Del Genio, A. D., Elsaesser, G. S., Faluvegi, G., Kiang, N. Y., Kim, D., Lacis, A. A., Leboissetier, A., LeGrande, A. N., Lo, K. K., Marshall, J., Matthews, E. E., McDermid, S., Mezuman, K., Miller, R. L., Murray, L. T., Oinas, V., Orbe, C., Pérez García-Pando, C., Perlwitz, J. P., Puma, M. J., Rind, D., Romanou, A., Shindell, D. T., Sun, S., Tausnev, N., Tsigaridis, K., Tselioudis, G., Weng, E., Wu, J., and Yao, M.-S.: GISS-E2.1: Configurations and climatology, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 12, e2019MS002025, <https://doi.org/10.1029/2019MS002025>, 2020.
- Kremer, A., Stein, R., Fahl, K., Bauch, H., Mackensen, A., and Niessen, F.: A 190-ka biomarker record revealing interactions between sea ice, Atlantic Water inflow and ice sheet activity in eastern Fram Strait, *Arktos*, 4, 1–17, <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0052-0>, 2018a.
- Kremer, A., Stein, R., Fahl, K., Ji, Z., Yang, Z., Wiers, S., Matthiessen, J., Forwick, M., Löwemark, L., O'Regan, M., Chen, J., and Snowball, I.: Changes in sea ice cover and ice sheet extent at the Yermak Plateau during the last 160 ka – Reconstructions from biomarker records, *Quaternary Sci. Rev.*, 182, 93–108, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.016>, 2018b.
- Li, L., Yu, Y., Tang, Y., Lin, P., Xie, J., Song, M., Dong, L., Zhou, T., Liu, L., Wang, L., Pu, Y., Chen, X., Chen, L., Xie, Z., Liu, H., Zhang, L., Huang, X., Feng, T., Zheng, W., Xia, K., Liu, H., Liu, J., Wang, Y., Wang, L., Jia, B., Xie, F., Wang, B., Zhao, S., Yu, Z., Zhao, B., and Wei, J.: The flexible global ocean-atmosphere-land system model grid-point version 3 (fgoals-g3): description and evaluation, *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 12, e2019MS002012, <https://doi.org/10.1029/2019MS002012>, 2020.
- Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Bakker, P., Berger, A., Braconnot, P., Charbit, S., Fischer, N., Herold, N., Jungclaus, J. H., Khon, V. C., Krebs-Kanzow, U., Langebroek, P. M., Lohmann, G., Nisan-cioglu, K. H., Otto-Bliesner, B. L., Park, W., Pfeiffer, M., Phipps, S. J., Prange, M., Rachmayani, R., Renssen, H., Rosenbloom, N., Schneider, B., Stone, E. J., Takahashi, K., Wei, W., Yin, Q., and Zhang, Z. S.: A multi-model assessment of last interglacial temperatures, *Clim. Past*, 9, 699–717, <https://doi.org/10.5194/cp-9-699-2013>, 2013.
- Malmierca-Vallet, I., Sime, L. C., Valdes, P. J., Capron, E., Vinther, B. M., and Holloway, M. D.: Simulating the Last Interglacial Greenland stable water isotope peak: The role of Arctic sea ice changes, *Quaternary Sci. Rev.*, 198, 1–14, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.027>, 2018.
- Masson-Delmotte, V., Braconnot, P., Hoffmann, G., Jouzel, J., Kageyama, M., Landais, A., Lejeune, B., Risi, C., Sime, L., Sjolte, J., Swingedouw, D., and Vinther, B.: Sensitivity of interglacial Greenland temperature and $\delta^{18}\text{O}$: ice core data, orbital and increased CO_2 climate simulations, *Clim. Past*, 7, 1041–1059, <https://doi.org/10.5194/cp-7-1041-2011>, 2011.
- Matthiessen, J. and Knies, J.: Dinoflagellate cyst evidence for warm interglacial conditions at the northern Barents Sea margin, during marine isotope stage 5, *J. Quaternary Sci.*, 16, 727–737, 2001.
- Matthiessen, J., Knies, J., Nowaczyk, N. R., and Ruediger, S.: Age determination of sediment core PS2138-1, PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.728133>, 2001.
- Müller, J., Wagner, A., Fahl, K., Stein, R., Prange, M., and Lohmann, G.: Towards quantitative sea ice reconstructions in the northern North Atlantic: A combined biomarker and numerical modelling approach, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 306, 137–148, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.011>, 2011.
- NOAA/OAR/ESRL PSL: NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2, Boulder, Colorado, USA, available at: <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>, last access: 8 December 2019.

- Nørgaard-Pedersen, N., Mikkelsen, N., Lassen, S. J., Kristoffersen, Y., and Sheldon, E.: Reduced sea ice concentrations in the Arctic Ocean during the last interglacial period revealed by sediment cores off northern Greenland, *Paleoceanography*, 22, PA1218, <https://doi.org/10.1029/2006PA001283>, 2007.
- O'ishi, R., Chan, W.-L., Abe-Ouchi, A., Sherriff-Tadano, S., and Ohgaito, R.: PMIP4/CMIP6 Last Interglacial simulations using different versions of MIROC, with and without vegetation feedback, *Clim. Past Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/cp-2019-172>, in review, 2020.
- Olonscheck, D., Mauritsen, T., and Notz, D.: Arctic sea-ice variability is primarily driven by atmospheric temperature fluctuations., *Nat. Geosci.*, 12, 430–434, <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0363-1>, 2019.
- Otto-Bliesner, B. L., Marshall, S. J., Overpeck, J. T., Miller, G. H., Hu, A., and CAPE Last Interglacial Project members: Simulating Arctic Climate Warmth and Icefield Retreat in the Last Interglaciation, *Science*, 311, 1751–1753, <https://doi.org/10.1126/science.1120808>, 2006.
- Otto-Bliesner, B. L., Rosenbloom, N., Stone, E. J., McKay, N. P., Lunt, D. J., Brady, E. C., and Overpeck, J. T.: How warm was the last interglacial? New model-data comparisons, *Philos. T. Roy. Soc. A*, 371, 20130097, <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0097>, 2013.
- Otto-Bliesner, B. L., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lunt, D. J., Abe-Ouchi, A., Albani, S., Bartlein, P. J., Capron, E., Carlson, A. E., Dutton, A., Fischer, H., Goelzer, H., Govin, A., Haywood, A., Joos, F., LeGrande, A. N., Lipscomb, W. H., Lohmann, G., Mahowald, N., Nehrass-Ahles, C., Pausata, F. S. R., Peterschmitt, J.-Y., Phipps, S. J., Renssen, H., and Zhang, Q.: The PMIP4 contribution to CMIP6 – Part 2: Two interglacials, scientific objective and experimental design for Holocene and Last Interglacial simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 3979–4003, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3979-2017>, 2017.
- Otto-Bliesner, B. L., Brady, E. C., Zhao, A., Brierley, C. M., Axford, Y., Capron, E., Govin, A., Hoffman, J. S., Isaacs, E., Kageyama, M., Scussolini, P., Tzedakis, P. C., Williams, C. J. R., Wolff, E., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Ramos Buarque, S., Cao, J., de Vernal, A., Guarino, M. V., Guo, C., LeGrande, A. N., Lohmann, G., Meissner, K. J., Menviel, L., Morozova, P. A., Nisancioglu, K. H., O'ishi, R., Salas y Melia, D., Shi, X., Sicard, M., Sime, L., Stepanek, C., Tomas, R., Volodin, E., Yeung, N. K. H., Zhang, Q., Zhang, Z., and Zheng, W.: Large-scale features of Last Interglacial climate: results from evaluating the *lig127k* simulations for the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6)–Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP4), *Clim. Past*, 17, 63–94, <https://doi.org/10.5194/cp-17-63-2021>, 2021.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J., Zaragosi, S., Marret, F., and Bourillet, J.: Interglacial variability (MIS 5 and MIS 7) and dinoflagellate cyst assemblages in the Bay of Biscay (North Atlantic), *Mar. Micropaleontol.*, 68, 136–155, <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.007>, 2008.
- Reynolds, R. W., Rayner, N. A., Smith, T. M., Stokes, D. C., and Wang, W.: An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, 15, 1609–1625, 2002.
- Seland, Ø., Bentsen, M., Seland Graff, L., Olivié, D., Toniazzo, T., Gjermundsen, A., Debernard, J. B., Gupta, A. K., He, Y., Kirkevåg, A., Schwinger, J., Tjiputra, J., Schancke Aas, K., Bethke, I., Fan, Y., Griesfeller, J., Grini, A., Guo, C., Ilıcak, M., Hafsahl Karset, I. H., Landgren, O., Liakka, J., Onsum Moseid, K., Nummelin, A., Spensberger, C., Tang, H., Zhang, Z., Heinze, C., Iverson, T., and Schulz, M.: The Norwegian Earth System Model, NorESM2 – Evaluation of the CMIP6 DECK and historical simulations, *Geosci. Model Dev. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-378>, in review, 2020.
- Sidorenko, D., Rackow, T., Jung, T., Semmler, T., Barbi, D., Danilov, S., Dethloff, K., Dorn, W., Fieg, K., Göbbling, H. F., Handorf, D., Harig, S., Hiller, W., Juricke, S., Losch, M., Schröter, J., Sein, D. V., and Wang, Q.: Towards multi-resolution global climate modeling with ECHAM6-FESOM. Part I: model formulation and mean climate, *Clim. Dynam.*, 44, 757–780, 2015.
- Sidorenko, D., Goessling, H., Koldunov, N., Scholz, P., Danilov, S., Barbi, D., Cabos, W., Gurses, O., Harig, S., Hinrichs, C., Juricke, S., Lohmann, G., Losch, M., Mu, L., Rackow, T., Rakowsky, N., Sein, D., Semmler, T., Shi, X., Stepanek, C., Streffing, J., Wang, Q., Wekerle, C., Yang, H., and Jung, T.: Evaluation of FESOM2.0 Coupled to ECHAM6.3: Preindustrial and High-ResMIP Simulations, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 11, 3794–3815, <https://doi.org/10.1029/2019MS001696>, 2019.
- Sime, L. C., Risi, C., Tindall, J. C., Sjolte, J., Wolff, E. W., Masson-Delmotte, V., and Capron, E.: Warm climate isotopic simulations: what do we learn about interglacial signals in Greenland ice cores?, *Quaternary Sci. Rev.*, 67, 59–80, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.009>, 2013.
- SIMIP Community: Arctic Sea Ice in CMIP6, *Geophys. Res. Lett.*, 47, e2019GL086749, <https://doi.org/10.1029/2019GL086749>, 2020.
- Smik, L., Belt, S. T., Lieser, J. L., Armand, L. K., and Leverter, A.: Distributions of highly branched isoprenoid alkenes and other algal lipids in surface waters from East Antarctica: Further insights for biomarker-based paleo sea-ice reconstruction, *Org. Geochem.*, 95, 71–80, <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2016.02.011>, 2016.
- Stein, R., Fahl, K., Gierz, P., Niessen, F., and Lohmann, G.: Arctic Ocean sea ice cover during the penultimate glacial and the last interglacial, *Nat. commun.*, 8, 373, <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00552-1>, 2017.
- Tatebe, H., Tanaka, Y., Komuro, Y., and Hasumi, H.: Impact of deep ocean mixing on the climatic mean state in the Southern Ocean, *Sci. Rep.*, 8, 14479, <https://doi.org/10.1038/s41598-018-32768-6>, 2018.
- Van Nieuwenhove, N. and Bauch, H. A.: Last interglacial (MIS 5e) surface water conditions at the Voring Plateau (Norwegian Sea), based on dinoflagellate cysts, *Polar Res.*, 27, 175–186, <https://doi.org/10.3402/polar.v27i2.6175>, 2008.
- Van Nieuwenhove, N., Bauch, H. A., and Matthiessen, J.: Last interglacial surface water conditions in the eastern Nordic Seas inferred from dinocyst and foraminiferal assemblages, *Mar. Micropaleontol.*, 66, 247–263, <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2007.10.004>, 2008.
- Van Nieuwenhove, N., Bauch, H. A., Eynaud, F., Kandiano, E., Cortijo, E., and Turon, J.-L.: Evidence for delayed poleward expansion of North Atlantic surface waters during the last interglacial (MIS 5e), *Quaternary Sci. Rev.*, 30, 934–946, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.01.013>, 2011.
- Van Nieuwenhove, N., Bauch, H. A., and Andruleit, H.: Multiproxy fossil comparison reveals contrasting surface ocean conditions in the western Iceland Sea for the last

- two interglacials, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol.*, 370, 247–259, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.12.018>, 2013.
- Vaughan, D., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K., and Zhang, T.: Observations: Cryosphere, in: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by: Stocker, T., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., and Midgley, P., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2013.
- Voldoire, A., Saint-Martin, D., S  n  si, S., Decharme, B., Alias, A., Chevallier, M., Colin, J., Gu  r  my, J.-F., Michou, M., Moine, M.-P., Nabat, P., Roehrig, R., Salas, D., Séférian, R., Valcke, S., Beau, I., Belamari, S., Berthet, S., Cassou, C., Cattiaux, J., Deshayes, J., Douville, H., Eth  , C., Franchist  guy, L., Geoffroy, O., Lévy, C., Madec, G., Meurdesoif, Y., Msadek, R., Ribes, A., Sanchez-Gomez, E., Terray, L., and Waldman, R.: Evaluation of CMIP6 DECK Experiments With CNRM-CM6.1, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 11, 2177–2213, <https://doi.org/10.1029/2019MS001683>, 2019.
- Volodin, E. M., Mortikov, E. V., Kostykin, S. V., Galin, V. Y., Lykossov, V. N., Gritsun, A. S., Diansky, N. A., Gusev, A. V., Iakovlev, N. G., Shestakova, A. A., and Emelina, S. V.: Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model, *Russ. J. Numer. Anal. M.*, 33, 367–374, 2018.
- Walsh, J. E., Chapman, W. L., and Fetterer, F.: Gridded Monthly Sea Ice Extent and Concentration, 1850 Onward, Version 1, National Snow and Ice Data Center, <https://doi.org/10.7265/N5833PZ5>, 2016.
- Williams, K., Copsey, D., Blockley, E., Bodas-Salcedo, A., Calvert, D., Comer, R., Davis, P., Graham, T., Hewitt, H., Hill, R., Hyder, P., Ineson, S., Johns, T. C., Keen, A. B., Lee, R. W., Megann, A., Milton, S. F., Rae, J. G. L., Roberts, M. J., Scaife, A. A., Schiemann, R., Storkey, D., Thorpe, L., Watterson, I., G., Walters, D. N., West, A., Wood, R. A., Woollings, T., and Xavier, P. K.: The Met Office global coupled model 3.0 and 3.1 (GC3.0 and GC3.1) configurations, *J. Adv. Model. Earth Sy.*, 10, 357–380, 2018.
- Xiao, X., Stein, R., and Fahl, K.: MIS 3 to MIS 1 temporal and LGM spatial variability in Arctic Ocean sea ice cover: Reconstruction from biomarkers, *Paleoceanography*, 30, 969–983, 2015.
- Zheng, W., Yu, Y., Luan, Y., Zhao, S., He, B., Dong, L., Song, M., Lin, P., and Liu, H.: CAS-FGOALS Datasets for the Two Interglacial Epochs of the Holocene and the Last Interglacial in PMIP4, *Adv. Atmos. Sci.*, 37, 1034–1044, <https://doi.org/10.1007/s00376-020-9290-8>, 2020.
- Zhuravleva, A., Bauch, H. A., and Van Nieuwenhove, N.: Last Interglacial (MIS5e) hydrographic shifts linked to meltwater discharges from the East Greenland margin, *Quaternary Sci. Rev.*, 164, 95–109, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.026>, 2017.
- Ziehn, T., Lenton, A., Law, R. M., Matear, R. J., and Chamberlain, M. A.: The carbon cycle in the Australian Community Climate and Earth System Simulator (ACCESS-ESM1) – Part 2: Historical simulations, *Geosci. Model Dev.*, 10, 2591–2614, <https://doi.org/10.5194/gmd-10-2591-2017>, 2017.

Titre : Modéliser les évolutions du climat arctique et de la calotte groenlandaise pendant le dernier interglaciaire pour en comprendre les mécanismes

Mots clés : Paléoclimats, Arctique, calottes glaciaires, modélisation, dernier interglaciaire, Groenland

Résumé : Le dernier interglaciaire (129-116 ka) est l'une des périodes les plus chaudes de ces 800 000 dernières années. Elle se caractérise par une distribution saisonnière et latitudinale de l'insolation différente de l'actuel, qui se traduit par une hausse des températures dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord et s'accompagne d'une élévation du niveau marin de 6 à 9 m par rapport au niveau actuel.

L'objectif de ma thèse est d'identifier et de quantifier les mécanismes à l'origine du réchauffement de l'Arctique durant cette période. J'ai tout d'abord étudié le bilan énergétique de l'Arctique à partir d'une simulation à climat constant (127 ka) réalisée avec le modèle climatique IPSL-CM6A-LR. Cette analyse montre que les variations d'insolation induisent un réchauffement maximal de 4,0 °C, atteint en automne. Elle met aussi en évidence les rôles fondamentaux des variations de la couverture de glace de mer, du stockage de cha-

leur dans l'océan, ainsi que des changements des propriétés optiques des nuages sur le réchauffement de l'Arctique. Sous l'effet des variations climatiques au dernier interglaciaire, le modèle de calottes GRISLI simule une perte de 10,7 à 57,1% du volume de glace au Groenland, correspondant à une hausse du niveau marin de 0,83 à 4,35 m et un réchauffement additionnel de 0,2 °C à l'échelle de la région arctique. Ces estimations illustrent bien le rôle important des calottes dans le système climatique. J'ai donc effectué une étude préliminaire à l'aide du modèle ICOLMDZOR pour mieux évaluer les rétroactions climat-calotte en Arctique. Cette étude montre que l'utilisation de champs atmosphériques à haute résolution améliore le calcul du bilan de masse à la surface du Groenland.

Enfin, une analyse comparée passé-futur a révélé que des processus similaires sont à l'œuvre dans le réchauffement de l'Arctique au dernier interglaciaire et celui d'un futur proche.

Title : Towards an improved understanding of the Greenland climate and ice sheet evolutions during the last interglacial period - a modelling study

Keywords : Paleoclimates, Arctic, ice-sheets, modelisation, Last Interglacial, Greenland

Abstract : The last interglacial (129 -116 ka BP) is one of the warmest periods in the last 800,000 years. It is characterized by an increased summer insolation over the Arctic region, leading to a strong Arctic warming and a sea level rise of 6 to 9 m above present.

The aim of my PhD research is to identify and quantify the mechanisms causing this warming. First, I studied the Arctic energy budget using a snapshot simulation (127 ka) run with the IPSL-CM6A-LR climate model. This analysis shows that variations in insolation induce a maximum warming of 4.0 °C in autumn. It also highlights the fundamental roles of changes in sea ice cover, ocean heat storage and clouds optical properties on the Arctic warming. As a result of climate change over the

Last Interglacial period, the GRISLI ice sheet model simulates a Greenland ice loss of 10.7-57.1%, corresponding to a sea level rise of 0.83-4.35 m and a 0.2 °C additional warming in the Arctic region. These estimates illustrate the crucial role of ice sheets in the climate system. To better assess ice sheet-climate feedbacks in the Arctic, I have therefore carried out a preliminary study using the ICOLMDZOR model. This study shows that the use of high-resolution atmospheric fields improve the calculation of the surface mass balance in Greenland. Finally, the comparison between past and future Arctic energy budget reveals that the Arctic warming during the Last Interglacial and near future are similar.