HAL open science

Modéliser l'évolution du climat global et de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation

Victor van Aalderen

To cite this version:

Victor van Aalderen. Modéliser l'évolution du climat global et de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation. Climatologie. Université Paris-Saclay, 2023. Français. NNT : 2023UPASJ029 . tel-04431549

HAL Id: tel-04431549

https://theses.hal.science/tel-04431549v1

Submitted on 9 Apr 2024

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 l'évolution du climat global et de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation

Modelling the evolution of the global climate and the eurasian ice sheet during the last deglaciation

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 129, Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Géosciences
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes
Référent : Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse préparée dans l'unité de recherche **LSCE** (Université Paris-Saclay, CNRS, CEA, UVSQ), sous la direction de **Sylvie CHARBIT**, directrice de recherche CEA

Thèse soutenue à Paris-Saclay, le 18 décembre 2023, par

Victor van Aalderen

Composition du Jury
Membres du jury avec voix délibérative

Amaëlle LANDAIS Directrice de Recherche CNRS, HDR, LSCE	Présidente
Jorge ALVAREZ-SOLAS Directeur de Recherche, Université de Madrid	Rapporteur & Examinateur
Florence COLLEONI Directrice de Recherche, HDR, OGS	Rapporteure & Examinatrice
Nicolas JOURDAIN Chargé de Recherche CNRS, IGE	Examinateur
Didier SWINGEDOUW Directeur de Recherche CNRS, EPOC	Examinateur

THESE DE DOCTORAT

NNT : 2023UPASJ029

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences de l'Environnement d'Île-de-France (SEIF)

université PARIS-SACLAY

Titre : Modéliser l'évolution du climat global et de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation

Mots clés : modélisation, Barents-Kara, déglaciation, Simulation transitoire, modèle couplé, calotte marine

Résumé : La calotte marine de l'Antarctique de l'Ouest présente la particularité d'être en grande partie en contact avec l'océan. Les dernières observations révèlent une accélération de sa perte de masse sur les dernières décennies, essentiellement provoquée par l'augmentation de la fonte sous les plateformes de glace flottante. En revanche, son évolution future reste très incertaine, du fait de notre mauvaise compréhension des processus physiques mis en jeu entre la calotte et l'océan.

La dernière déglaciation (-21 000 – -11 000 ans), constitue l'un des changements climatiques majeurs les plus récents de notre histoire. Cette période est marquée par une augmentation des températures atmosphériques globales et la disparition des calottes nord-américaine et eurasienne. L'étude de la calotte marine de Barents-Kara (BKIS), qui couvrait les mers de Barents et de Kara au Dernier Maximum Glaciaire (DMG, -21 000) et faisait partie intégrante de la calotte eurasienne, revêt un intérêt particulier en raison de ses caractéristiques communes avec l'Antarctique de l'Ouest actuel. Identifier les mécanismes responsables de son recul permet de fournir des informations pour mieux comprendre le comportement de l'Antarctique de l'Ouest dans des contextes climatiques actuel et futur.

L'impact du climat sur l'évolution d'une calotte marine dépend de deux processus principaux : le bilan de masse de surface, influencé par les températures atmosphériques et précipitations, et la fonte sous la glace flottante, liée aux températures océaniques et à la salinité. Pour identifier les mécanismes ayant initié la fonte de BKIS, j'ai utilisé le modèle de glace GRISLI2.0 afin d'analyser la réponse de cette calotte à des perturbations du climat au DMG. Cette étude a mis en évidence le rôle déterminant des températures atmosphériques dans le déclenchement de la fonte de la calotte via la fonte de surface, tandis que les températures océaniques n'ont eu qu'un impact limité malgré une grande partie de la calotte BKIS en contact avec l'océan. J'ai aussi identifié que la fonte totale BKIS pouvait être attribuée à une instabilité mécanique à la ligne d'échouage, provoquée par une diminution de l'épaisseur de glace due à une augmentation de la fonte de surface.

Afin de mieux comprendre l'impact des calottes sur le climat global, j'ai également réalisé la première simulation transitoire de la dernière déglaciation avec le modèle IPSL-CM5A2 en modifiant à certaines périodes clés la géométrie des calottes de glace donnée par la reconstruction GLAC-1D. Les simulations montrent une tendance du réchauffement en accord avec les reconstructions, notamment lors du MWP1A caractérisé par une augmentation abrupte des températures atmosphériques. A partir d'expériences de sensibilité, j'ai mis en évidence que les changements de géométrie des calottes glaciaires ont participé à l'augmentation des températures atmosphérique via les rétroactions température-altitude et l'effet d'albédo. Par ailleurs, j'ai aussi montré que la dynamique océanique a été notablement perturbée par les flux d'eau douce issus de la fonte des calottes. Ce phénomène a conduit à une atténuation de l'intensité de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique et à une réduction de sa profondeur de plongée, entraînant un ralentissement du réchauffement, principalement dans l'Atlantique Nord. De plus, les expériences IPSL-CM5A2 simulent toutes un arrêt de la circulation des eaux de fond antarctiques au début du MWP1A, entraînant un refroidissement significatif d'une centaine d'années dans la mer d'Amundsen, suivi d'une réactivation de cette même circulation.

Ces travaux contribuent ainsi à une meilleure compréhension des mécanismes complexes régissant la dynamique des calottes glaciaires et de leurs interactions avec le climat, tout en offrant des éléments de réponse pour anticiper les conséquences des changements climatiques actuels et futurs, notamment en ce qui concerne l'Antarctique de l'Ouest.

ÉCOLE DOCTORALE
Sciences de l'Environnement d'Île-de-France (SEIF)

université PARIS-SACLAY

Title: Modelling the evolution of the global climate and the eurasian ice sheet during the last deglaciation

Keywords: modelisation, Barents-Kara, deglaciation, transient simulation, coupled model, marine ice sheet

Abstract: The marine West Antarctic ice sheet is characterized by being largely in contact with the ocean. The latest observations reveal an acceleration in its mass loss over the last few decades, mainly due to increased melting under floating ice shelves. However, its future evolution remains highly uncertain, due to our poor understanding of the physical processes at play between the ice sheet and the ocean.

The last deglaciation (-21 000 – -11 000 years) is one of the most recent major climatic changes in our history. This period is marked by an increase in global atmospheric temperatures and the melting of the North American and Eurasian ice sheets. The study of the Barents-Kara Ice Sheet (BKIS), which covered the Barents and Kara Seas during the Last Glacial Maximum (LGM, -21 000 years) and was an integral part of the Eurasian Ice Sheet, is of particular interest because of its common features with present-day West Antarctica. Identifying the mechanisms responsible for its retreat allows to provide information to better understand the West Antarctic behavior within under present and future climatic conditions.

The impact of climate on the evolution of a marine ice sheet depends on two main processes: The surface mass balance, depending on atmospheric temperatures and precipitation, and melting under floating ice, related to oceanic temperatures and salinity. In order to identify the mechanisms triggering the BKIS retreat, I used the GRISLI2.0 ice-sheet model to analyse the ice-sheet response to climate perturbations at the LGM. This study highlighted the key role of atmospheric temperatures in triggering the melting of the ice sheet via surface melting, while ocean temperatures had only a limited impact despite a large part of BKIS being in contact with the ocean. I also identified that the total retreat of BKIS could be attributed to a mechanical instability at the grounding line, caused by a decrease in ice thickness resulting from an increase in surface melting. In order to better understand the impact of ice sheets on the global climate, I have also carried out the first transient simulation of the last deglaciation with the IPSL-CM5A2 model, modifying the geometry of the ice sheets provided by the GLAC-1D reconstruction at some key periods. The simulations show a warming trend in line with the reconstructions, particularly during MWP1A, which was characterised by an abrupt rise in atmospheric temperatures. Using sensitivity experiments, I have shown that changes in the ice sheet geometry have contributed to the increase in atmospheric temperatures via temperature-altitude feedbacks and the albedo effect. Moreover, I have shown that ocean dynamics have been significantly altered by freshwater fluxes from the melting ice sheets. This has led to a weakening of the strength of the Atlantic Meridional Overturning Circulation and a reduction of its deepening, resulting in a warming slowdown, mainly located in the North Atlantic Ocean. In addition, the IPSL-CM5A2 experiments all simulate a shutdown of the Antarctic bottom water circulation at the onset of MWP1A, leading to a significant cooling of about 100 years in the Amundsen Sea, followed by a restart of this circulation.

This work is contributing to a better understanding of the complex mechanisms governing the dynamics of the ice sheets and their interaction with the climate, while also providing a basis for anticipating the consequences of current and future climate change, particularly in West Antarctica.

" J'ai vu.. j'ai vu en l'espace d'une vie que l'homme, en brulant du pétrole, du bois, du charbon, était en train de modifier le climat de la Terre. J'ai remonté le fil des millénaires pour vérifier que ce que j'avais découvert n'était pas un caprice de la nature, j'ai cherché, cherché, pour balayer le moindre doute. Je suis aujourd'hui un homme âgé qui constate tristement que l'Histoire lui a donné raison. Le bleu du ciel est menteur, il nous donne l'illusion que tout va bien.

Il n'y a que le temps long de l'Histoire et toute la puissance de la science pour permettre de voir ces forces invisibles qui sont à l'oeuvre. Tout ce que nous avions prédit est entrain d'advenir. Les calottes polaires et les glaciers qui fondent ; l'eau qui submerge lentement des îles, des terres ; des fôrets qui brulent ; des ouragans plus nombreux et plus violents que jamais et, derrière tout cela, des hommes et des femmes qui souffrent.

La science m'a accordé de pouvoir voir dans le futur, je vais vous racconter ce que j'ai vu. Je vais vous raconter mon histoire."

Claude Lorius

REMERCIEMENTS

Après trois ans de travail, me voilà enfin à rédiger cette partie, tant attendue, à remercier toutes les personnes qui ont permis que cette thèse entraîne avec elle de nombreux souvenirs.

Je tenais à remercier les membres du jury pour l'évaluation de mes travaux. Merci à Florence Colleoni et Jorge Alvarez-Solas d'avoir relu mon manuscrit, merci à Nicolas Jourdain et Didier Swingedouw de m'avoir accompagné durant ces trois années et pour leurs retours constructifs et bienveillants et merci à Amaëlle Landais d'avoir présidé ma soutenance.

Cette thèse ne se serait pas aussi bien passée sans la direction de Sylvie. Merci pour tout. Merci pour ta confiance. Merci pour ton soutien. Merci de toujours prioriser l'écoute, et de toujours le faire dans la bienveillance. J'ai tant appris avec toi, que ce soit sur le plan scientifique que sur le plan rédactionnel. Je te serai toujours reconnaissant du temps incalculable que tu as pu passer avec moi pour que je ne perde pas confiance durant les moments de doute. Pour tout ça, merci. Je ne peux que conseiller aux futurs thésards d'être encadrés par toi.

Je tenais aussi à remercier Christophe, sans qui je n'aurais pas pu aller aussi loin dans mes objectifs scientifiques. Je ne peux énumérer tout le temps que tu as pu passer à répondre à mes questions et à écouter mes nombreuses répétitions. Encore une fois, merci pour ton encadrement.

Aurélien, tu as fait entièrement partie de l'encadrement de cette thèse. Je ne serai pas là aujourd'hui sans tous tes conseils et ta bienveillance. Merci pour tout le temps que tu m'as accordé.

Je tenais aussi à remercier JB Ladant, pour ton aide sur l'adaptation du modèle IPSL-CM5A2 et pour tes nombreuses passes décisives les jeudis midi ! Merci aussi à Sébastien Nguyen qui ne m'a jamais laissé tomber malgré mes questions incessantes ainsi que les nombreux problèmes liés au modèle. Le dernier chapitre de cette thèse n'aurait pas vu le jour sans vous deux.

Un grand merci à tous les membres de l'équipe CLIM. Merci Pierre pour les sorties à vélo. Merci Jean-Yves pour tes conseils et tes nombreux gâteaux alsaciens. Merci Gilles pour les nombreuses discussions concernant mon avenir. Merci Masa pour tes recommandations.

Un grand merci à Stella, Quentin et Clément d'avoir partagé leur bureau avec moi durant ses trois années. Je vous attends sur les chemins de randonnée !

Un merci à tous les autres membres du laboratoire. Merci à Germain, pour ton énergie. Merci à Julien pour ces grands matchs de tennis. Merci à Yann, on se retrouvera sûrement à l'Art Brut.

Je souhaitais remercier tous mes amis de m'avoir accompagné dans cette aventure ! Merci à Momo, Simon, Santi, Julie, Beubeu, Jeanne, Rems, Vali, Ben, Roro. Un grand merci à Adri, d'avoir relu et corrigé tous les chapitres de cette thèse. Merci à vous d'avoir contribué à mon équilibre personnel et de m'avoir sortie la tête de l'eau pour me la plonger dans la bière.

Un grand merci à mon team intime avec qui tout a commencé. Merci la Liche, Beubeu, Pierrot, Théo, Testa, Max et Natch ! On se retrouve tous très vite.

Clara, ta présence et ton soutien durant ces trois années ont été inestimables. Tes conseils et ton écoute ont été des piliers dans la réalisation de cette thèse. Tu as toujours été présente dans les bons comme dans les moments plus compliqués. Merci d'avoir contribué à transformer ces trois ans en bons souvenirs.

A ma mère. Sache que ton soutien indéfectible et ta confiance en moi me permettent d'évoluer sereinement. Merci de m'avoir poussé à aller toujours plus loin, merci d'avoir dépensé toute cette énergie pour notre bonheur.

A mon père. Merci pour ton humour et ton accompagnement constant. Merci de m'avoir appris à profiter de la vie et à ne jamais me prendre au sérieux.

Tous les deux, vous avez façonné ma vision du monde, et je vous en serai pour toujours reconnaissant.

A mon frère. Polo, ta sagesse et ta présence ont été d'une importance capitale. Tes convictions et ta personnalité seront toujours des exemples pour moi.

Enfin, un grand merci à toute ma famille, cette thèse vous appartient autant qu'à moi.

Merci infiniment.

TABLE DES MATIERES

1 Chapitre 1 : Introduction et état de l'art 15
1.1 Le Quaternaire 17
1.1.1 Introduction 17
1.1.2 L'astronomie et la géochimie 20
1.1.3 Perspectives 23
1.2 Le climat du dernier maximum glaciaire à aujourd'hui 23
1.2.1 Le climat au DMG 24
1.2.2 La dernière déglaciation 25
1.3 Les calottes de glace du dernier maximum glaciaire à nos jours 29
1.3.1 Comment reconstruire l'évolution des calottes glaciaires ? 29
1.3.2 Les calottes au DMG 30
1.3.3 Focus sur la calotte eurasienne 30
1.3.4 Reconstruction de la géométrie de la calotte eurasienne au DMG 32
1.3.5 Rétroactions climat-calottes lors de la dernière déglaciation 33
1.4 Le climat d'aujourd'hui et de demain 35
1.4.1 Température atmosphérique et GES 35
1.4.2 Les calottes de l'Antarctique et du Groenland 36
1.5 Barents-Kara : un analogue de l'Antarctique de l'Ouest ? 37
1.6 Problématique et plan de thèse 38

2 Chapitre 2 : Les calottes de glace et leur modélisation avec le modèle GRISLI 41
2.1 Introduction 43
2.2 Description du modèle GRISLI 44
2.2.1 Bilan de masse de surface 44
2.2.2 Conservation de la masse 45
2.2.3 Écoulement 46
2.2.4 Champ de température 48
2.2.5 Résolution numérique de l'écoulement et approximations 48
2.2.6 Fusion basale 51
2.2.7 Vêlage 57
2.2.8 L'isostasie 57
2.2.9 L'hydrologie sous glaciaire 58
2.3 Forçages climatiques et conditions limites 58
2.4 Schéma de fonctionnement du modèle 59

3 Chapitre 3 : Analyse des facteurs déclenchant la déglaciation de la calotte eurasienne à l'aide du modèle de glace GRISLI2.0 61
3.1 Introduction 63
3.2 Justification de l'étude de la sensibilité de l'EIS 63
3.3 Méthodologie de l'étude 66
3.4 Article 67
3.5 Résumé de l'article en français 116
3.6 Discussion 117
3.7 Conclusion 119

4 Chapitre 4 : Étude de la dynamique et des processus responsables du recul total de EIS lors de la dernière déglaciation avec le modèle de glace GRISLI2.0 121
4.1 Introduction 123
4.2 La déglaciation d'après les reconstructions 123
4.2.1 Les reconstructions basées sur des données empiriques 123
4.2.2 Les reconstructions basées sur la modélisation 126
4.3 La dernière déglaciation vue par les modèles de calotte de glace 128
4.3.1 Les premières études 128
4.3.2 Les dernières études 129
4.3.3 Etat de l'art : bilan 131
4.4 Méthodologie de l'étude 132
4.4.1 Principe de base 132
4.4.2 Calcul des index climatiques 132
4.5 Résultats et discussions 135
4.5.1 Évolution du volume de glace de EIS 136
4.5.2 Quels sont les processus responsables du recul de BKIS ? 140
4.5.3 Test de sensibilité à différentes valeurs du facteur de transfert ... 143
4.6 Conclusions 144

5 Chapitre 5 : Influence des Calottes sur le climat lors de la dernière déglaciation 147
5.1 Introduction 149
5.2 Méthodologie 150
5.2.1 Introduction 150
5.2.2 Les composantes principales de l'IPSL-CM5A2 152
5.2.3 Adaptation du modèle IPSL-CM5A2 aux simulations transitoires . 154
5.2.4 Protocole expérimental 156
5.2.5 Initialisation du modèle après mise à jour des conditions limites 159
5.3 Résultats 160
5.3.1 Initialisation : DMG 160
5.3.2 Simulation de Contrôle 166
5.3.3 Impact des changements de topographie 175
5.3.4 Impact des flux d'eau douce 179
5.3.5 Mise en évidence de rétroactions atmosphère-océan-calottes 184
5.4 Discussions et conclusions 189

6 Chapitre 6 : Conclusions et perspectives 193

Bibliographie 199

Annexes 219

Annexe A : Abstract EGU21 The Barents-Kara Ice Sheet response to the CMIP6-PMIP4 simulations for the LGM climate 221
Annexe B : Abstract EGU22 The last deglaciation of the Eurasian ice sheet (21,000 - 8,000 yr BP): a sensitivity study to PMIP3/PMIP4 coupled atmosphere-ocean models outputs 223

1 CHAPITRE 1 :

INTRODUCTION ET ETAT DE L'ART

1.1 LE QUATERNAIRE

1.1.1 Introduction

Au début du XIXe siècle, la découverte de blocs granitiques dans les Alpes suisses par des géologues fait naitre l'idée que des variations climatiques à l'échelle mondiale se sont produites dans le passé. Ces découvertes ont remis en question la théorie du plutonisme qui prédominait jusqu'alors selon laquelle les roches présentes à la surface de la Terre seraient d'origine volcanique. Ignace Venetz et d'autres ont proposé au cours du XIXe siècle que ces blocs erratiques, dont la composition était similaire à celle des roches à plus haute altitude, auraient été transportés par des glaciers. Cette idée suggère l'existence de périodes plus froides dans le passé avec des glaciers plus étendus.

Au XIXe siècle, Louis Agassiz défend l'idée d'un âge glaciaire, avec des calottes de glace couvrant les Alpes, le nord de l'Europe, l'Asie et le Canada et découvre en 1840 la présence de moraines en Angleterre, suggérant la présence de glace à une époque plus ancienne. Cette théorie rencontre des oppositions, surtout en Angleterre, où la thèse du transport des moraines par l'eau reste prédominante. En 1862, Thomas Jamieson démontre l'incapacité de l'eau à former de nouvelles moraines ou stries et invalide la théorie du transport par l'eau des blocs erratiques.

Par la suite, la paléoclimatologie n'a cessé d'évoluer et de perfectionner ses techniques d'observation, permettant ainsi de mieux comprendre et de documenter l'évolution du climat. L'étude de différents indicateurs climatiques, telle que les plantes fossilisées ou encore les bulles d'air piégées dans les carottes de glace par exemple, a permis d'affirmer que le climat n'a cessé d'évoluer au cours du temps.

Ainsi, grâce à l'analyse de carottes marines, nous apprenons qu'il y a environ trois millions d'années, la glace s'est installée de manière pérenne sur le Groenland (Larsen et al., 1994). Cet évènement s'accompagne de l'entrée dans une ère géologique nouvelle : le Quaternaire.

Débuté officiellement il y a environ 2,6 millions d'années, le Quaternaire se caractérise par une alternance de cycles glaciaires-interglaciaires marqués par des variations importantes du volume des glaces, ainsi que par des variations de température de surface d'environ ± 5°C en Antarctique (Jouzel et al., 2007, figure 1.1).

1.1.1.1 *Les périodes interglaciaires et glaciaires du Quaternaire*

Plus d'une trentaine de cycles glaciaires-interglaciaires se sont succédé avec des périodicités de 41 000 ans et 100 000 ans (Imbrie et al., 1993; Petit et al., 1999; Gornitz, 2009). Il y a environ 1 million d'année, les périodes dites glaciaires ont duré environ 90 000 - 80 000 ans et sont caractérisées par des températures froides et une expansion des calottes glaciaires dans les deux hémisphères. Les périodes interglaciaires, beaucoup plus courtes (entre 10 000 et 20 000 ans) sont marquées par des températures plus chaudes et une diminution notable de la couverture de glace.

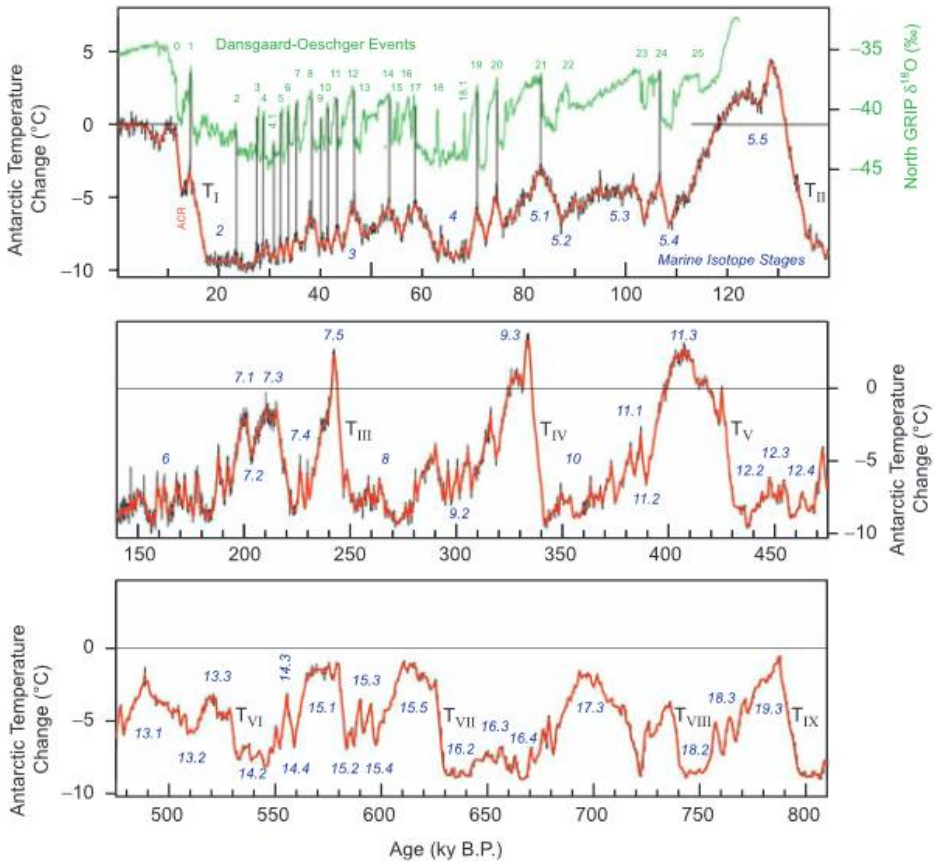

Figure 1.1 *: Anomalie de température de surface relevée en Antarctique au cours des 810 000 dernières années d'après la carotte de glace EPICA DOME C (orange) et au Groenland au cours du dernier cycle de glaciation d'après la carotte NGRIP (vert). Adaptée de Jouzel et al. (2007)*

Périodes interglaciaires - Actuellement, nous sommes dans une période interglaciaire appelée l'Holocène (-11 000 ans à aujourd'hui). En l'absence de perturbations anthropiques, les périodes interglaciaires sont caractérisées par une concentration en dioxyde de carbone comprise entre 260 et 280 parties par million (1 ppm = 1 cm^3m^{-3}) (Raynaud et al., 1993; Petit et al., 1999; EPICA community members, 2004; Jouzel et al., 2007), une température annuelle globale proche de

celle de la période préindustrielle (figure 1.1) et la présence de deux calottes de glace, l'Antarctique et le Groenland. Cependant certains interglaciaires sont marqués par un climat plus chaud. C'est le cas de l'Eémien par exemple, où des températures globales supérieures à 1°C comparées au préindustriel ont été relevées (Otto-Bliesner et al., 2013). Des températures de 3 à 8°C plus élevées au Groenland ont également été enregistrées (NEEM community members, 2013; CAPE Last Interglacial Project Members, 2006), ainsi que des températures atmosphériques supérieures de 3 à 5°C en Antarctique (Jouzel et al., 2007). L'étude des carottes de glace au Groenland suggère également une réduction de la couverture de glace de la calotte (NEEM community members, 2013; Colville et al., 2011). Le réchauffement dans les régions polaires a alors contribué à augmenter le niveau marin de 6 à 9 m par rapport au niveau actuel via la fonte partielle des calottes groenlandaise et antarctique (Kopp et al., 2009; Dutton et al., 2015; Rohling et al., 2019).

Périodes glaciaires - Les périodes glaciaires sont caractérisées par une concentration de CO_2 dans l'atmosphère autour de 180 ppm et une température globale d'environ 5°C plus faible que celle de la période préindustrielle (Masson-Delmotte et al., 2010). Cette baisse de la température atmosphérique favorise l'extension de la couverture de glace de mer des deux pôles vers les basses latitudes. Durant les périodes glaciaires, deux nouvelles calottes sont présentes à la surface de la Terre, la calotte nord-américaine et la calotte eurasienne (figure 1.2). Sur la dernière période glaciaire, ces deux nouvelles calottes seraient en partie responsables, avec l'Antarctique, le Groenland et les glaciers des montagnes, d'une diminution du niveau marin de l'ordre de 120 à 130 m par rapport au niveau actuel (Carlson and Clark, 2012).

Figure 1.2 *: Étendue des calottes de glace au dernier maximum glaciaire d'après la reconstruction ICE-6G_C (Peltier et al., 2015)*

1.1.2 L'astronomie et la géochimie

De nombreuses hypothèses ont été soulevées pour expliquer ces cycles glaciaires-interglaciaires pouvant se résumer sous la forme de deux idées dominantes en opposition tout au long des XIXe et XXe siècles. L'une d'entre elles suggère que les variations climatiques proviennent de changements d'énergie radiative reçu à la surface de la Terre. Cette perspective, connue sous le nom de théorie astronomique, repose sur l'idée que la position de la Terre par rapport au Soleil évolue, ce qui entraîne des variations d'énergie radiative et, par conséquent, de température. L'autre théorie se concentre sur les modifications de la composition chimique de l'atmosphère. Des changements dans la concentration de gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère modifient le bilan énergétique et entraînent des modifications de la température atmosphérique.

1.1.2.1 Théorie astronomique :

Au cours du XIXe siècle, des mathématiciens avaient repéré des irrégularités dans la rotation terrestre et dans son orbite autour du Soleil. Ces scientifiques, tels Joseph Adhémar (1797-1862) et James Croll (1821-1890), avaient émis l'idée que ces variations pourraient influencer l'irradiance solaire, et par conséquent, provoquer des fluctuations de température. Malgré la pertinence de leurs concepts, leurs calculs comportaient des imprécisions qui, à l'époque, les rendaient impossibles à valider par d'autres méthodes scientifiques. De nombreuses autres théories basées sur les variations de l'orbite terrestre et de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre ont vu le jour au cours des décennies suivantes, mais ont fini pour la plupart d'entre elles par être réfutées.

C'est en 1941 que Milutin Milankovitch, scientifique serbe, proposa une nouvelle théorie basée sur la mécanique céleste. En ajoutant la variation de précession de la Terre aux deux autres paramètres astronomiques, à savoir l'excentricité et l'obliquité, Milutin Milankovitch conclut que la saison charnière pour enclencher les phases de glaciation est l'été et non l'hiver. En effet, des étés plus frais empêchent la fonte totale de la neige accumulée durant l'hiver et favorisent le développement des calottes polaires.

L'entrée en glaciation est alors fonction de l'énergie solaire reçue en été au sommet de l'atmosphère au niveau des hautes latitudes. Cette énergie dépend des trois paramètres astronomiques : l'excentricité, l'obliquité et la précession (Figure 1.3).

Les paramètres astronomiques

L'excentricité - L'excentricité de l'orbite terrestre décrit la forme elliptique de la

trajectoire parcourue par la Terre autour du Soleil. Cette forme dépend de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes et le Soleil et est caractérisée par deux points importants : l'aphélie et le périhélie, qui désignent respectivement le point le plus éloigné et le plus proche du Soleil. De fortes excentricités entraînent conjointement une diminution de la distance du périhélie et une augmentation de l'aphélie et inversement. Les variations de l'excentricité modifient donc la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre au cours de l'année, avec une différence de 6.4% entre les deux points extrêmes de l'orbite.

Au cours du dernier million d'années, l'excentricité a varié entre 0.004 et 0.055 (Berger, 1978), avec des périodicités de 413 000 et 100 000 ans (Berger, 1978). Aujourd'hui, l'excentricité est de 0.016, et la Terre se trouve au périhélie durant l'hiver boréal, ce qui entraîne des hivers plus doux et des étés plus frais (inversement pour l'hémisphère sud). La variation de ce paramètre astronomique joue alors un rôle sur le contraste saisonnier de la Terre.

Précession - Au cours du temps, la position des solstices et des équinoxes se déplace lentement le long de l'ellipse, ce qui entraîne une variation de l'énergie solaire reçue à chaque saison. Ce mouvement de précession des équinoxes résulte de l'attraction exercée par le Soleil et la Lune et fait décrire au pôle Nord un cercle sur des périodes de 19 000 et 23 000 ans (figure 1.3). Le contraste saisonnier est alors modulé non seulement par les variations de l'excentricité, mais également par celles de la position des solstices et équinoxes. Ainsi, il y a environ 10 000 ans, la Terre passait par le point le plus proche du Soleil au moment du solstice d'été boréal. L'hémisphère nord recevait alors plus d'énergie solaire. Aujourd'hui, c'est le phénomène inverse qui se produit.

Obliquité - L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, également connue sous le nom d'obliquité, est un phénomène essentiel pour la répartition des zones climatiques sur notre planète et joue un rôle fondamental dans la saisonnalité. En effet, l'obliquité est à l'origine des saisons et module la quantité d'ensoleillement reçue aux différentes latitudes suivant les saisons.

Au cours des derniers millions d'années, l'inclinaison terrestre a varié entre 21°8' et 24°4', avec une périodicité de 41 000 ans (Berger, 1978). Actuellement, l'obliquité est de 23°27'. Au niveau des pôles, une variation de l'obliquité de 1° entraîne un changement de la radiation solaire d'environ 4% durant l'été (Berger, 1978). Plus l'obliquité est forte, plus les contrastes saisonniers sont intensifiés aux moyennes et hautes latitudes.

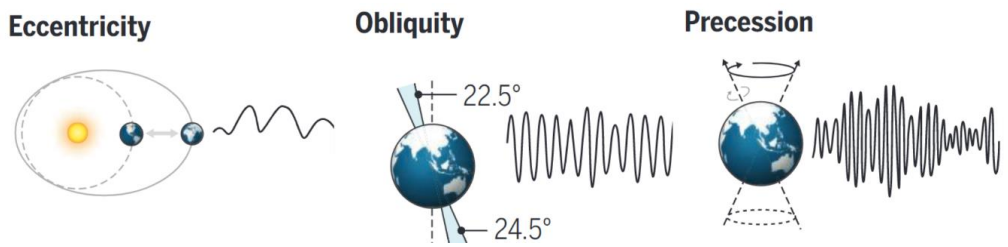

Figure 1.3 *: représentation schématique des trois paramètres astronomiques suivants : l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre et la précession. Adapté de (Hodell, 2016).*

En revanche, la variation de ces trois paramètres astronomiques ne suffit pas à expliquer la différence entre certains interglaciaires. En effet, comme énoncé plus haut, certaines périodes ont connu des températures atmosphériques globales plus élevées que d'autres (Masson-Delmotte et al., 2010; Lang and Wolff, 2011).

Parmi ces interglaciaires, on peut citer le stade isotopique 11 (il y a 400 000 ans) qui se caractérise par une faible excentricité et des contrastes saisonniers peu marqués. Cependant, les archives climatiques indiquent que cet interglaciaire a été exceptionnellement long et chaud (EPICA community members, 2004), avec un niveau marin probablement supérieur à celui de la période actuelle (Dutton et al., 2015). À l'inverse, le stade 7, marqué par une excentricité maximale et des contrastes saisonniers élevés, s'est avéré être légèrement plus chaud qu'une période glaciaire (Petit et al., 1999).

Les théories basées exclusivement sur les variations des paramètres astronomiques peinent donc à expliquer les différences entre les interglaciaires.

1.1.2.2 Vers une nouvelle théorie

Parallèlement au développement des théories astronomiques, Joseph Fourier (1824) avance l'idée selon laquelle la présence des gaz dans l'atmosphère amplifie la température moyenne de surface de la Terre, jetant ainsi les bases de ce que l'on appellera plus tard l'effet de serre. À la fin du XIXe siècle, en 1895, Svante Arrhenius émet l'hypothèse que l'entrée en glaciation est principalement due à la diminution de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère, diminuant par conséquent les températures atmosphériques. Finalement, les théories basées sur l'astronomie se sont imposées face aux théories géochimiques lors des débats scientifiques de l'époque du fait du manque d'observations disponibles permettant de valider l'impact des gaz à effet de serre (GES) sur les températures atmosphériques.

En 1965, lors d'une mission en Terre Adélie, le scientifique Claude Lorius observe des bulles d'air piégées dans un glaçon de plusieurs milliers d'années et comprend

que ces bulles d'air sont de véritables archives climatiques, pouvant révéler la composition de l'atmosphère à différentes époques et ainsi retracer l'évolution des GES au cours du temps. L'arrivée de nouvelles techniques de forage et d'analyses ont alors permis d'apporter un nouveau regard sur l'évolution du climat.

C'est dans ce contexte que Petit et al. (1999) découvrent en observant les bulles d'air piégées dans les carottes de glace, qu'une corrélation entre la concentration du CO_2 dans l'atmosphère et la température atmosphérique existe. Cette nouvelle étude permet alors à la théorie géochimique d'être reconsidérée.

1.1.3 Perspectives

L'étude des climats anciens et les avancées scientifiques successives ont considérablement enrichi notre compréhension du système climatique. Cependant, depuis le début de l'ère industrielle il y a environ 1850 ans, nos émissions de GES ont perturbé le climat, engendrant de nombreuses incertitudes quant à son évolution. Il est désormais crucial d'améliorer nos connaissances sur la sensibilité du climat aux changements de concentration de GES dans l'atmosphère.

Il y a 21 000 ans, la Terre a amorcé une transition d'un état glaciaire vers un état interglaciaire, entraînant une augmentation de sa température globale d'environ 5 à 6 °C (Osman et al., 2021; Shakun et al., 2012; Tierney et al., 2020). Cette période appelée dernière déglaciation, représente l'un des changements climatiques à grande ampleur le plus récent. Comparativement aux autres transitions entre périodes glaciaires et interglaciaires, elle constitue l'une des périodes les mieux documentées par les archives climatiques.

Étudier la réponse du climat à l'élévation des températures moyennes globales durant la dernière déglaciation permet d'anticiper la réponse potentielle de la Terre aux augmentations actuelles et futures des émissions de GES provoquées par les activités humaines (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2021).

1.2 LE CLIMAT DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE A AUJOURD'HUI

Le dernier maximum glaciaire (DMG, -21 000 ans) se définit par la période au cours de laquelle, la température atmosphérique globale était minimale. Durant le DMG, de vastes calottes glaciaires étaient présentes à des latitudes moyennes comme en Amérique du Nord mais aussi dans le nord-ouest de l'Europe, dans le nord de la Russie ainsi qu'au Groenland et en Antarctique. La forme des bassins océaniques et des côtes était également modifiée en raison de la diminution du niveau de la mer d'environ 120 mètres, conséquence de l'eau stockée sous forme de glace dans

les calottes polaires. La concentration de GES dans l'atmosphère était plus faible que celle de la période préindustrielle, et les températures océaniques et continentales étaient globalement plus froides.

1.2.1 Le climat au DMG

Le premier projet mis en place pour étudier le climat du DMG commence au début des années 1970 sous le nom de Climate Long-Range Investigation, Mapping and Prediction (CLIMAP Project Members, 1976). À travers des études basées sur les microfossiles, le projet CLIMAP parvient à établir une première reconstruction globale de la température de surface des océans (CLIMAP Project Members, 1976) à partir de trois groupes d'organismes planctoniques (foraminifères, radiolaires et coccolithophores), ainsi que de l'étendue de la glace de mer et du volume des calottes de glace. Toutefois, ces résultats se basent sur une faible variété d'indicateurs climatiques collectés sur des zones très éparses (MARGO Project Members, 2009) conférant à la reconstruction CLIMAP des incertitudes significatives.

Au cours des années 2000 le projet Multiproxy Approach for the Reconstruction of the Glacial Ocean Surface (MARGO) étudie de nouvelles carottes marines, avec une précision spatiale plus fine que les études précédentes. Une anomalie des températures globales de surface des océans de -1.9°C par rapport à la période actuelle en est déduite (MARGO Project Members, 2009). En revanche, de larges incertitudes de ± 1.8°C résident encore dans ces résultats. En effet, malgré une densité importante d'indicateurs climatiques dans l'Atlantique Nord, dans l'océan Austral et les tropiques, de nombreuses régions, telles que l'océan Pacifique, restent sous-échantillonnées (MARGO Project Members, 2009).

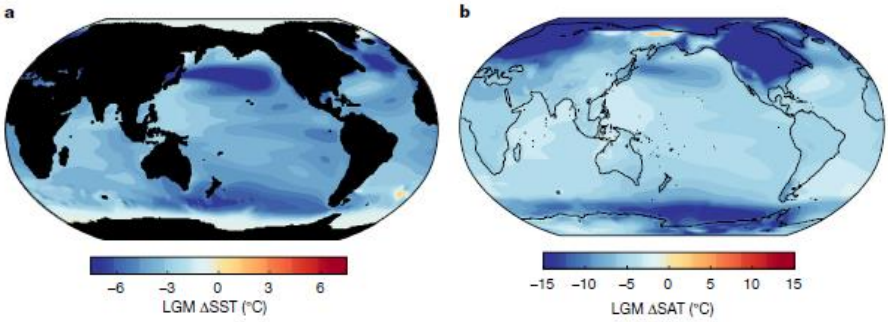

***Figure 1.4** : a : Anomalie des températures de la surface des océans entre le DMG et l'Holocène lointain (~-3000 ans); b : anomalie des températures de la surface entre le DMG et l'Holocène lointain. Adaptée de Tierney et al. (2020)*

Plus récemment, Tierney et al. (2020) ont publié une compilation établie à partir d'un ensemble plus large d'indicateurs géochimiques. Ils concluent à une anomalie de température de surface océanique de -2.8°C avec une erreur de plus ou moins

0.1 à 0.2°C, incertitude beaucoup plus faible que celle du projet MARGO (Tierney et al., 2020). Une importante disparité est observée entre les mers des basses et des hautes latitudes. L'amplification polaire, qui se réfère à un accroissement plus important des températures dans les régions polaires par rapport aux régions situées dans des latitudes plus basses se traduit par une anomalie supérieure à -6°C (soit trois degrés de différence avec la température globale des océans) mesurée dans les hautes latitudes de l'hémisphère nord (voir la Figure 1.4, Tierney et al., 2020).

En 1988, le projet Cooperative Holocene Mapping Project (COHMAP Members, 1988) regroupe et étudie un ensemble d'indicateurs climatiques (pollen et indicateurs minéralogiques) afin de produire une première reconstruction du climat des surfaces continentales au DMG. Aujourd'hui, Tierney et al. (2020) montrent, via l'analyse d'indicateurs climatiques géochimiques ($\delta^{18}O$ par exemple), une anomalie des températures annuelles de surface globales comprises entre -6.5°C et -5.7°C.

De même que pour les températures océaniques, une grande variabilité des températures de surface a été relevée entre les hautes et les basses latitudes. Par exemple, au niveau de la calotte eurasienne et de la calotte nord-américaine, des anomalies de température de surface de plus de 10°C ont été mesurées, principalement causées par la disparition des calottes de glace (Tierney et al., 2020; Shakun et al., 2012).

1.2.2 La dernière déglaciation

Les changements climatiques survenus au cours des 21 000 dernières années fournissent des informations essentielles sur les réponses du système climatique à la variation des paramètres orbitaux de la Terre ou des concentrations de GES. La dernière déglaciation, qui s'étend du DMG jusqu'au début de l'Holocène (-21 000 ans à -11 000 ans), représente le changement climatique d'origine naturelle le plus récent, au cours duquel la Terre est rapidement passée d'un état froid glaciaire avec de vastes calottes dans l'hémisphère nord, et une étendue de glace plus importante en Antarctique (Philippon et al., 2006), à un climat interglaciaire.

L'étude des indicateurs climatiques a permis de reconstruire la température de surface, la concentration atmosphérique des GES ainsi que le niveau marin sur plusieurs centaines de milliers d'années. La première étude des carottes de glace en Antarctique (Raynaud et al., 1993) montre l'évolution du climat sur les derniers 150 000 ans et rapporte une augmentation des concentrations en CO_2 de 80 ppm sur la période de la dernière déglaciation. Par ailleurs, de nombreux autres travaux

ont permis de déterminer l'évolution du niveau marin (Bard et al., 1990; Carlson and Clark, 2012), notamment par la datation des terrasses coralliennes (Bard et al., 1990) au cours de la dernière déglaciation.

D'autres études ont cherché à caractériser, via différents indicateurs climatiques, l'évolution de la température à la surface du globe depuis le DMG jusqu'à aujourd'hui (Shakun et al., 2012; Osman et al., 2021, voir Figure 1.5) et montrent que cette augmentation de température n'est pas linéaire (Osman et al., 2021, Shakun et al., 2012, voir Figure 1.5). En effet, la dernière transition d'un état glaciaire vers un état interglaciaire a été perturbée à plusieurs reprises par différents événements rapides.

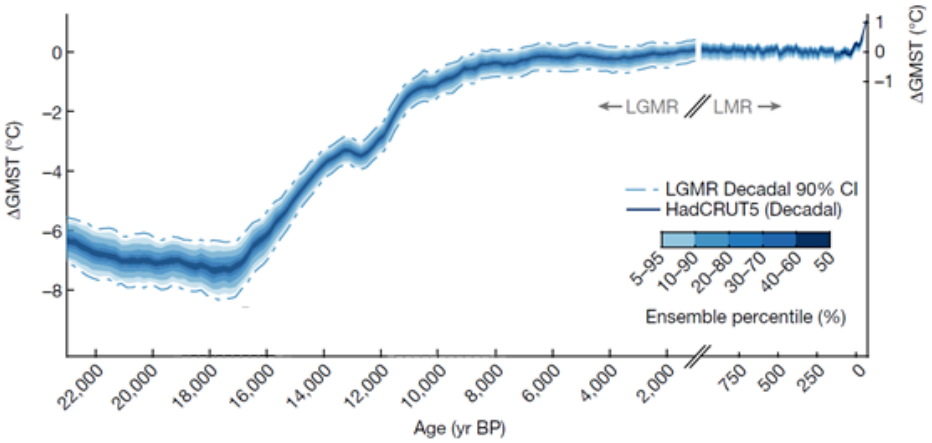

Figure 1.5 *: Changement de la température moyenne à la surface du globe au cours des 24.000 dernières années par rapport au préindustriel. Adaptée de Osman et al. (2021)*

Parmi les évènements rapides observés, on peut citer l'événement Heinrich 1 (H 1, il y a environ 17 000 ans). Il est caractérisé par des épisodes de déversements massifs de débris provenant des icebergs des calottes glaciaires. Durant la dernière déglaciation, une importante débâcle d'icebergs s'est produite entre -17 500 et -16 000 ans au moment d'un refroidissement du climat de surface. Ce refroidissement serait la conséquence de la fonte des icebergs dans une zone de l'Atlantique Nord comprise entre 40°N et 65°N, appelée la bande de Ruddiman et qui aurait entraîné une diminution de la salinité ainsi que des températures de surface de l'océan Atlantique, et une modification de la circulation océanique (Elliot et al., 2002). En effet, des recherches supplémentaires menées sur les propriétés magnétiques des carottes sédimentaires prélevées dans l'Atlantique Nord (Kissel, 2005) révèlent que la fonte des icebergs aurait entraîné un ralentissement des courants profonds et de la circulation thermohaline. La modification de ce courant océanique a par la suite eu des conséquences sur les conditions climatiques en Europe, où une afforestation a été observée après l'évènement H1 dans le sud de l'Europe (Samartin et al., 2012).

L'étude isotopique Sr/Nd a permis de déterminer l'origine des icebergs lors des événements de Heinrich dans l'Atlantique Nord en remontant à celle des particules qu'ils transportaient. Les travaux de Grousset et al. (1993) ont démontré que la majeure partie des débris dans la zone de Ruddiman provenait de la calotte nord-américaine et, dans une moindre mesure de la calotte eurasienne. Des études plus poussées ont ensuite révélé une corrélation quasi systématique : avant chaque événement de Heinrich, un dépôt de débris des calottes européennes précède celui de la calotte nord-américaine (Grousset et al., 2000). Cette chronologie a soulevé des interrogations quant à une possible relation de causalité, suggérant que les icebergs provenant de la calotte eurasienne pourraient déclencher la libération des icebergs de la calotte nord-américaine (Grousset et al., 2000).

Enfin, les processus physiques à l'origine des évènements de Heinrich restent encore aujourd'hui discutés. Une première étude centrée sur la calotte nord-américaine (MacAyeal, 1993) propose un mécanisme dit de *binge-purge*, composé de deux phases. La phase de croissance de la calotte se produit lorsque le socle sur lequel est posée la calotte est froid. Le volume de la calotte nord-américaine augmente lentement pendant cette phase, à un rythme dicté par l'accumulation de neige. L'augmentation du volume de glace isole la glace en contact avec le socle rocheux. La température à la base de la calotte augmente alors via le flux géothermique. La phase de purge se produit lorsque les sédiments à la base dégèlent et provoquent un glissement de la calotte nord-américaine par lubrification du socle en direction de l'océan Atlantique.

D'autres études de modélisation suggèrent que les changements de la circulation océanique dans l'Atlantique Nord auraient pu avoir un impact sur la dynamique de la calotte nord-américaine (Alvarez-Solas et al., 2010, 2011) et déclencher une décharge importante d'icebergs. D'après les études de Alvarez-Solas et al. (2010, 2011), une réduction du courant océanique dans l'Atlantique Nord aurait provoqué une augmentation des températures océaniques de subsurface favorisant la fonte des plateformes de glace flottante et la déstabilisation la calotte nord-américaine.

Un autre exemple d'événement rapide est l'épisode de réchauffement du Bölling-Allerod qui s'étend de -14 700 ans à -14 300 ans. Durant cette période, une augmentation abrupte du niveau marin est observée, principalement via l'analyse des récifs coralliens (Bard et al., 1990; Lambeck et al., 2014) ainsi que par des modélisations de l'épaisseur de glace contraintes par le rebond isostatique et les indicateurs géomorphologiques (Peltier et al., 2015; Lambeck et al., 2014). Cet évènement est appelé le Melt Water Pulse 1A (MWP1A). Différentes études

relèvent une augmentation du niveau des mers global de l'ordre d'une vingtaine de mètres en quelque siècles (Lin et al., 2021; Deschamps et al., 2012), avec une contribution de 4 m environ de la calotte eurasienne (Lin et al., 2021, Brendryen et al., 2020). En revanche, la contribution de chacune des calottes à l'origine de l'augmentation du niveau marin reste encore discutée dans la communauté scientifique. Lin et al. (2021) suggèrent par exemple que le MWP1A est principalement provoqué par le recul de la calotte nord-américaine alors que Brendryen et al. (2020) estiment que la calotte eurasienne a eu un rôle prépondérant.

À la suite du Bölling Allerod, une diminution de l'intensité de l'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) est observée via l'étude du rapport Pa/Th provenant des sédiments marins (Lippold et al., 2009), potentiellement provoquée par la quantité d'eau douce relâchée dans l'océan Atlantique durant le Bölling Allerod (Ivanovic et al., 2017; Elliot et al., 2002). Cette modification de la circulation océanique a pu être responsable du déclenchement d'un nouvel évènement abrupt appelé le Dryas récent (Younger Dryas en anglais). Ce nouvel évènement abrupt se caractérise par un refroidissement du climat sur environ 1000 ans. La fin de cet événement est caractérisée par un réchauffement de 3 à 4°C à l'échelle globale et marque l'entrée dans l'Holocène (Shakun et al., 2012).

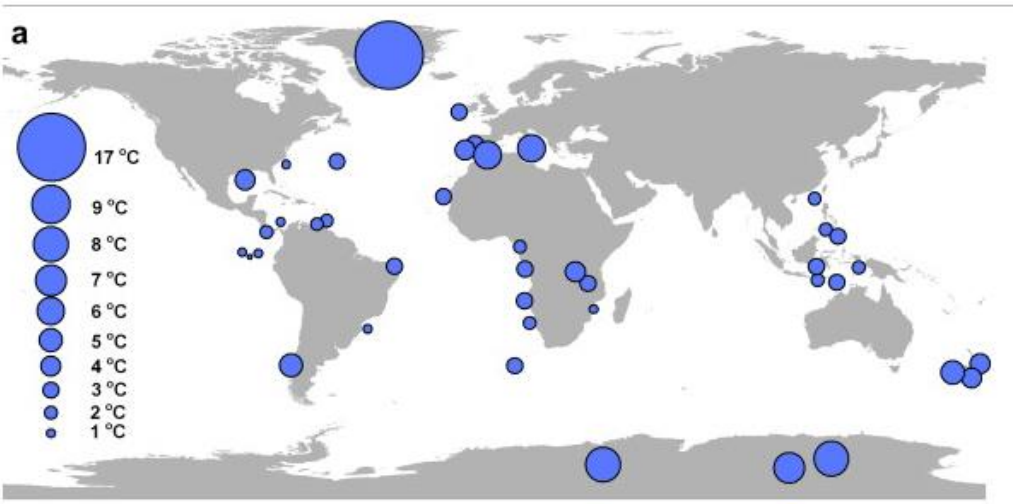

Figure 1.6 *: Changement des températures atmosphériques par rapport aux températures atmosphériques du préindustrielle en fonction de différentes localisations. Adaptée de Shakun et al. 2012*

En plus des fluctuations temporelles de la température durant la dernière déglaciation, Shakun et al. (2012) rapportent par l'analyse des carottes de glace au Groenland combinée à celle d'indicateurs climatiques géochimiques, une grande variabilité spatiale de l'amplitude du réchauffement, avec une augmentation des températures de l'ordre de 17°C (Shakun et al., 2012) entre le

DMG et l'Holocène au niveau de la calotte groenlandaise et un réchauffement d'à peine quelques degrés dans les régions des basses latitudes (voir Figure 1.6).

L'étude de l'évolution du climat mondial depuis le DMG jusqu'au début de l'Holocène offre une occasion exceptionnelle de comprendre la réponse transitoire du système climatique terrestre, ainsi que la réponse des calottes de glace à un changement des paramètres astronomiques et à une augmentation des concentrations de GES. En ce qui concerne la réponse des calottes de glaces aux changements climatiques pendant la dernière déglaciation, on peut se demander quelle a été leur réponse face à ces variations, en particulier durant les évènements abrupts.

1.3 LES CALOTTES DE GLACE DU DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE A NOS JOURS

1.3.1 Comment reconstruire l'évolution des calottes glaciaires ?

L'étude du rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ dans les foraminifères benthiques permet d'estimer l'évolution du volume des calottes glaciaires (Shackleton, 1987). Cependant, pour connaître la localisation des zones englacées, il est nécessaire de se baser sur les informations géomorphologiques, telles que les marques et dépôts laissés par les calottes glaciaires, qui nous renseignent sur l'étendue et la dynamique des calottes.

L'écoulement de la glace modifie fortement le paysage, créant des formations d'érosion glaciaire et des dépôts sédimentaires. Ces marques indiquent la direction du flux de la glace qui peut changer avec le temps. Elles fournissent ainsi des informations sur l'évolution de l'extension de la calotte au cours du temps. Les dépôts de matériaux transportés par l'avancée ou le recul de la calotte donnent lieu à la formation de différents types de moraines, notamment les moraines frontales qui marquent l'extension maximale des glaciers.

En combinant ces informations, il devient possible de reconstituer l'étendue des calottes glaciaires à différentes époques (Svendsen et al., 2004). Cependant, la reconstruction précise des calottes des glaciations passées n'est possible que si ces traces n'ont pas été trop altérées, ce qui dépend en grande partie de l'absence de glaciations ultérieures plus étendues. Ceci explique pourquoi l'extension des calottes glaciaires du dernier maximum glaciaire est relativement bien connue.

1.3.2 Les calottes au DMG

Au DMG, on trouve la calotte glaciaire nord-américaine (NIS), la calotte glaciaire eurasienne (EIS), la calotte antarctique (AIS) et la calotte du Groenland (GIS).

La calotte glaciaire nord-américaine, qui inclut la calotte Laurentide et la calotte de la Cordillère, couvrait une grande partie de l'Amérique du Nord, comprenant le Canada et le nord-est des États-Unis. Elle avait un volume de glace d'environ 30 millions de km^3, faisant d'elle l'une des plus volumineuses avec la calotte antarctique. Cette dernière est composée de la calotte de l'Antarctique de l'Ouest (WAIS) et de la calotte de l'Antarctique de l'Est (EAIS). Enfin, la calotte du Groenland recouvrait une grande partie de l'île du même nom, a vu son volume de glace diminuer entre le DMG et aujourd'hui, ce qui correspond à une contribution à la remontée du niveau marin de 2 à 4 mètres en fonction des différentes études (Tarasov et Peltier, 2002; Lecavalier et al., 2014; Vasskog et al., 2015)

1.3.3 Focus sur la calotte eurasienne

Au DMG, le volume de glace de la calotte eurasienne (EIS) était équivalent à une vingtaine de mètres d'élévation du niveau marin (Hughes et al., 2016). Elle se classait alors en troisième position, juste derrière la calotte nord-américaine et la calotte antarctique. À son étendue maximale, la calotte EIS avait une surface de 5.5 km^2 de glace (Hughes et al., 2016), et s'étendait de 52°N à 82°N et de 11°W à 90°E. Toute la partie ouest de la calotte était bordée par les océans, depuis l'océan arctique jusqu'à l'Atlantique Nord, en passant par la mer du Groenland et la mer de Norvège (Figure 1.7).

EIS était formée de trois calottes connectées entre elles : la calotte des îles britanniques (British Isles Ice Sheet, BIIS), la calotte Fennoscandienne (Fennoscandian Ice Sheet, FIS) et la calotte de Barents-Kara (Barents-Kara Ice Sheet, BKIS, Figure 1.7).

EIS, sous sa vaste étendue de glace, recouvrait les montagnes scandinaves (avec des sommets actuellement entre 1000 m et 2400 m), les régions montagneuses des îles Britanniques (avec des sommets à 1200 m d'altitude), les plaines sédimentaires d'Europe centrale ainsi que les mers de Barents, de Kara et du Nord. Par conséquent les calottes BIIS et FIS étaient principalement des calottes continentales alors que la majorité de la base de BKIS se trouvait sous le niveau marin.

Des observations géologiques et géomorphologiques traduisent la présence de

fleuves de glace dans la partie au sud de la calotte. En revanche, les principaux fleuves, avec des vitesses potentiellement plus importantes que les autres, se trouvaient dans la partie nord-est (Stokes, 2001).

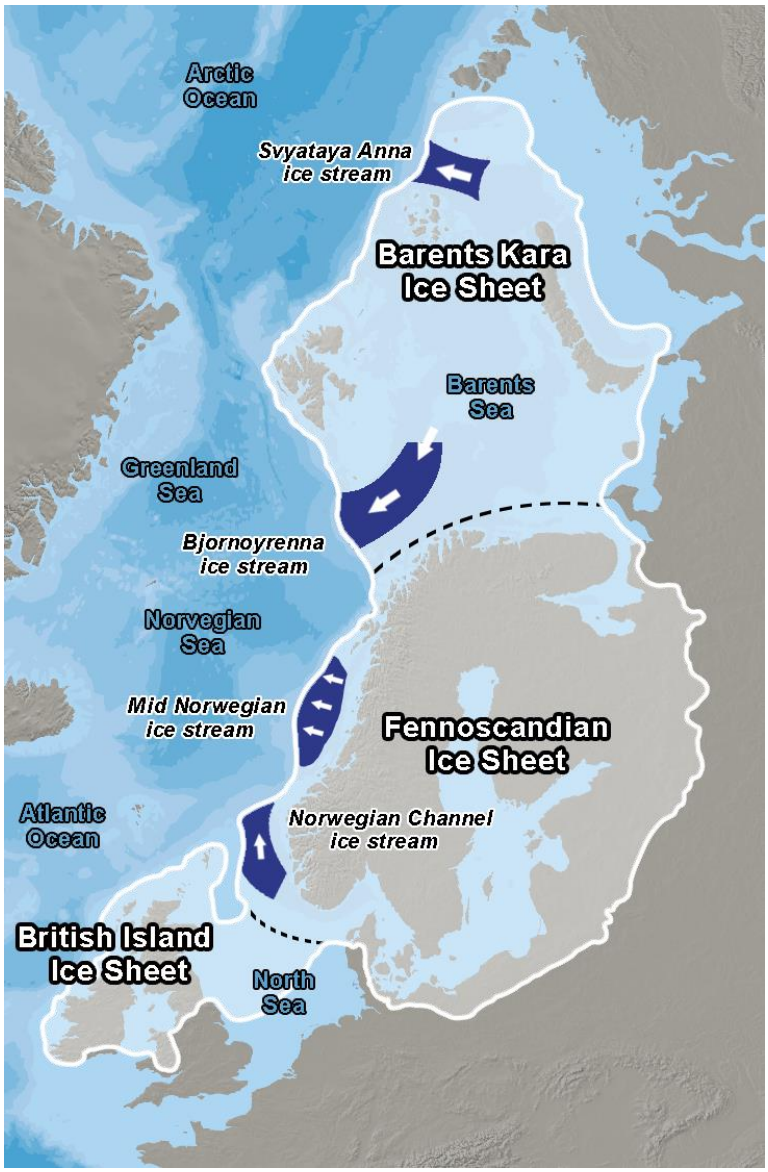

Figure 1.7 *: Carte de EIS au DMG. La ligne blanche représente l'étendue de glace la plus crédible selon DATED-1 (Hughes et al., 2016). Les zones ombrées en bleu foncé correspondent à l'emplacement des principaux fleuves de glaces (Dowdeswell et al., 2016; Stokes, 2001), et les lignes noires en pointillé délimitent les calottes de la Fennoscandie, de Barents-Kara et des îles britanniques.*

Deux fleuves de glace majeurs étaient présents sur la calotte BKIS. Le premier, le fleuve de glace de Bjørnøyrenna, considéré comme le plus important, débutait à proximité du centre de la calotte de BKIS et se déversait en mer de Norvège (Andreassen and Winsborrow, 2009). Le second, le Svyataya Anna, moins conséquent que Bjørnøyrenna, terminait sa course dans l'océan Arctique (Dowdeswell et al., 2016). Enfin, on retrouve deux autres fleuves de glace le long

de la bordure ouest de FIS (Mid Norwegian ice stream, MNIS) ainsi qu'entre la FIS et la BIIS (Norwegian Chanel ice stream, NCIS).

1.3.4 Reconstruction de la géométrie de la calotte eurasienne au DMG

La base de données DATED-1 est composée d'échantillons trouvés dans la littérature existante et est extraite de divers indicateurs climatiques (par exemple, fossiles de plantes terrestres, foraminifères) ainsi que de diverses traces géomorphologiques (érosion, moraines …) analysés à l'aide d'une série de méthodes de datation (par exemple, radiocarbone, thermoluminescence, ...). Sur la base de ces données, la compilation DATED-1 fournit trois scénarios différents pour l'étendue maximale, minimale et la plus crédible de la calotte EIS.

Les principales différences entre les trois scénarios DATED-1 au DMG (Hughes et al., 2016) sont liées à la connexion (ou déconnexion) potentielle de BIIS et FIS, à la limite continentale méridionale de FIS et à la limite orientale de BKIS (Figure 1.8). Seul le scénario minimum suggère l'absence de glace entre le BIIS et le FIS.

Différentes études ont par ailleurs estimé l'épaisseur de glace de la calotte eurasienne à l'aide de modèles. Les reconstructions de GLAC-1D (Briggs et al., 2014; Tarasov and Richard Peltier, 2002; Tarasov et al., 2012), de ICE-6G_C (Peltier et al., 2015) et de ANU (Lambeck, 1995, 1996; Lambeck et al., 2010) sont basées sur des approches de modélisations inverses, contraintes par les vitesses du rebond isostatique, le niveau relatif de la mer et les données géomorphologiques.

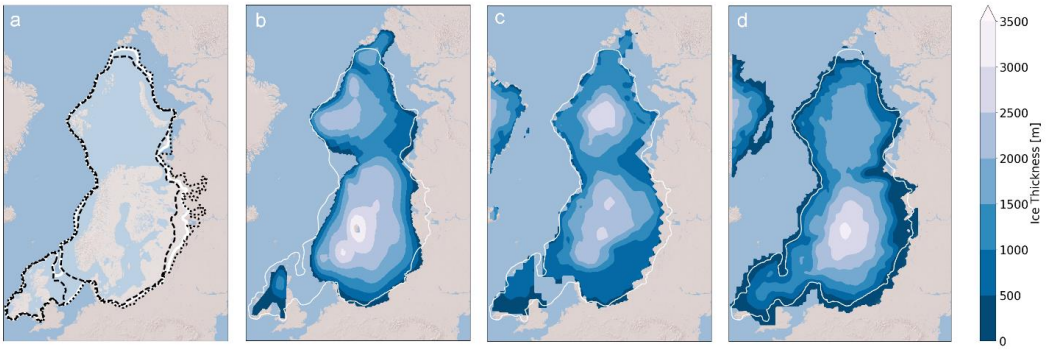

Figure 1.8 *: a/ Etendue de EIS au DMG dérivée de DATED-1 (Hughes et al., 2016). Les scénarios maximum et minimum de l'étendue de la glace sont représentés respectivement par les lignes en pointillés et en tirets. b/ Épaisseur de la glace au DMG d'après la reconstruction ANU (Lambeck et al., 1995, 1996, 2010). c/ reconstruction ICE-6G_C (Peltier et al., 2015). d/ reconstruction GLAC-1D (Briggs et al., 2014; Tarasov et al., 2012; Tarasov et Peltier, 2002). Dans les quatre panneaux, la ligne blanche représente le scénario le plus crédible de l'étendue de la glace au DMG d'après DATED-1 (Hughes et al., 2016).*

La reconstruction GLAC-1D est en accord avec le scénario DATED-1 le plus crédible, malgré une étendue de glace légèrement plus importante dans la plupart des

régions fennoscandiennes et une étendue plus faible dans la péninsule de Taymyr (dans la partie la plus orientale du BKIS). Ceci contraste avec les reconstructions ANU et ICE-6G_C dont la limite de la calotte dépasse celle du scénario DATED-1 le plus crédible.

Les différences entre les trois reconstructions contraintes par les données géologiques sont dues à des différences dans les méthodes inverses utilisées pour estimer l'épaisseur de la glace, aux données géologiques et géomorphologiques prises en compte pour déduire l'étendue de la glace, et à des choix différents concernant la rhéologie du manteau. Cela se traduit par des différences dans l'altitude et l'épaisseur de l'EIS. Par exemple, dans les reconstructions ANU et GLAC-1D, l'épaisseur de FIS atteint 3000-3500 m, tandis que la BKIS ne dépasse pas 2500 m (2000 m pour le GLAC-1D). En revanche, dans ICE-6G_C l'épaisseur de glace est plus importante sur le secteur BKIS (2500-3000 m) que sur la Fennoscandie.

1.3.5 Rétroactions climat-calottes lors de la dernière déglaciation

Les calottes glaciaires sont sensibles aux variations des conditions climatiques. L'augmentation de la température atmosphérique peut se traduire par de la fonte de surface et une diminution du volume de glace des calottes. Ce processus engendre des répercussions importantes sur le climat environnant, mais aussi sur le système climatique global. Les changements induits sur le climat par les variations de la géométrie des calottes peuvent à leur tour influencer l'évolution des calottes elles-mêmes.

Outre le rôle des variations des paramètres orbitaux et de la concentration des GES dans l'atmosphère, le processus de déglaciation résulte également de multiples rétroactions entre les différentes composantes du système climatique, dont les calottes sont partie intégrante. Ces différentes rétroactions amplifient ou atténuent le forçage climatique initial (Fyke et al., 2018). Les principales rétroactions entre les calottes et le système climatique sont présentées dans les paragraphes suivants :

- *Rétroaction de l'albédo* - Les calottes polaires, formées par l'accumulation de neige et de glace à leur surface, ont un pouvoir réfléchissant élevé, avec un albédo compris entre 0,85 et 0,90 pour la neige fraîche. Cependant, lorsque la neige et la glace fondent, elles laissent place à des surfaces plus sombres qui absorbent davantage d'énergie solaire du fait de leur albédo plus faible, augmentant ainsi l'effet du forçage radiatif et donc la température de la surface.

- *Rétroaction température-altitude* - L'augmentation des températures atmosphériques accélère la fonte des calottes, ce qui induit une diminution de l'épaisseur de glace. La surface des calottes est alors exposée à des masses d'air plus chaudes, car plus basses en altitude, ce qui intensifie la fonte en surface.
- *Interaction circulation atmosphérique-calotte* - Les calottes glaciaires peuvent atteindre plusieurs kilomètres d'épaisseur. La présence de calottes de glace a ainsi un impact sur la circulation atmosphérique. Manabe and Broccoli (1985) et Kutzbach and Wright (1985) sont les premiers à avoir suggéré que la présence de la calotte nord-américaine avait eu une influence notable sur le vent moyen. Par la suite, plusieurs études de modélisation ont mis en évidence un lien entre la topographie de la calotte nord-américaine et le climat au-dessus de la calotte eurasienne via une téléconnexion atmosphérique (Beghin et al., 2015; Liakka et al., 2016)
- *Interaction Calotte-Ocean* - La fonte des calottes glaciaires s'accompagne d'une décharge d'eau douce dans les océans environnants. L'eau douce provenant de cette fonte est également moins dense que l'eau de mer salée, ce qui signifie qu'elle a tendance à rester à la surface des océans. Cette stratification peut entraîner une séparation des masses d'eau, avec une couche supérieure froide et peu salée et une couche inférieure plus chaude et salée. Par conséquent, cette arrivée d'eau perturbe la dynamique océanique existante et a donc un impact direct sur la répartition de la chaleur à l'échelle de notre planète. D'après plusieurs travaux, il semble y avoir un consensus quant à l'impact des flux d'eau douce sur le ralentissement de l'AMOC (Kissel, 2005; Swingedouw et al., 2006; Thomas and Fedorov, 2019; Swingedouw et al., 2013). Thomas et Fedorov (2019) montrent à partir de simulations numériques, que dans des conditions climatiques actuelles, l'intensité de l'AMOC diminuerait de 22% en 40 ans pour un ajout de 0.1 Sverdrup (Sv = Sverdrup, 1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}) autour du Groenland. En revanche, la sensibilité de l'AMOC à une décharge d'eau douce reste très peu contrainte. Swingedouw et al. (2006) montrent avec le modèle climatique IPSL-CM4, qu'une réduction de l'AMOC de 21% peut être simulée dans les conditions actuelles en ajoutant, cette fois-ci, un flux d'eau douce de seulement 0.04 Sv le long du Groenland. Swingedouw et al. (2013) montrent également qu'un ajout d'eau douce dans les hautes latitudes peut avoir un impact sur la température et sur la salinité des océans aux basses latitudes potentiellement à cause d'une réduction de l'AMOC.

1.4 LE CLIMAT D'AUJOURD'HUI ET DE DEMAIN

1.4.1 Température atmosphérique et GES

Depuis le début de l'ère industrielle en 1850, les concentrations de CO_2 ont augmenté en raison des émissions anthropiques (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021). Cette augmentation soulève des préoccupations, notamment en ce qui concerne l'évolution future des calottes du Groenland et de l'Antarctique (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021). Les premières préoccupations concernant l'impact des activités humaines sur la santé remontent à plusieurs siècles. L'arrivée du charbon au début de l'ère préindustrielle a entraîné une augmentation significative de CO_2 dans l'air au niveau de la ville de Londres. Cependant, malgré ces inquiétudes, peu de mesures concrètes ont été prises avant le XXe siècle. Ce n'est qu'à la fin des années 1950 que les premières mesures continues de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère ont été effectuées par Charles Keeling (Keeling, 1958, 1960). Suite à ces nouvelles observations, le GIEC est créé en 1988 pour dresser un état de l'art des connaissances sur le climat. Depuis, le réchauffement climatique s'est accéléré, et selon le modèle climatique utilisé et les différents scénarios d'émissions de GES, les températures pourraient augmenter entre 1.4°C et 4.4°C d'ici la fin du siècle comparées à la période 1850-1900 (figure 1.9).

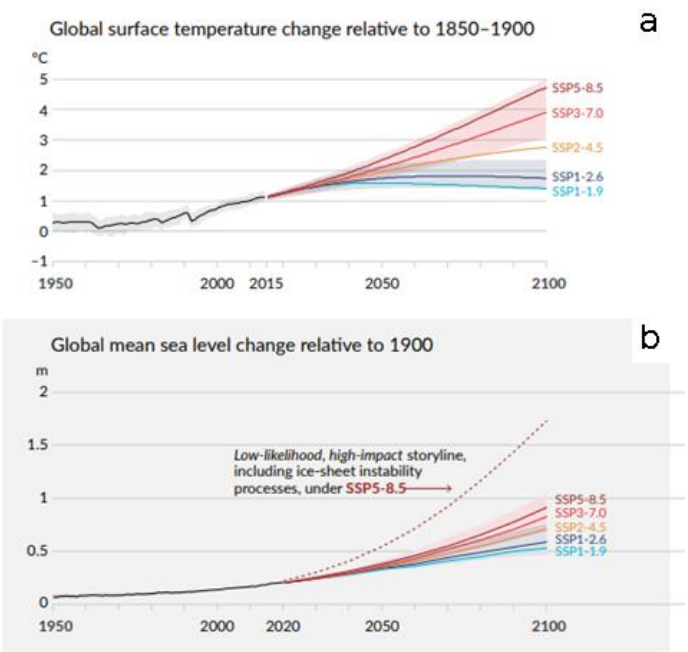

Figure 1.9 *: Les projections pour différents scénarios socio-économiques sont indiquées en couleur. Les zones colorées représentent les gammes d'incertitudes. Les courbes noires représentent les simulations historiques (panneaux b) ou les observations (panneau a). Adaptée de Intergovernmental Panel on Climate Change (2021)*

1.4.2 Les calottes de l'Antarctique et du Groenland

Aujourd'hui, environ 60 % de la perte de masse de la calotte groenlandaise est induite par la fonte de la glace à la surface du fait de l'augmentation des températures atmosphériques (van den Broeke et al., 2016). Ce processus capable de déstabiliser la calotte groenlandaise est aujourd'hui assez bien compris; par conséquent l'incertitude sur la contribution du Groenland à la remontée du niveau des mers d'ici à 2100 serait, selon le dernier rapport du GIEC, limitée à 5 cm environ, pour le scénario socio-économique le plus pessimiste (Goelzer et al., 2020).

La calotte antarctique est, quant à elle, constituée de deux parties distinctes avec des caractéristiques différentes. La partie ouest est une calotte dite marine, c'est-à-dire qu'elle se trouve en grande partie sous le niveau des mers, contrairement à la partie est qui est, quant à elle, une calotte continentale. L'ouest de l'Antarctique est aussi caractérisé par la présence de grandes plateformes de glace flottante, notamment en mer de Weddell et en mer de Ross (Fig. 1.10). On retrouve aussi de la glace flottante à l'est de la calotte, mais son étendue est moins importante qu'à l'ouest. Dans la suite de ce manuscrit, nous utiliserons souvent le terme anglais *ice-shelves* pour évoquer les plateformes de glace flottante.

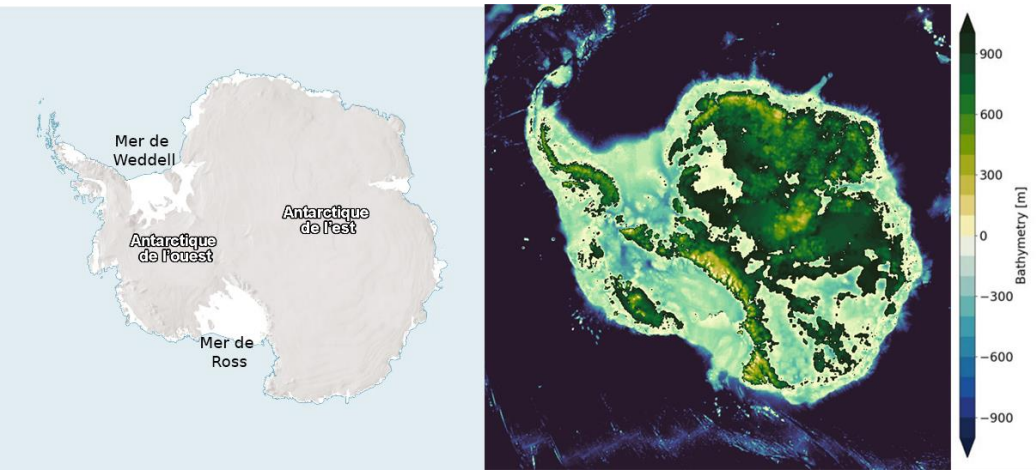

Figure 1.10 *: Gauche : Étendue de glace en Antarctique. Les parties grises représentent la glace posée alors que les parties blanches indiquent la glace flottante, dites "ice-shelves". Droite : Topographie sous glaciaire de l'Antarctique. Les zones bleues représentent les parties sous le niveau marin.*

Contrairement à la calotte groenlandaise, la calotte antarctique est sensible à des processus physiques encore peu contraints, ce qui constitue d'importantes incertitudes quant à sa contribution à l'élévation du niveau marin dans le futur. En fonction des différents modèles de glace utilisés et des différentes trajectoires socio-économiques, l'augmentation simulée du niveau marin induit par la fonte de l'Antarctique est comprise entre -2.5 cm (correspondant à une diminution du

niveau marin liée à une augmentation des précipitations neigeuses) et +15 cm en 2100 (Seroussi et al., 2020). Toutefois, certaines estimations sont beaucoup plus élevées. Par exemple, DeConto and Pollard (2016) montrent que l'Antarctique pourrait contribuer, via des processus dynamiques tels que l'effondrement des falaises de glace, à une élévation du niveau marin de plus de 1 mètre à la fin du XXIe siècle (voir figure 1.9), mais ce résultat reste encore très controversé dans la communauté scientifique (Edwards et al., 2019).

Les incertitudes sur la potentielle contribution de l'Antarctique au niveau des mers sont principalement liées aux incertitudes sur le devenir de l'Antarctique de l'Ouest. En effet, les calottes marines diffèrent des calottes continentales, car elles sont directement influencées par les variations des températures de l'océan. Le réchauffement océanique induit une fonte à la base des *ice-shelves*. À son tour, cette fonte basale peut, dans certaines configurations, être le déclencheur d'instabilités mécaniques de la glace, dont l'impact sur le reste de la calotte est encore difficile à quantifier malgré les progrès des modèles d'évolution des calottes polaires et des modèles climatiques. Nous reviendrons en détail sur ces instabilités dans le chapitre 2.

Les conséquences sociétales d'une augmentation du niveau marin sont significatives, ce qui souligne l'importance de réduire les incertitudes liées à ce phénomène pour permettre une adaptation stratégique des territoires. Pour atteindre cet objectif, il est essentiel d'améliorer notre compréhension des conséquences du changement climatique sur l'Antarctique.

1.5 BARENTS-KARA : UN ANALOGUE DE L'ANTARCTIQUE DE L'OUEST ?

Les calottes de glace évoluent relativement lentement, contrairement à d'autres composantes du système climatique telles que l'atmosphère par exemple. Il faut plusieurs milliers, voire des dizaines de milliers d'années à une calotte de glace pour s'équilibrer à de nouvelles conditions climatiques. Par conséquent, les observations actuelles ne permettent pas d'avoir le recul nécessaire pour comprendre le fonctionnement des processus physiques associés à ces instabilités. Ceci explique en partie les larges incertitudes sur l'évolution de l'Antarctique de l'Ouest dans les prochaines décennies. Afin d'améliorer notre compréhension des processus physiques capables de déstabiliser les calottes marines actuelles, une approche possible est de se tourner vers les calottes du passé, afin d'observer la dynamique des calottes marines sur des échelles de temps supérieures à 10 000 ans.

La figure 1.11 montre la bathymétrie au DMG, d'après les données de la reconstruction ICE-6G_C. Une grande partie de la calotte eurasienne : la calotte de BKIS, se situait sous le niveau marin. Par conséquent, la calotte BKIS, partie intégrante de la calotte eurasienne présente au dernier maximum glaciaire (DMG), est souvent évoquée comme un potentiel analogue de l'Antarctique de l'Ouest actuel (Gudlaugsson et al., 2017; Andreassen and Winsborrow, 2009; Mercer, 1970) bien que le climat du DMG était radicalement différent de celui d'aujourd'hui. En raison de la large partie de BKIS se trouvant sous le niveau marin (figure 1.11), l'étude de sa dynamique durant la dernière déglaciation pourrait en effet nous permettre de mieux comprendre le comportement des calottes marines dans un climat qui se réchauffe. De plus, le DMG est une période relativement bien documentée, apportant bon nombre d'informations sur le climat et la géométrie des calottes.

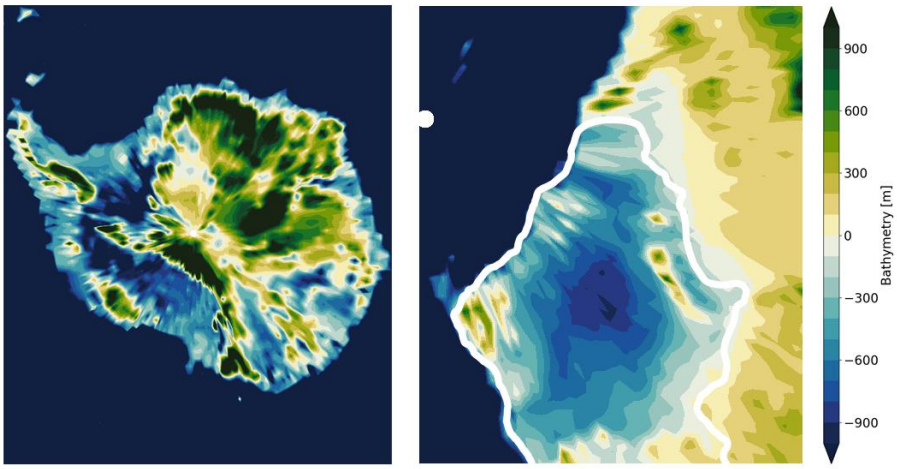

Figure 1.11 *: Topographie de l'Antarctique (gauche) et BKIS (droite) au DMG d'après ICE-6G_C. Les zones bleues sont sous le niveau de la mer du DMG, et respectivement, les zones marrons/vertes se situent au-dessus du niveau marin DMG. Le trait blanc représente l'étendue de la calotte au DMG d'après la reconstruction la plus crédible de DATED-1 (Hughes et al., 2016).*

1.6 PROBLEMATIQUE ET PLAN DE THESE

Nous avons vu précédemment que le dernier maximum glaciaire, il y a environ 21 000 ans, était caractérisé par une couverture de glace bien plus importante que celle d'aujourd'hui avec la présence des calottes nord-américaine et eurasienne et un niveau marin de 120 m à 130 m plus bas que le niveau actuel. Les mécanismes ayant conduit à une fonte partielle du Groenland et de l'Antarctique et à la disparition totale des calottes américaine et eurasienne lors de la dernière déglaciation ne sont toujours pas entièrement compris.

De plus, d'après de nombreux travaux, il est désormais admis que le changement

climatique actuel, provoqué par nos émissions anthropiques, a un impact significatif sur les calottes du Groenland et de l'Antarctique (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2021). L'évolution actuelle et future du Groenland est aujourd'hui relativement bien comprise et est principalement gouvernée par la fonte de surface (van den Broeke et al., 2016). En revanche, comme souligné précédemment, la contribution de l'Antarctique à l'élévation du niveau marin est entachée d'incertitudes plus importantes qui, selon Seroussi et al. (2020) pourraient atteindre plusieurs dizaines de centimètres d'ici la fin du siècle.

Selon différentes études basées sur des observations satellitaires (Pritchard et al., 2012; Depoorter et al., 2013; Paolo et al., 2015), la fonte sous les *ice-shelves* serait en constante augmentation, et par conséquent impacterait de façon croissante le volume de glace de l'Antarctique de l'Ouest. Les observations satellitaires des calottes de glace ayant débuté il y a quelques décennies, les conclusions de ces études se basent donc sur des données ne couvrant qu'une période de quelques dizaines d'années. Étant donné que les calottes de glace ont généralement des temps de réponse de l'ordre du millénaire, il est donc difficile de prédire le comportement futur de l'Antarctique de l'Ouest, et plus généralement des calottes marines, uniquement à partir des observations actuelles.

La calotte glaciaire de BKIS qui recouvrait, les mers de Barents et de Kara au dernier maximum glaciaire, semble constituer l'un des analogues les plus pertinents de l'Antarctique de l'Ouest actuel en raison de sa vaste étendue située sous le niveau marin. Une compréhension approfondie de l'évolution de la calotte BKIS, et plus largement de EIS, pendant la dernière déglaciation contribuerait significativement à affiner les projections de l'évolution de l'Antarctique dans le futur.

Mes travaux de recherche sont donc axés sur l'analyse de la période de la dernière déglaciation. Dans premier temps, l'objectif principal est de mieux documenter et de mieux comprendre la réponse des calottes glaciaires face à un climat qui se réchauffe, et dans un second temps d'examiner l'impact de l'évolution des calottes sur le climat global.

La première partie de ma thèse s'intéresse plus particulièrement au comportement de la calotte EIS durant la dernière déglaciation avec l'Antarctique de l'Ouest actuel. Mon approche repose sur la modélisation de la calotte EIS avec le modèle de calottes polaires GRISLI. J'étudierai dans un premier temps les mécanismes responsables du recul de la calotte au début de la dernière déglaciation en examinant l'impact du climat de surface, de la fonte basale sous les *ice-shelves* et de la remontée du niveau marin due à la fonte des autres calottes. Je me concentrerai ensuite sur l'impact des mécanismes internes de la calotte,

c’est-à-dire au glissement de la glace à la base de la calotte ou encore du vêlage d'icebergs. Par la suite, j’étudierai la dynamique de la calotte EIS et les processus à l'origine de son recul sur l’ensemble de la dernière déglaciation. Une analyse plus approfondie sera réalisée sur la réponse de la calotte BKIS à différentes perturbations afin d’examiner dans quelle mesure celle-ci présente une analogie potentielle avec l’Antarctique de l’Ouest.

La seconde partie de ma thèse sera consacrée à l’étude des rétroactions climat-calottes au cours de la dernière déglaciation. Ces travaux seront réalisés avec le modèle climatique IPSL-CM5A2, en modifiant à certaines périodes clés les conditions limites de la géométrie des calottes polaires données par la reconstruction GLAC-1D. Au cours de cette étude, je me concentrerai sur l’analyse de l’impact du changement de topographie des calottes ainsi que sur l’impact des flux d’eau douce sur le climat. J’examinerai en particulier la réponse de l’AMOC lors du MWP1A. Une telle simulation n’ayant jamais été réalisée auparavant avec le modèle IPSL-CM5A2, ces premières expériences permettront de mettre en avant les difficultés techniques à relever avant de pouvoir effectuer des simulations transitoires avec le modèle de l’IPSL entièrement couplé à un modèle de calottes polaires.

Enfin, un dernier chapitre de conclusions viendra clôturer ce manuscrit, afin de récapituler et de mettre en perspective les contributions de cette thèse à notre compréhension des rétroactions climat-calotte et à la sensibilité de la calotte eurasienne aux changements climatiques observés au cours de la dernière déglaciation.

2 CHAPITRE 2 :

LES CALOTTES DE GLACE ET LEUR MODELISATION AVEC LE MODELE GRISLI

2.1 INTRODUCTION

Une calotte glaciaire est une masse de glace formée par les précipitations neigeuses accumulées sur le socle rocheux. L'évolution d'une calotte glaciaire dépend de la déformation mécanique de la glace, des conditions basales et enfin des conditions climatiques de surface comme les températures atmosphériques ou océaniques.

Un modèle de glace est un outil numérique utilisé pour étudier le comportement des calottes glaciaires et des glaciers en réponse à un forçage climatique appliqué à la surface. Ces modèles sont basés sur les équations primitives permettant de simuler l'évolution de la géométrie des calottes de glace en fonction des conditions de surface, des profils verticaux de température et de vitesse dans la glace ainsi que des conditions basales (frottement basal, flux géothermique, topographie du socle rocheux et conditions hydrologiques à la base de la calotte).

Il existe une hiérarchie de modèles de glace de différentes complexités qui dépendent du degré d'approximation retenu pour la résolution des équations décrivant la dynamique de la glace. Le modèle de glace GRISLI est un modèle hybride à trois dimensions dont les équations sont résolues sur une grille cartésienne. Il permet de représenter les zones d'écoulement lent produit par la déformation de la glace sous l'effet de son propre poids et les zones d'écoulement rapides comme les fleuves de glace ou les plateformes de glace flottante. GRISLI tient aussi compte du couplage thermomécanique, ce qui signifie que les températures de la glace influent sur les vitesses d'écoulement, qui elles même influent sur le champ de température. Je reviendrai sur ce couplage entre vitesse de déformation et température dans la suite de ce chapitre.

GRISLI a été développé initialement pour étudier le comportement de la calotte antarctique au cours des cycles glaciaires-interglaciaires (Ritz et al., 2001). Depuis, il a été adapté aux calottes de l'hémisphère nord (Peyaud et al., 2007) et testé dans diverses conditions climatiques (Philippon et al., 2006; Charbit et al., 2008, 2013; Alvarez-Solas et al., 2011; Ladant et al., 2014; Le clec'h et al., 2019; Colleoni et al., 2014; Beghin et al., 2015). Le modèle a également participé au projet ISMIP6 d'intercomparaison des modèles d'inlandsis (Goelzer et al., 2020; Seroussi et al., 2020; Quiquet and Dumas, 2021a, b) afin d'étudier les changements futurs du niveau de la mer (Nowicki et al., 2020).

Dans le cadre de ma thèse, j'ai utilisé le modèle de glace GRISLI (Grenoble *Ice-shelves* and Land Ice) afin de simuler le comportement de la calotte eurasienne au DMG et lors de la dernière déglaciation en réponse à des perturbations climatiques. Pour cela, j'ai adopté une résolution horizontale de 20 km x20 km et

de 21 niveaux verticaux.

Dans cette section, nous rappelons les principes de base du modèle GRISLI. Une description complète du modèle est disponible dans Quiquet et al. (2018).

2.2 DESCRIPTION DU MODELE GRISLI

2.2.1 Bilan de masse de surface

Le bilan de masse de surface se définit comme la différence entre les processus d'accumulation et les processus d'ablation comme la fonte par exemple. Celui-ci dépend directement des conditions climatiques (e.g. températures et précipitations) qui peuvent être issues des observations ou des sorties des modèles de climat. Dans GRISLI, l'accumulation est calculée à partir de la moyenne mensuelle des précipitations totales. Si la température atmosphérique mensuelle est négative, alors le modèle considère que les précipitations sont solides. L'accumulation est considérée comme nulle lorsque la température mensuelle moyenne est positive.

Il existe plusieurs méthodes pour calculer l'ablation. L'une des méthodes la plus fréquemment utilisée est la méthode empirique des degrés-jours positifs (Positive degree-days en anglais, PDD), que ce soit pour des simulations paléoclimatiques ou des projections futures. Cette méthode a été initialement proposée par Braithwaite and Olesen (1989) et Braithwaite (1995). Elle relie le taux de fonte annuel à l'excédent positif mensuel de la température et suppose que les variations de la température autour de la moyenne mensuelle suivent une distribution normale. Cette formulation a ensuite été modifiée par Reeh (1991) qui calcule la somme des degrés-jours positifs à partir de la température journalière et de ses variations autour de la moyenne. Cette température journalière est déduite du cycle annuel de températures supposé suivre une fonction sinusoïdale dont l'amplitude est donnée par la différence entre la température moyenne annuelle et la température moyenne du mois de juillet avec une période d'un an. Dans GRISLI, la formulation du PDD selon Reeh (1991) a été adaptée pour reconstruire le cycle annuel à partir des températures mensuelles. Elle s'exprime de la manière suivante :

$$PDD = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^{365} dt \int_0^{T_m+2.5\sigma} T exp\left(\frac{(T-T_m)^2}{2\sigma^2}\right) dT \qquad (1)$$

où T_m est la température mensuelle de surface et σ l'écart type de la distribution des températures, généralement fixé à 5°C. σ représente la variabilité à l'échelle du mois. Ceci permet d'obtenir des taux de fonte non nuls même si les températures moyennes mensuelles sont négatives.

Une fois le PDD intégré sur l'année, la valeur obtenue en °C est utilisée pour calculer l'ablation. Reeh (1991) propose une relation linéaire entre le PDD et les taux de fonte de la neige et de la glace. Dans un premier temps, la neige accumulée sur l'année va être la première à fondre avec un taux de fonte $C_{snow} = 0.003$ m an^{-1} °C^{-1}. Une partie de l'eau de fonte produite en surface pénètre en profondeur et peut regeler tant que la capacité maximale de rétention d'eau n'est pas atteinte. Dans la formulation de Reeh (1991), 60% au maximum de cette neige fondue peut regeler, le reste s'écoule le long des pentes de la calotte. Si toute la neige a fondu et si le PDD a une valeur assez élevée, alors la glace peut commencer à fondre avec un taux de $C_{ice} = 0.008$ m an^{-1} °C^{-1}.

Depuis les travaux de Reeh (1991), d'autres formulations ont été proposées avec de nouvelles paramétrisations des taux de fonte C_{snow} et C_{ice} en fonction de la température, de nouveaux schémas pour estimer la quantité d'eau regelée en profondeur (Tarasov and Richard Peltier, 2002; Fausto et al., 2009) ou encore de nouvelles formulations pour prendre en compte la variation de l'écart type de la distribution des températures avec l'altitude (Fausto et al., 2009).

Afin de mieux considérer le potentiel impact des variations de température atmosphérique durant la dernière déglaciation de la calotte eurasienne sur les taux de fonte, j'ai choisi d'utiliser la formulation de Tarasov et Peltier (2002). En effet, dans cette formulation, les taux de fonte dépendent de la température et se calculent de la manière suivante :

$$C_{\text{ice}} = \begin{cases} 17.22 & \text{if } T_{jja} \leq -1°C \\ 0.0067 \times \left(10 - T_{jja}\right)^3 + 8.3 & \text{if } -1°C < T_{jja} < 10°C \\ 8.3 & \text{if } 10°C \leq T_{jja} \end{cases}$$
$$C_{\text{snow}} = \begin{cases} 2.65 & \text{if } T_{jja} \leq -1°C \\ 0.15 \times T_{jja} + 2.8 & \text{if } -1°C < T_{jja} < 10°C \\ 4.3 & \text{if } 10°C \leq T_{jja} \end{cases} \quad (2)$$

avec T_{jja} les températures de surface estivales.

Le regel, quant à lui, est calculé selon un modèle plus physique que celui de Reeh (1991). Il tient compte à la fois de l'effet de saturation (capacité maximale de rétention d'eau), mais aussi de la chaleur latente libérée par le regel et donc de la possibilité d'une élévation de la température au-dessus du point de fusion qui permet alors à la glace regelée de fondre à son tour.

2.2.2 Conservation de la masse

Comme indiqué au début de ce chapitre, les calottes polaires sont des masses de glace gigantesques qui se forment par accumulation de neige. Comme nous

considérons dans GRISLI que les précipitations neigeuses tombent sous forme de glace, la couche de neige issue des précipitations et présente à la surface de la calotte est remplacée par une couche de glace de masse équivalente. La densité de la glace étant constante, on peut écrire une équation d'incompressibilité sous la forme :

$$\frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0 \quad (3)$$

où u_x, u_y, u_z sont les composantes de la vitesse suivant les axes x, y et z.

En intégrant l'équation (3) sur toute la colonne de glace, c'est-à-dire de la base B de la calotte jusqu'au sommet S (voir figure 2.4), nous obtenons l'évolution de l'épaisseur de glace en fonction du temps :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \partial \frac{\left(\overline{U}_x \middle| H\right)}{\partial x} + \partial \frac{\left(\overline{U}_y \middle| H\right)}{\partial y} + SMB - B_{melt} \quad (4)$$

où H est l'épaisseur de glace, $\overline{U}_x$ et $\overline{U}_y$ les vitesses horizontales moyennées sur l'épaisseur de la calotte et SMB le bilan de masse de surface. B_{melt} représente à la fois la fonte sous les *ice-shelves* et la fonte de la glace posée à la base de la calotte.

Cette équation de conservation implique que tout ce qui s'accumule à la surface de la calotte glaciaire par les précipitations neigeuses se traduit soit par une variation de l'épaisseur de glace, soit est évacuée vers les bords via l'écoulement de la glace ou par la fonte de surface et la fonte basale. En d'autres termes, cette équation gouverne l'évolution des calottes polaires.

2.2.3 Écoulement

L'écoulement est induit par les contraintes qui s'exercent sur la glace et qui génèrent sa déformation. Si l'on considère une calotte de glace comme un ensemble de cubes infinitésimaux, alors il s'applique sur chaque face des cubes une contrainte normale d'étirement ($\sigma_{i=x,y,z}$) et deux contraintes tangentielles de cisaillement (τ_{ij}) (voir figure 2.1).

En appliquant le principe fondamental de la dynamique sur un cube infinitésimal composant la calotte, et en supposant que seules les forces de gravité sont significatives, nous obtenons l'équation quasi-statique du système :

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

$$\frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} = 0 \qquad (5)$$

$$\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = \rho g$$

avec ρ la masse volumique de la glace, g la gravité, σ_i les contraintes normales d'étirement et τ_{ij} les contraintes de cisaillement.

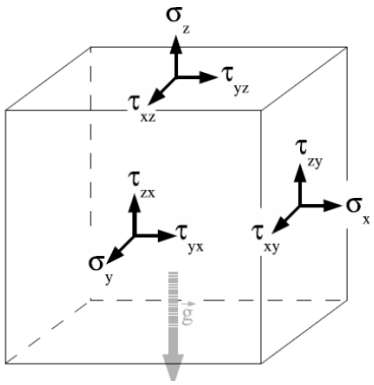

Figure 2.1 *: Représentation des composantes des vecteurs de contraintes s'appliquant sur un cube élémentaire. Adaptée de Quiquet et al. (2018)*

En fonction des températures de la glace, il est possible de considérer le comportement de la calotte comme un corps visqueux non newtonien, c'est-à-dire comme un fluide dont la viscosité dépend non seulement de la température, mais aussi des contraintes (pour lesquelles le tenseur des contraintes τ_{ij} n'est pas relié linéairement au tenseur des taux de déformation). De cette manière les contraintes appliquées au volume infinitésimal sont reliées aux vitesses d'écoulement de la glace par une loi de comportement :

$$\tau'_{ij} = 2\eta\dot{\varepsilon}_{ij} \qquad (6)$$

avec le taux de déformation $\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i}\right)$ en s^{-1}, le déviateur de contrainte $\tau'_{ij} = \tau_{ij} - \delta_{ij}P$ (P étant la pression hydrostatique en Pa) et η la viscosité de la glace (Pa a^{-1}).

Dans le modèle GRISLI, on considère que la viscosité suit une loi empirique dite loi de Glen (Glen, 1955) :

$$\frac{1}{\eta} = B_{AT}(T)\tau^{n-1} \qquad (7)$$

avec B_{AT} (Pa^{-3} a^{-1}) un coefficient qui dépend de la température et de l'exposant n

défini empiriquement.

La plupart des modèles de calottes polaires utilisent généralement un exposant n égal à 3. Mais les contraintes à l'intérieur des calottes sont souvent moins fortes que celles imposées dans les expériences qui ont permis de déterminer empiriquement cette valeur. Ainsi, l'exposant 3 est approprié pour des contraintes élevées, tandis qu'un exposant de 1 semble plus probable dans les zones de faibles contraintes, telles que le centre de la calotte (Pimienta et Duval, 1987).

Afin de mieux représenter la déformation de la glace et calculer plus précisément les vitesses d'écoulement, on utilise dans GRISLI une loi de Glen polynomiale qui combine un coefficient d'ordre 3 et d'ordre 1. Cependant, même avec l'utilisation de cette loi polynomiale, l'épaisseur simulée peut être supérieure aux observations. Un facteur d'ajustement, appelé facteur d'amplification (E_f) a donc été intégré dans la loi de Glen. Ce facteur, constant dans le temps et dans l'espace, permet de prendre en compte les autres processus de déformation liés aux particularités des cristaux de glace et à l'anisotropie de la glace, non pris en compte dans la loi de Glen. Ce paramètre, défini à la fois pour la loi linéaire (E_{f1}) et cubique (E_{f3}), permet d'augmenter la déformation ($E_f > 1$) dans les zones où l'écoulement est trop rapide par rapport aux observations, ou au contraire de la réduire dans les zones où l'écoulement est trop lent ($E_f < 1$). La loi de comportement s'écrit alors de la manière suivante :

$$2\dot{\varepsilon}_{ij} = (E_{f1}B_{AT,1} + E_{f3}\tau^2 B_{AT,3})\,\tau'_{ij} \qquad (8)$$

2.2.4 Champ de température

À l'intérieur de la calotte, la température de la glace n'est pas uniforme. La glace ayant une faible conductivité thermique, un gradient de température s'installe entre la surface, plus froide, et le socle, plus chaud.

Au sein des calottes, la chaleur est produite par la déformation de la glace, mais aussi par le flux géothermique à la base de la calotte. La conduction de chaleur à travers la glace est assurée par diffusion et advection horizontale et verticale. La diffusion horizontale de chaleur est généralement négligée, car les gradients de température horizontaux sont beaucoup plus faibles que les gradients verticaux.

2.2.5 Résolution numérique de l'écoulement et approximations

Le système d'équations (3) peut être résolu numériquement. En utilisant la loi de Glen (5) et la loi de comportement (6), nous pouvons calculer la vitesse de la glace et ainsi simuler l'écoulement de la calotte. Les modèles résolvant l'ensemble de ce système d'équations sont dits « Full Stokes ». En revanche, la résolution

complète de ces équations demande un temps de calcul considérable et limite donc leur utilisation à des simulations courtes (quelques décennies à un siècle) et/ou à des régions spécifiques. Afin de simuler le comportement des calottes de glace sur plusieurs dizaines de milliers d'années, il est donc nécessaire de faire certaines approximations.

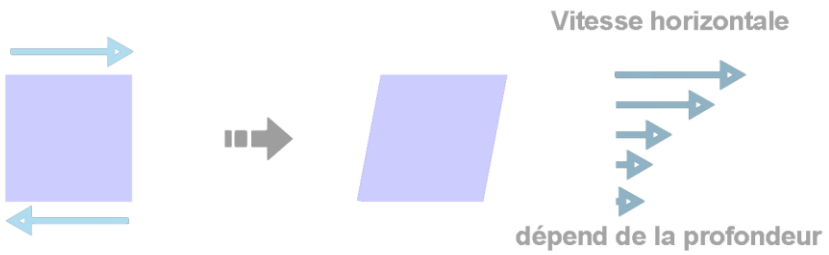

Figure 2.2 *: Représentation schématique de la Shallow Ice Approximation.*

La première étape permettant de réduire le temps de calcul de notre système est d'appliquer l'approximation de la couche mince (ou Shallow Ice Approximation en anglais, SIA, voir figure 2.2, Hutter, 1983). Cette approximation revient à tirer parti du faible rapport d'aspect entre l'épaisseur de la calotte et sa dimension horizontale. Dans le cas de la calotte eurasienne, l'épaisseur moyenne au DMG était supérieure à 2000 m et son étendue maximale était d'environ 4000 km. Ainsi, un rapport d'aspect de l'ordre de 10^{-3} est obtenu pour la calotte eurasienne. Les variations horizontales peuvent donc être négligées devant les variations verticales, ce qui revient à conserver les contraintes de cisaillement dans le plan vertical. Ce scénario est principalement observé dans les zones d'écoulement lent au centre des calottes.

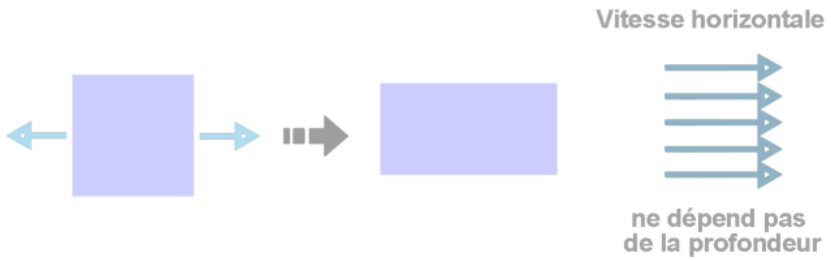

Figure 2.3 *: Représentation schématique de la Shallow Shelf Approximation.*

Une seconde approximation, dite Shallow Shelf Approximation (SSA, voir figure 2.3, MacAyeal, 1989) néglige les contraintes de cisaillement vertical face aux contraintes de cisaillement horizontal et aux contraintes longitudinales. Contrairement à la SIA, la SSA est une approximation valable uniquement pour les zones d'écoulement rapide telles que les plateformes de glace flottante et les fleuves de glace où l'on a un faible frottement à la base (cisaillement vertical négligeable) et de forts gradients sur les vitesses horizontales, ce qui rend les

contraintes longitudinales et le cisaillement horizontal prédominants.

Afin de calculer les composantes SSA, il est essentiel de calculer les vitesses à la base de la calotte. La loi de glissement relie alors les vitesses de glissement (u_{bi}) à la base de la calotte aux contraintes basales (τ_{bi}) via le coefficient de frottement basal (β). Dans le modèle GRISLI, le frottement basal suit la loi de Weertman (1957) :

$\tau_{bi} = -\beta u_{bi}$ avec $i = x, y$ (9)

Le coefficient de frottement basal, dépend des caractéristiques du socle rocheux, comme par exemple la présence ou l'absence de sédiment meuble, la topographie du socle, la quantité d'eau basale et peut être calculé de deux manières différentes dans GRISLI :

- Dans les simulations pour lesquelles on souhaite avoir une topographie très proche des observations, β est souvent déterminé par méthode d'inversion, en considérant la calotte actuelle à l'équilibre ($\frac{\partial H}{\partial t} = 0$). C'est l'approche qui a été suivie dans les simulations GRISLI effectuées pour ISMIP6 (Seroussi et al., 2020, Goelzer et al, 2020).
- Pour les calottes du passé, ces données d'observations n'étant pas disponibles, le coefficient de frottement basal est calculé en fonction de la pression effective de la glace notée N:

  $\beta = c_f N$ (10)

  avec c_f un coefficient d'ajustement exprimé m a^{-1} .

Dans le modèle GRISLI, les vitesses sont calculées comme la somme des composantes SIA et SSA. Le domaine total de la calotte glaciaire peut donc être séparé en trois régions : les *ice-shelves* où la vitesse de la glace est calculée avec la SSA, les zones où la base de la calotte est froide (i.e. vitesse basale nulle) qui sont régies par la SIA, et enfin, la glace posée sur une base tempérée où la vitesse de la glace est calculée comme la somme des composantes de la SIA et de la SSA (voir figure 2.4).

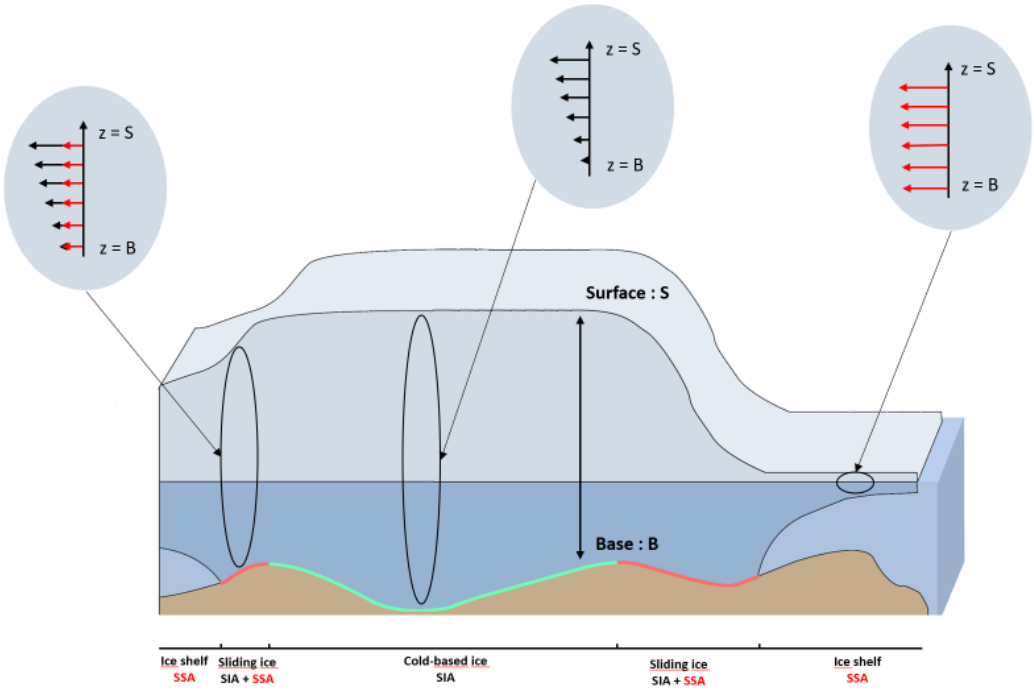

Figure 2.4 *: Représentation schématique des différents types d'écoulement dans GRISLI et des profils de vitesse associés. Les zones rouges représentent les régions où les vitesses d'écoulement sont contraintes par l'approximation SSA et SIA alors que les zones vertes sont régies par l'approximation SIA.*

2.2.6 Fusion basale

La fusion basale représente la fonte de la glace à la base de la calotte. Ce processus s'observe pour la glace posée, sous les *ice-shelves*, et à la ligne d'échouage, définie par la frontière virtuelle entre la glace posée et la glace flottante.

2.2.6.1 La fusion basale de la glace posée

La fusion basale de la glace posée est induite par le flux géothermique ainsi que par la chaleur produite par la déformation de la glace et le frottement sur le socle rocheux. Lorsque le point de fusion est atteint à la base de la calotte, la glace commence à fondre. Cette fonte basale est calculée de la manière suivante :

$$b_{melt} = \frac{-\phi - k_g \frac{\partial T}{\partial z}\quad glace}{L_f \rho} \qquad (11)$$

où ϕ est le flux géothermique (en W m^{-2}), et dont la distribution spatiale est donnée par les travaux de Shapiro et Ritzwoller (2004); k_g est la conductivité thermique de la glace, L_f la chaleur latente de fusion, et $\frac{\partial T}{\partial z}$ le gradient de température dans la glace.

2.2.6.2 La fusion basale sous les ice-shelves

Des travaux basés sur des observations de la fonte basale sous les *ice-shelves* en Antarctique montrent une variabilité pouvant aller de quelques centimètres à plusieurs mètres par an en fonction de la zone observée (Rignot et al., 2011). Cette importante variabilité dépend de différents facteurs tels que les températures et les courants océaniques, la salinité, la bathymétrie et la hauteur d'eau à l'intérieur de la cavité (Reese et al., 2018). De ce fait, la fusion basale sous les *ice-shelves* est un processus peu contraint, car très complexe et encore soumis à de nombreuses recherches (Reese et al., 2018, Berends et al., 2022, Burgard et al., 2022).

Au début de ma thèse, la fonte basale sous les *ice-shelves* dans le modèle GRISLI était calculée pour des applications en climat passé de façon très simple avec uniquement deux valeurs du taux de fonte : un taux relativement faible (0.2 m an^{-1}) pour les *ice-shelves* situés sur le plateau continental et une valeur beaucoup plus élevée dans le cas où l'*ice-shelf* s'étend au-delà du plateau continental (10 m an^{-1}). Cette approche ne prenait pas en compte les températures océaniques et la salinité. Or, d'après Beckmann et Goosse (2003) la fusion basale sous les *ice-shelves* se produit lorsque les eaux océaniques relativement chaudes pénètrent à l'intérieur de la cavité, c'est-à-dire sous les *ice-shelves* et atteignent la ligne d'échouage (voir figure 2.5). L'eau de fonte, moins salée, et donc moins dense, se mélange alors avec l'eau environnante et remonte le long de l'*ice-shelf*.

L'eau de fonte provenant de la ligne d'échouage qui remonte le long de l'*ice-shelf* provoque la remontée des eaux de l'océan profond via un mécanisme de pompage dit de « pompe à glace » (Reese et al., 2018), créant ainsi un courant océanique sous l'*ice-shelf*. Par conséquent, plus la fonte basale est importante, plus la pompe à glace induite par la fonte sera forte.

Afin de prendre en compte la sensibilité des *ice-shelves* aux variations des caractéristiques océaniques (température et salinité), j'ai dû adapter le modèle GRISLI en implantant une nouvelle paramétrisation de la fonte basale.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai décidé d'utiliser la paramétrisation quadratique locale présentée par DeConto et Pollard (2012) :

$$b_{melt} = k_t \frac{\rho_w C_w}{\rho_i L_f} \vee T_0 - T_f \vee \left(T_0 - T_f\right) \qquad (12)$$

où k_t est dit « facteur de transfert » exprimé en m an^{-1} C^{-1} , ρ_w la densité océanique (kg m^3), C_w la chaleur spécifique de l'océan (kJ kg^{-1} K^{-1}), ρ_i la densité de la glace (kg m^3) et T_0 la température de l'océan (K). T_f est la température de fusion

et dépend de la salinité de l'océan. Cette dépendance est calculée suivant la paramétrisation de Beckmann et Goosse (2003). Une description plus précise de l'implantation de la nouvelle paramétrisation de la fonte basale sous les *ice-shelves* dans GRISLI sera présentée dans le chapitre 3.

De nombreuses autres paramétrisations de la fonte basale existent (Beckmann et Goosse, 2003, Reese et al., 2018, Lazeroms et al., 2018). En revanche, Burgard et al. (2022) qui ont comparé différents types de paramétrisations avec la fonte simulée par le modèle océanique NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean, Madec et al., 2019) à haute résolution (~8km x 8km) montrent que les paramétrisations quadratiques, telles que celles de DeConto et Pollard (2012), donnent des résultats en meilleur accord avec ceux issus de la simulation de référence du modèle NEMO (Burgard et al., 2022).

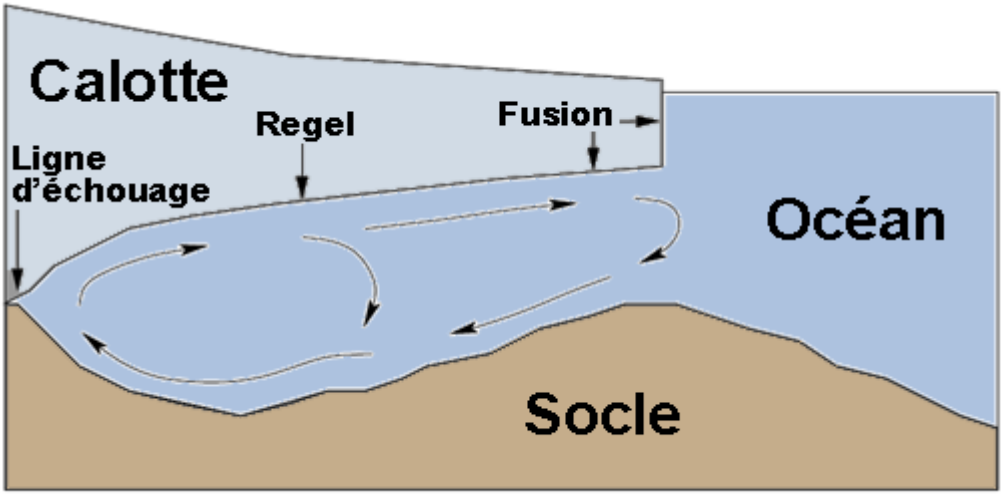

Figure 2.5 *: Schéma de la circulation océanique et des phénomènes de fonte-regel sous les ice-shelves. Adapté de Beckmann et Goosse, 2003*

Dans le modèle GRISLI, l'estimation de la fonte basale à la ligne d'échouage, qui est en contact à la fois avec le socle rocheux et l'océan, nécessite la prise en compte de deux composantes : la fonte basale sous la glace posée et la fonte basale sous les *ice-shelves*. Ces deux facteurs sont essentiels pour évaluer de manière précise la fonte au niveau de la ligne d'échouage.

Enfin, la fonte basale sous les *ice-shelves* peut entraîner certaines instabilités dynamiques et provoquer un recul de la calotte. Si l'*ice-shelf* est confiné au sein d'une baie, alors la glace flottante freine l'écoulement des fleuves de glace par effet d'arc-boutant. Ce mécanisme est primordial dans l'évolution des calottes de glace. En effet, si les *ice-shelves* confinés venaient à fondre, l'écoulement des fleuves de glace ne serait plus freiné et une partie importante de la calotte

continentale se déverserait dans l'océan, diminuant drastiquement le volume de la calotte.

2.2.6.3 La fusion basale à la ligne d'échouage

La fusion basale à la ligne d'échouage peut être calculée de différente manière :

- On considère que la ligne d'échouage est un point posé, et aucune fonte basale liée à l'apport de chaleur de l'océan n'est calculée (Figure 2.6b)
- On considère que la ligne d'échouage est un point flottant. La fonte basale dépend alors uniquement des conditions océaniques (température et salinité) (Figure 2.6c).
- On considère que le dernier point posé est en contact avec le socle rocheux et l'océan. Par conséquent, on calcule une fonte basale qui dépend des conditions océaniques ainsi que du flux géothermique. On pondère alors le poids des deux composantes en fonction du nombre de points flottants et de points posés se trouvant en contact avec la ligne d'échouage (Figure 2.6d)

Dans l'optique de représenter au mieux la migration de la ligne d'échouage à l'application de perturbations, j'ai utilisé la troisième paramétrisation afin de calculer une fonte basale au niveau de la ligne d'échouage. En effet, la première méthode peut sous-estimer le recul de la position de la ligne d'échouage, alors que la deuxième, pour des résolutions trop lâches (>1km), peut sur estimer la vitesse de recul (Seroussi et Morlighem, 2018).

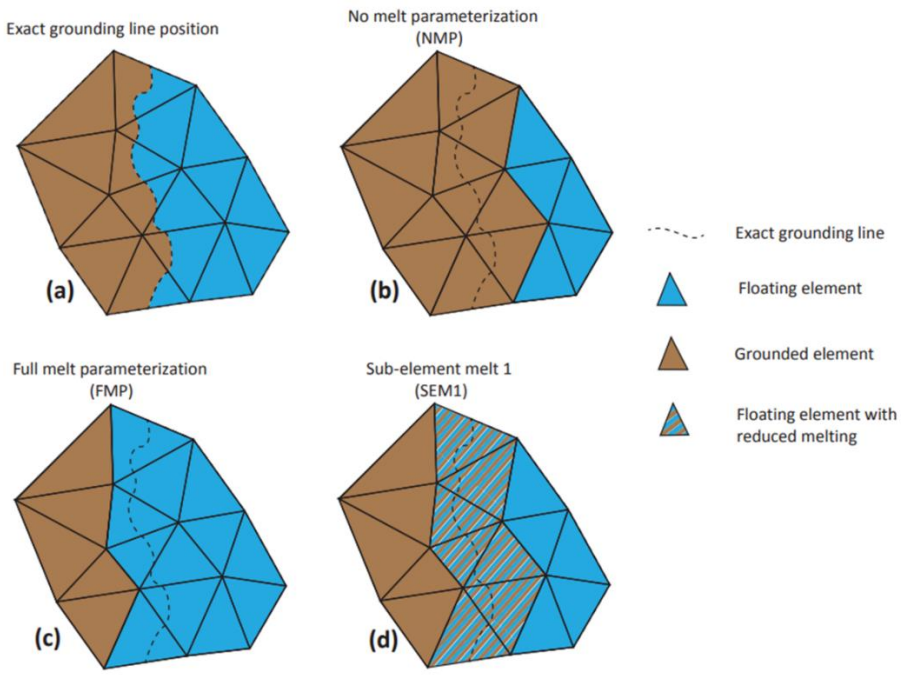

***Figure 2.6** : Discrétisation de la ligne d'échouage. Emplacement exact de la ligne d'échouage (a), paramétrisation sans fusion (NMP, b), paramétrisation avec fusion complète (FMP, c), paramétrisation avec fusion partielle (SEM1, d). Adaptée de Seroussi et Morlighem, 2018*

2.2.6.4 Le flux à la ligne d'échouage

Les calottes marines diffèrent des calottes continentales, car elles sont directement influencées par les variations de températures de l'océan. De plus, à la ligne d'échouage, le flux de glace dépend de l'épaisseur de glace au-dessus de ce point (Schoof, 2007, 2012). Plus l'épaisseur de glace à la ligne d'échouage est grande, plus le flux de glace libéré vers l'océan est élevé.

Lorsque la calotte marine repose sur un socle rocheux avec une pente rétrograde vers l'intérieur des terres (voir Figure 2.6), des instabilités dynamiques peuvent apparaître. En effet, lorsque la ligne d'échouage recule, en raison par exemple de l'augmentation des températures océaniques, l'épaisseur de la glace au-dessus du dernier point posé augmente du fait de la pente du socle rocheux. Cela entraîne une augmentation du flux de glace à la ligne d'échouage et provoque un nouveau recul de la calotte. Cet enchaînement d'évènements est connu sous le nom d'instabilité des calottes marine. Dans la suite de ce manuscrit, j'adopterai l'acronyme anglais MISI (pour Marine Ice Sheet Instability) pour évoquer ces instabilités.

John Mercer (1970) fut l'un des premiers à mettre en évidence la potentielle instabilité de l'Antarctique de l'Ouest du fait de son importante partie marine suggérant que la hausse du niveau de la mer durant les transitions glaciaires-interglaciaires était due à la fonte de l'Antarctique. Aujourd'hui, de nombreuses études basées sur des simulations numériques suggèrent l'importance de ce mécanisme en Antarctique de l'Ouest, principalement à cause de sa partie marine (Favier et al., 2014, Feldmann et al., 2015).

Ainsi, pour modéliser correctement le comportement des calottes marines, il est essentiel de pouvoir représenter le plus précisément possible la dynamique de la ligne d'échouage. Les premières versions de GRISLI n'intégraient pas de calcul spécifique des vitesses à la ligne d'échouage (Ritz et al., 2001). Cette approche reste correcte dans le cas où le modèle de glace possède une résolution fine aux abords de cette région. Durand et al. (2009) montrent qu'une résolution de l'ordre du kilomètre est nécessaire pour bien simuler la dynamique de la ligne d'échouage. Des modèles à grille non régulière, comme Elmer/Ice (Gagliardini et al., 2013), avec une résolution plus précise dans les régions critiques, peuvent être utilisés afin de modéliser plus finement le flux à la ligne d'échouage. En revanche, ce type de modèles restent coûteux en temps de calcul et ne sont pas encore adaptés à des simulations de plusieurs milliers d'années.

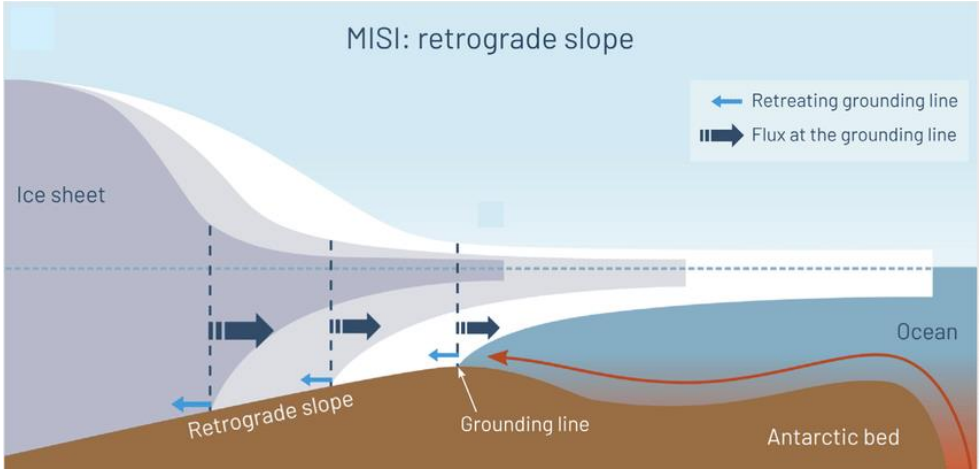

Figure 2.7 *: Représentation schématique de l'instabilité des calottes marines. Adaptée de Siegert et al. (2020)*

Dans le cas de notre étude, la grille de GRISLI a une résolution nettement supérieure au kilomètre (20 km x 20 km). Afin de contourner ce problème, le flux à la ligne d'échouage peut être paramétré. Schoof (2007) a montré que le flux de glace à la ligne d'échouage dépendait de l'épaisseur de glace et du frottement sur le socle rocheux. Afin de prendre en compte l'effet d'arc-boutant dans les *ice-shelves* confinés, Schoof (2007), ajoute à sa paramétrisation un coefficient de force de rappel. Tsai et al. (2015) proposent eux aussi une paramétrisation similaire à la ligne d'échouage, mais à la différence de Schoof (2007), ils considèrent que le frottement est nul à la ligne d'échouage et proposent un coefficient de friction constant donné par :

$$Q_0 \frac{8A(\rho g)^n}{4^n f}(1-\rho/\rho_{\mathrm{w}})^{n-1} H_{\mathrm{gl}}^{n+2} \phi_{\mathrm{bf}}^{n-1} \quad (13)$$

avec $Q_0 = 0{,}61$ et un coefficient de frottement $f = 0.6$. n est l'exposant de la loi de Glen (eq 7), H_{gl} l'épaisseur de glace à la ligne d'échouage (en mètres), ϕ_{bf} un coefficient de rappel qui permet de tenir compte de l'effet d'arc-boutant, et A, un coefficient qui dépend de la température et de l'exposant n.

Dans le modèle GRISLI, les deux paramétrisations sont implantées. Pour ma thèse, j'ai utilisé la paramétrisation de Tsai et al. (2015) qui semblait donner de meilleurs résultats sur les cycles glaciaires-interglaciaires en Antarctique (Quiquet et al, 2018).

Cette version du modèle se distingue des précédentes (Ritz et al., 2001, Peyaud et al., 2007), du fait en particulier de l'implémentation d'une paramétrisation du flux à la ligne d'échouage. Cette amélioration est particulièrement pertinente dans les cas où le socle de la calotte glaciaire est situé sous le niveau de la mer et où la ligne d'échouage présente une pente rétrograde vers le centre de la calotte. En

intégrant la formulation de Tsaï et al. (2015), cette nouvelle approche permet potentiellement de mieux représenter les processus de déstabilisation des calottes glaciaires marines, tel que les MISI lors de nos simulations.

2.2.7 Vêlage

La croissance des *ice-shelves* est limitée par le vêlage d'icebergs. L'épaisseur de l'*ice-shelf* peut-être réduite à cause de la fusion basale due à la chaleur de l'océan et à la fonte de surface. Lorsque l'épaisseur de glace devient trop fine, l'*ice-shelf* se détache de la calotte. Ce point de rupture est alors appelé front de vêlage.

Dans GRISLI, le vêlage n'est pas explicitement modélisé mais dépend d'un simple critère d'épaisseur de glace. La glace se fracture lorsque son épaisseur tombe en dessous d'un seuil critique, généralement fixé à 250 mètres, ce qui correspond approximativement à l'épaisseur observée au niveau du front des grandes étendues de glace flottante en Antarctique.

2.2.8 L'isostasie

L'isostasie décrit la capacité de la croûte terrestre à se déformer en réponse à la charge des calottes. Ce phénomène est d'autant plus important que, lorsque le socle rocheux s'enfonce sous le poids de la glace, cela entraîne une modification de l'altitude de la surface de la calotte et, par conséquent, une modification de la température de surface. De plus l'ajustement isostatique induit des changements de niveau marin relatifs le long des marges de la calotte. Ces changements peuvent avoir un impact sur la position de la ligne d'échouage. La prise en compte de l'isostasie est alors importante afin de modéliser des calottes sur plusieurs milliers d'années.

Le modèle ELRA (Elastic-Lithosphere Relaxed-Asthenosphere), implémenté dans GRISLI est un modèle d'isostasie sous-glaciaire qui suit une approche dite « relaxée-régionale » (Le Meur et Huybrechts, 1996). Le principe fondamental du modèle ELRA repose sur l'équilibre vertical des masses posées sur la lithosphère. Il considère que la lithosphère se comporte comme une plaque élastique reposant sur une couche ductile (l'asthénosphère). Lorsque des charges, telles que des calottes glaciaires, sont présentes sur la surface terrestre, elles exercent une pression vers le bas. Cette pression déforme la plaque élastique, et l'asthénosphère se déforme à son tour en se relaxant pour équilibrer les forces (Le Meur et Huybrechts, 1996).

Dans le modèle GRISLI, le temps de relaxation de la lithosphère sous l'effet de la masse d'une calotte est d'environ 3000 ans, et l'effet de cette même masse

s'applique sur un rayon d'environ 400 km.

2.2.9 L'hydrologie sous glaciaire

La fonte de la base de la calotte provoquée par le flux géothermique et les frottements de la glace contre le socle rocheux entraîne l'apparition d'une couche d'eau liquide. La présence de cette eau entre la calotte et le socle a alors pour effet de diminuer les frottements et donc d'accélérer l'écoulement de la glace. Dans le modèle de glace GRISLI, le flux d'eau sous-glaciaire est calculé suivant une loi de Darcy :

$$\boldsymbol{Q}_{\mathrm{w}} = -\frac{KD}{\rho_{\mathrm{w}} g}\left(\rho_{\mathrm{w}} g \nabla h_{\mathrm{w}} + \rho_{\mathrm{w}} g \nabla B + \rho g \nabla H\right)$$

avec $\boldsymbol{Q}_{\mathrm{w}}$ le est le vecteur du flux d'eau dans les directions x et y, K est la conductivité hydraulique, D est l'épaisseur de l'eau, h_w est la hauteur d'eau, B est la hauteur du socle rocheux, et H est l'épaisseur de la glace. Dans GRISLI, nous supposons que l'écoulement de l'eau sous-glaciaire peut être décrit à l'aide d'une équation de diffusivité pour la hauteur d'eau sous-glaciaire :

$$\frac{\partial h_{\mathrm{w}}}{\partial t} = -\nabla \cdot \boldsymbol{Q}_{\mathrm{w}} + b_{\mathrm{melt}} - I_{\mathrm{gr}}$$

où I_{gr} est le taux d'infiltration dans la roche mère (maintenu constant à 1mm yr^{-1}). Enfin, à partir de la hauteur d'eau, h_w, on peut calculer la pression de l'eau, $p_{\mathrm{W}} = \rho_{\mathrm{w}} g h_{\mathrm{w}}$ et la pression effective, $N = \rho g H - p_{\mathrm{w}}$.

2.3 FORÇAGES CLIMATIQUES ET CONDITIONS LIMITES

Dans les parties précédentes, nous avons précisé que le modèle GRISLI nécessitait des données mensuelles sur les températures de surface, les précipitations, les températures océaniques et la salinité pour calculer de manière précise le champ de température de la glace, le bilan de masse de surface et la dynamique de la glace. Ces forçages climatiques sont essentiels pour obtenir des simulations représentatives du comportement des calottes glaciaires. Ceux-ci peuvent provenir soit des sorties des modèles climatiques, soit des observations.

Il est important de souligner que l'utilisation de différents forçages climatiques pour une même période, par exemple le DMG, peut entraîner des comportements très différents de la calotte glaciaire. Kageyama et al. (2021) ont en effet comparé les résultats de plusieurs modèles PMIP pour la période du DMG. Ces travaux mettent en avant une différence de température globale simulée par les différents modèles pouvant atteindre plusieurs degrés Celsius.

En plus des forçages climatiques, nous devons imposer le niveau marin ainsi que le flux géothermique (Shapiro et Ritzwoller, 2004). Afin de simuler des périodes

paléoclimatiques, la valeur du niveau marin est déduite des reconstructions de Waelbroek et al. (2002).

2.4 SCHEMA DE FONCTIONNEMENT DU MODELE

Une représentation schématique du fonctionnement du modèle GRISLI est présentée dans la figure 2.6. Dans cette illustration, seules les principales composantes du modèle sont mises en évidence. Les formes en pointillés symbolisent les forçages climatiques qui permettent de forcer le modèle de glace et peuvent provenir d'observations ou de sorties de modèles.

À droite du schéma est affichée la section dédiée aux forçages climatiques, comprenant le SMB et la fonte basale (Bmelt). On montre que le SMB dépend directement des températures atmosphériques et des précipitations. La fonte basale, quant à elle est fonction des températures océanique et de la salinité (pour la fonte sous les *ice-shelves*) ainsi que de la température de la glace et des températures atmosphériques (pour la fonte calculée sur les point posés). À gauche est exposée la dynamique de la calotte de glace, avec d'un côté le calcul des vitesses de glace pour la glace posée et de l'autre côté le processus permettant de calculer les vitesses pour la glace flottante. Enfin, ce schéma met aussi en avant le couplage thermomécanique, via la rétroaction entre les vitesses de glace simulées et la température de glace.

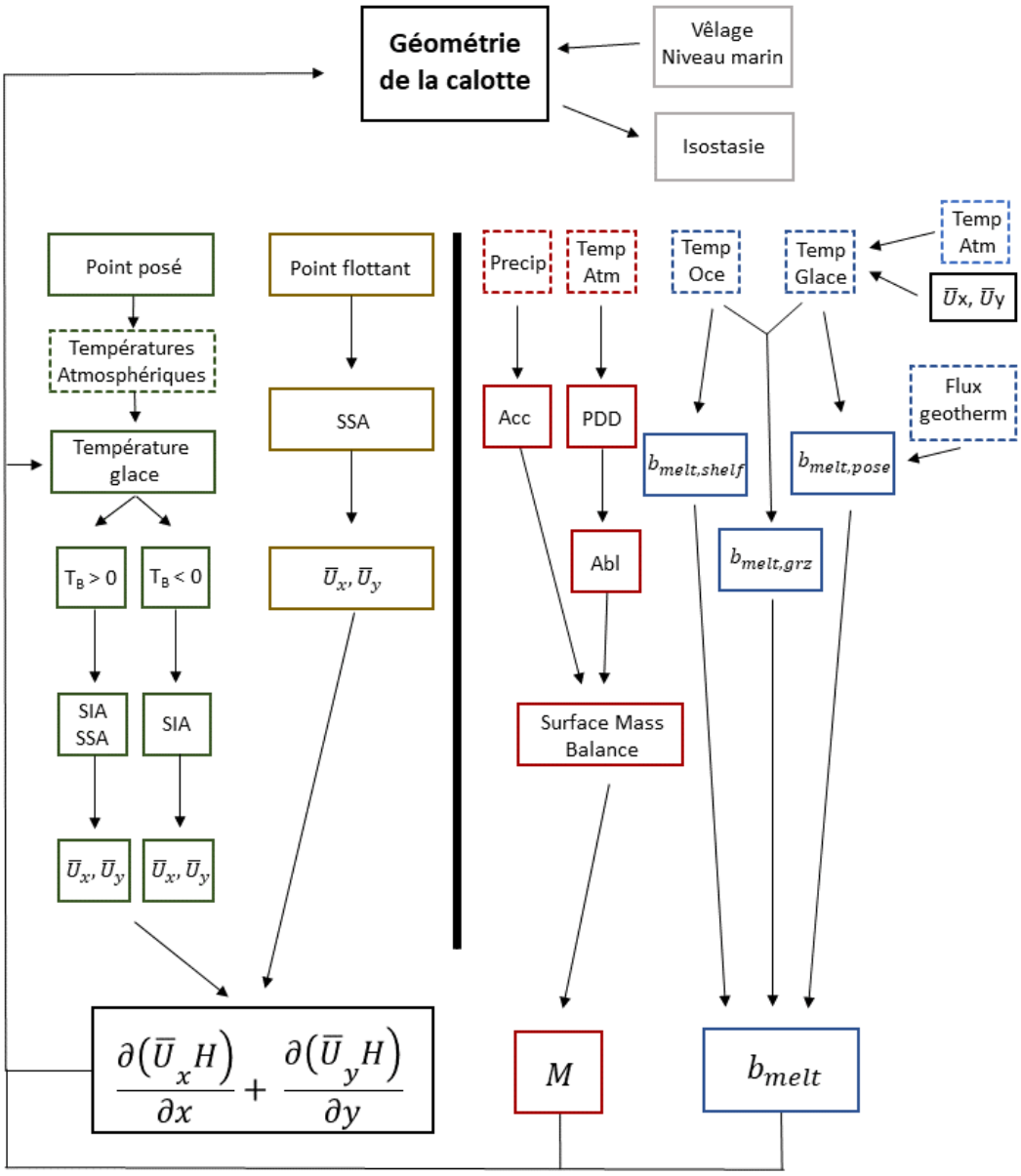

Figure 2.8 *: Représentation schématique du fonctionnement du modèle GRISLI durant cette thèse. Seules les principales composantes sont représentées. Les formes en pointillées représentent les forçages climatiques provenant d'observations ou de sorties de modèles.*

3 CHAPITRE 3 :

ANALYSE DES FACTEURS DECLENCHANT LA DEGLACIATION DE LA CALOTTE EURASIENNE A L'AIDE DU MODELE DE GLACE GRISLI2.0

3.1 INTRODUCTION

Du fait de son éventuelle analogie avec l'Antarctique de l'Ouest, la calotte eurasienne est un candidat idéal pour analyser et comprendre les mécanismes pouvant déclencher des MISI. En effet, l'étude des calottes glaciaires passées, notamment celles présentes au DMG, permet de mieux comprendre les processus physiques à long terme du fait de la disponibilité d'archives géochimiques et géologiques couvrant toute la période de la dernière déglaciation. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, l'étude du rapport isotopique $^{18}O/^{16}O$ des foraminifères benthiques permet d'estimer l'évolution du volume des calottes glaciaires (Shackleton, 1987). Les informations géomorphologiques, telles que les moraines par exemple, peuvent nous aider à mieux contraindre l'étendue des calottes du passé (Hughes et al., 2016). De plus, lorsque le front des calottes glaciaires avance dans l'océan, il se produit des vêlages où des icebergs se détachent et emportent avec eux des morceaux de roches, de minéraux ou de sédiments pris dans la glace. Ces icebergs sont ensuite transportés par les courants marins, et lorsqu'ils fondent en atteignant des latitudes plus basses, les débris transportés, appelés "ice rafted debris" (IRD en anglais), sont déposés sur le plancher océanique. Ainsi, l'étude de la concentration d'IRD dans les carottes de sédiments marins permet d'obtenir des informations sur des potentiels événements de débâcle massive d'icebergs.

Nous allons ici essayer de déterminer les processus responsables du déclenchement de la déglaciation de EIS en comparant nos résultats avec la littérature scientifique existante. A-t-elle été causée par une diminution du bilan de masse de surface comme une partie du Groenland actuel (van den Broeke et al., 2016), par une augmentation de la fonte basale comme semble l'être celle de l'Antarctique de l'Ouest (Pritchard et al., 2012, Depoorter et al., 2013, Paolo et al., 2015) ou par l'augmentation du niveau de la mer ?

3.2 JUSTIFICATION DE L'ETUDE DE LA SENSIBILITE DE L'EIS

Rasmussen et Thomsen (2021) ont examiné les changements de volume de glace sur l'île Svalbard pendant la dernière déglaciation en étudiant la concentration d'IRD. Ils ont analysé les enregistrements des carottes de glace du Groenland pour reconstruire les températures atmosphériques, ainsi que 12 carottes sédimentaires le long du fjord Storjorden pour reconstruire les températures à partir des variations de la concentration de différentes espèces de plancton et du rapport isotopique $\delta^{18}O$. Leurs résultats montrent que la variation du volume de glace a suivi de près les changements de températures atmosphériques et océaniques au cours de la dernière déglaciation, mettant en avant la sensibilité de

la calotte à ces variables climatiques. Toutefois, compte tenu du fait que leur étude se concentre uniquement sur des zones de faible étendue, il est difficile d'extrapoler leurs résultats à l'ensemble de la calotte eurasienne et d'en déduire les processus responsables de son recul.

Une deuxième approche permettant d'étudier la dynamique des calottes consiste à modéliser l'évolution des calottes passées avec un modèle de calotte de glace, tel que GRISLI par exemple et de confronter les résultats du modèle avec les reconstructions contraintes par les données géomorphologiques.

Alvarez-Solas et al. (2019) ont étudié la variabilité du volume de glace de la calotte eurasienne durant le dernier cycle glaciaire avec le modèle GRISLI-UCM. Leurs résultats mettent en avant que les variations du volume de glace durant cette période, et plus particulièrement celui de la calotte de Barents-Kara, sont dues aux variations des températures océaniques en subsurface et en surface. Toutefois, compte tenu du fait que l'épaisseur des ice shelves peut varier dans le temps, les auteurs recommandent l'utilisation d'une paramétrisation de la fonte basale basée sur les températures océaniques 3D qui permettrait de calculer de manière plus réaliste le taux de fonte basale à la profondeur réelle de l'*ice-shelf*.

En utilisant le modèle GRISLI1.0 (Ritz et al., 2001), Petrini et al. (2020) ont également étudié la dynamique de BKIS lors de la dernière déglaciation. Leurs résultats confirment le rôle prépondérant du forçage océanique souligné par Alvarez-Solas et al. (2019) et montrent que le recul simulé de BKIS coïncide avec une augmentation de la fonte basale et du niveau marin. À la différence des travaux de Alvarez-Solas et al. (2019), la fonte basale calculée dans l'étude de Petrini et al. (2020) prend en compte les températures océaniques en 3D (200 m, 400 m, 600 m et 800 m).

Il est important de souligner, qu'à la différence du modèle GRISLI2.0 utilisé dans le cadre de ma thèse, aucune des deux versions antérieures de GRISLI (GRISLI-UCM et GRISLI1.0) utilisées respectivement par Alvarez-Solas et al. (2019) et Petrini et al. (2020) n'incluent de paramétrisation spécifique du flux de glace au niveau de la ligne d'échouage. Or, on peut se demander dans quelle mesure la prise en compte d'une telle paramétrisation pourrait modifier la réponse du modèle au forçage océanique sur la stabilité de BKIS.

Gandy et al. (2021) ont étudié le recul de la calotte eurasienne lors de la dernière déglaciation, en se concentrant spécifiquement sur la région de la mer du Nord. Cette zone présente en effet un intérêt particulier du fait de la pente rétrograde du socle rocheux, qui favorise l'occurrence d'instabilités des calottes marines, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2. Pour cette étude, Gandy et al. (2021) ont utilisé le modèle de glace BISICLES qui offre la possibilité d'ajuster la résolution

horizontale dans les zones critiques. Ainsi, en raffinant les mailles de la grille jusqu'à 1 km dans le secteur du Norwegian Chanel Ice Stream (NCIS), situé entre la calotte de BIIS et la calotte FIS, ils ont pu représenter de manière plus réaliste la dynamique de la ligne d'échouage. Les résultats de leurs travaux mettent en évidence que le recul du NCIS est influencé par une interaction complexe entre l'écoulement de la glace, une diminution de l'altitude de la surface et les instabilités dynamiques propres aux calottes marines. Les zones ayant des vitesses d'écoulement relativement élevées (comme le NCIS) provoquent une diminution de l'altitude de plusieurs centaines de mètres par rapport à la glace frontalière du NCIS, ce qui induit des rétroactions température-altitude augmentant la fonte de surface. Enfin, la base du NCIS reposant sur une pente rétrograde constitue une source potentielle d'instabilité. Cette étude suggère également que le recul du NCIS aurait favorisé la déstabilisation des deux calottes BIIS et FIS et souligne ainsi les interactions complexes entre les calottes constituant la calotte eurasienne et l'importance d'étudier leurs dynamiques respectives.

Afin d'étudier la dynamique de EIS lors de la déglaciation, il est essentiel de construire dans un premier temps un état de démarrage appelé état initial (ou *spin-up*). Plusieurs méthodes d'initialisation existent. Alvarez-Solas et al. (2019) ont obtenu leur état initial en réalisant une simulation de 100 000 ans à l'équilibre avec le climat du stade isotopique 3 (~ - 60 000 à - 25 000 ans). Petrini et al. (2020) ont, eux, choisi de réaliser une simulation transitoire avec un climat évoluant depuis - 122 000 ans jusqu'au DMG, ce qui permet de mieux tenir compte de l'évolution antérieure de la calotte. Durant la construction de l'état initial, la fonte basale a été fixée dans ces deux études (Alvarez-Solas et al., 2019; Petrini et al., 2020) à un taux faible et constant (i.e. 0.1 m an^{-1}) afin de limiter la fonte basale sous la glace flottante et de favoriser l'extension de la calotte sur l'océan.

Les études basées sur la modélisation nous permettent de mieux comprendre le rôle des forçages climatiques sur la dynamique des calottes de glace. Cependant il n'existe pas actuellement de réel consensus sur les processus déclenchants le recul de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation. Ceci peut s'expliquer (au moins partiellement) par le fait que certains processus ne sont pas très bien représentés comme par exemple la migration de la ligne d'échouage (Alvarez-Solas et al., 2019; Petrini et al., 2020), ou que la zone d'étude est limitée à des régions spécifiques (Rasmussen et Thomsen, 2021; Gandy et al., 2021). Nous pouvons aussi nous interroger de l'impact de la méthode choisie pour construire l'état initial sur l'évolution ultérieure de la calotte. Enfin, les modèles permettant de simuler l'ensemble de la calotte eurasienne ont souvent une résolution trop grossière pour modéliser les processus de fine échelle (100 m à 1 km) à l'image de ceux intervenant au niveau de la ligne d'échouage (Durand et al., 2009).

3.3 METHODOLOGIE DE L'ETUDE

C'est dans ce contexte que nous avons décidé de simuler le comportement de l'ensemble de la calotte eurasienne afin de prendre en compte les liens potentiels entre les trois calottes de glace (BKIS, BIIS et FIS). Ainsi, dans le but de mieux comprendre les processus responsables du déclenchement de la déglaciation de EIS, nous avons étudié sa réponse à des perturbations de températures atmosphériques, océaniques et de niveau marin. Nous avons pour cela utilisé le modèle GRISLI2.0 avec une résolution de 20 km x 20 km. Comme nous l'avons indiqué au chapitre 2, les problèmes posés par cette résolution assez grossière pour simuler les processus de petite échelle peuvent être en partie contournés par le fait d'imposer une paramétrisation du flux de glace à la ligne d'échouage.

Le modèle de glace GRISLI a été forcé avec les champs climatiques absolus provenant des modèles de circulation générale (Global Circulation Model, GCM) de la base de données PMIP3/PMIP4 (Kageyama et al., 2021). Pour obtenir nos états initiaux, nous avons réalisé une expérience de *spin-up* sur 100 000 ans pour chaque GCM, en forçant GRISLI avec un climat DMG constant. À la fin des 100 000 ans de simulation, nous avons sélectionné les calottes qui avaient une étendue et un volume de glace simulés en accord avec les reconstructions de DATED-1 (Hughes et al., 2016), GLAC-1D (Briggs et al., 2014; Tarasov et al., 2012; Tarasov et Peltier, 2002), ICE-6G_C (Peltier et al., 2015) et ANU (Lambeck et al., 1995, 1996, 2010).

En raison des différences entre les résolutions des GCMs et de GRISLI, les sorties des GCMs sont interpolées de manière bilinéaire sur la grille du modèle de calotte glaciaire. En outre, pour tenir compte des différences d'orographie entre GRISLI et les GCMs, les précipitation ainsi que les températures de surface de l'air simulées par les GCMs sont corrigées à l'aide de la relation de Clausius-Clapeyron et d'un gradient de température vertical constant = 7 °C km^{-1} .

Par ailleurs, il faut noter que les modèles d'océan ne fournissent aucune information en dehors de leur masque terre-mer et sous les *ice-shelves*. Cette absence de donnée est problématique lorsque que la calotte BKIS recule et que la glace laisse place à de l'océan. L'absence d'information sur la température océanique et sur la salinité dans cette nouvelle région océanique ne permet donc pas de calculer une fonte basale. Pour combler ces lacunes, nous avons défini 10 secteurs océaniques qui correspondent approximativement aux bassins de drainage (Figure 3.1). La définition de ces secteurs est basée sur les caractéristiques topographiques et l'altitude de la calotte au DMG et est en plusieurs points comparable à l'approche suivie par Zwally et al. (2015) pour l'Antarctique. Pour chacun de ces 10 secteurs, nous avons ensuite procédé à une

extrapolation horizontale de la température et de la salinité en fonction du voisin le plus proche. Cette extrapolation est réalisée pour chaque niveau vertical. Cette méthode d'extrapolation permet d'obtenir des informations sur la température et la salinité sur tout le domaine d'étude ainsi que sous les *ice-shelves*. Les champs de température et de salinité ainsi obtenus sont ensuite utilisés pour calculer le taux de fonte basale. La seule exception intervient lorsque les simulations PMIP3/PMIP4 ne fournissent pas de données dans un secteur. Dans ce cas, une valeur de fonte basale constante et homogène de 0.1 m an^{-1} est prescrite. Cela se produit principalement sur les secteurs 1, 2 et 3 (Figure 3.1).

Figure 3.1 *: Secteurs utilisés pour la paramétrisation de la fonte basale.*

Ensuite, nous avons examiné l'importance relative des trois principaux facteurs responsables du recul des calottes glaciaires (élévation des températures atmosphériques et océaniques et remontée du niveau marin). Pour cela, nous avons appliqué de façon séquentielle des perturbations des températures atmosphériques annuelles (+1°C à + 5°C), de la fonte basale (K_t = 10, 15, 25 et 50 m an^{-1} C^{-1}) et du niveau marin (0 à 120 m) sur les états initiaux sélectionnés. Pour les perturbations de la fonte basale, nous avons utilisé deux méthodes. Nous avons d'une part perturbé les températures océaniques à tous les niveaux de profondeur (+0.5°C à +10°C) et nous avons également modifié le facteur de transfert de la fonte basale (Kt=10 à 50 m an^{-1} $C^{-1,}$ voir Eq. 12, Chap. 2). Les simulations perturbées ont été effectuées sur une période de 10 000 ans. Cette durée permet d'analyser l'impact des changements climatiques sur la sensibilité de EIS, non seulement au début de la déglaciation (1 000 ans) mais aussi sur des échelles de temps plus longues.

Les résultats de cette étude sont présentés dans l'article suivant, acceptés dans la revue Climate of the Past.

3.4 ARTICLE

Relative importance of the mechanisms triggering the Eurasian ice sheet deglaciation in the GRISLI2.0 ice sheet model

Victor van Aalderen[1], Sylvie Charbit[1], Christophe Dumas[1], and Aurélien Quiquet[1]

[1]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, Université Paris-Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

Corresponding author: Victor van Aalderen (victor.van-aalderen@lsce.ipsl.fr)

Abstract

The last deglaciation (21000 to 8000 years BP) of the Eurasian ice sheet (EIS), is thought to have been responsible for a sea level rise of about 20 meters. While many studies have examined the timing and rate of the EIS retreat during this period, many questions remain about the key processes that triggered the EIS deglaciation 21,000 years ago. Due to its large marine-based parts in the Barents-Kara and British Isles sectors, BKIS is often considered as a potential analog of the current West Antarctic ice sheet (WAIS). Identifying the mechanisms that drove the EIS evolution might provide a better understanding of the processes at play in the West Antarctic destabilization. To investigate the relative impact of key drivers on the EIS destabilization we used the three-dimensional ice sheet model GRISLI (version 2.0) forced by climatic fields from five PMIP3/PMIP4 LGM simulations. In this study, we performed sensitivity experiments to test the response of the simulated Eurasian ice sheets to surface climate, oceanic temperatures (and thus basal melting under floating ice tongues) and sea level perturbations. Our results highlight that the EIS retreat simulated with the GRISLI model is primarily triggered by atmospheric warming. Increased atmospheric temperatures further amplify the sensitivity of the ice sheets to sub-shelf melting. These results contradict those of previous modelling studies mentioning the central role of basal melting on the deglaciation of the marine-based Barents-Kara ice sheet. However, we argue that the differences with previous works are mainly related to differences in the methodology followed to generate the initial LGM ice sheet. Due to the strong sensitivity of EIS to the atmospheric forcing highlighted with the GRISLI model and the limited extent of the confined ice shelves during the LGM, we conclude by questioning the analogy between EIS and the current WAIS. However, because of the expected rise in atmospheric temperatures, risk of hydrofracturing is increasing and could ultimately put the WAIS in a configuration similar to the past Eurasian ice sheet.

1 Introduction

During the last glacial maximum (LGM, 26-19 ka), the Eurasian ice complex was formed by the coalescence of three distinct ice sheets covering the British Isles, Fennoscandia and the Barents and Kara Seas. While the Fennoscandian ice sheet (FIS) was mostly grounded on the bedrock, the British Isles (BIIS) and Barents-Kara (BKIS) were mostly lying below sea level.

The Eurasian ice sheet (EIS) was influenced by various climate regimes with large differences between the western and eastern edges. Due to heat and moisture sources from the North Atlantic current, the British Isles and western Scandinavia were dominated by relatively warm and wet conditions contrasting with the more continental and drier climate in the eastern part of the EIS (Tierney et al., 2020). These various climatic influences prevailing over the three different ice sheets forming the Eurasian ice complex, may have resulted in different responses to variations in atmospheric and oceanic conditions. Over the last decade an active field of research has developed to identify the mechanisms behind the retreat of the Eurasian ice sheet during the last deglaciation, although no clear consensus has yet been reached. According to the recent study of Sejrup et al. (2022) the onset of the northern hemisphere deglaciation was primarily triggered by summer ablation resulting from increased summer insolation at 65 °N, and thus by changes in surface mass balance balance (SMB), defined as the difference between snow/ice accumulation and ablation.

On the other hand, studies based on modeling approaches suggest that the retreat of marine-based ice sheets could be driven by dynamical processes triggered by the melting of ice shelves (Pattyn et al., 2018). In fact, the relationship between oceanic temperatures and ice sheet mass balance has been confirmed and widely documented for the present-day WAIS. In particular, it has been shown that ocean warming plays a crucial role in accelerating Antarctic mass loss by enhancing basal melting and ice shelf thinning (Pritchard et al., 2012, Konrad et al., 2018, Pattyn et al., 2018; Rignot et al., 2019). This process may trigger a marine ice sheet instability when the bedrock is sloping towards the ice sheet interior. This instability translates into a sustained retreat of the grounding line and a significant glacier acceleration (Schoof, 2012). As large parts of BIIS and BKIS are marine based, their evolution could be driven by sub-shelf melting and potentially by the subsequent marine ice sheet instability. Based on the analysis of benthic and planktic foraminiferal assemblages, ice-rafted debris and radiocarbon dating, Rasmussen and Thomsen (2021) showed that the retreat of the ice in the Svalbard-Barents sector followed the deglacial oceanic, but also atmospheric, temperature changes. Relying on a first-order thermomechanical ice sheet model constrained by a variety of geomorphological, geophysical and geochronological data, Patton et al. (2017) found that the BIIS receded quite quickly in response to moderate increases in surface temperature. By contrast, the BKIS was rather affected by a combination of reduced precipitation and increased rates of iceberg calving. Other modeling studies have attempted to simulate the dynamics of the EIS during the last glacial period and the last deglaciation with the objective of better understanding the evolution of the ice sheet (Petrini et al., 2020; Alvarez-Solas et al., 2019). In a way similar to what is currently observed in West Antarctica, they suggest that large EIS variations are primarily due to the warming of the Atlantic Ocean leading to increased basal melting in the vicinity of the grounding line (Petrini

et al., 2020; Alvarez-Solas et al., 2019). However, the models on which these studies are based have no specific treatment for computing ice velocities at the grounding line, making questionable their representation of the grounding line migration.

Because of the diversity of mechanisms that may have influenced the evolution of the three Eurasian ice sheets, the Eurasian ice complex is an interesting case study to investigate the different mechanisms responsible for the ice sheet retreat. As both BKIS and BIIS are marine-based (Svendsen et al., 2004, Gandy et al., 2018, 2021), they are likely to be more sensitive to oceanic temperature variations. Special attention can be given to BKIS because it has often been considered as a potential analogue of the present-day WAIS (Gudlaugsson et al., 2017, Andreassen and Winsborrow, 2009, Mercer, 1970) due to common features such as the ice volume and a bedrock largely grounded below sea level with an upstream deepening (Amante et al., 2009). As a result, in-depth investigations of the BKIS behavior at the LGM can help to better understand the present-day changes and future evolution of West Antarctica.

This wide range of hypotheses regarding the different processes responsible for the EIS destabilization (i.e atmospheric climate, oceanic climate or both) confirms that there is still a lot of unknowns in the EIS dynamics during the last deglaciation and that the debate is not closed. Progress has been made in ice sheet modeling with the development of new generation models computing the full Stocks flow equations. For example, with a refined model resolution near the grounding line, Gandy et al., (2018, 2021) have quantified the impact of oceanic temperatures on the grounding line dynamics and investigated the potential occurrence and effect of the marine ice sheet instability. However, as the computation time is considerably increased, they focus only on specific sectors (i.e. North Sea) and thus do not consider the impact of the other interconnected ice sheets.

In this paper, we present simulations of the entire Eurasian ice complex during the LGM using the three-dimensional GRISLI2.0 (GRenoble Ice Shelf and Land Ice) ice sheet model (Quiquet et al., 2018). GRISLI2.0 includes an explicit calculation of the ice flux at the grounding line derived from the analytical formulation provided by Tsai et al. (2015), which is expected to account for the representation of the marine ice sheet instability. Our ultimate objective is not to reproduce the exact timing of the last deglaciation of the EIS but rather to explore the sensitivity of EIS to various perturbations using the GRISLI ice model.

Starting from its LGM geometry, we investigate the EIS sensitivity to perturbations of surface air temperature, precipitation rate, basal melting, and sea level to better understand their relative contribution to the EIS destabilization. In this work, the GRISLI2.0 ice sheet model was forced by a panel of ten different climates from the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) database (Abe-Ouchi et al., 2015; Kageyama et al., 2021).

The paper is organized as follows. Section 2 provides a description of the basic equations of the GRISLI2.0 ice sheet model. It also includes a presentation of the climate forcing and the experimental setup of the LGM and sensitivity experiments. Section 3 compares our different reconstructions of the EIS at the LGM. The results of the sensitivity experiments are presented in section 4 and discussed in section 5. Concluding remarks are given in section 6.

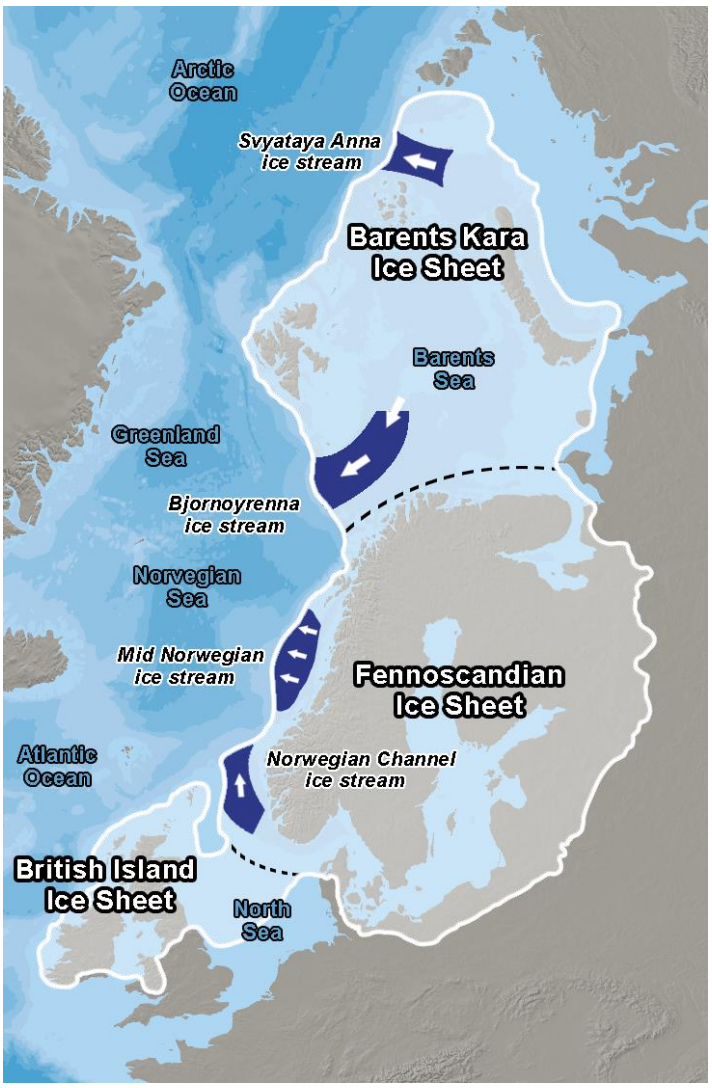

Figure 1: Map of the Eurasian Ice Sheet at the LGM. The white line is the most credible ice extent of the Eurasian ice sheet at the LGM according to the DATED-1 compilation (Hughes et al., 2016). Dark blue shaded areas correspond to the location of the main ice streams (Dowdeswell et al., 2016; Stokes and Clark, 2001), and dotted black lines are delimitations between the Fennoscandian, the Barents-Kara, and the British Isles ice sheets.

2. Model description and experimental set-up

2.1 The GRISLI ice sheet model

In this study, we use the 3D thermomechanical ice sheet model GRISLI2.0 (referred hereafter to as GRISLI) run on a Cartesian grid with a horizontal resolution of 20 km x 20 km, corresponding to 177 x 257 grid points.

This ice sheet model was initially built to study the Antarctic ice sheet behavior during glacial-interglacial cycles (Ritz et al. 2001). It was then adapted to the Northern Hemisphere ice sheets (e.g. Peyaud et al., 2007) and tested under various climatic conditions (Ladant et al., 2014, Le clec'h et al. 2019, Colleoni et al., 2014, Beghin et al. 2014). GRISLI also took part in the Ice Sheet Model Intercomparison Project (ISMIP6) (Goelzer et al.; 2020, Seroussi et al., 2020, Quiquet and Dumas, 2021a, 2021b) to investigate future sea level changes (Nowicki et al. 2020). A full description of

GRISLI can be found in Quiquet et al. (2018). Here, we only remind the basic principles of the model. The main modification in this new version of GRISLI compared to previous ones (Ritz et al., 2001; Peyaud et al., 2007) is the implementation of analytical formulations of the flux at the grounding line leading to a better representation of the grounding line migration.

The evolution of the ice sheet geometry depends on the ice sheet surface mass balance, ice dynamics and isostatic adjustment. Assuming that ice is an incompressible material, changes in ice thickness with time are given by the mass balance equation:

$$\frac{dH}{dt} = SMB - Bmelt - \nabla(UH) \qquad (1)$$

with H being the local ice thickness, SMB the surface mass balance, $Bmelt$ the basal melting in grounded ice areas and under the ice shelves, U the vertical average velocity, and ∇ (UH) the ice flux divergence.

The ice velocity is calculated from the sum of the shallow ice approximation (SIA) and the shallow shelf approximation (SSA) components (Winkelmann et al., 2011). Both approximations take advantage of the small aspect ratio of the ice sheets (Hutter, 1983). The SIA assumes that the longitudinal shear stresses can be neglected compared to the vertical shear stresses and holds for all ice sheet regions where the gravity-driven flow induces a slow motion of the ice (Hutter, 1983). Conversely, the SSA neglects the vertical shear stresses compared to the longitudinal shear stresses, which is generally valid for floating ice shelves (MacAyeal, 1989) and to some extent for fast-flowing ice streams. As a result, the total ice sheet domain can be separated into three regions: floating ice shelves where the ice velocity is computed with the SSA, cold-base areas governed by the SIA, and finally, the temperate-base grounded ice, where the ice velocity is computed as the sum of the SIA and SSA components.

The basal friction for the temperate base areas is assumed to follow a linear friction law:

$$\tau_b = -\beta U_b \qquad (2)$$

where τ_b is the basal shear stress, U_b the basal velocity and β the basal drag coefficient. The basal drag coefficient depends on the effective water pressure (N), i.e. the difference between water pressure and ice pressure, and on an internal constant parameter (C_f= 1.5 10^{-6} m yr^{-1}):

$$\beta = C_f N \qquad (3)$$

The effective pressure N depends on the groundwater hydrology which is calculated according to Darcy's law (Quiquet et al., 2018).

At the base of the grounded ice sheet, the basal temperature is also critically dependent on the geothermal heat flux which is given here by the distribution of Shapiro and Ritzwoller (2004).

To simulate artificially the effect of ice anisotropy on the ice velocity, most ice sheet models use an enhancement factor in the non-linear viscous flow law that relates deformation rates and stresses with values generally ranging between 1 and 5. In GRISLI, two enhancement factors are considered

(E_{SIA} and E_{SSA}). E_{SIA} is applied to the SIA component of the velocity to increase (E_{SIA}>1) the deformation induced by vertical shearing. Conversely E_{SSA} is applied to the SSA component of the velocity to reduce (E_{SSA}<1) the deformation due to longitudinal stresses. The model parameters used in this study are the same as those used in Quiquet et al. (2021c) with the exception of E_{SIA} and C_f fixed respectively to 5 (instead of 1.8) and 1.5 10^{-6} m yr^{-1} (instead of 1.5 10^{-3} m yr^{-1}). Those parameters have been chosen for a better match between the simulated EIS ice volume at the LGM and the geologically-constrained reconstructions (see Section 2.3).

The horizontal resolution used in this study is too coarse to simulate explicitly the grounding line migration (Durand et al., 2009). To circumvent this drawback, we use the analytical formulation from Tsai et al. (2015), in which the ice flux at the grounding line is computed as a function of the ice thickness and a backforce coefficient accounting for the buttressing effect of the ice shelves. In this way, a flow at the grounding line can be simulated with a lower resolution allowing time saving in the simulations. Technical details on this implementation in the GRISLI model are given in Quiquet et al. (2018).

At the ice shelf front, calving is computed using a simple ice thickness criterion by prescribing a minimal ice thickness set to 250 m below which ice is calved.

In the GRISLI model, the isostatic response to ice load is handled by an Elastic-Lithosphere-Relaxed-Asthenosphere (ELRA) model (Le Meur and Huybrechts, 1996). The relaxation time of the lithosphere is set to 3000 years.

2.2 Climate forcing

We forced GRISLI with the absolute climatic fields from general circulation model (GCM) outputs of the PMIP3/PMIP4 database (Kageyama et al., 2021). All the GCMs for which LGM simulations were available at the time of writing the manuscript have been selected (see Table 1).

Table 1: PMIP3 and PMIP4 models used to force GRISLI. The fourth column indicates the choice of the ice sheet boundary condition at the LGM for each GCM simulation. ice sheet reconstructions used as a boundary condition of the GCM simulations at the LGM.

model	References	PMIP/CMIP	Boundary condition
MPI-ESM-P	Adloff et al. (2018)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
MRI-CGM3	Yukimoto S et al. (2012)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
MIROC-ESM	Sueyoshi et al. (2013)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
CNRM-CM5	Voldoire et al. (2013)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
GISS-E2-R	Ullman et al. (2014)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
FGOALS-g2	Zheng and Yu (2014)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
IPSL-CM5A-LR	Dufresne et al. (2013)	CMIP5 PMIP3	PMIP3 ice sheet
IPSL-CM5A2	Sepulchre et al. (2020)	CMIP6 PMIP4	ICE-6G_C
MIROC-ES2L	Hajima et al. (2020)	CMIP6 PMIP4	ICE-6G_C
MPI-ESM1.2	Mauritsen et al. (2019)	CMIP6 PMIP4	ICE-6G_C

Monthly surface air temperatures and solid monthly precipitation are used to compute the surface mass balance defined as the difference between snow/ice accumulation and ablation. Ablation is calculated using a positive degree-day (PDD) method following the formulation of Tarasov and Peltier (2002), where the degree-day factors, C_{ice} and C_{snow}, depend on the mean July surface air temperature**.** Snow accumulation is calculated from the total precipitation (rain and snow), considering only months where monthly temperatures are under the melting point.

Due to the differences between GCM and GRISLI resolutions, the GCM outputs are bi-linearly interpolated onto the ice sheet model grid. In addition, to account for orography differences between GRISLI and the GCMs, the surface air temperatures of the GCMs are corrected using a constant vertical temperature gradient λ = 7 °C km^{-1}:

$$T(t)_{GRISLI} = T_{GCM}^{LGM} - \lambda(S(t) - S_{GCM}^{LGM}) \qquad (4)$$

where $T(t)_{GRISLI}$ is the time-dependent surface air temperature at the surface elevation $S(t)$ simulated by the ice sheet model, and T_{GCM}^{LGM} and S_{GCM}^{LGM} are the LGM surface air temperature and orography computed by the GCMs. This temperature correction induces a change in precipitation which is computed following the Clausius-Clapeyron formulation for an ideal gas:

$$pr(t)_{GRISLI} = pr_{GCM}^{LGM} * \exp(\omega * (T(t)_{GRISLI} - T_{GCM}^{LGM})) \quad (5)$$

where $pr(t)_{GRISLI}$ is the precipitation calculated by GRISLI at each time step and pr_{GCM}^{LGM} is the LGM precipitation computed by the GCM and interpolated on the GRISLI grid. ω is the precipitation ratio to temperature change and is fixed to 0.11 °C^{-1} (Quiquet et al., 2013).

Following DeConto and Pollard (2012), the sub-shelf melt rate (OM) is computed using ocean temperature and salinity:

$$OM = K_t \frac{\rho_w C_w}{\rho_i L_f} |T_o - T_f| (T_o - T_f) \quad (6)$$

where K_t is called the transfer factor and is set to 7 m yr^{-1} °C^{-1} in the baseline experiments as in DeConto and Pollard (2012), ρ_w the ocean water density, ρ_i ice density, L_f the latent heat of ice fusion, C_w the specific heat of ocean water and T_o is the local ocean temperature. T_f is the local freezing point temperature, depending on the ocean salinity (S) and computed by the Beckmann and Goosse (2003) parameterization:

$$T_f = 0.0939°C - S \times 0.057°C + z \times 7.6410^{-4}°C \qquad (7)$$

where z is the ocean depth.

A difficulty related to the oceanic forcing fields is that the GCMs do not provide any oceanic information outside their land-sea mask and under the ice shelves. To fill these gaps, we performed a classical near neighbour horizontal extrapolation of temperature and salinity except that we perform this extrapolation within 10 sectors independently. These sectors roughly correspond to drainage basins (Fig. S1). The definition of these basins is based on bedrock topographic features and LGM

ice elevation and is somehow comparable to the approach followed by Zwally et al. (2015) for Antarctica. The horizontal extrapolation is performed for each individual vertical layer, without any vertical interpolation. This extrapolation method provides information on temperature and salinity within the entire ice shelf cavity for each vertical level of the GCMs. These temperature and salinity fields are then used to compute the sub-shelf melt rate (Eq. 6), using a linear vertical interpolation between the two oceanic layers bounding the ice shelf depth. The only exception is when the PMIP3/PMIP4 simulations do not provide data in a given sector. In this case, a constant and homogeneous basal melting value of 0.1 m yr^{-1} is prescribed. This mainly occurs in the continental southern flanks of the Eurasian ice sheet.

In GRISLI, each grid point can either be a floating or a grounded ice point. To account for the fact that the sub-shelf melt rate is higher in the vicinity of the grounded line (Beckmann and Goose, 2003) and due to the coarse resolution of the model, we apply a fraction of the neighboring floating sub-shelf melt rate to the last grounded point as in De Conto and Pollard (2012). This approach allows to take the potential influence of the ocean into account.

The main parameters and parameterizations used in this study are shown in Table 2 and Table 3.

Table 2: Model parameters of the GRISLI ice-sheet model used in this study

Parameters	Identifier name	Value
Enhancement factor (SIA)	E_{SIA}	5
Enhancement factor (SSA)	E_{SSA}	1
Atmospheric temperature lapse rate	λ	7 °C km^{-1}
Precipitation ratio to temperature change	ω	0.11 $°C^{-1}$
Oceanic heat transfer factor	K_t	7 m yr^{-1} $°C^{-1}$
Thickness threshold for the calving criterion	H_{cut}	250 m
Relaxation time of the asthenosphere	R_{time}	3000 years
Basal drag parameter	C_f	1.5 10^{-6} m yr^{-1}

Table 3: Parameterizations of the GRISLI ice-sheet model used in this study

Parameterizations	References
Positive degree-days	Tarasov and Peltier (2002)
Basal melting below ice shelves	Deconto and Pollard (2012)
Flux at the grounding line	Tsai et al. (2015)
Basal friction law	Linear law / Weertman (1957)

2.3 LGM equilibrium

As mentioned above, the main objective of the present paper is to investigate the mechanisms responsible for the EIS retreat from its LGM configuration. To do this, a preliminary step is to build the EIS at the LGM.

We performed ten 100 000-year spin-up experiments (one for each GCM) forced by a constant LGM climate provided by the ten GCMs. Simulations start with no ice sheet and the eustatic sea level is prescribed at 120 m below the present level. The initial bedrock topography corresponds to the present-day topography from ETOPO1 (Amante et al., 2009). This procedure is required to obtain internal ice sheet conditions in equilibrium with the climate forcing and to examine whether the LGM climate can build and maintain the EIS when it is used as input to the GRISLI ice sheet model. From this climate forcing ensemble, we only selected those leading to LGM ice sheets in a reasonable agreement with the most credible ice extent in the DATED-1 database (Hughes et al., 2016) and with the geologically-constrained ice thickness reconstructions, namely ICE-6G_C (Peltier et al., 2015), GLAC-1D (Briggs et al., 2014; Tarasov et al., 2012; Tarasov and Peltier, 2002), and ANU (Lambeck et al., 1995, 1996, 2010).

2.4 Sensitivity experiments

To quantify the relative importance of the three main drivers (i.e., surface mass balance, sub-shelf melt rate, and sea level) of the EIS retreat, we applied time-constant perturbations on the atmospheric and oceanic GCM forcings, and we changed the prescribed sea level. The perturbed simulations are run for 10000 years. We analysed the response at year 1000 of the simulation to investigate the impacts of climate changes that may have occurred at the beginning of the deglaciation and at year 10,000 to examine the sensitivity of EIS on longer time scales.

In the first series of experiments (EXP1), we investigate the effect of SMB changes by increasing surface air temperatures. During the last deglaciation (21 – 8 ka), the mean annual global surface air temperature increased by 4,5° ± 0.9° (Annan et al., 2022). In order to simulate a range of anomalies representative of the onset of the last deglaciation, we chose to apply perturbations from 1 to 5 °C to the mean annual GCM forcing fields, without accounting for related changes in precipitation (see Eq 5).

We know from the Clausius-Clapeyron relationship that the water content in the atmosphere is directly related to atmospheric temperature. An increase in atmospheric temperature can therefore lead to an increase in precipitation. This is what is currently being observed in the eastern Antarctica (Frieler et al., 2015). As a result, the increase in precipitation in response to increased temperatures (Eq. 5) is considered in the second set of experiments (EXP2).

The third series of experiments (EXP3) is designed to assess the role of oceanic forcing on the EIS stability. Because the basal melting below the ice shelves depends linearly on the Kt transfer coefficient and is a quadratic function of the oceanic temperatures, we performed two sub-series of experiments by modifying either the Kt values (EXP3.1) without modifying the oceanic temperatures, or by applying perturbations to the oceanic temperatures (EXP3.2). Observations below the Antarctic ice shelves show that the basal melting rate ranges from 0 to 35 m yr^{-1} for oceanic temperatures between -2 °C and 2 °C (Holland et al., 2008). This wide range of basal melting rate values reflects the complexity of such a process that can only be partially represented with simple parameterizations (Eq. 6). The Kt coefficient is thus largely uncertain. Therefore, to investigate changes in the EIS

sensitivity to the amplitude of basal melting, we first use a wide range of values for this transfer coefficient, i.e. between 10 and 50 m yr^{-1}°C^{-1}.

The mean global sea surface temperature anomaly inferred from the MARGO project (MARGO project members, 2009) between the Late Holocene and the LGM is 1.9 ±1.8°C consistent with the findings (~2.7°C) of Tierney et al. (2020). In the early phase of the deglaciation, the ocean warming was probably less than that of the Late Holocene. Therefore, for the EXP3.2 experiments, we first apply perturbations of 0.5°C, 1.0°C, 1.5°C to the oceanic temperatures (same perturbation on all vertical levels) and we fix the Kt coefficient to 7 m °C^{-1} yr^{-1}. In the transient simulation of the last deglaciation performed by Liu et al. (2009), large increases in oceanic temperatures are obtained. For example, a +9°C warming is obtained in the BJR sector at 500-600 m ocean depth and almost 7.5°C in the SA sector at 400-500 m. To reproduce the large increase in the subsurface ocean temperature obtained in Liu et al. (2009), we performed additional sensitivity experiments with perturbations of 7.5°C and 10°C applied in the entire oceanic column.

Atmospheric and oceanic temperatures are the two main factors potentially responsible for the destabilization of marine ice sheets. Thus, the fourth series of experiments (EXP4) combines surface air temperature perturbations (ΔT = +2°C, +3°C, and +4°C) with basal melting rate perturbations (Kt = 10, 15 and 25 m yr^{-1} °C^{-1}).

In the fifth set of experiments (EXP5), we also explore the EIS sensitivity to sea level. Indeed, sea level rise favors the retreat of the grounding line and is therefore another potential driver of the MISI. At the beginning of the deglaciation, the global sea level increased by more than 10 m (Carlson and Clark, 2012) raising the global sea level from -120 m to -110 m compared to the present-day eustatic sea level. This abrupt change may have played an important role in the destabilisation of the ice sheet. On the other hand, Gowan et al., (2021) shows that the local sea level around the EIS margin displays a significant spread at the LGM, from -70 m to -140 m, compared to the present-day level and can abruptly change in response to variations in the land-ice mass distribution. Consequently, to better explore the EIS sensitivity to both global mean sea level and local sea level at the beginning of the last deglaciation, we apply moderate (-115 m, -110 m, and -105 m) and large (-90 m, -60 m, -30 m, and 0 m) sea level perturbations with respect to the present day.

3. Available ice sheet reconstructions and ice streams signature

3.1 Ice sheet geometry

The DATED-1 database is based on evidence found in the existing literature and retrieved from various geological materials (e.g., terrestrial plant macrofossils, foraminifera, speleothems, bones…) analysed with a range of dating methods. Based on these data, the DATED-1 compilation provides three different scenarios for the maximal, minimal and most credible EIS extent. The GLAC-1D, ICE-6G_C, and ANU reconstructions are based on inverse modeling approaches constrained by GPS data, relative sea level and geomorphological data.

The main differences in the three DATED-1 scenarios at the LGM (Hughes et al., 2016) are related to the potential BIIS-FIS connection (or disconnection), the southern continental limit of the FIS

and the eastern limit of BKIS (Fig. 2a). Only the minimum scenario suggests the absence of ice between the BIIS and FIS.

The GLAC-1D reconstruction agrees well with the most credible DATED-1 scenario, despite a slightly greater ice extent in most of the Fennoscandian regions and a smaller extent in the Taymyr Peninsula (in the easternmost part of the BKIS, Fig. 2d). This contrasts with the ANU and ICE-6G_C reconstructions whose ice limit goes beyond that of the most credible DATED-1 scenario.

The differences between the three geologically-constrained reconstructions are due to differences in the inverse methods used to estimate the ice thickness, to the geological and geomorphological data considered to infer the ice extent, and to different choices regarding the Earth rheology. This translates into differences in the altitude of the EIS. For example, in the ANU and GLAC-1D reconstructions, the FIS peaks at 3000-3500 m, while BKIS does not exceed 2500 m (2000 m for GLAC-1D). By contrast, ICE-6G_C provides a larger ice thickness over the BKIS sector (2500-3000 m) than over Fennoscandia.

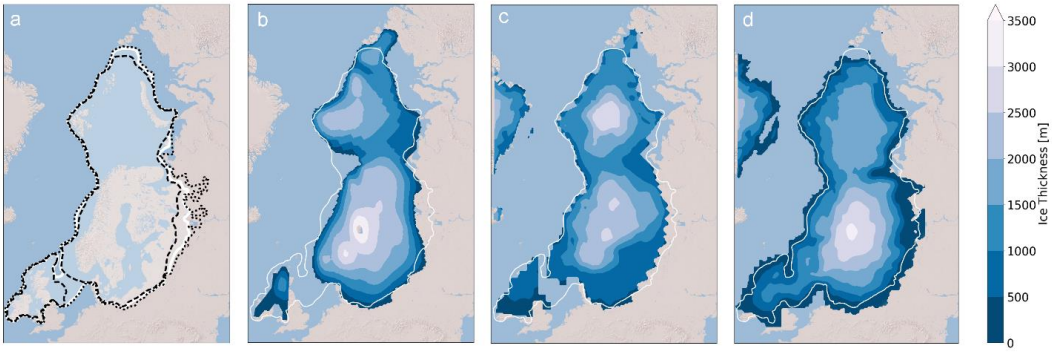

Figure 2: a/ Ice sheet extent at the LGM derived from the DATED-1 compilation (Hughes et al., 2016). The maximum and the minimum scenarios of the ice extent are represented by the dotted and the dashed lines respectively. b/ Ice thickness at the LGM provided by the ANU reconstruction (Lambeck et al., 1995, 1996, 2010; Abe-Ouchi et al., 2015). c/ Same as b/ for the ICE-6G_C reconstruction (Peltier et al., 2015). d/ Same as b/ for the GLAC-1D reconstruction (Briggs et al., 2014; Tarasov et al., 2012; Tarasov and Peltier, 2002). In the four panels, the white line corresponds to the most credible scenario of the ice extent at the LGM derived from the DATED-1 compilation (Hughes et al., 2016).

3.2 Ice stream signature

Ice streams also play a key role in ice sheet dynamics and in featuring ice sheet geometry (Pritchard et al., 2009). It is therefore crucial that the dynamics of the simulated ice sheets is consistent with reconstructions. The signature of ice streams can be inferred from geomorphological observations in the Barents Sea, in particular those of the Bjornoyrenna (BJR) and Svyataya Anna (SA) ice streams (Fig. 1) (Polyak et al., 1997; Andreassen and Winsborrow, 2009; Dowdeswell et al., 2016,2021; Szuman et al., 2021). Other geomorphological observations strongly suggest the existence of paleo ice streams in the FIS, such as the Mid-Norwegian (MN) ice stream (Stokes and Clark,

2001), and the Norwegian Channel (NC) ice stream between the FIS and BIIS (Sejrup et al., 1994; Svendsen et al., 2015; Stokes and Clark, 2001).

4. Results

4.1 LGM equilibrium

At the end of the 100 000-year spin-up simulations, a wide range of ice sheet geometries is obtained (Fig. 3). In the same way as Niu et al. (2019), we show that simulations performed with CNRM-CM5 and MRI-CGM3 do not succeed in maintaining ice cover over Eurasia as extended as in the reconstructions. In addition, we show that the simulation forced by MIROC-ES2L also fails to form an ice sheet.

This is primarily explained by high positive summer surface air temperatures simulated by the three models in most parts of the EIS compared to the other models, with temperature anomalies ranging between +4.7°C and +11.7°C (Fig. 4). Conversely, with the GISS-E2-R and FGOALS-g2 models, significant ice thickness is built east and south of BKIS because of strong negative mean summer temperatures in this area (Fig. 4).

Therefore, we discarded these models and only selected those (MPI-ESM-P, MIROC-ESM, IPSL-CM5A2, IPSL-CM5-LR, and MPI-ESM1.2) providing ice sheet geometries in a relatively good agreement with the reconstructions.

The five selected ice sheets do not show significant differences (Fig 3). The FIS peaks at 2500-3000 m, while the BKIS is lower (2000 – 2500 m) due to a drier atmosphere compared to that overlying the Fennoscandian region (Fig. 5). The simulated FIS agrees with the ICE-6G_C reconstruction despite a flatter dome simulated with MPI-ESM-P, about 500 m lower compared to GLAC-1D and ANU. Conversely, the BKIS maximum altitude simulated by GRISLI is underestimated compared to ICE-6G_C while it is in good agreement with the two other reconstructions. The BKIS margins bordering the Greenland and Norwegian Seas and the Arctic Ocean generally match with the most credible DATED-1 scenario of the ice extent. However, in the five GRISLI simulations, the ice extent is too large in the eastern and southern edges compared to DATED-1.

The most likely cause of this mismatch is related to the imprint of the ice sheet reconstructions used as boundary conditions of GCM simulations. Indeed, both the ice sheet reconstruction used for PMIP3 simulations (not shown) and ICE-6G_C (Fig. 2c) used in PMIP4 runs overestimate the ice extent in the region of the Taimyr Peninsula. This results in an enhanced cooling favoring the simulated ice expansion in this area. This effect can be amplified by the projections of the ice sheet reconstructions on the coarser GCM grid that may produce an artificial spread of the ice sheet mask, causing further a too extended cooling. Another source of disagreement between DATED-1 and the simulated ice sheets can be due to the representation the jet stream and planetary waves in the coarse resolution climate models, such as the PMIP models. Indeed, such large-scale atmospheric features directly impact the simulated precipitation and temperatures and may cause too much precipitation or too much cooling if improperly represented (Löfverström and Liakka, 2018).

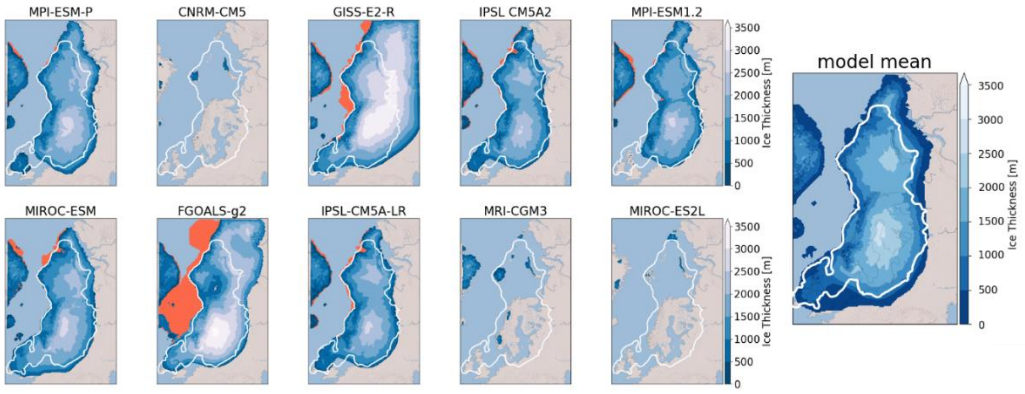

Figure 3: Ice thickness at the end of the 100 000-year simulation for the different GCMs used as forcing of the GRISLI ice sheet model. The white line is the most credible extent derived from the DATED-1 compilation and the orange shaded areas are the simulated ice shelves. The multi model mean of the five selected ice sheet is shown in the right panel.

For the five selected GCMs, areas with high ice velocities are simulated in the BKIS region (Fig. 6). The highest velocities are obtained for the SA, BJR, NC and MN ice streams and can exceed 1000 m yr^{-1}. In addition, the BJR ice stream shows a large extension from the center of BKIS, with velocities between 75 to 200 m yr^{-1}, to the edge of BKIS. The location of the main fast flowing areas is consistent with empirical evidence based on observations of submarine landforms (Dowdeswell et al., 2016; Stokes and Clark, 2001). It is also interesting to mention that ice velocities of similar magnitude in the present-day Antarctic and Greenland ice sheets have been revealed thanks to radar observations (Solgaard et al., 2021; Mouginot et al., 2019).

Overall, our five remaining simulated ice sheets show a reasonable agreement with the different reconstructions constrained by geological and geomorphological observations, both in terms of ice extent and ice thickness as well as dynamical characteristics. The observed differences with the reconstructions remain within the range of uncertainties, which is itself illustrated by the differences between the three reconstructions GLAC-1D, ANU and ICE-6G_C and by the three ice extent scenarios from the DATED-1 compilation.

This allows us to use the five spin-up GRISLI experiments (forced by MPI-ESM-P, MIROC-ESM, IPSL-CM5A2, IPSL-CM5-LR, and MPI-ESM1.2) as a starting point to test the sensitivity of the EIS to atmospheric, oceanic and sea level forcings.

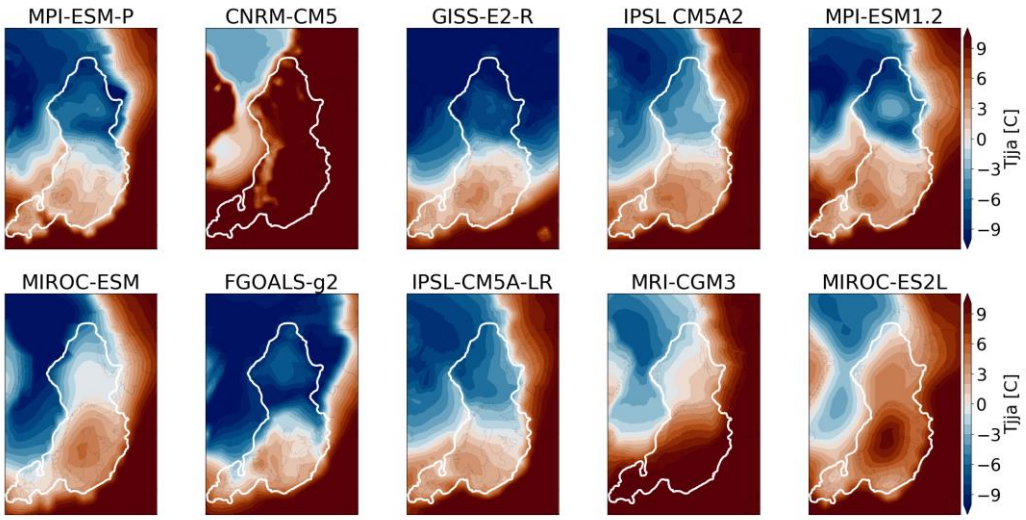

Figure 4: Mean summer (JJA) surface air temperature at 21 ka simulated by each GCM at the sea level and interpolated on the GRISLI grid. The white line represents the ice extent as defined by the most credible DATED-1 scenario.

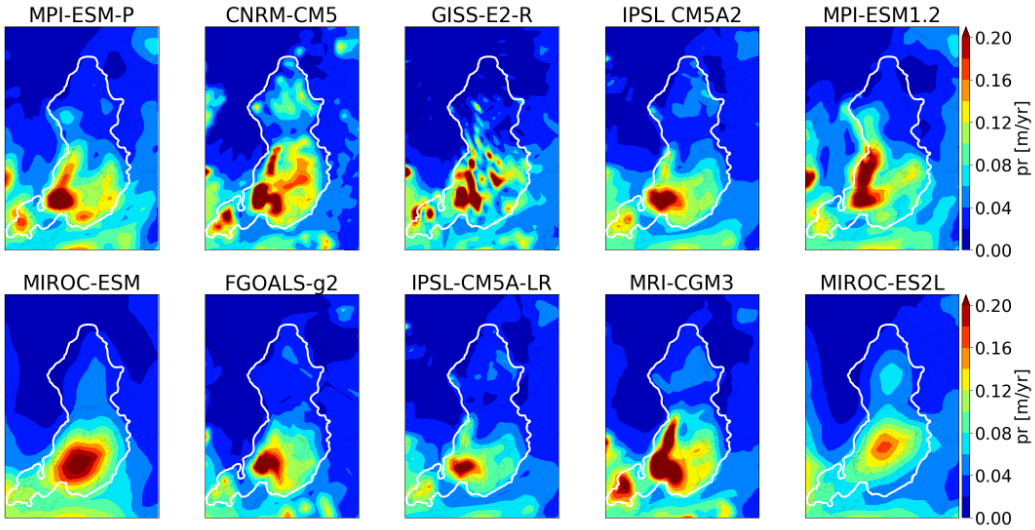

Figure 5: Same as Figure 4 for the mean annual precipitation.

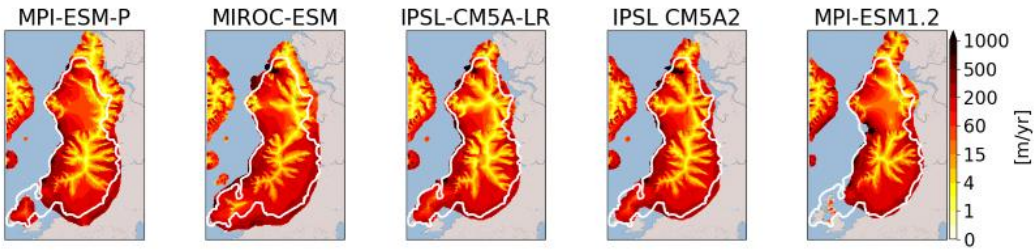

Figure 6: Simulated ice velocities at the end of the 100 000-year LGM simulation. The solid white line represents the most credible ice extent from the DATED-1 compilation.

4.2. Sensitivity experiments

In the following, we investigate the sensitivity of the Eurasian ice sheet to the potential drivers of ice sheet retreat: atmospheric changes responsible for SMB changes (i.e., temperature and snow accumulation to the first order), oceanic changes (sub-shelf melt rate) and sea level changes.

4.2.1 EXP1: Surface air temperature

The aim of this section is to investigate the sensitivity of EIS to a temperature rise. For each temperature perturbation (T_{add} = 1 to 5°C) applied uniformly on the monthly mean surface air temperatures, Figure 7 displays for the multi-model mean the percentage of the ice thickness lost after 1000 years with respect to the initial configuration. The results are plotted for the largest ice sheet mask. This mask corresponds to all areas where ice has been simulated in at least one of the 5 simulations. This means that multi-model means are computed with 1, 2, 3, 4 or 5 models involved, depending on the ice sheet mask of each individual model.

For T_{add} = 1 °C, the response of the Eurasian ice sheets is weak, except for the British Isles sector (Fig 7) for which mean JJA temperatures of the five selected GCMs are close to the melting point (Fig. 4). Substantial ice losses are also simulated in the FIS margins for temperature rise greater than 1 °C leading to a progressive retreat of the edge of the ice sheet as the temperature increases. The sensitivity of the BIIS and FIS regions to these temperature perturbations is explained by a shift from positive to negative SMB values when temperature increases (Fig. SP2). By contrast, as the BKIS is located in colder areas, larger temperature perturbations (3 to 5 °C) are necessary to initiate the ice sheet's retreat. The southern BKIS margin appears the most sensitive region, followed by the region of the SA ice stream. In the SA sector, ice thickness losses between 30 % (Tadd = +3°C) to 50 % (Tadd = +5°C) are obtained. In the BJR sector, ice losses are only simulated for large temperature perturbations.

However, it is worth mentioning that for a given temperature perturbation, significant differences in the behavior of the five simulated ice sheets can be observed. To illustrate these differences, we plotted for each simulation, the percentage of the ice thickness lost after 1000 years with respect to the initial configuration (Fig SP3). The most sensitive regions to surface air temperature, namely the FIS margins and the SA/BJR sectors, are the locations where inter-model differences in ice thickness losses are the most significant and are amplified with temperature increase. In the BJR sector, the retreat of the ice sheet is simulated for perturbations of 4°C with three GCM forcings (MIROC-ESM, IPSL-CM5A-LR and IPSL-CM5A2, Fig SP3), while this sector is stable with the two other forcings (MPI-ESM-P and MPI-ESM1.2) under this temperature perturbation. In the SA sector, the MIROC-ESM-P forcing produces a retreat from a temperature anomaly of 2°C, but for the IPSL-CM5A-LR and IPSL-CM5A2 forcings the retreat is only triggered for T_{add} = 3 °C. By contrast, the two versions of the MPI-ESM produce a more stable ice sheet in the SA sector since, even with a 5 °C temperature perturbation, the ice retreat is not triggered within the 1000 years of simulation.

The lower sensitivity of BJR sector, compared to the SA sector, can be explained (at least partly) by the topography differences between these two regions. Actually, the initial topography of each GCM (not shown) exhibits a trough in the SA sector which does not appear in the region of the BJR ice

stream. The lower surface topography in the SA sector is accompanied by higher surface temperatures and thus to larger ice losses when temperature perturbations are applied (Fig. SP3). Moreover, the difference in the sensitivity of the BJR and SA sectors can be also explained by the higher precipitation rate in the BJR sector (between 0.2 to 0.5 m yr^{-1} for the BJR ice stream and less than 0.2 m yr^{-1} for the SA sector, Fig. 5), which can partly counteract the effect of temperature increase on ice mass loss.

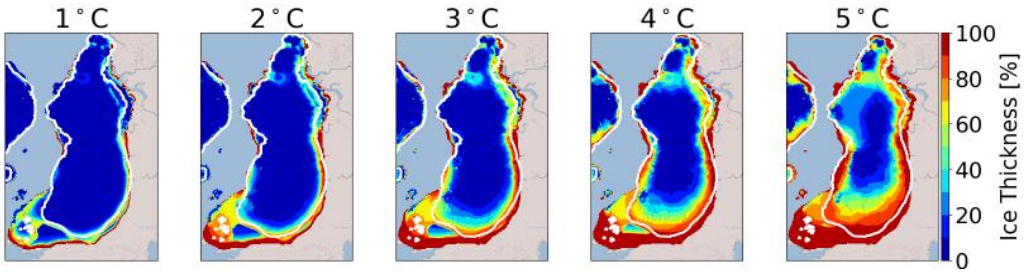

Figure 7: Multi-model mean of the ice thickness lost after 1000 GRISLI model years in the EXP1 experiments with respect to the ice thickness of the LGM ice sheet (red: 100% lost). The results are plotted on the largest ice sheet mask. The white line corresponds to the common ice sheet mask of the five models, i.e., where the multi-model mean is computed on the 5 models.

To better understand the effect of precipitation on the EIS stability, the EXP2 combines the precipitation and surface air temperature perturbations. The results obtained in the EXP2 experiments are shown in figure SP4. For BIIS and FIS, a similar behavior to EXP1 is observed, albeit with less ice melt due to increased accumulation as a result of increased temperatures. On the contrary, in EXP2, a large difference with EXP1 is simulated for BKIS, where only the ice sheet margins show sensitivity to increased temperature and precipitation. While an inland ice loss between 20% and 50% was simulated in EXP1 in some places, it is generally limited to less than 10% in EXP2. This result shows the significant role of precipitation to counteract the ice loss due to an increase in surface air temperature.

4.2.2 EXP3: Basal melting

Besides changes in SMB, another factor that can destabilize a marine ice sheet is the basal melting under the ice shelves (Pritchard et al., 2012). In the LGM experiments, the numerical Kt value is fixed to 7 m $°C^{-1}$ yr^{-1} and leads to basal melting rates in the BJR and SA sectors of 3.1 m yr^{-1} and 0.7 m yr^{-1} respectively. To investigate the effect of increased basal melting that likely occurred during the last deglaciation as a response of increased ocean temperatures, we performed sensitivity experiments by first changing the Kt value (EXP3.1). The sensitivity to oceanic temperatures (EXP3.2) will be discussed later.

Figure 8 displays the percentage of ice thickness losses (with respect to the initial configuration) for Kt ranging from 10 m $°C^{-1}$ yr^{-1} to 50 m $°C^{-1}$ yr^{-1}. After 1000 years of simulation, no change in ice thickness is observed for Kt = 10 m$°C^{-1}$ yr^{-1}. For higher Kt values (15 m $°C^{-1}$ yr^{-1} and 25 m $°C^{-1}$ yr^{-1}), ice losses between 30% to 40% are simulated in the MN ice stream sector, and 100% of the ice shelf in the south of SA sector is melted (see Fig 3 showing the presence of ice shelves at the end of

the spin-up experiment). This corresponds to basal melting rates (multi-model mean) near the grounding line ranging from 7.5 m yr^{-1} (Kt = 15 m °C^{-1} yr^{-1}) to 10.4 m yr^{-1} (Kt = 25 m °C^{-1} yr^{-1}) in the MN sector and from 1.7 m yr^{-1} (Kt = 15 m °C^{-1} yr^{-1}) to 2.9 m yr^{-1} (Kt = 25 m °C^{-1} yr^{-1}) in the SA sector. However, these changes are restricted to small areas, and the ice loss is not significant enough to firmly indicate a noticeable sensitivity to basal melting. Perturbations with Kt values above 25 m °C^{-1} yr^{-1} are necessary to observe significant changes in the EIS configuration. In particular, for Kt = 50 m °C^{-1} yr^{-1}, the ice is entirely melted near the BIIS margins, and less than 50 % of the ice remains in the regions of MN, SA and BJR ice streams. Nonetheless, only the simulations forced by MPI-ESM-P, MPI-ESM1.2 and MIROC-ESM show a sensitivity to basal melting in BJR, MN and SA sectors (Fig. SP5). Depending on the GCM forcing, the simulated basal melting values range between 25.7 and 28.7 m yr^{-1}, 24.4 and 28.2 m yr^{-1} and between 11.2 and 13.4 m yr^{-1} for the BJR, MN and SA sectors respectively. By contrast, very small values are obtained with IPSL-CM5A2 (0.2 m yr^{-1} 0.5 m yr^{-1}) and IPSL-CM5A-LR models (0.5 m yr^{-1}). This can be explained by the cold oceanic temperatures near the BJR sector compared to those simulated by the three other GCMs (Fig SP6). These results show that the basal melting has the ability to destabilize the BKIS when it exceeds a certain threshold. Results inferred from the simulations forced by MPI-ESM-P, MPI-ESM1.2 and MIROC-ESM suggest that this threshold is obtained for Kt values between 25 and 50 m °C^{-1} yr^{-1}, corresponding to basal melting rates at the grounding line between 10.4 m yr^{-1} and 28.7 m yr^{-1} for the BJR sector and between 6.2 and 13.4 m yr^{-1} for the SA sector. By comparison, a basal melting rate of 22 m yr^{-1} has been observed thanks to radar measurements in the mouth of the Mercer/Whillans Ice Stream located in the West Antarctic ice sheet (Marsh et al., 2016). Providing that Kt values are greater than 25 m°C^{-1} yr^{-1} (or close to 50 m °C-1 yr^{-1}), the region of the BJR ice stream responds to basal melting perturbations with basal melting rates similar to those observed in some parts of WAIS. However, the ice loss is restricted to the very edge of the ice sheet and the BKIS retreat is negligible. This raises the question as to whether the basal melting exerts a stronger influence on longer time scales. Therefore, we also investigated the ice sheet behavior after 10 000 model years.

A similar behavior is observed after 10 000 years for Kt between 10 and 25 m °C^{-1} yr^{-1}, with the exception of the southern part of BKIS bordering the Kara Sea where a 30% to 50% ice thickness decrease, with respect to the initial one, is obtained. For Kt=50 m °C^{-1} yr^{-1}, more than 40% of ice loss is simulated for BKIS, and up to 60% in the BJR sector. As previously mentioned, this large ice thickness decrease in the center of BKIS is highly GCM-dependent, and is only observed in simulations forced by the MIROC and MPI models (Fig. SP5

As the basal melting parameterization is expressed as a quadratic function of the oceanic temperatures, we may expect a different sensitivity of EIS when the oceanic temperatures increase (EXP3.2). Results of the EXP3.2 experiments are shown in figure SP7. Perturbations of oceanic temperatures between +0.5°C and +1.5°C lead to basal melting rates at the grounding line of the BJR sector of less than 3.8 m yr^{-1}. This is well below the threshold suggested by the results of the EXP3.1 experiments (between 10.4 and 30 m yr^{-1}), and no significant ice loss is simulated after 10 000 years of simulation.

For larger perturbations (+7.5°C and +10°C), larger values of the basal melting rates are obtained in the BJR (11.6 and 17.5 m yr^{-1}), in the SA (10.8 and 15.6 m yr^{-1}) and in the MN sectors (11.5 and 17.4 m yr^{-1}) after 10 000 model years. A perturbation of 7.5°C does not trigger the ice retreat because of a too low basal melting. By contrast, when the perturbation reaches +10°C, a similar behavior to that simulated with Kt=50 m $°C^{-1}$ yr^{-1} (EXP3.1) is obtained.

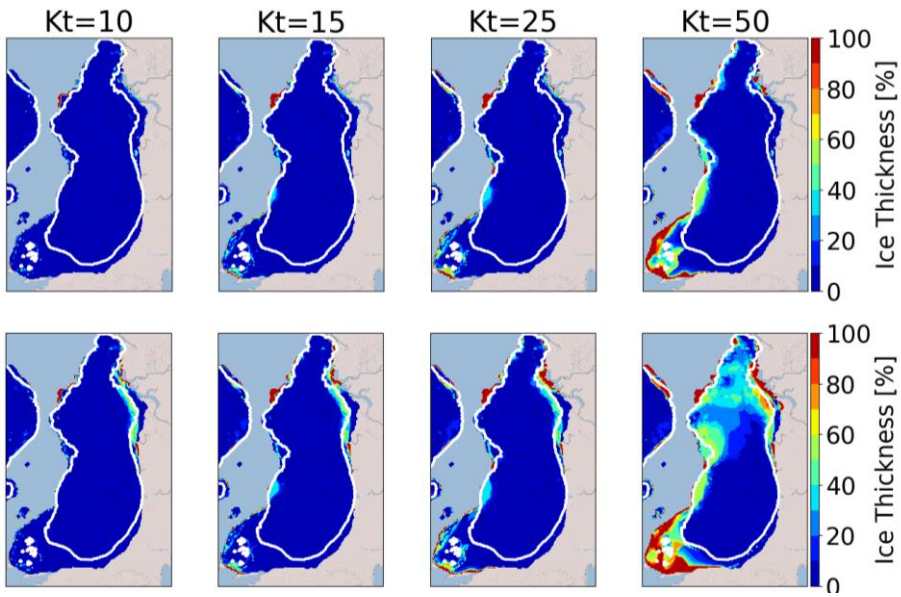

Figure 8: Multi-model mean of the ice thickness lost after 1000 (top) and 10 000 (bottom) GRISLI model years in the EXP3.1 experiments with respect to the ice thickness of the LGM ice sheet. (red: 100% lost). The white line corresponds to the common ice sheet mask of the five models, i.e., where the multi-model mean is computed on the 5 models. Kt is the transfert factor in Eq 6, express in m yr^{-1} $°C^{-1}$.

On the other hand, for simulations forced by IPSL-CM5A2 and IPSL-CM5A-LR, an increase in oceanic temperatures of +10°C allows us to observe a sensitivity of BKIS in the SA sector (see Fig SP8) after 1000 years of simulations, which leads to a total retreat of the eastern part of BKIS after 10000 years.

These results show that the BJR, MN and SA regions are sensitive to sub-shelf melting providing that the basal melt exceeds a certain threshold obtained for Kt values greater than 25 m $°C^{-1}$ yr^{-1} (and greater than 10 m$°C^{-1}yr^{-1}$ for the MN sector) or for a rise in oceanic temperature greater than 7.5°C. From the combination of EXP3.1 and EXP3.2 experiments, it appears that the threshold is between 11.6 m yr^{-1} and 17.5 m yr^{-1} for the BJR sector, between 6.2 and 13.4 m yr^{-1} for the SA sector and lower than 7.5 m yr^{-1} for the MN sector. Moreover, our results also suggest that the large retreat of one single ice stream has the ability to favor the total retreat of the whole of BKIS

4.2.3 EXP4: Combined effects of basal melting and surface air temperatures

Results presented in the previous section suggest that sub-shelf melting has only a poor impact on the EIS destabilization for Kt perturbations below a certain threshold estimated to lie between 25

and 50 m °C^{-1} yr^{-1}, or below a + 10°C increase of oceanic temperatures. However, increases in surface melting due to atmospheric warming may lead to changes in the geometry of the grounded ice sheet and floating ice shelves. In turn, changes in the EIS configuration may alter the EIS sensitivity to basal melting. To test this hypothesis, we combined surface air temperature perturbations with basal melting perturbations (EXP4) and compared the results with those of the EXP1 experiments. Figure 9 displays the difference in the total BKIS ice volume after 1000 years between EXP4 and EXP1 experiments ($\Delta V_{4\text{-}1}$) for different surface atmospheric temperature perturbations (ΔT = +2°C, +3°C and +4°C) and Kt values fixed to 25 and 50 m °C^{-1} yr^{-1} (negatives values are associated to a greater ice loss in EXP4 than in EXP1). For both Kt perturbations (Kt = 25 and 50 m °C^{-1} yr^{-1}), no significant difference in the ΔV_{4_1} values (computed for the different ΔT perturbations) is observed in simulations forced by IPSL-CM5A2 and IPSL-CM5A-LR. This illustrates the poor sensitivity of BKIS to basal melting with the IPSL climate forcings. As explained in section 4.2.2, this low sensitivity is due to the cold oceanic temperatures simulated in both IPSL models (see Fig. SP6). For the three other simulations (forced by MIROC-ESM, MPI-ESM-P, and MPI-ESM1.2), the ice volume difference is clearly amplified with higher ΔT levels, especially when the Kt transfer coefficient is higher. For example, for Kt=50 m°C^{-1}yr^{-1}, the difference in ΔV_{4_1} values between the initial ice sheet configuration (ΔT = 0°C) and ΔT = 4°C is ~60 000 km^3 with MPI-ESM-P, against ~20 000 km^3 when Kt=50 m°C^{-1}yr-1. A similar behavior is observed for simulations forced by MIROC-ESM (~110 000 km^3) and MPI-ESM1.2 (~60 000 km^3). To better illustrate the impact of the combination of both temperature and basal melting perturbations, we plotted the evolution of ice loss every 1kyr as simulated in the EXP1 (ΔT = +4°C), EXP3 (Kt=50 m°C^{-1}yr^{-1}) and EXP4 experiments in figures SP9 to SP11. For the simulation forced by MIROC-ESM (Fig. SP11), the largest part of the deglaciation signal is dominated by increased atmospheric temperatures in the EXP4 (see Fig SP11). Simulations forced by MPI-ESM-P and MPI-ESM1.2 have a different behaviour (Figs SP9 and SP10) and show a significant difference between EXP1 and EXP4 and between EXP3 and EXP4. In the EXP3 experiment, the SA sector appears to be highly sensitive, mainly due to high ocean temperatures (> 3°C, see fig SP6) in contrast to the BJR sector where only a part has deglaciated after 10 000 years. However, in the EXP4 experiment, in which near-surface temperature and basal melting are combined, BKIS starts to retreat after 1000 years and has almost entirely melted after 10 000 years. This suggests that the BKIS deglaciation is initially triggered by surface warming but is further amplified by basal melting.

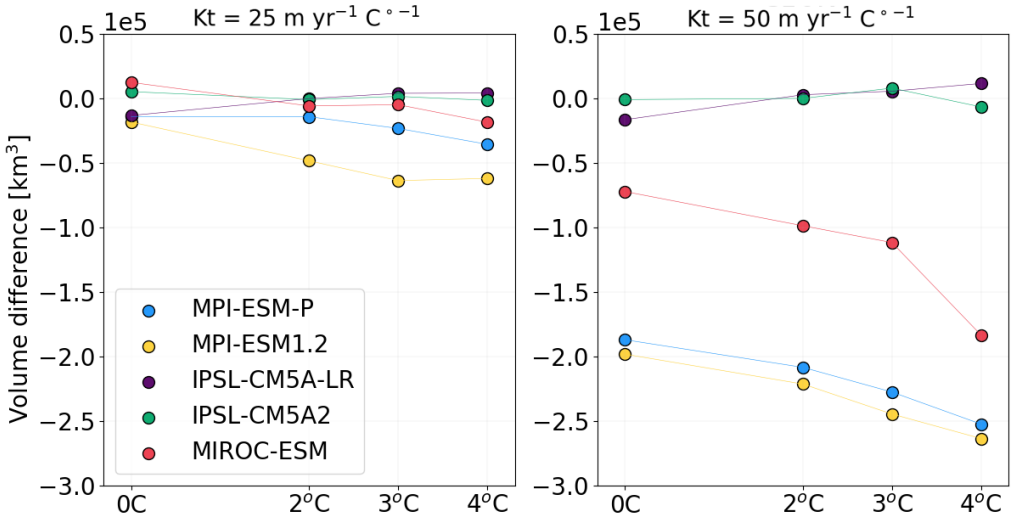

Figure 9: Differences of the ice volume lost between EXP4 and EXP1 ($\Delta V_{4\text{-}1}$) after 1000 years for Kt=25 m °C^{-1} yr^{-1} (left) and Kt=50 m °C^{-1} yr^{-1} (right).

4.2.5 Exp5: Sea level

In the previous simulations, the sea level forcing was fixed to -120 m (with respect to the present-day eustatic sea level), corresponding to the estimated eustatic level at the LGM (Peltier et al., 2002). In this series of experiments, we quantify the sensitivity of the EIS to different sea level forcings.

The multi-model mean difference between the ice thickness after 1000 GRISLI model years and the initial ice thickness (sea level = -120 m) is displayed in Figure 10 for the different sea level elevations ranging from -115 m to 0 m. After 1000 years of simulation, for sea levels ranging from -115 m to -105 m, no significant differences are observed with respect to the reference simulation (i.e., - 120 m). For larger perturbations, the MNIS sector appears to be the most sensitive. As an example, for a sea level of – 90 m, an ice loss of ~40 % is simulated in this area, and an almost complete retreat is obtained for a sea level higher than -60m, with an ice thickness decrease of up to 80%-100%. Although sea level elevations of -90 m and – 60 m are considerably larger than the global mean sea level at the LGM, they are consistent with the local sea level variations that could be as high as -70 m as suggested by Gowan et al. (2021). However, for the other sectors (BJR, SA, NCIS), ice thickness decrease is only obtained for sea levels higher than -30 m which is largely out of the range advanced by Gowan et al. (2021). As a result, this series of experiments conducted with the GRISLI model suggests that the elevation of sea level has only played a marginal role at the beginning of the EIS deglaciation.

However, it should be noted that sea level rise can lead to changes in the geometry of the ice sheet and floating ice shelves. Therefore, these changes in the EIS configuration may influence its sensitivity to oceanic temperature perturbations. We tested this hypothesis by raising the sea level from -120 m to -110 m compared to the current level and by raising concomitantly the oceanic temperatures (+1.5°C and +10°C). Adding a sea level perturbation to the oceanic temperature perturbation does not drastically change the response of the ice sheet. Differences of 6 to 7 % in ice volume losses were only observed for the highest temperature perturbation (+10°C) after 10 000 years for only two

GCM forcings (MIROC-ESM and IPSL-CM5A2), while the differences are negligible (lower than 2%) for smaller perturbations, shorter timescales and other GCM forcings (not shown).

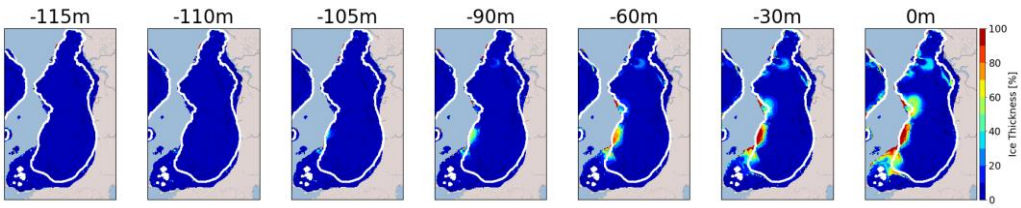

Figure 10: Multi-model mean of the ice thickness lost after 1000 model years in the EXP5 with respect to the ice thickness of the LGM ice sheet. (red: 100% lost). The white line corresponds to the common ice sheet mask of the five models, i.e., where the multi-model mean is computed on the 5 models.

4.3 Sensitivity to the spin up method

The construction of spin-up is one of the most important factors impacting the sensitivity of the EIS. The LGM ice sheets presented in Section 4.1 were constructed under a constant LGM climate during 100 000 years. The specificity of this method is to construct ice sheets in good equilibrium with their environment. However, as outlined by Batchelor et al. (2019), the EIS was far from being in equilibrium with the climate at the LGM.

In order to look into the biases associated with the choice of the spin-up method, we compared the results obtained with a transient spin-up procedure. For this purpose, we reconstructed a climatology evolving from the Last Interglacial (-127 000 years) to the LGM (-21 000 years). The transition between these two climatic states is obtained by using a multi-proxy following the same method as Quiquet et al. (2013). For the period between -127ka and -122ka, we used an index based on SST reconstructions (McManus et al., 1999; Oppo et al., 2006) and from -122ka to -21ka we chose an index based on North GRIP $\delta^{18}O$ (North GRIP members, 2004). In the same way as above, we used the 10 PMIP3/PMIP4 forcings shown in Table 1. As the last interglacial simulations were not available for some of the PMIP3/PMIP4 models, we made the approximation that the -127 000 climate was represented by the pre-industrial climate (i.e. piControl experiments, Eyring et al., 2016).

At the end of the of these new spin-up simulations, only 4 PMIP forcings (MPI-ESM-P, MPI-ESM1.2, IPSL-CM5A2 and IPSL-CM5A-LR) succeeding in constructing the EIS in agreement with the reconstructions (see figure SP12h). Compared to previous LGM ice sheets presented in Section 4.1, the ice extent is smaller (Fig. SP12h) and the dome of FIS is flatter with sharper edges. Furthermore, contrary to the previous method of spin-up construction (i.e. constant LGM forcing), the simulation forced by MIROC-ESM failed to form an ice sheet over the Barents Sea.

To assess the effect of the LGM EIS obtained after each of the transient spin-up experiment obtained with MPI-ESM-P, MPI-ESM1.2, IPSL-CM5A2 and IPSL-CM5A-LR, we applied atmospheric temperature perturbations (+1°C and +5°C, as in EXP1) and basal melting perturbations (Kt values of 10 $m°C^{-1}yr^{-1}$ and 50 $m°C^{-1}yr^{-1}$, as in EXP3.1). Finally, we compare the percentage of remaining ice

volume with the reference one (i.e simulated in EXP1 and EXP3.1) and the new perturbed simulations after 1000 and 10 000 years using the following formula:

$$\delta = \frac{V_{pert}(t=end) - V_{pert}(t=0)}{V_{pert}(t=0)} - \frac{V_{ref}\,(t=end) - V_{ref}(t=0)}{V_{ref}(t=0)} \quad (8)$$

Each term in the right-hand side of Equation (8) represents the percentage of ice volume loss in a given simulation. δ represents the difference (in %) of ice volume loss between the new simulation and the reference simulation, with V_{pert} being the ice volume for the new perturbed simulation (transient spin-up) and V_{ref} the ice volume of the EXP1 and EXP3 simulations. A negative value of V_{ice} indicates a greater retreat of EIS of the new EIS configurations (i.e. obtained with the transient spin-up method).

Figure 11a shows the results of the computed δ value (see Eq. 8) after 1000 (left) and 10 000 model years (right) averaged over all models for atmospheric (1°C and 5°C) and oceanic (Kt = 10 and 50 m°C^{-1}yr^{-1}) perturbations. After 1000 years, no significant difference is observed between both simulations. Conversely, after 10 000 years, a difference of the order of -10% for perturbations of 1°C and 10 m°C^{-1}yr^{-1} is observed. This can be explained by internal processes that are not in equilibrium with the LGM climate at the end of the transient spin-up simulation. More specifically, large differences in the simulated effective pressure are obtained at the end of both spin-up experiments. In the reference spin-up simulation (constant LGM climate), there is a relatively low effective pressure since sub-glacial water has accumulated over the 100 000 year of simulation (Fig. SP13). By contrast, in the spin-up constructed by the transient method, large parts of the ice sheet are englacial for much shorter time periods with smaller amount of sub-glacial water resulting in higher effective pressure. This leads to drastically different sliding velocities among the two spin-up methods, with much smaller ice sheet velocities after the transient spin-up. During the perturbation experiments, the sub-glacial water tends to accumulate when using the transient spin-up ice sheet state. The temporal evolution in this case reflects the decrease in the effective pressure (and related increase in velocity) on top of the applied atmospheric or oceanic perturbation. The sensitivity over time scales greater than one thousand years in these new experiments is thus not directly comparable to the reference sensitivity experiments in which the effective pressure is fully equilibrated.

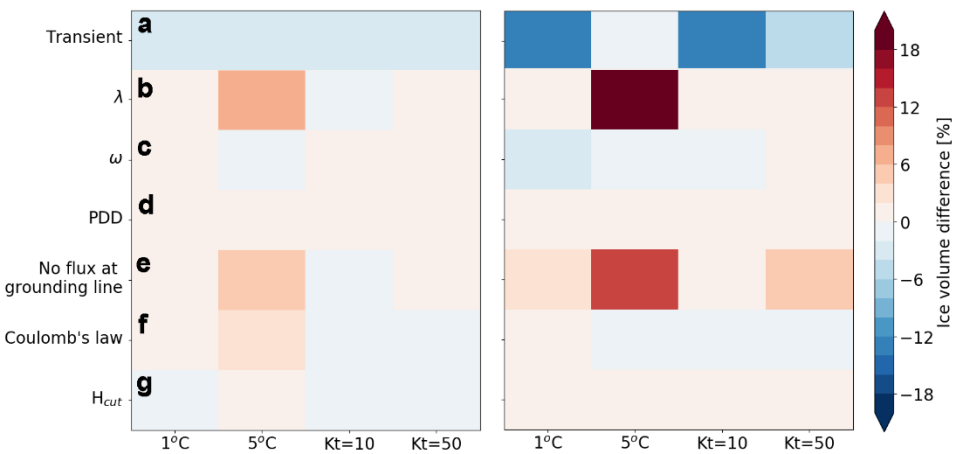

Figure 11: Multi model mean of the differences in ice volume loss between the new perturbed simulations and the reference simulations (EXP1 and EXP3) after 1000 years (left) and after 10000 years (right). Note that the multi model mean is done without the contribution of MIROC-ESM forcing for the panel a. The volume difference is calculated thanks to the equation 8. λ is the vertical temperature gradient, ω is the ratio precipitation/temperature change and H_{cut} is the calving criterion. More information is disponible in table 4.

4.4 Sensitivity to different GRISLI configurations

The results presented in Section 4.2 suggest that the EIS was primarily sensitive to atmospheric forcing at the beginning of the last deglaciation. However, we cannot exclude that this finding is specific to the choices of model parameters (Table 2) and physical parameterizations (Table 3). In order to assess the extent to which the observed EIS sensitivity is driven by these choices, we conducted additional experiments with alternative values of climate-related parameters (vertical temperature gradient, the precipitation ratio to temperature change, degree-day factors in the PDD formulation). We also changed the basal friction law and removed the parameterization of the ice flux at the grounding line (Table 4). We first performed 100 000-year simulations using the same procedure as for the reference simulations (Fig. SP12a-g). Note that the CNRM-CM5, GISS-E2-R, MIROC-ES2L, FGOALS-G2 and MRI-CGM3 fail to reproduce an ice sheet in agreement with the reconstructions similarly to as our reference experiments (see Sections 4.1 and 4.2).

Next, we applied atmospheric temperature perturbations (+1°C and +5°C) and basal melting perturbations (Kt = 10 m°C^{-1}yr^{-1} and 50 m°C^{-1}yr^{-1}) to evaluate the relative importance of both atmospheric and oceanic forcings with the modified GRISLI configurations.

Table 4: List of sensitivity experiments (columns 5-10) performed with changes in the standard GRISLI configuration. New values of model parameters are given in column 4 with reference values indicated in parentheses. Changes in physical parametrizations are indicated in column 2.

exp	GRISLI configuration changes			Spin-up methods		Perturbations experiments			
n°	**Variables**	**Name**	**Value**	**Constant LGM**	**Transient**	**1°C**	**5°C**	**Kt=10**	**Kt=50**
1	Spin-up method	-	Transient		✓	✓	✓	✓	✓
2	Vertical temp gradient	λ	4 °C km^{-1} (*7*)	✓		✓	✓	✓	✓
3	Precip/temperature change	ω	0.05 °C^{-1} (*0.11*)	✓		✓	✓	✓	✓
4	PDD coefficients	$C_{ice,snow}$	- 25%	✓			✓	✓	✓
5	PDD coefficients	$C_{ice,snow}$	+ 25%	✓		✓			
6	Flux at the grounding line	-	None	✓		✓	✓	✓	✓
7	Basal friction law	-	Plastic drag	✓		✓	✓	✓	✓
8	calving criterion	H_{cut}	50 m (*250*)	✓		✓	✓	✓	✓

4.4.1 Sensitivity to climate parameters

At first, we examined the sensitivity of EIS to a vertical temperature gradient of 4 °C km^{-1} (instead of 7 °C km^{-1}) which is considered by Marshall et al. (2007) as the most likely value of the near-surface temperature lapse rate. Therefore, a decrease in ice thickness of 100 meters results in a decrease in atmospheric temperature of 0.4 °C instead of 0.7 °C (see Eq. 4). This choice aims at reducing the sensitivity of EIS to atmospheric forcing in order to analyze whether the ice sheet is more responsive to the oceanic forcing.

Secondly, in EXP2, we found that increased precipitation as a result of increased temperatures (see Eq. 5) tends to reduce the sensitivity of EIS. In the reference simulations (Section 4.2), the precipitation ratio to temperature change (ω value) was set to 0.11°C^{-1}. However, lower values can be found in the literature ranging between 0.05 °C^{-1} and 0.11 °C^{-1} (Petrini et al., 2020, Charbit et al., 2013, Quiquet et al., 2013). We therefore investigated whether the choice of a lower precipitation-temperature ratio, which is expected to lower the precipitation dependency to temperatures, could influence the response of the EIS. In this new series of sensitivity experiments, the ω parameter was fixed to 0.05 °C^{-1}. In doing so, our objective is to assess whether a variation in ω can lead to significant changes in the response of the ice sheet to atmospheric forcing.

At last, Charbit et al. (2013) demonstrated that that the choice of the PDD formulation can have a substantial impact on the computed amount of ice melt. In order to assess the impact on the stability of the EIS of the melt coefficient Cice and Csnow, as defined in Tarasov and Peltier (2002), we decreased (resp. increased) their values by 25% for the +5°C (resp. +1°C) temperature perturbation. Decreasing (resp. increasing) the melt coefficients by 25% for the temperature perturbations allows to reduce (resp. increase) the influence of the atmospheric forcing on the evolution of the EIS. In addition, in order to reduce the influence of the surface air temperatures, we have also tested the impact of decreased melt coefficients in the basal melting perturbation experiments.

The results of these new sensitivity experiments are analyzed in terms of differences in ice volume loss at years 1000 and 10 000 years with the reference simulations (δ value, see Eq. 8) and are displayed in figure 11 (b-d). The only significant differences with the reference simulations are obtained for a 5°C perturbation due to a lowered temperature-elevation feedback in the simulation with λ = 0.4 °C km^{-1}. For all the other experiments changes in the ω parameter or in the degree-day factors, differences with reference simulations are less than $\pm$ 2%. As such, this series of perturbed experiments shows that changing climate-related model parameters results in only small changes in the EIS ice volume loss compared to the standard configuration of the GRISLI ice-sheet model, and does not question the prevailing influence of the atmospheric forcing suggested by our reference sensitivity experiments.

4.4.2 Sensitivity to physical parameterizations

Besides the climate related parameters, changes in the representation of the dynamic processes may have a strong impact on the relative importance of the mechanisms responsible for the triggering of

the EIS retreat. For example, using the PSU ice sheet model (Pollard and De Conto, 2012), Petrini et al. (2018) found that the implementation of a grounding line flux adjustment reduces the sensitivity of BKIS. To go a step further and compare our findings with those of Petrini et al. (2018), we removed the grounding line flux parameterization in the GRISLI model and assessed its impact on the EIS sensitivity. Without the flux adjustment, the EIS sensitivity to basal melting and atmospheric temperature perturbations is reduced (Fig. 11e). This contrasts with the findings of Petrini et al (2018). More specifically, after 10 000 years, a + 5°C atmospheric perturbation results in a reduced amount of melting of about 14% compared to the reference experiment (with parameterization of the grounding line flux). In other words, these results suggest that in the absence of the grounding line flux adjustment, higher atmospheric temperatures can potentially enhance the ice sheet's sensitivity to oceanic forcing through grounding line retreat.

Another source of huge uncertainties lies in the choice of the basal friction law (e.g. Brondex et al., 2017, Joughin et al., 2019; Akesson et al., 2021). An appropriate choice of this law is of primary importance as basal friction exerts a strong control on the dynamics of the grounding line and fast-flowing ice streams. In our previous experiments, the basal friction was parameterized using a linear dragging law (Eq. 2). In order to investigate the extent to which the choice of the friction law can influence the sensitivity of the EIS to atmospheric temperature and basal melting perturbations we used a plastic dragging law where the basal drag depends quadratically on the basal velocity (Pattyn et al., 2017).

In contrast to previous works investigating the ice sheet sensitivity to friction laws, our findings reveal that experiments using the non-linear basal friction do not exhibit significant differences compared to EXP1 and EXP3 simulations after 1,000 and 10,000 years (Fig. 11f). However, it is important to note that Joughin et al. (2019) and Akesson et al. (2021) explored the sensitivity of the Antarctic ice sheet, which differs from the EIS configuration. This may explain (at least partly) why the EIS may exhibits a different sensitivity to changes in the friction law.

Thinning of confined ice shelves through basal melting produce a weakening of the buttressing effect, implying an acceleration of the grounded ice streams and ultimately a substantial ice discharge in the ocean. This sequence of events was observed in the Antarctic Peninsula after the collapse of the Larsen B Ice Shelf in 2002 (Rignot et al., 2004; De Rydt et al., 2015). In our reference experiments, the ice shelf extent is small (Fig. 3). This likely explains why the EIS appears poorly sensitive to basal melting. In order to potentially increase the area of ice shelves, we reduced the calving criterion from 250 m to 50 m. This results in a slight increase of the ice shelf area at the LGM (Fig. SP12d) compared to the reference simulations (Fig 3). However, this increase did not result in a substantial change of the sensitivity of the EIS to basal melt and atmospheric temperature perturbations (Fig. 11g). This limitation is due to the topography, which does not allow for adequate confined ice shelf development, unlike the Antarctic, where the presence of bays (in Ross and Weddell Seas for example) allows the formation of confined ice shelves.

Thus; as previously highlighted for the GRISLI climate-related parameters, changing the parameterizations related to ice dynamics does not modify the main conclusion related to the dominating effect of the atmospheric forcing compared to the oceanic forcing.

5. Discussion

As in Niu et al. (2019), the results of our experiments suggest that the EIS ice sheet is very sensitive to the atmospheric warming that may have occurred at the beginning of the last deglaciation. By contrast, basal melting does not seem to be a key process for triggering the ice sheet retreat. However, once the atmospheric warming has initiated the retreat, basal melting has the capability of accelerating the retreat, as supported by the results of EXP4, providing that the amount of basal melting is high enough. Nevertheless, these conclusions are strongly dependent on the ice-shelf configurations. Indeed, unconfined ice shelves do not exert an efficient buttressing effect (i.e., the stress that the ice shelves exert at the grounding line) and their removal has almost no impact on the dynamics of the grounded ice sheet (Gundmundsson et al., 2013, Fürst et al., 2016).

The small sensitivity to the oceanic forcing simulated in the EXP3 experiments contradicts the conclusions of previous modeling studies of the EIS behavior during the last glacial period (Alvarez-Solas et al., 2019) and the last deglaciation (Petrini et al., 2020). Both conclude that oceanic temperatures are the main driver of the EIS destabilization. Their findings are all the more surprising as they both use an ice-sheet model (GRISLI1.0) similar to ours (GRISLI2.0). However, several differences can be noticed between their modeling approach and that of the present study. First, GRISLI1.0 does not include a parameterization of the ice flux at the grounding line. Therefore, it should be easier with our model to trigger the EIS retreat through basal melting because GRISLI2.0 includes key processes to simulate the marine ice sheet instability. To verify this issue, we performed additional simulations similar to the EXP3 ones by removing the grounding line flux parameterization, and as expected, results clearly show that the removal of this parameterization limits the ice loss (not shown). One of the most likely explanation of the disagreement between our findings and those of previous studies (Alvarez-Solas et al., 2019; Petrini et al., 2020) relies on the procedure followed in the spin-up experiments. Both built their initial state in the same way. To favor the EIS build-up, they fixed the basal melting to 0.1 m yr^{-1} during their ice sheet spin-up. Starting from the EIS configuration obtained at the end of the sign-up experiment, they used a linear (Alvarez-Solas et al., 2019) or quadratic (Petrini et al., 2020) basal melting parameterization depending on the oceanic temperature to simulate the last glacial period (Alvarez-Solas et al., 2019) or the last deglaciation (Petrini et al., 2020) of EIS. In doing so, there is a methodological inconsistency between the spin-up simulation and the subsequent experiments. To investigate the effect of such inconsistency on the EIS deglaciation, we followed their spin-up methodology (homogeneous basal melting) instead of the one described in Section 2.3. The resulting LGM ice sheets resemble those presented in Sec. 3.1, except that the MIROC-ESM forcing produces large ice shelves in the Greenland and Norwegian seas. We then applied the same perturbations as in EXP3 on these alternative ice sheets with a basal melting parameterization depending on the oceanic temperature and salinity (see Eq7). We display in Figure 12 the percentage of ice thickness lost after 10000 years with respect to the initial configuration for Kt ranging from 15 to 50 m $°C^{-1}$ yr^{-1} for this new series of experiments. Compared to EXP3, we show that the EIS now presents a much more significant sensitivity in the BIIS and FIS for a perturbation of Kt=50 m $°C^{-1}$ yr^{-1}. These results illustrate the extent to which the conclusions drawn for the driving mechanisms of the EIS destabilization strongly depend on the initial state.

However, we argue that the approach followed in the present paper is more consistent as the basal melting parameterization is exactly the same for the spin-up procedure and the sensitivity experiments.

Another difference that deserves to be mentioned is that Petrini et al, (2020) used a climatic index based on the transient simulation of Liu et al., (2009). This method ensures that both the atmospheric and oceanic temperatures increase concomitantly up to their pre-industrial levels. As a result, we cannot exclude that the key role of basal melting in their simulated deglaciation is not amplified by the effect of atmospheric warming, similarly to the conclusions drawn from our EXP4 results.

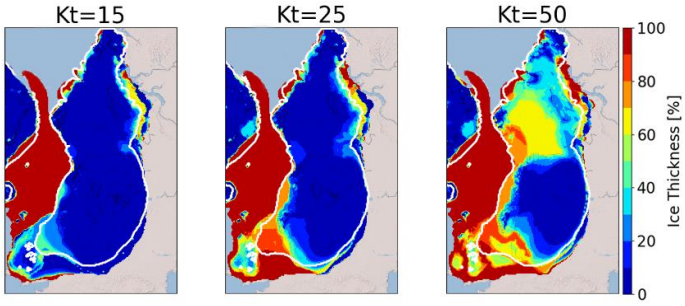

Figure 12: Multi-model mean of the ice thickness loss compared to the initial ice sheet for different basal melting perturbations. LGM ice sheets are built by fixing the basal melting to 0.1 m yr^{-1} (as in Petrini et al., 2020; Alvarez-Solas et al., 2019). Note that the significant decrease in ice thickness in the Norwegian and Greenland seas is due to the simulation of ice shelves in the new spin-up for the MIROC-ESM forcing (see Fig. SP13). These ice shelves are extremely sensitive to a change in the basal melt. The white line indicates the areas where the multi-model mean is done on the 5 models. Kt is the transfert factor in Eq 6, express in m yr^{-1} $°C^{-1}$.

The second round of sensitivity experiments conducted with new values of climate-related parameters and new parameterizations related to the ice dynamics also confirm the high sensitivity of the EIS to the atmospheric forcing in the GRISLI ice sheet model. This contrasts with the current situation in the West Antarctic Ice Sheet (WAIS), where ice volume loss is mainly due to melting under the ice shelves (Pritchard et al., 2012). This difference in the response of the two ice sheets raises questions about the mechanisms responsible for their respective evolution.

In addition, WAIS is characterized by large areas of confined ice shelves exerting a buttressing effect on the grounded ice, whereas most of the ice shelves in our simulated LGM EIS are unconfined (see Section 4.4.2) However, as temperatures are expected to rise in the future, larger amounts of meltwater will be produced on the surface of the ice shelves (Kittel et al., 2021), favouring potentially the ice-shelf disintegration through hydrofracturing (Banwell et al., 2013; Lai et al., 2020). Although this process differs from basal melting, it could bring WAIS into a similar configuration to the past Eurasian ice sheet.

The ISMIP6 project (Seroussi et al., 2020) shows a significant difference in ice sheet behavior depending on the ice sheet model used (Seroussi et al., 2020). Despite the numerous sensitivity experiments presented in this study with various parameter values and different parameterizations of the ice dynamics (see section 4.4), we cannot totally exclude the possible model-dependency of our

results To reduce the uncertainties associated with the use of a single ice sheet model, we strongly encourage other ice-sheet modelers to perform the same kind of sensitivity tests with several other ice sheet models having, if possible, higher resolution so as to better capture the fine-scale structure of outlet glaciers and the ice flow dynamics at the grounding line and the marine ice sheet instability.

6. Conclusion

In this paper, we used off-line GRISLI2.0 simulations forced by PMIP3/PMIP4 models to investigate the key mechanisms driving the retreat of the Eurasian ice complex at the beginning of the last deglaciation. We gave a special attention to the understanding of the processes responsible for the destabilization of the marine-based parts of the Eurasian ice sheets as GRISLI2.0 includes and explicit calculation of the ice flux at the grounding line which is expected to account for the representation of the marine ice sheet instability. We first showed that, due to too strong climate biases in some GCMs at the LGM, only 5 out of 10 GCMs succeeded in building an ice sheet in agreement with the reconstructions.

The sensitivity experiments have been designed to test the response of the simulated Eurasian ice sheets to surface climate, oceanic temperature and sea level perturbations. Our results highlight the high EIS sensitivity to a change in surface atmospheric temperatures using the GRISLI model. While basal melting does not seem to be the main driver of the ice sheet retreat, we showed that its effect is clearly amplified by the atmospheric warming.

These results contradict those of previous studies mentioning the central role of the ocean on the deglaciation of BKIS. However, we argue that parts of this disagreement are related to the way the climatic forcing is done (absolute climatic fields, anomalies or climatic indexes) and the procedure followed for building the initial state of EIS and to the presence of confined or unconfined ice shelves at the LGM. In order to assess the robustness of our analyses, we suggest to other modelling groups to reproduce the same kind of sensitivity tests with ice sheet models of similar or higher complexity. This pluralistic approach would allow to better understand the uncertainties associated with the ice sheet model used.

Data availability. The source data of the experiments presented in the main text of the paper are available on the Zenodo repository with the digital object identifier https://doi.org/10.5281/zenodo.7528183 (van Aalderen et al, 2023).

Code availability. The GRISLI2.0 code is available upon request from Aurelien Quiquet (aurelien.quiquet@lsce.ipsl.fr) and Christophe Dumas (christophe.dumas@lsce.ipsl.fr) (Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE)).

Author contributions. All authors designed the study. VVA performed the numerical experiments. All authors contributed to the analysis of model results. VVA and SC wrote the manuscript with inputs from CD and AQ.

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

Acknowledgements. The authors are very grateful to Irina Rogozhina who edited the manuscript as well as E. Gowan and two anonymous reviewers for their constructive comments that greatly help improve the manuscript. Victor van Aalderen is funded by the French National Research Agency (Grant: ANR-19-CE01-15). We acknowledge the World Climate Research Programme's Working Group on Coupled Modelling, which is responsible for the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP) and we thank the climate modeling groups (listed in Table 1 of this paper) for producing and making available their model outputs. This work benefited from productive exchanges with NicolasJourdain and Didier Swingedouw.

References

Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kageyama, M., Braconnot, P., Harrison, S. P., Lambeck, K., Otto-Bliesner, B. L., Peltier, W. R., Tarasov, L., Peterschmitt, J.-Y., and Takahashi, K.: Ice-sheet configuration in the CMIP5/PMIP3 Last Glacial Maximum experiments, Geosci. Model Dev., 8, 3621–3637, https://doi.org/10.5194/gmd-8-3621-2015, 2015.

Adloff, M., Reick, C. H., and Claussen, M.: Earth system model simulations show different feedback strengths of the terrestrial carbon cycle under glacial and interglacial conditions, Earth Syst. Dynam., 9, 413–425, https://doi.org/10.5194/esd-9-413-2018, 2018.

Åkesson, H., Morlighem, M., O'Regan, M., and Jakobsson, M.: Future Projections of Petermann Glacier Under Ocean Warming Depend Strongly on Friction Law, JGR Earth Surface, 126, https://doi.org/10.1029/2020JF005921, 2021.

Alvarez-Solas, J., Banderas, R., Robinson, A., and Montoya, M.: Ocean-driven millennial-scale variability of the Eurasian ice sheet during the last glacial period simulated with a hybrid ice-sheet–shelf model, Clim. Past, 15, 957–979, https://doi.org/10.5194/cp-15-957-2019, 2019.

Amante, C.: ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis, https://doi.org/10.7289/V5C8276M, 2009.

Andreassen, K. and Winsborrow, M.: Signature of ice streaming in Bjørnøyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics, Ann. Glaciol., 50, 17–26, https://doi.org/10.3189/172756409789624238, 2009.

Annan, J. D., Hargreaves, J. C., and Mauritsen, T.: A new global surface temperature reconstruction for the Last Glacial Maximum, Clim. Past, 18, 1883–1896, https://doi.org/10.5194/cp-18-1883-2022, 2022.

Anon:, n.d.

Banwell, A. F., MacAyeal, D. R., and Sergienko, O. V.: Breakup of the Larsen B Ice Shelf triggered by chain reaction drainage of supraglacial lakes: LARSEN B CHAIN REACTION LAKE DRAINAGE, Geophys. Res. Lett., 40, 5872–5876, https://doi.org/10.1002/2013GL057694, 2013.

Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., Murton, J. B., and Manica, A.: The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary, Nat Commun, 10, 3713, https://doi.org/10.1038/s41467-019-11601-2, 2019.

Beckmann, A. and Goosse, H.: A parameterization of ice shelf–ocean interaction for climate models, Ocean Modelling, 5, 157–170, https://doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00019-7, 2003.

Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Roche, D. M., and Ritz, C.: Interdependence of the growth of the Northern Hemisphere ice sheets during the last glaciation: the role of atmospheric circulation, Clim. Past, 10, 345–358, https://doi.org/10.5194/cp-10-345-2014, 2014.

Briggs, R. D., Pollard, D., and Tarasov, L.: A data-constrained large ensemble analysis of Antarctic evolution since the Eemian, Quaternary Science Reviews, 103, 91–115, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.003, 2014.

Brondex, J., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., and Durand, G.: Sensitivity of grounding line dynamics to the choice of the friction law, J. Glaciol., 63, 854–866, https://doi.org/10.1017/jog.2017.51, 2017.

Carlson, A. E. and Clark, P. U.: Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation, Rev. Geophys., 50, RG4007, https://doi.org/10.1029/2011RG000371, 2012.

Colleoni, F., Masina, S., Cherchi, A., Navarra, A., Ritz, C., Peyaud, V., and Otto-Bliesner, B.: Modeling Northern Hemisphere ice-sheet distribution during MIS 5 and MIS 7 glacial inceptions, Clim. Past, 10, 269–291, https://doi.org/10.5194/cp-10-269-2014, 2014.

De Rydt, J., Gudmundsson, G. H., Rott, H., and Bamber, J. L.: Modeling the instantaneous response of glaciers after the collapse of the Larsen B Ice Shelf: LARSEN B INSTANTANEOUS SPEEDUP, Geophys. Res. Lett., 42, 5355–5363, https://doi.org/10.1002/2015GL064355, 2015.

Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., and Hogan, K. A.: The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction, Memoirs, 46, 519–552, https://doi.org/10.1144/M46.183, 2016.

Dowdeswell, J. A., Montelli, A., Akhmanov, G., Solovyeva, M., Terekhina, Y., Mironyuk, S., and Tokarev, M.: Late Weichselian ice-sheet flow directions in the Russian northern Barents Sea from high-resolution imagery of submarine glacial landforms, Geology, 49, 1484–1488, https://doi.org/10.1130/G49252.1, 2021.

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., 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., Ethé, 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 Dyn, 40, 2123–2165, https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1, 2013.

Durand, G., Gagliardini, O., de Fleurian, B., Zwinger, T., and Le Meur, E.: Marine ice sheet dynamics: Hysteresis and neutral equilibrium, J. Geophys. Res., 114, F03009, https://doi.org/10.1029/2008JF001170, 2009.

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.

Frieler, K., Clark, P. U., He, F., Buizert, C., Reese, R., Ligtenberg, S. R. M., van den Broeke, M. R., Winkelmann, R., and Levermann, A.: Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming, Nature Clim Change, 5, 348–352, https://doi.org/10.1038/nclimate2574, 2015.

Fürst, J. J., Durand, G., Gillet-Chaulet, F., Tavard, L., Rankl, M., Braun, M., and Gagliardini, O.: The safety band of Antarctic ice shelves, Nature Clim Change, 6, 479–482, https://doi.org/10.1038/nclimate2912, 2016.

Gandy, N., Gregoire, L. J., Ely, J. C., Clark, C. D., Hodgson, D. M., Lee, V., Bradwell, T., and Ivanovic, R. F.: Marine ice sheet instability and ice shelf buttressing of the Minch Ice Stream, northwest Scotland, The Cryosphere, 12, 3635–3651, https://doi.org/10.5194/tc-12-3635-2018, 2018.

Gandy, N., Gregoire, L. J., Ely, J. C., Cornford, S. L., Clark, C. D., and Hodgson, D. M.: Collapse of the Last Eurasian Ice Sheet in the North Sea Modulated by Combined Processes of Ice Flow, Surface Melt, and Marine Ice Sheet Instabilities, J. Geophys. Res. Earth Surf., 126, https://doi.org/10.1029/2020JF005755, 2021.

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., Le clec'h, S., 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, 3071–3096, https://doi.org/10.5194/tc-14-3071-2020, 2020.

Gowan, E. J., Zhang, X., Khosravi, S., Rovere, A., Stocchi, P., Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Mangerud, J., Svendsen, J.-I., and Lohmann, G.: A new global ice sheet reconstruction for the past 80 000 years, Nat Commun, 12, 1199, https://doi.org/10.1038/s41467-021-21469-w, 2021.

Gudlaugsson, E., Humbert, A., Andreassen, K., Clason, C. C., Kleiner, T., and Beyer, S.: Eurasian ice-sheet dynamics and sensitivity to subglacial hydrology, J. Glaciol., 63, 556–564, https://doi.org/10.1017/jog.2017.21, 2017.

Gudmundsson, G. H.: Ice-shelf buttressing and the stability of marine ice sheets, The Cryosphere, 7, 647–655, https://doi.org/10.5194/tc-7-647-2013, 2013.

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.

Holland, P. R., Jenkins, A., and Holland, D. M.: The Response of Ice Shelf Basal Melting to Variations in Ocean Temperature, Journal of Climate, 21, 2558–2572, https://doi.org/10.1175/2007JCLI1909.1, 2008.

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., and Svendsen, J. I.: The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1, Boreas, 45, 1–45, https://doi.org/10.1111/bor.12142, 2016.

Hutter, K.: The Response of a Glacier or an Ice Sheet to Seasonal and Climatic Changes, in: Theoretical Glaciology, Springer Netherlands, Dordrecht, 333–423, https://doi.org/10.1007/978-94-015-1167-4_6, 1983.

Joughin, I., Smith, B. E., and Schoof, C. G.: Regularized Coulomb Friction Laws for Ice Sheet Sliding: Application to Pine Island Glacier, Antarctica, Geophysical Research Letters, 46, 4764–4771, https://doi.org/10.1029/2019GL082526, 2019.

Kageyama, M., Harrison, S. P., Kapsch, M.-L., Lofverstrom, M., Lora, J. M., Mikolajewicz, U., Sherriff-Tadano, S., Vadsaria, T., Abe-Ouchi, A., Bouttes, N., Chandan, D., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Izumi, K., LeGrande, A. N., Lhardy, F., Lohmann, G., Morozova, P. A., Ohgaito, R., Paul, A., Peltier, W. R., Poulsen, C. J., Quiquet, A., Roche, D. M., Shi, X., Tierney, J. E., Valdes, P. J., Volodin, E., and Zhu, J.: The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations, Clim. Past, 17, 1065–1089, https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021, 2021.

Kittel, C., Amory, C., Agosta, C., Jourdain, N. C., Hofer, S., Delhasse, A., Doutreloup, S., Huot, P.-V., Lang, C., Fichefet, T., and Fettweis, X.: Diverging future surface mass balance between the Antarctic ice shelves and grounded ice sheet, The Cryosphere, 15, 1215–1236, https://doi.org/10.5194/tc-15-1215-2021, 2021.

Konrad, H., Shepherd, A., Gilbert, L., Hogg, A. E., McMillan, M., Muir, A., and Slater, T.: Net retreat of Antarctic glacier grounding lines, Nature Geosci, 11, 258–262, https://doi.org/10.1038/s41561-018-0082-z, 2018.

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: Ice sheet evolution at the EOT, Paleoceanography, 29, 810–823, https://doi.org/10.1002/2013PA002593, 2014.

Lai, C.-Y., Kingslake, J., Wearing, M. G., Chen, P.-H. C., Gentine, P., Li, H., Spergel, J. J., and van Wessem, J. M.: Vulnerability of Antarctica's ice shelves to meltwater-driven fracture, Nature, 584, 574–578, https://doi.org/10.1038/s41586-020-2627-8, 2020.

Lambeck, K.: Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound, JGS, 152, 437–448, https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.3.0437, 1995.

Lambeck, K.: Glaciation and sea-level change for Ireland and the Irish Sea since Late Devensian/Midlandian time, JGS, 153, 853–872, https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0853, 1996.

Lambeck, K., Purcell, A., Zhao, J., and Svensson, N.-O.: The Scandinavian Ice Sheet: from MIS 4 to the end of the Last Glacial Maximum, Boreas, 39, 410–435, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2010.00140.x, 2010.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., and Sambridge, M.: Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 111, 15296–15303, https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111, 2014.

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, 309–317, https://doi.org/10.3189/S0260305500013586, 1996.

Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., and Cheng, J.: Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming, Science, 325, 310–314, https://doi.org/10.1126/science.1171041, 2009.

MacAyeal, D. R.: Large-scale ice flow over a viscous basal sediment: Theory and application to ice stream B, Antarctica, J. Geophys. Res., 94, 4071–4087, https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04071, 1989.

MARGO Project Members: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, Nature Geosci, 2, 127–132, https://doi.org/10.1038/ngeo411, 2009a.

MARGO Project Members: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, Nature Geosci, 2, 127–132, https://doi.org/10.1038/ngeo411, 2009b.

Marsh, O. J., Fricker, H. A., Siegfried, M. R., Christianson, K., Nicholls, K. W., Corr, H. F. J., and Catania, G.: High basal melting forming a channel at the grounding line of Ross Ice Shelf, Antarctica, Geophysical Research Letters, 43, 250–255, https://doi.org/10.1002/2015GL066612, 2016.

Marshall, S. J., Sharp, M. J., Burgess, D. O., and Anslow, F. S.: Near-surface-temperature lapse rates on the Prince of Wales Icefield, Ellesmere Island, Canada: implications for regional downscaling of temperature, Int. J. Climatol., 27, 385–398, https://doi.org/10.1002/joc.1396, 2007.

Mauritsen, T., Bader, J., Becker, T., Behrens, J., Bittner, M., Brokopf, R., Brovkin, V., Claussen, M., Crueger, T., Esch, M., Fast, I., Fiedler, S., Fläschner, D., Gayler, V., Giorgetta, M., Goll, D. S., Haak, H., Hagemann, S., Hedemann, C., Hohenegger, C., Ilyina, T., Jahns, T., Jimenéz-de-la-Cuesta, D., Jungclaus, J., Kleinen, T., Kloster, S., Kracher, D., Kinne, S., Kleberg, D., Lasslop, G., Kornblueh, L., Marotzke, J., Matei, D., Meraner, K., Mikolajewicz, U., Modali, K., Möbis, B., Müller, W. A., Nabel, J. E. M. S., Nam, C. C. W., Notz, D., Nyawira, S., Paulsen, H., Peters, K., Pincus, R., Pohlmann, H., Pongratz, J., Popp, M., Raddatz, T. J., Rast, S., Redler, R., Reick, C. H., Rohrschneider, T., Schemann, V., Schmidt, H., Schnur, R., Schulzweida, U., Six, K. D., Stein, L., Stemmler, I., Stevens, B., Storch, J., Tian, F., Voigt, A., Vrese, P., Wieners, K., Wilkenskjeld, S., Winkler, A., and Roeckner, E.: Developments in the MPI-M Earth System Model version 1.2 (MPI-ESM1.2) and Its Response to Increasing CO 2, J. Adv. Model. Earth Syst., 11, 998–1038, https://doi.org/10.1029/2018MS001400, 2019.

McManus, J. F., Oppo, D. W., and Cullen, J. L.: A 0.5-Million-Year Record of Millennial-Scale Climate Variability in the North Atlantic, Science, 283, 971–975, https://doi.org/10.1126/science.283.5404.971, 1999.

Mercer, J. H.: Antarctic Ice and Interglacial High Sea Levels, Science, 168, 1605–1606, https://doi.org/10.1126/science.168.3939.1605.b, 1970.

Mouginot, J., Rignot, E., and Scheuchl, B.: Continent-Wide, Interferometric SAR Phase, Mapping of Antarctic Ice Velocity, Geophysical Research Letters, 46, 9710–9718, https://doi.org/10.1029/2019GL083826, 2019.

North Greenland Ice Core Project 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.

Nowicki, S., Goelzer, H., Seroussi, H., Payne, A. J., Lipscomb, W. H., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Alexander, P., Asay-Davis, X. S., Barthel, A., Bracegirdle, T. J., Cullather, R., Felikson, D., Fettweis, X., Gregory, J. M., Hattermann, T., Jourdain, N. C., Kuipers Munneke, P., Larour, E., Little, C. M., Morlighem, M., Nias, I., Shepherd, A., Simon, E., Slater, D., Smith, R. S., Straneo, F., Trusel, L. D., van den Broeke, M. R., and van de Wal, R.: Experimental protocol for sea level projections from ISMIP6 stand-alone ice sheet models, The Cryosphere, 14, 2331–2368, https://doi.org/10.5194/tc-14-2331-2020, 2020.

Oppo, D. W., McManus, J. F., and Cullen, J. L.: Evolution and demise of the Last Interglacial warmth in the subpolar North Atlantic, Quaternary Science Reviews, 25, 3268–3277, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.006, 2006.

Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P. L., Stroeven, A. P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., and Hall, A. M.: Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex, Quaternary Science Reviews, 169, 148–172, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019, 2017.

Pattyn, F.: Sea-level response to melting of Antarctic ice shelves on multi-centennial timescales with the fast Elementary Thermomechanical Ice Sheet model (f.ETISh v1.0), The Cryosphere, 11, 1851–1878, https://doi.org/10.5194/tc-11-1851-2017, 2017.

Pattyn, F.: The paradigm shift in Antarctic ice sheet modelling, Nat Commun, 9, 2728, https://doi.org/10.1038/s41467-018-05003-z, 2018.

Peltier, W. R.: On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene, Quaternary Science Reviews, 21, 377–396, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00084-1, 2002.

Peltier, W. R., Argus, D. F., and Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model: Global Glacial Isostatic Adjustment, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 450–487, https://doi.org/10.1002/2014JB011176, 2015.

Petrini, M., Colleoni, F., Kirchner, N., Hughes, A. L. C., Camerlenghi, A., Rebesco, M., Lucchi, R. G., Forte, E., Colucci, R. R., and Noormets, R.: Interplay of grounding-line dynamics and sub-shelf melting during retreat of the Bjørnøyrenna Ice Stream, Sci Rep, 8, 7196, https://doi.org/10.1038/s41598-018-25664-6, 2018.

Petrini, M., Colleoni, F., Kirchner, N., Hughes, A. L. C., Camerlenghi, A., Rebesco, M., Lucchi, R. G., Forte, E., Colucci, R. R., Noormets, R., and Mangerud, J.: Simulated last deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet primarily driven by oceanic conditions, Quaternary Science Reviews, 238, 106314, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106314, 2020.

Peyaud, V., Ritz, C., and Krinner, G.: Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets: role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes, Clim. Past, 3, 375–386, https://doi.org/10.5194/cp-3-375-2007, 2007.

Pollard, D. and DeConto, R. M.: Modelling West Antarctic ice sheet growth and collapse through the past five million years, Nature, 458, 329–332, https://doi.org/10.1038/nature07809, 2009.

Pollard, D. and DeConto, R. M.: Description of a hybrid ice sheet-shelf model, and application to Antarctica, Geosci. Model Dev., 5, 1273–1295, https://doi.org/10.5194/gmd-5-1273-2012, 2012.

Polyak, L., Forman, S. L., Herlihy, F. A., Ivanov, G., and Krinitsky, P.: Late Weichselian deglacial history of the Svyataya (Saint) Anna Trough, northern Kara Sea, Arctic Russia, Marine Geology, 143, 169–188, https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00096-0, 1997.

Pritchard, H. D., Arthern, R. J., Vaughan, D. G., and Edwards, L. A.: Extensive dynamic thinning on the margins of the Greenland and Antarctic ice sheets, Nature, 461, 971–975, https://doi.org/10.1038/nature08471, 2009.

Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, Nature, 484, 502–505, https://doi.org/10.1038/nature10968, 2012.

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 1: Projections of the Greenland ice sheet evolution by the end of the 21st century, The Cryosphere, 15, 1015–1030, https://doi.org/10.5194/tc-15-1015-2021, 2021a.

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, 1031–1052, https://doi.org/10.5194/tc-15-1031-2021, 2021b.

Quiquet, A., Ritz, C., Punge, H. J., and Salas y Mélia, D.: 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, 353–366, 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, 17, 2179–2199, https://doi.org/10.5194/cp-17-2179-2021, 2021.

Rasmussen, T. L. and Thomsen, E.: Climate and ocean forcing of ice-sheet dynamics along the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the deglaciation ∼20,000–10,000 years BP, Quaternary Science Advances, 3, 100019, https://doi.org/10.1016/j.qsa.2020.100019, 2021.

Rignot, E.: Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf, Geophys. Res. Lett., 31, L18401, https://doi.org/10.1029/2004GL020697, 2004.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., and Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 116, 1095–1103, https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116, 2019.

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, 31943–31964, https://doi.org/10.1029/2001JD900232, 2001.

Schoof, C.: Marine ice sheet stability, J. Fluid Mech., 698, 62–72, https://doi.org/10.1017/jfm.2012.43, 2012.

Sejrup, H. P., Haflidason, H., Aarseth, I., King, E., Forsberg, C. F., Long, D., and Rokoengen, K.: Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea, Boreas, 23, 1–13, https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1994.tb00581.x, 2008.

Sejrup, H. P., Hjelstuen, B. O., Patton, H., Esteves, M., Winsborrow, M., Rasmussen, T. L., Andreassen, K., and Hubbard, A.: The role of ocean and atmospheric dynamics in the marine-based collapse of the last Eurasian Ice Sheet, Commun Earth Environ, 3, 119, https://doi.org/10.1038/s43247-022-00447-0, 2022.

Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadieu, 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.

Seroussi, H., Nowicki, S., Payne, A. J., Goelzer, H., Lipscomb, W. H., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Albrecht, T., Asay-Davis, X., Barthel, A., Calov, R., Cullather, R., Dumas, C., Galton-Fenzi, B. K., Gladstone, R., Golledge, N. R., Gregory, J. M., Greve, R., Hattermann, T., Hoffman, M. J., Humbert, A., Huybrechts, P., Jourdain, N. C., Kleiner, T., Larour, E., Leguy, G. R., Lowry, D. P., Little, C. M., Morlighem, M., Pattyn, F., Pelle, T., Price, S. F., Quiquet, A., Reese, R., Schlegel, N.-J., Shepherd, A., Simon, E., Smith, R. S., Straneo, F., Sun, S., Trusel, L. D., Van Breedam, J., van de Wal, R. S. W., Winkelmann, R., Zhao, C., Zhang, T., and Zwinger, T.: ISMIP6 Antarctica: a multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century, The Cryosphere, 14, 3033–3070, https://doi.org/10.5194/tc-14-3033-2020, 2020.

Shapiro, N.: Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica, Earth and Planetary Science Letters, 223, 213–224, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.011, 2004.

Solgaard, A., Kusk, A., Merryman Boncori, J. P., Dall, J., Mankoff, K. D., Ahlstrøm, A. P., Andersen, S. B., Citterio, M., Karlsson, N. B., Kjeldsen, K. K., Korsgaard, N. J., Larsen, S. H., and Fausto, R. S.: Greenland ice velocity maps from the PROMICE project, Earth Syst. Sci. Data, 13, 3491–3512, https://doi.org/10.5194/essd-13-3491-2021, 2021.

Stokes, C.: Palaeo-ice streams, Quaternary Science Reviews, 20, 1437–1457, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00003-8, 2001.

Sueyoshi, T., Ohgaito, R., Yamamoto, A., Chikamoto, M. O., Hajima, T., Okajima, H., Yoshimori, M., Abe, M., O'ishi, R., Saito, F., Watanabe, S., Kawamiya, M., and Abe-Ouchi, A.: Set-up of the PMIP3 paleoclimate experiments conducted using an Earth system model, MIROC-ESM, Geosci. Model Dev., 6, 819–836, https://doi.org/10.5194/gmd-6-819-2013, 2013.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., and Stein, R.: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, Quaternary Science Reviews, 23, 1229–1271, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008, 2004.

Svendsen, J. I., Briner, J. P., Mangerud, J., and Young, N. E.: Early break-up of the Norwegian Channel Ice Stream during the Last Glacial Maximum, Quaternary Science Reviews, 107, 231–242, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.11.001, 2015.

Szuman, I., Kalita, J. Z., Ewertowski, M. W., Clark, C. D., and Livingstone, S. J.: Dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet's southernmost sector revealed by the pattern of ice streams, Boreas, 50, 764–780, https://doi.org/10.1111/bor.12512, 2021.

Tarasov, L. and Richard Peltier, W.: Greenland glacial history and local geodynamic consequences, Geophysical Journal International, 150, 198–229, https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01702.x, 2002.

Tarasov, L., Dyke, A. S., Neal, R. M., and Peltier, W. R.: A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling, Earth and Planetary Science Letters, 315–316, 30–40, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.010, 2012.

Tierney, J. E., Zhu, J., King, J., Malevich, S. B., Hakim, G. J., and Poulsen, C. J.: Glacial cooling and climate sensitivity revisited, Nature, 584, 569–573, https://doi.org/10.1038/s41586-020-2617-x, 2020.

Tsai, V. C. and Gudmundsson, G. H.: An improved model for tidally modulated grounding-line migration, J. Glaciol., 61, 216–222, https://doi.org/10.3189/2015JoG14J152, 2015.

Ullman, D. J., LeGrande, A. N., Carlson, A. E., Anslow, F. S., and Licciardi, J. M.: Assessing the impact of Laurentide Ice Sheet topography on glacial climate, Clim. Past, 10, 487–507, https://doi.org/10.5194/cp-10-487-2014, 2014.

Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Mélia, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., Valcke, S., Beau, I., Alias, A., Chevallier, M., Déqué, M., Deshayes, J., Douville, H., Fernandez, E., Madec, G., Maisonnave, E., Moine, M.-P., Planton, S., Saint-Martin, D., Szopa, S., Tyteca, S., Alkama, R., Belamari, S., Braun, A., Coquart, L., and Chauvin, F.: The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, Clim Dyn, 40, 2091–2121, https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y, 2013.

Weertman, J.: On the Sliding of Glaciers, J. Glaciol., 3, 33–38, https://doi.org/10.3189/S0022143000024709, 1957.

Winkelmann, R., Martin, M. A., Haseloff, M., Albrecht, T., Bueler, E., Khroulev, C., and Levermann, A.: The Potsdam Parallel Ice Sheet Model (PISM-PIK) – Part 1: Model description, The Cryosphere, 5, 715–726, https://doi.org/10.5194/tc-5-715-2011, 2011.

Yukimoto, S., Adachi, Y., Hosaka, M., Sakami, T., Yoshimura, H., Hirabara, M., Tanaka, T. Y., Shindo, E., Tsujino, H., Deushi, M., Mizuta, R., Yabu, S., Obata, A., Nakano, H., Koshiro, T., Ose, T., and Kitoh, A.: A New Global Climate Model of the Meteorological Research Institute: MRI-CGCM3 —Model Description and Basic Performance—, Journal of the Meteorological Society of Japan, 90A, 23–64, https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-A02, 2012.

Zheng, W. and Yu, Y.: Paleoclimate simulations of the mid-Holocene and last glacial maximum by FGOALS, Adv. Atmos. Sci., 30, 684–698, https://doi.org/10.1007/s00376-012-2177-6, 2013.

Zwally, H. J., Li, J., Robbins, J. W., Saba, J. L., Yi, D., and Brenner, A. C.: Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, J. Glaciol., 61, 1019–1036, https://doi.org/10.3189/2015JoG15J071, 2015.

Supplementary Information

Figure SP1: Drainage basins used for the basal melting parameterization

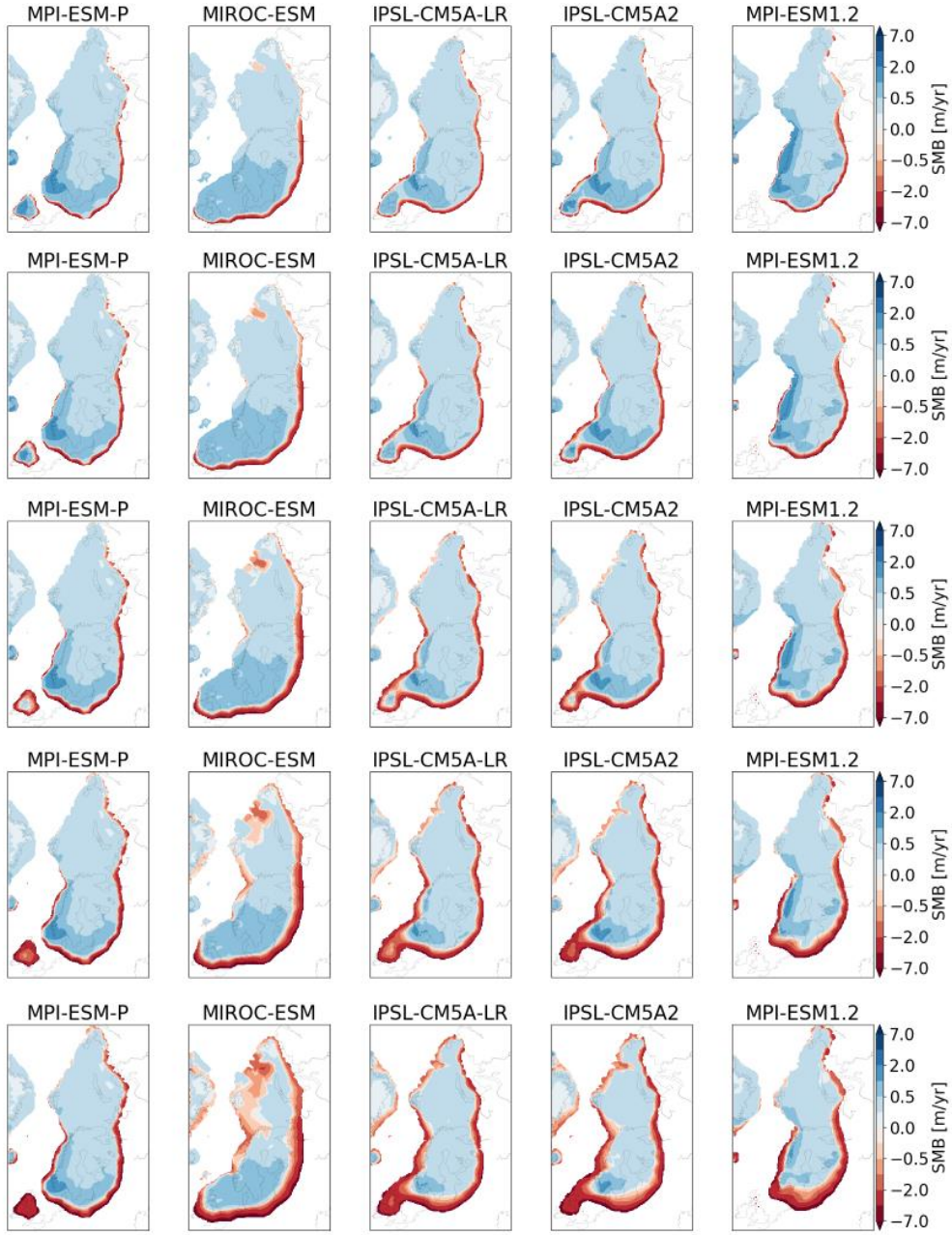

Figure SP2: Surface mass balance calculated with each GCM forcing for 1°C (top) to 5°C (bottom) atmospheric temperature perturbations.

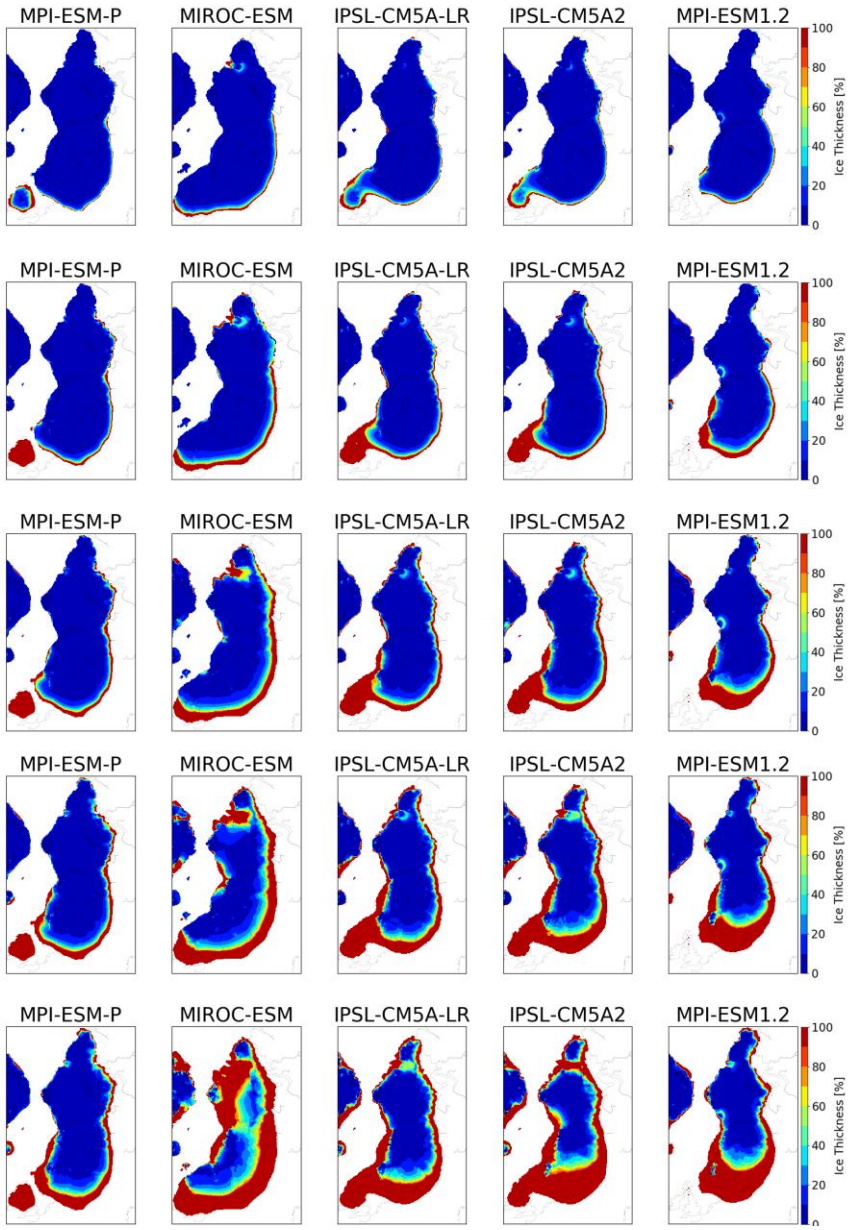

Figure SP3: Ice thickness lost obtained in the EXP1 experiments for each GCM forcing compared to the initial LGM ice sheet for 1°C (top) to 5°C (bottom) atmospheric temperature perturbations.

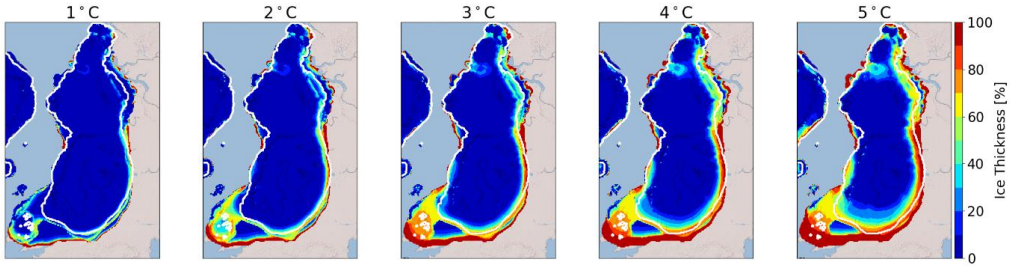

Figure SP4: Multi-model mean of the ice thickness lost after 1000 years compared to the initial ice sheet for the EXP2 experiments. (Red: 100% lost). White line indicates the areas where the multi-model mean is done on the 5 models.

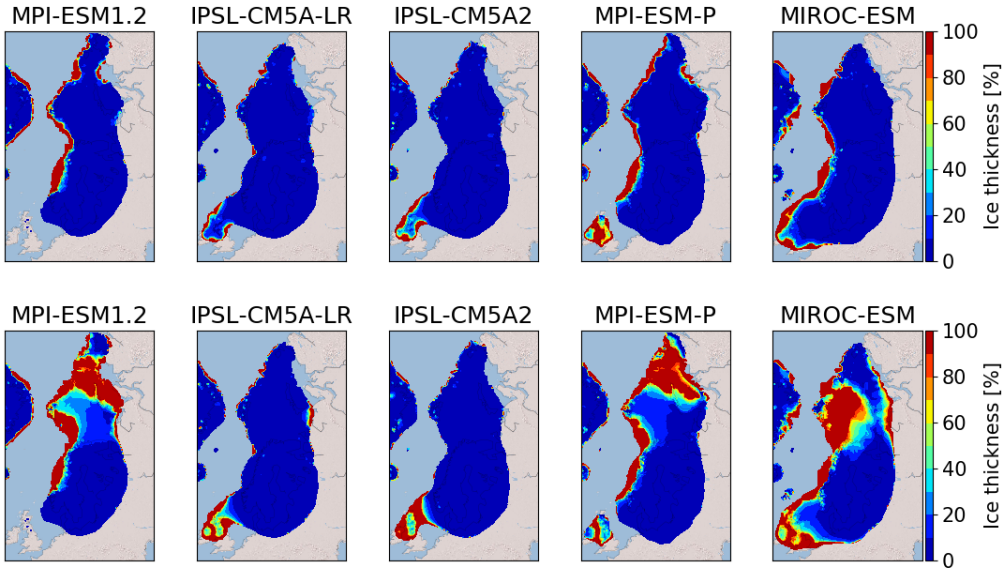

Figure SP5: Ice thickness lost after 1000 years (top) and 10000 years (bottom) compared to the initial ice sheet for a basal melting perturbation of Kt = 50 m °C^{-1} yr^{-1} for each GCM forcing. (Red 100% lost).

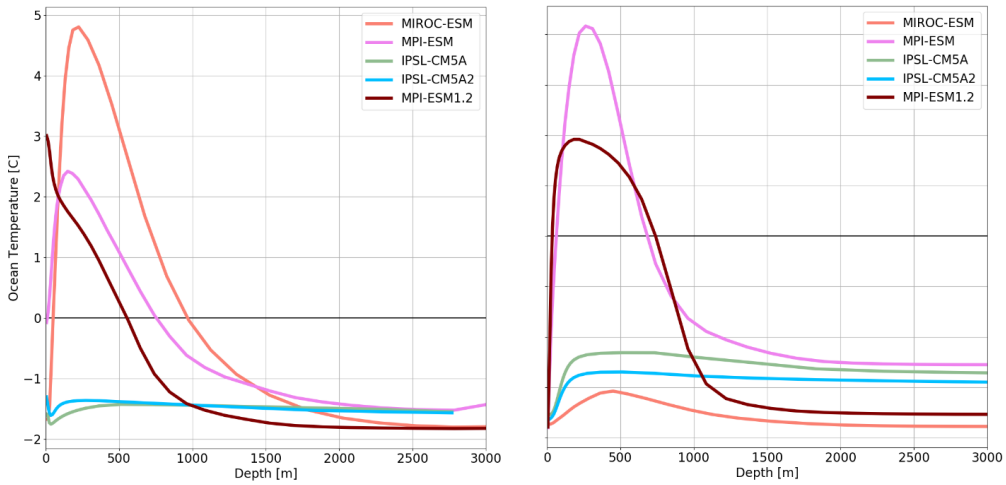

Figure SP6: Average ocean temperature in the BJR (left) and SA sectors as a function of ocean depth.

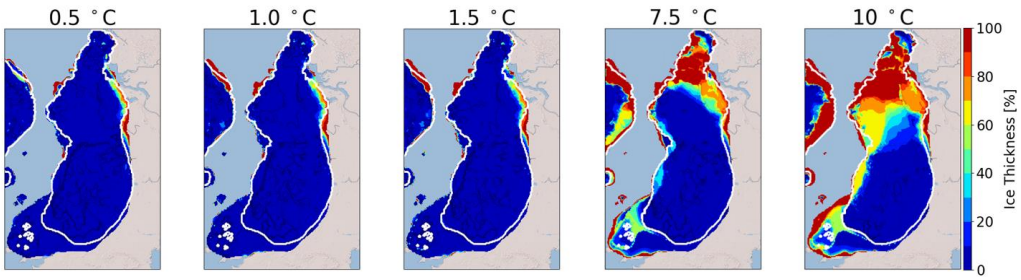

Figure SP7: Multi-model mean of the ice thickness lost after 10000 years compared to the initial ice sheet for EXP3.2. (Red: 100% lost). For this experiment, Kt has been fixed to 7 m °C^{-1} yr^{-1}. The white line represents the most credible extent derived from the DATED-1 compilation

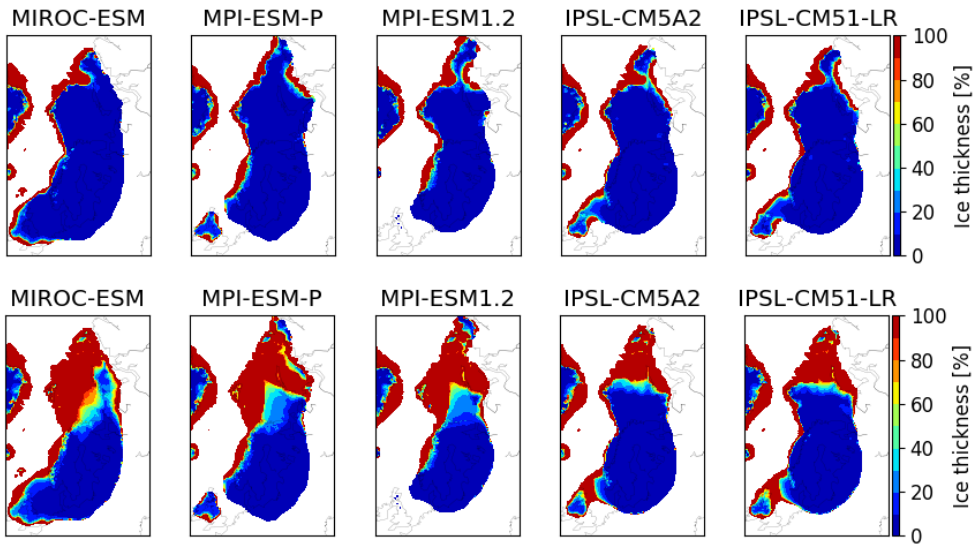

Figure SP8: Ice thickness lost after 1000 (top) and 10000 (bottom) model years compared to the initial LGM ice sheet for an oceanic temperature perturbation of 10°C for each GCM forcing. (Red: 100% lost).

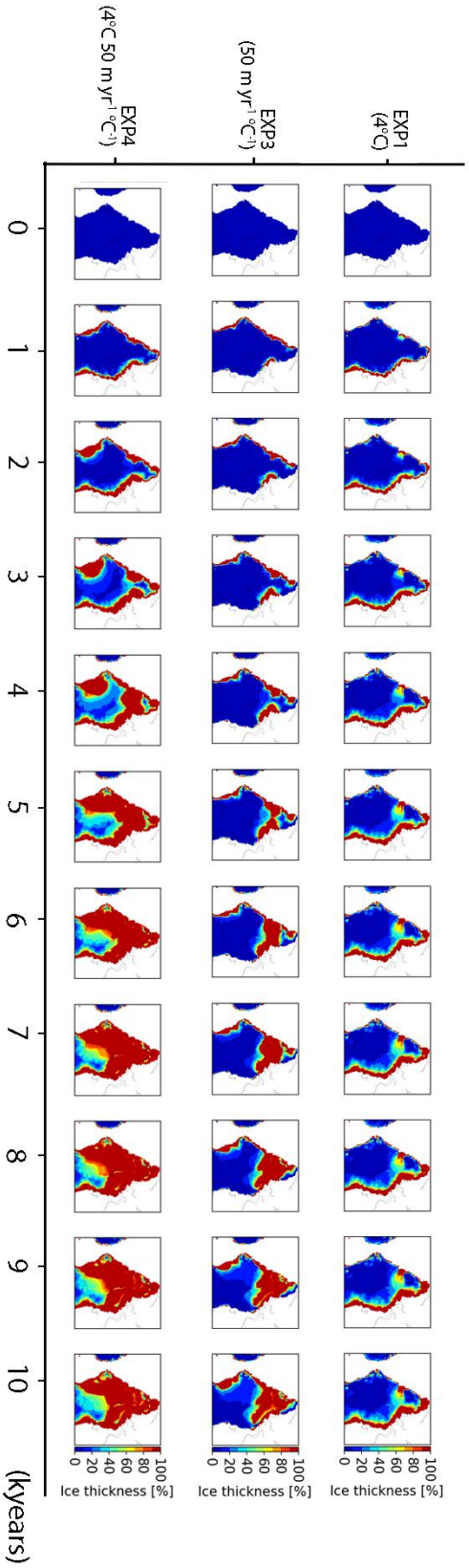

Figure SP9: top/ Ice thickness lost for simulation forced by MPI-ESM-P from 1000 to 10000 years with respect to the ice thickness of the LGM ice-sheet in the EXP1 (4°C) experiment Middle/ same as top/ for EXP3 (50 m °C^{-1} yr^{-1}). Bottom/ same as top for EXP4 (4°C and 50 m °C^{-1} yr^{-1}).

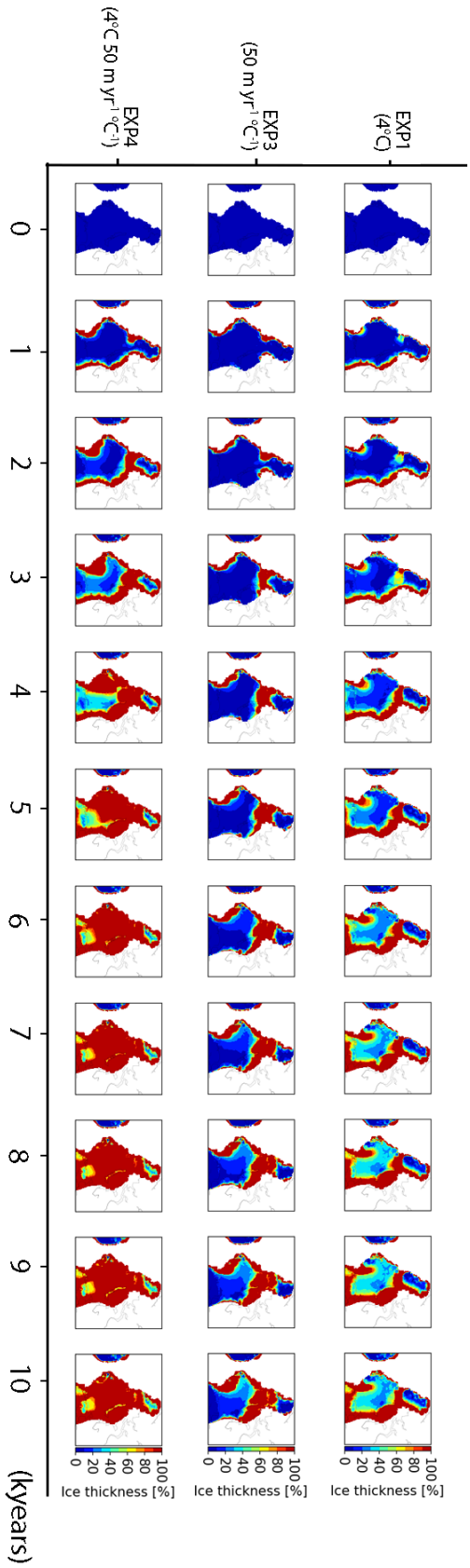

Figure SP10: Same as Figure SP9 for the simulation forced by MPI-ESM1.2

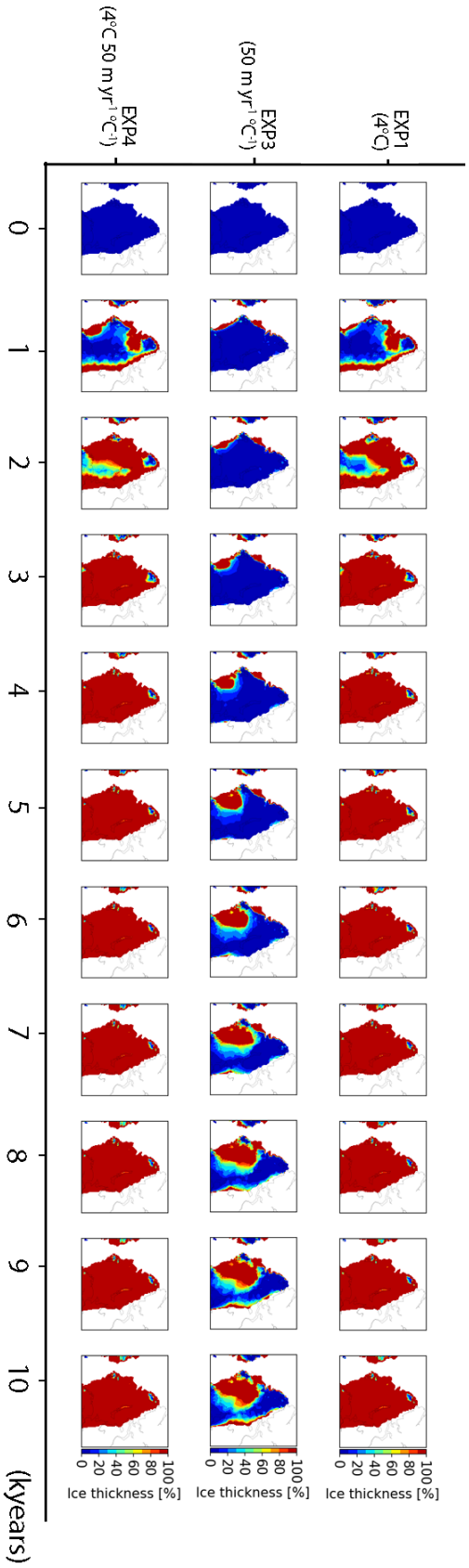

Figure SP11: Same as Figure SP9 for the simulation forced by MIROC-ESM.

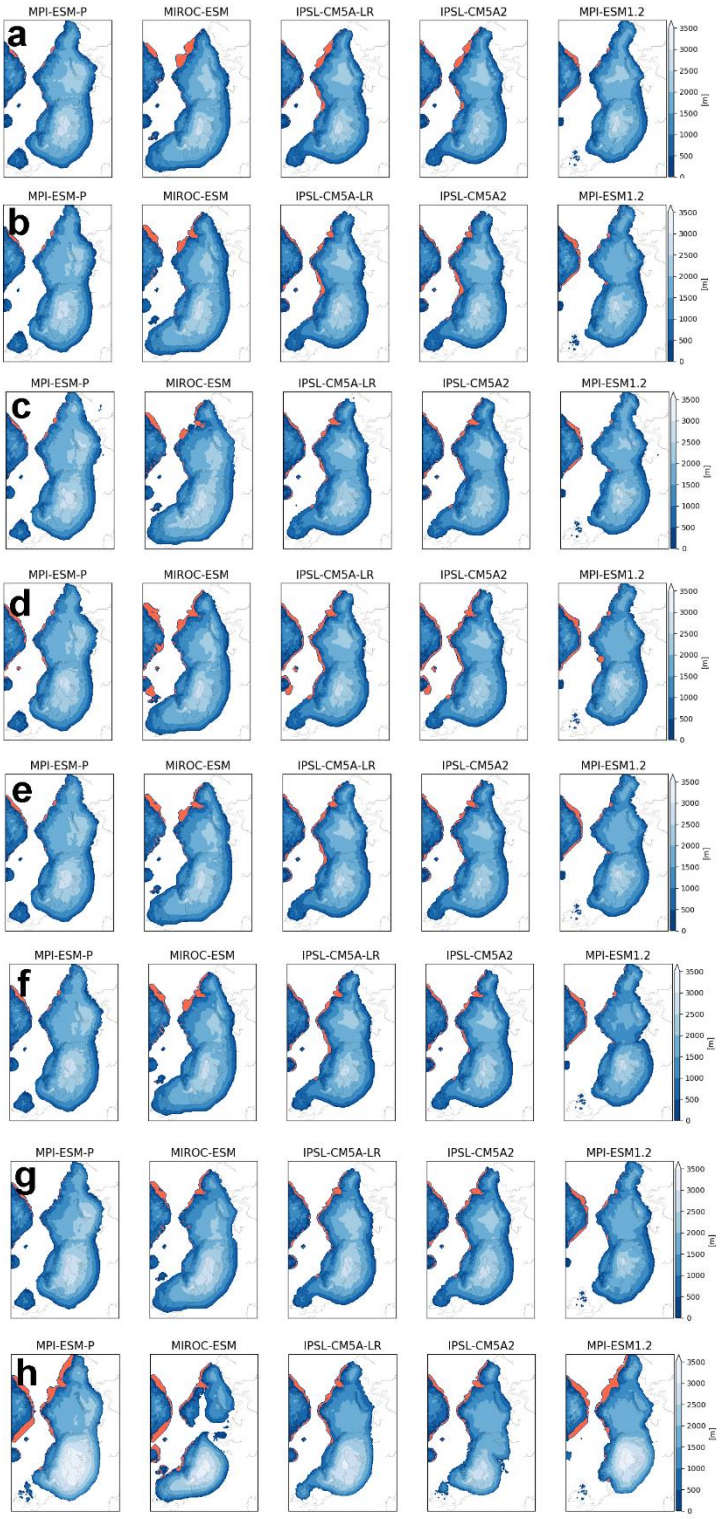

Figure SP12: Ice thickness at the end of the spin-up experiments for the different GRISLI configurations: a/ No flux at the grounding line; b/ λ = 4°C km^{-1}; c/ ω = 0.05 °C^{-1}; d/ H_{cut} = 50 m; e/ PDD factors -25%; f/ PDD factor +25%; g/ Coulomb's law (plastic dragging law); h/ Transient spin-up method. The orange areas are the simulated ice shelves.

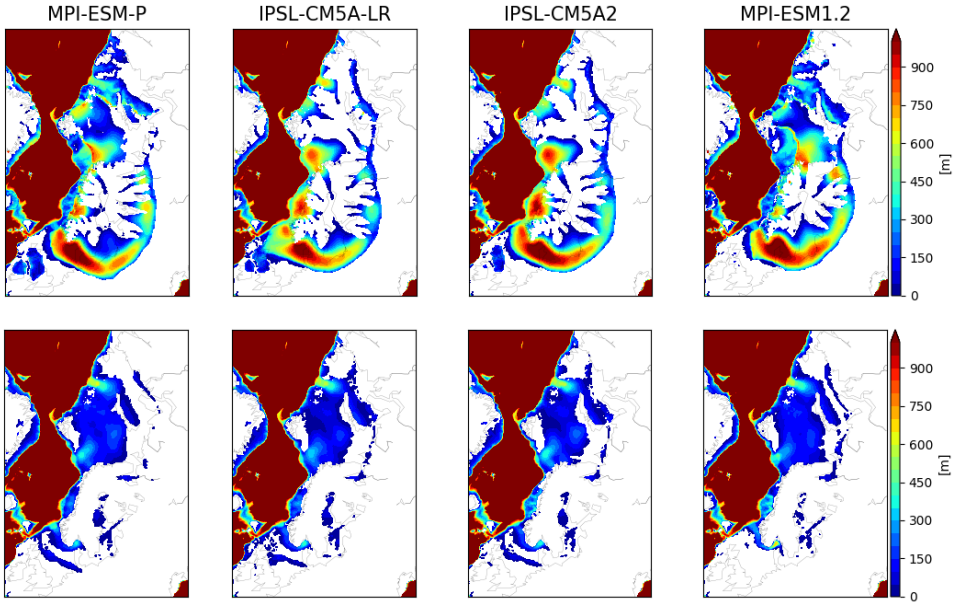

Figure SP13: subglacial water height at the end of the spin-up for the constant LGM method (top) and the transient method (bottom).

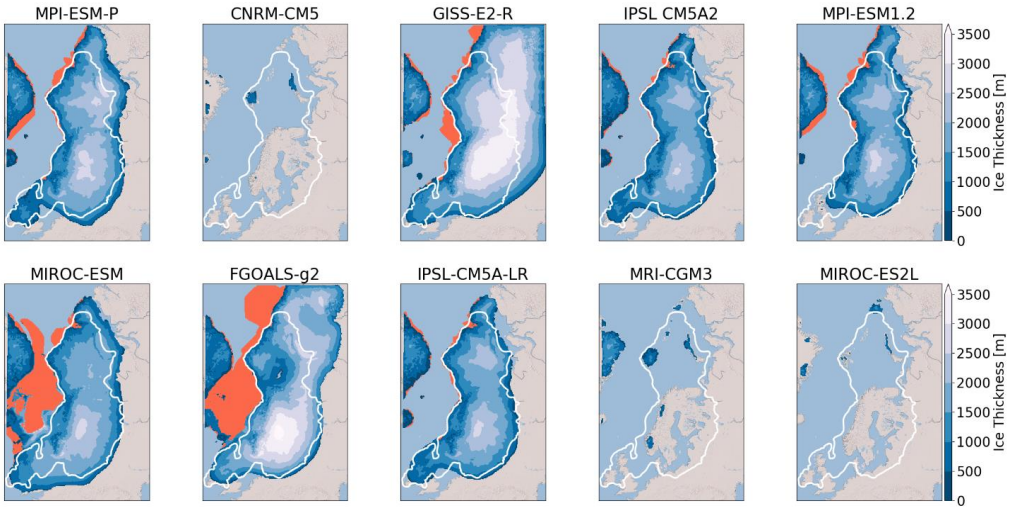

Figure SP14: Ice thickness at the end of the 100,000-year LGM simulation (spin-up) for the different GCMs used as inputs to GRISLI. Basal melting is set to 0.1 m yr^{-1}as in Petrini et al., (2020). The white line is the most credible extent derived from the DATED-1 compilation and the orange areas are the simulated ice shelves.

3.5 RESUME DE L'ARTICLE EN FRANÇAIS

L'article présenté dans la section 3.4 offre un nouveau regard sur les rôles respectifs des différentes perturbations climatiques. Nous avons réalisé une étude approfondie en examinant les effets des variations des températures annuelles de surface de l'air, des précipitations annuelles, de la fonte basale et enfin du niveau marin sur la stabilité de la calotte glaciaire, suivant différents protocoles afin de construire les états initiaux.

Nos résultats révèlent un impact significatif de l'augmentation des températures annuelles de surface de l'air sur la calotte eurasienne. En effet, une augmentation des températures annuelles de surface, de l'ordre de 3°C à 5°C, entraîne une nette diminution de l'épaisseur de glace, mettant ainsi en évidence la vulnérabilité de la calotte face à de tels changements climatiques. Pour la fonte basale, seules des perturbations extrêmes (Kt = 50 m $°C^{-1}$ an^{-1} ou T_o +10°C) sont capables de déstabiliser la calotte et d'entraîner son recul, avec un taux de fonte basale supérieur à 12 m an^{-1}.

Une critique potentielle de notre étude pourrait concerner le réalisme de l'augmentation instantanée des températures atmosphériques au DMG de +3°C à +5°C dans EXP1. En se basant sur des simulations numériques, Liu et al. (2009) montrent avec le modèle CCSM3 du NCAR (Yeager et al., 2006) que l'anomalie de la température atmosphérique de surface au-dessus de EIS aurait été proche de zéro entre -21 000 et -18 000 (donc un climat constant). Si l'on se base sur les résultats de la simulation de Liu et al. (2009), on peut donc raisonnablement faire l'hypothèse que le climat au niveau de EIS jusqu'à -18 000 ans était proche de celui du DMG. En revanche, d'après leurs résultats, l'anomalie de température aurait atteint +3°C en seulement 1 000 ans, entre -17 000 et -16 000 ans, ce qui correspond au début du recul de BKIS d'après les reconstructions DATED-1 (Hughes et al., 2016). Par conséquent, les expériences EXP1, dans lesquelles des perturbations sont appliquées aux températures atmosphériques du DMG, peuvent permettre de mieux comprendre l'impact de l'augmentation des températures atmosphériques il y a -17 000 ans sur l'évolution de EIS.

Nos expériences mettent également en évidence des effets non linéaires lorsque des perturbations de température de surface sont combinées à des perturbations de fonte basale. Dans de telles situations, nous avons simulé un recul plus important par rapport aux expériences dans lesquelles les perturbations des températures de surface ou de la fonte basale étaient appliquées séparément. En effet, l'augmentation des températures atmosphériques perturbent dans un premier temps la calotte EIS, changeant sa géométrie en augmentant la surface d'*ice-shelf* confinés dans la région de Barents-Kara. Cette nouvelle configuration de

EIS rend alors plus sensible la calotte aux perturbations océaniques. Ce résultat suggère qu'afin de modéliser au mieux l'évolution de EIS durant la dernière déglaciation, il est important de prendre en compte l'évolution conjointe des conditions climatiques atmosphériques et océaniques.

3.6 DISCUSSION

Choix des paramètres et paramétrisations - Nous avons testé la sensibilité de EIS à des perturbations des forçages atmosphériques et océaniques pour différents paramètres et paramétrisations, tels que le gradient vertical de température, le paramètre ω reliant les précipitations aux températures (voir Article, Eq. 5), les coefficients de fonte dans la formulation du PDD, la paramétrisation du flux à la ligne d'échouage, la loi de frottement basale et le critère de vêlage. Ces nouvelles expériences menées avec de nouvelles valeurs de paramètres liées au climat et de nouvelles paramétrisations liées à la dynamique de la glace confirment l'effet prédominant du forçage atmosphérique dans la réponse de la calotte eurasienne obtenue avec le modèle GRISLI.

État initial – L'état initial de la calotte est fondamental lors de l'étude des instabilités de la ligne d'échouage. Cependant, l'obtention d'un état initial de la calotte eurasienne au DMG est une tâche complexe. En effet, les GCMs peuvent présenter des divergences significatives du climat simulé (Kageyama et al., 2021) et conduire à des configurations de calottes très différentes les unes des autres lorsqu'ils sont utilisés comme forçage du modèle GRISLI. Ces différentes configurations peuvent modifier la dynamique de la calotte, en particulier au niveau de la ligne d'échouage. En effet, dans les études de sensibilité réalisées dans l'article présenté en amont, une sensibilité radicalement différente de EIS à une perturbation océanique peut être simulée en fonction du forçage climatique utilisé (voir Article, Section 4.2.2).

De plus, la construction de l'état initial est l'un des facteurs les plus importants sur la sensibilité de la calotte eurasienne. J'ai choisi d'obtenir mes calottes à partir d'un forçage climatique DMG constant. Cette approche permet d'obtenir une calotte à l'équilibre avec le climat.

Cependant, comme le soulignent Batchelor et al. (2019), EIS était loin d'être en équilibre avec le climat du DMG. Afin d'examiner les biais liés au choix de cette simulation d'équilibre pour construire l'état initial, nous avons comparé les résultats obtenus avec une procédure de *spin-up* transitoire permettant de tenir compte de l'évolution du climat entre -127 000 ans et le DMG. Après 1 000 ans de simulation avec des perturbations aux températures atmosphériques ou au facteur de transfert, nous montrons que les résultats ne dépendent pas de la méthode choisie (transitoire ou équilibre) pour construire les états initiaux. En

revanche, après 10 000 ans, on obtient d'importantes différences d'épaisseur de glace entre les simulations effectuées avec un état initial équilibré et les simulations effectuées avec un état initial obtenu par une expérience transitoire. Cela peut s'expliquer par des processus internes qui ne sont pas en équilibre avec le climat du DMG à la fin de la simulation transitoire et qui influent donc sur l'évolution du volume de glace lors des perturbations.

Paramétrisation de la fonte basale - Un changement de la paramétrisation de la fonte basale dans le modèle GRISLI entre l'état initial et les expériences de sensibilité peut avoir un impact sur la sensibilité de EIS. Alvarez-Solas et al. (2019) et Petrini et al. (2020) ont construit leur état initial de façon similaire. Pour favoriser la formation de EIS, ils ont fixé la fonte basale à 0.1 m an^{-1} au cours de la procédure d'initialisation. À partir de la configuration EIS obtenue à la fin de cette procédure, ils ont utilisé une paramétrisation linéaire (Alvarez-Solas et al., 2019) ou quadratique (Petrini et al., 2020) de la fonte basale en fonction de la température océanique pour simuler la dernière période glaciaire (Alvarez-Solas et al., 2019) ou la dernière déglaciation (Petrini et al., 2020) de EIS. En suivant la même approche, j'ai effectué de nouvelles expériences afin de comprendre son impact sur la sensibilité de EIS. Les résultats présentés dans l'article, montrent que la méthode utilisée par Alvarez-Solas et al. (2019) et par Petrini et al. (2020) peut amplifier la sensibilité de EIS aux forçages océaniques. En effet, le changement de configuration du modèle entre la construction des états initiaux et les études de sensibilité ajoute une perturbation supplémentaire à celle des températures atmosphériques ou océaniques, et accélère ainsi le recul de la calotte. Ces résultats illustrent à quel point les conclusions déduites de cette étude sur les processus susceptibles de déstabiliser la calotte eurasienne dépendent fortement de la méthode utilisée pour obtenir l'état initial.

Comme nous l'avons précisé plus haut, nous avons fait le choix de fixer une fonte basale de 0.1 m an^{-1} dans les secteurs où aucune valeur n'était simulée par les GCMs. Ce choix n'a aucun impact lorsqu'il remplace des perturbations qui ne conduisent qu'à un faible recul de la glace. En revanche, pour des perturbations de la fonte basale de grande amplitude (Kt = 50 m an^{-1}°C^{-1}) ainsi que pour les perturbations de températures océaniques de 10°C, un recul significatif est simulé dans la région de BKIS. Ainsi, appliquer un taux de fonte basale fixe de 0.1 m an^{-1} (dans le secteur numéro 2 par exemple) conduit potentiellement à une sous-estimation du recul de la calotte dans cette région. Dans les simulations avec une forte perturbation, le recul est tel qu'il atteint des zones comme le secteur numéro 2 qui sont purement continentales au DMG et pour lesquelles il n'y a donc aucune donnée océanique fournie par les GCMs et où le taux de fonte basale est fixé à 0.1 m an^{-1}. La figure SP8 de l'article illustre le pourcentage de glace perdue après 1 000 et 10 000 ans de simulation pour une perturbation des températures océaniques

de +10°C (voir article). Les simulations effectuées avec les modèles MPI-ESM-P et MPI-ESM1.2 montrent que la fonte de la glace s'arrête de façon très nette à la frontière du secteur numéro 2. Ceci suggère qu'avec un taux de fonte basale supérieur à 0.1 m an^{-1}, une partie de la glace présente dans le secteur numéro 2 aurait pu fondre et ainsi augmenter le recul de BKIS à des perturbations des températures atmosphériques.

3.7 CONCLUSION

Dans ce chapitre, nous avons utilisé le modèle GRISLI2.0 forcé par des simulations PMIP3/PMIP4 afin d'explorer les mécanismes fondamentaux responsables du recul de EIS au début de la dernière déglaciation. Une attention particulière a été portée à la compréhension des processus responsables de la déstabilisation des parties marines de EIS. Nos résultats initiaux ont révélé que, en raison de biais climatiques dans certains GCMs utilisés pour forcer le modèle de glace, seuls 5 des 10 GCMs ont pu produire une calotte glaciaire cohérente avec les reconstructions.

Pour évaluer la réponse de la calotte EIS, nous avons réalisé des expériences de sensibilité au climat de surface, aux températures océaniques et au niveau de la mer. Nos résultats ont mis en évidence, d'après la réponse du modèle GRISLI2.0, une grande sensibilité de EIS à des changements de températures atmosphériques de surface. Bien que la fonte basale ne semble pas être le principal moteur du recul de EIS, nos analyses ont révélé que son impact est significativement amplifié par une augmentation des températures atmosphériques. Nous supposons que l'application de perturbations aux températures atmosphériques déstabilise dans un premier temps la calotte EIS, la plaçant dans un état tel qu'elle devient alors plus sensible au forçage océanique.

Ces conclusions contredisent certaines études qui suggèrent que le rôle de l'océan dans le recul de EIS est fondamental (Alvarez-Solas et al., 2019; Petrini et al., 2020). Cependant, nous tenons à souligner que ces divergences peuvent s'expliquer (au moins partiellement) par des différences dans la construction de l'état initial de EIS et l'impact de cet état initial sur les résultats.

4 CHAPITRE 4 :

ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE ET DES PROCESSUS RESPONSABLES DU RECUL TOTAL DE EIS LORS DE LA DERNIERE DEGLACIATION AVEC LE MODELE DE GLACE GRISLI2.0

4.1 INTRODUCTION

Selon les résultats obtenus dans le chapitre précédent avec le modèle GRISLI, l'un des processus les plus probables à l'origine du déclenchement de la déglaciation de EIS serait lié à l'élévation des températures atmosphériques plutôt qu'à l'augmentation des températures océaniques. Une analyse approfondie a également été entreprise pour examiner l'impact d'effets non linéaires liés à l'interaction entre l'augmentation des températures océaniques et atmosphériques. En effet, mon étude (van Aalderen et al., 2023) suggère que l'élévation des températures atmosphériques pourrait amplifier la sensibilité de EIS à une augmentation des températures océaniques.

Il est à noter que lors de la dernière déglaciation, la calotte eurasienne a complètement fondu en l'espace de 10 000 ans, entraînant une élévation du niveau marin d'environ 20 mètres (Carlson et Clark, 2012). Plus spécifiquement, une élévation de 4 mètres s'est produite en à peine 300 à 500 ans lors de l'événement MWP1A (Brendryen et al., 2020). Dans le contexte actuel, avec l'accélération de la fonte de l'Antarctique de l'ouest (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2021), il s'avère crucial de déterminer les processus capables de déstabiliser les calottes marines. Ainsi, comprendre les rôles respectifs de l'augmentation des températures atmosphériques et océaniques dans la fonte totale de EIS devrait permettre d'apporter certains éléments de réponse quant au comportement actuel et futur de l'Antarctique de l'Ouest.

Dans ce chapitre, nous allons reconstruire la dynamique de la dernière déglaciation de EIS avec le modèle de glace GRISLI afin d'identifier les mécanismes responsables du recul total de EIS. La première partie de ce chapitre sera consacrée à une présentation de l'état de l'art de nos connaissances sur l'évolution de EIS durant la dernière déglaciation, basée sur des observations et des études de modélisation. Je présenterai ensuite l'approche que j'ai suivie. Enfin, les deux dernières parties se concentreront sur la présentation et la discussion des résultats.

4.2 LA DEGLACIATION D'APRES LES RECONSTRUCTIONS

4.2.1 Les reconstructions basées sur des données empiriques

La base de données DATED-1 (Hughes et al. 2016) constitue une compilation très complète de la datation d'archives climatiques permettant de reconstruire l'extension de EIS tous les 1 000 ans entre -25 000 ans et -10 000 ans. Cette base de données repose sur des données géoréférencées dans un Système d'Information Géographique (SIG) qui contraignent la chronologie de l'évolution

des marges de EIS et sur des éléments géomorphologiques et géologiques provenant de sources documentaires existantes.

Pour tenir compte des incertitudes dans les reconstructions liées à une distribution spatiale ou temporelle des données insuffisante, aux incertitudes inhérentes, aux méthodes de datation ou encore à la coexistence de certaines données conflictuelles, Hughes et al. (2016) définissent trois scénarios pour chaque période de temps : le scénario le plus probable (ou le plus crédible) et les scénarios maximum et minimum qui traduisent l'incertitude totale en termes de distance par rapport au scénario le plus crédible. La Figure 4.1 montre l'évolution de l'étendue de la glace pour ces trois scénarios. Il convient de noter que les données recueillies dans DATED-1 ont été compilées jusqu'au 1er janvier 2013.

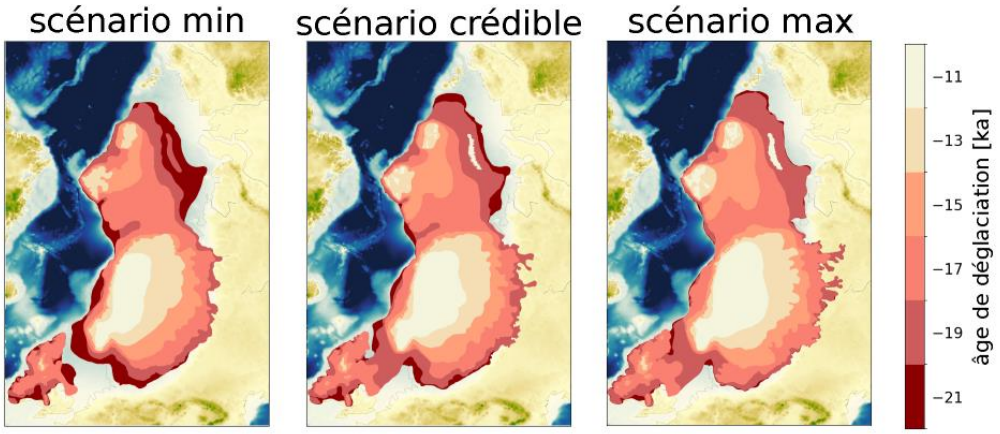

Figure 4.1 *: Age de déglaciation en fonction du scénario (Hughes et al., 2016)*

21ka – 19ka - Pour le scénario le plus crédible, il n'y a aucune différence significative dans l'étendue de la glace entre -21 000 ans et -19 000 ans. Cependant, Ballantyne et Stone (2015) ont montré que le volume de la calotte de glace BIIS avait commencé à diminuer dès -21 000 ans. Dans le scénario avec le minimum d'extension, la partie de la calotte de glace BKIS recouvrant la mer de Kara a reculé jusqu'à la mer de Barents, tandis que la Nouvelle-Zemble est toujours englacée.

19ka – 17ka - Entre -19 000 ans et -17 000 ans, la mer de Kara est devenue libre de glace dans le scénario le plus crédible et celui avec l'extension maximale de la glace. Le pont reliant les calottes de glace BIIS et FIS a également disparu.

17ka – 15ka - Entre -17 000 ans et -15 000 ans, la majeure partie de la glace qui couvrait précédemment les îles britanniques a fondu dans les trois scénarios. Seule une petite surface de glace subsiste dans le nord du Royaume-Uni actuel. Au cours de cette période, les calottes FIS et BKIS se sont séparées, tandis que la partie ouest de FIS, entre la chaîne des montagnes scandinaves et la mer de Norvège a considérablement reculé.

15ka – 13ka - Les données DATED-1 montrent une déglaciation presque totale de BKIS, entraînant une élévation du niveau de la mer d'environ 2 m sur cette période. Certaines études suggèrent que l'augmentation du niveau de la mer aurait été encore plus rapide, atteignant 4 à 8 mètres en seulement 500 ans (Brendryen et al., 2020, Lin et al., 2021). Seules de petites quantités de glace subsistent alors sur Svalbard ainsi que sur les îles du prince George situées au nord-est de Svalbard.

13ka – 11ka - Entre -13 000 ans et -11 000 ans, la bordure est des calottes de glace FIS a reculé dans les trois scénarios.

Au cours des 10 000 dernières années après le DMG, plus de 4 10^6 km^2 de surface de glace a disparu, contribuant à une élévation du niveau marin d'environ 12 m pour FIS, 7.5 m pour BKIS et 1.5 m pour BIIS (Hughes et al., 2016).

10ka - A partir de -10 000 ans, plus aucune trace de glace n'est observée pour les calottes BKIS et BIIS. En revanche, il persiste encore une petite quantité de glace dans les hautes altitudes des régions montagneuses de la Scandinavie.

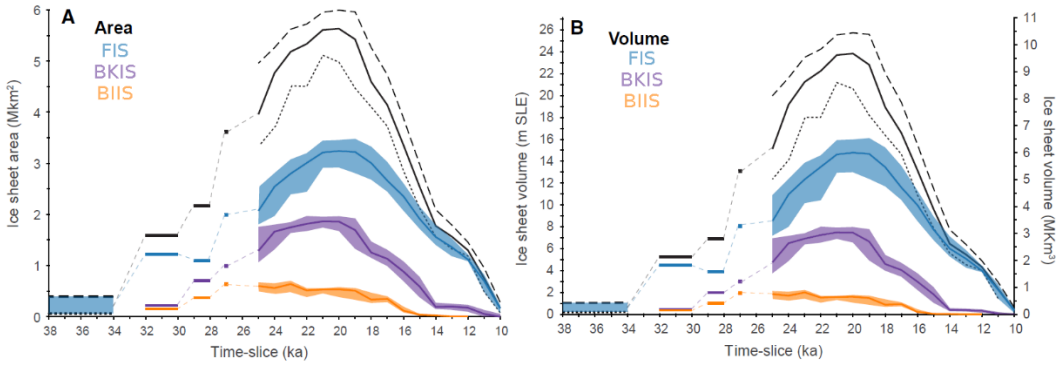

Figure 4.2 *: Évolution de la surface (gauche) et du volume (droite) de glace durant la dernière déglaciation pour les trois calottes de glace (bleue : FIS; violet : BKIS; orange : BIIS; noir : EIS) composant la calotte EIS d'après les données DATED-1 (Hughes et al., 2016). Les traits noirs en pointillés représentent respectivement le scénario de l'étendue maximale de EIS et le scénario de l'étendue minimale. Adaptée de Hughes et al. (2016)*

En plus de l'évolution des marges de EIS durant la dernière déglaciation, l'étude de Hughes et al. (2016) fournit une estimation du volume de glace. Pour cela, ils se basent sur une relation reliant la superficie S de la glace au volume V de la manière suivante :

$$log\ V = 1.23(log\ S - 1) \qquad (14)$$

Cette relation entre la surface et le volume de glace est dérivée d'une régression linéaire logarithmique de la superficie et du volume des calottes glaciaires actuelles (Paterson 1994).

D'après cette relation, le volume total de EIS au DMG est compris entre 10.5 10^6 km^3 et 8.5 10^6 $km^{3,}$ avec un volume de l'ordre de 3 10^6 km^3 estimé pour BKIS (~ 7.5m de niveau marin équivalent, *sea level equivalent*, SLE en anglais). Une diminution importante du volume de glace de BKIS est calculée entre -18 000 ans et -17 000 ans avec une perte d'environ 0.8 10^6 de km^3 (~ 2 m SLE) due principalement à la contribution de la calotte en mer de Kara. Lors du MWP1A (-15 000 ans - -13 000 ans), une perte de l'ordre de 0.5 10^6 de km^3 (~ 1.3 m SLE) est calculée. Ce résultat contraste avec l'étude de Brendryen et al. (2020) qui suggèrent une élévation de plus de 4 m durant cette période. Cette différence peut s'expliquer par la simple relation entre la superficie et le volume de glace utilisée dans l'étude de Hughes et al. (2016) qui peut sous-estimer le volume si la calotte n'est pas en équilibre avec le milieu (Hughes et al., 2016).

4.2.2 Les reconstructions basées sur la modélisation

Peltier et al. (1994) figurent parmi les premiers à avoir développé un modèle d'ajustement isostatique glaciaire (glacio-isostatic adjustment, GIA) global, ICE-4G (Peltier et al.,1994), afin d'évaluer l'épaisseur et l'extension des calottes glaciaires de l'hémisphère nord au DMG et au cours de la dernière déglaciation. Les modèles GIA sont basés sur des approches de modélisation inverse, contraintes par le rebond isostatique, le niveau relatif de la mer et des données géomorphologiques. Au début de ma thèse (1er octobre 2020), deux reconstructions principales de la dernière déglaciation basées sur des modèles GIA étaient disponibles (ICE-6G_C et GLAC-1D). Les figures 4.3 et 4.4 montrent l'évolution de la surface de glace de la calotte EIS pour ces deux reconstructions ainsi que la variation du volume de glace au cours du temps. Comme indiqué dans van Aalderen et al. (2023) des différences existent entre ICE-6G_C et GLAC-1D. Par exemple, dans ICE-6G_C l'épaisseur de glace maximale de BKIS est supérieure à celle estimée pour FIS au DMG, alors que c'est le contraire pour GLAC-1D. Selon cette reconstruction, le point culminant de BKIS, situé à environ 2 000 mètres d'altitude, aurait été atteint il y a environ 18 000 ans, tandis que, selon ICE-6G_C, ce point aurait été atteint aux alentours de -26 000 ans, à une altitude d'environ 4 500 mètres. Une autre distinction entre ces deux reconstructions réside dans la présence ou l'absence de glace sur les îles du Svalbard, la Nouvelle-Zemble, et les îles du prince George après -11 000 ans. Enfin, la reconstruction ICE-6G_C suggère un retrait plus précoce de la glace dans la région du fleuve de Bjørnøyrenna par rapport à la reconstruction de GLAC-1D.

Comparée à l'évolution de la surface de glace obtenue dans la reconstruction DATED-1, la reconstruction GLAC-1D se rapproche du scénario le plus crédible alors que la reconstruction de ICE-6G_C ressemble davantage au scénario

correspondant à l'extension minimale.

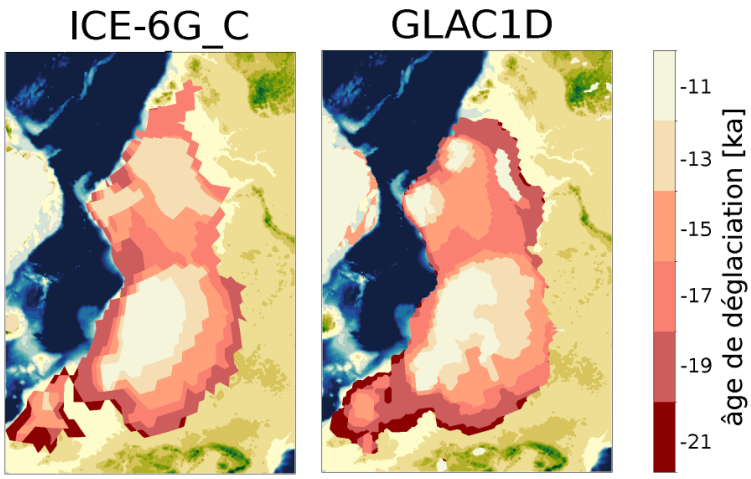

Figure 4.3 *: Âge de déglaciation en fonction de la reconstruction ICE-6G_C (à gauche) et GLAC-1D (à droite)*

Concernant l'évolution du volume de glace autour du MWP1A, des différences significatives sont à noter entre les deux reconstructions. La contribution de EIS à l'augmentation brutale du niveau marin au cours de cette période serait en grande partie due au recul de la calotte de FIS d'après GLAC-1D, alors que la reconstruction ICE-6G_C semble montrer une diminution équivalente entre BKIS et FIS (figure 4.4). En effet, pour GLAC-1D, une perte d'environ 1.5 10^3 km^3 est estimée pour FIS, soit 50% de plus que les estimations de ICE_6G-C, alors qu'une diminution d'environ 0.4 10^3 km^3 du volume de glace est calculée pour BKIS dans GLAC-1D, contre environ 0.9 10^3 km^3 dans ICE-6G_C pour la même période.

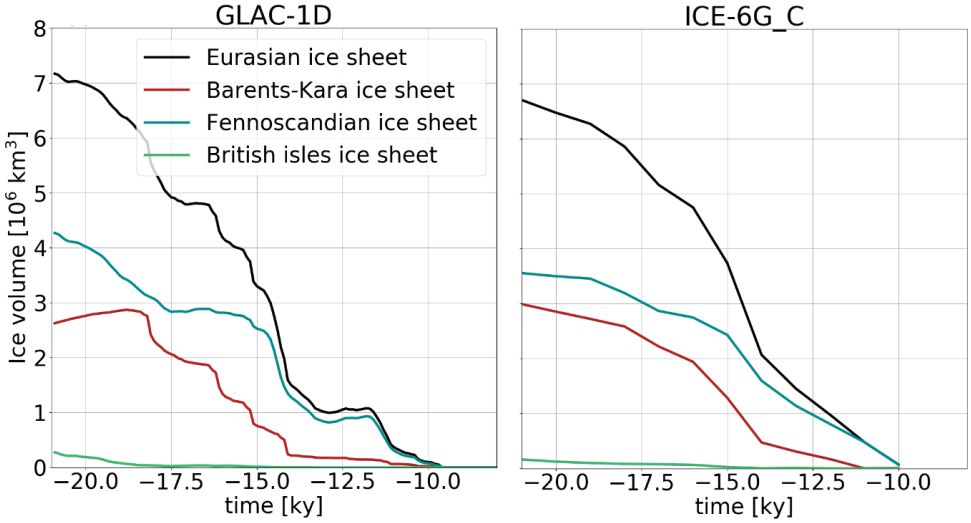

Figure 4.4 *: Évolution du volume de glace durant la dernière déglaciation pour les trois calottes de glace (bleue : FIS; rouge : BKIS; vert : BIIS;) composant la calotte EIS (noir) d'après les reconstructions ICE-6G_C (à gauche) et GLAC-1D (à droite)*

Comme énoncé dans le chapitre précédent (*voir Article, van Aalderen et al., 2023, Section 4*), les écarts entre les deux reconstructions, à la fois pour l'extension et le volume de glace, sont principalement dus à des différences dans les méthodes inverses utilisées pour estimer l'épaisseur de la glace et aux données géologiques et géomorphologiques prises en compte pour déduire l'étendue.

4.3 LA DERNIERE DEGLACIATION VUE PAR LES MODELES DE CALOTTE DE GLACE

4.3.1 Les premières études

Au cours des trois dernières décennies, de multiples études portant sur la modélisation des calottes glaciaires se sont penchées sur l'évolution de EIS durant le dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Lindstrom et MacAyeal (1989) ont utilisé un modèle numérique de calotte glaciaire incluant des équations simplifiées pour le calcul du bilan de masse, des contraintes et du flux de chaleur, en prenant également en compte le rebond isostatique. Ce modèle a permis de simuler la dynamique de EIS lors de la dernière déglaciation en réponse aux variations de la concentration atmosphérique de CO_2 (figure 4.5). Afin d'observer l'impact seul de l'augmentation de CO_2, l'insolation est fixée à sa valeur au DMG. Un volume de glace bien plus important que les estimations actuelles était simulé (40 10^6 km^3, soit un ordre de grandeur de plus que celui suggéré dans les reconstructions ICE-6G_C et GLAC-1D, figure 4.5A).

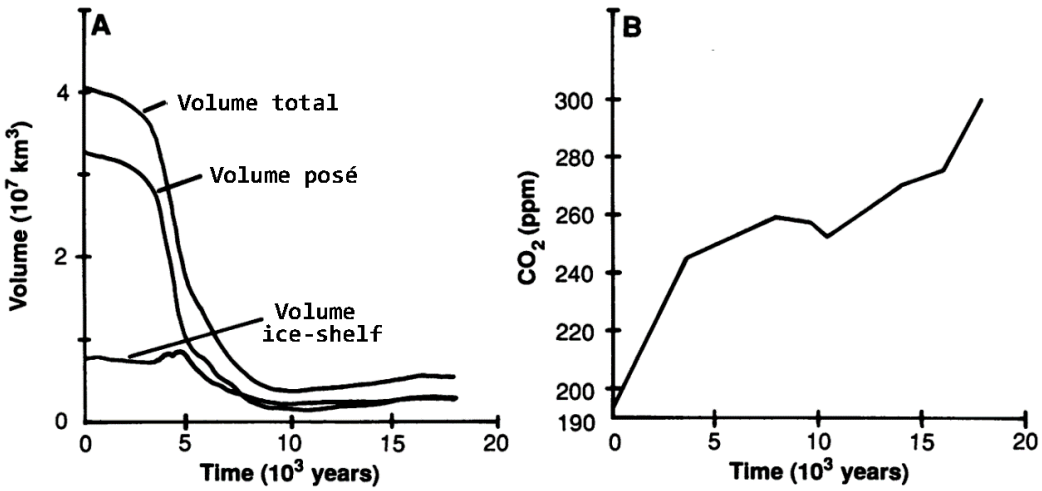

***Figure 4.5** : (A) Évolution du volume de glace simulé de EIS au cours de la dernière déglaciation. (B) Courbe de concentration de CO_2 utilisée pour estimer les conditions climatiques spécifiées pendant l'effondrement de la calotte glaciaire. Adaptée de Lindstrom et MacAyeal (1989).*

De plus, les simulations de Lindstrom & MacAyeal (1989) montrent la présence de glace flottante au-dessus de la mer de Barents, alors que l'on retrouve de la glace posée dans les reconstructions ICE-6G_C et GLAC-1D. Ces divergences avec les reconstructions ICE-6G_C et GLAC-1D résultent principalement de la difficulté à estimer précisément les conditions climatiques du DMG dans les années 1980-1990 (Lindstrom & MacAyeal, 1989) du fait du manque de données disponibles.

4.3.2 Les dernières études

Peu d'études effectuées avec des modèles climatiques globaux de type GCM ont réalisé des simulations transitoires de la dernière déglaciation. Ceci est principalement dû au temps de calcul élevé requis par la complexité de ce type de modèles climatiques. À l'inverse, dans le cadre des différentes phases du projet PMIP, plusieurs modèles ont réalisé des simulations du climat du DMG et du préindustriel. Une approche alternative consiste à forcer un modèle de calotte de glace avec une climatologie évolutive basée sur l'utilisation d'un index climatique (Patton et al., 2016,2017, Petrini et al., 2020, Quiquet et al., 2018, Charbit et al., 2007). Cette méthode permet de calculer les températures et les précipitations à tout instant pendant la déglaciation à partir d'au moins deux simulations climatiques, réalisées généralement pour le DMG et le préindustriel. Pour cela on utilise le plus souvent un index temporel basé sur les variations de $\delta^{18}O$ mesurées dans les carottes de glace du Groenland. Cette méthode suppose implicitement que le climat a varié de manière homogène partout sur le globe, ce qui est en partie faux (Shakun et al., 2012, Osman et al., 2021), mais elle permet de tenir compte de la variation d'altitude de la surface de la calotte en corrigeant la température via un gradient vertical. Elle présente aussi l'avantage d'être peu coûteuse en temps de calcul, ce qui permet de simuler l'évolution des calottes de glace de façon transitoire sur de longues périodes.

En adoptant cette approche, Patton et al. (2016, 2017) ont alors pu simuler l'évolution de EIS de -37 000 ans à -8 000 ans avec un modèle de glace. Leur modèle est forcé par une climatologie évolutive reconstruite à partir de l'enregistrement du $\delta^{18}O$ du North Greenland Ice Core Project (NGRIP) et des observations telles que les moraines, les âges d'exposition et l'évolution du niveau de la mer. L'étude montre que le recul de EIS ne s'est pas déroulé de manière synchrone entre BKIS, FIS et BIIS, et que la sensibilité aux forçages atmosphérique et océanique des trois calottes était différente. L'augmentation conjointe des températures océaniques et atmosphériques serait responsable du recul brutal de BKIS à partir de -17 800 ans. De plus, entre -14 900 et -12 900 ans, un recul total des parties marines de BKIS est simulé ce qui a, d'après Patton et al. (2017), potentiellement contribué à une élévation globale du niveau de la mer de 2.5

mètres. Les calottes FIS et BIIS seraient, quant à elles, plus sensibles à des augmentations de température atmosphériques.

Enfin, nous avons présenté dans le chapitre 3 les travaux de Petrini et al. (2020) qui portent sur la simulation avec le modèle GRISLI1.0 de la dynamique de BKIS durant la dernière déglaciation. La climatologie utilisée pour forcer le modèle est obtenue à partir d'un index climatique basé sur les simulations numériques TRACE21k (Liu et al., 2009). Les résultats obtenus par l'étude de Petrini et al. (2020) au cours de la déglaciation, montrent un écart significatif avec les reconstructions DATED-1 au niveau de la mer Kara et de l'île de la Nouvelle-Zemble. En effet, à partir de -18 000 ans, la glace a déjà fondu dans le scénario le plus crédible de DATED-1 alors qu'il faut attendre -15 000 ans et plus pour apercevoir un premier recul de la glace dans cette région dans les simulations réalisées par Petrini et al. (2020). Ce retard serait potentiellement provoqué par un biais froid simulé dans cette région par TRACE21k (Petrini et al., 2020). En revanche, au niveau de la région de Bjørnøyrenna, les auteurs montrent que leurs simulations sont en avance sur les reconstructions. Selon eux, les différences observées avec DATED-1 s'expliquent principalement par la résolution limitée de GRISLI1.0, qui pourrait entraîner une surestimation de la largeur du fleuve de Bjørnøyrenna et donc une surestimation de la dépression topographique dans laquelle s'écoule le fleuve. Cette baisse d'altitude provoque un réchauffement via la rétroaction température-altitude et, par conséquent, accélère le recul de la calotte. De plus, Petrini et al. (2020) mettent aussi en avant, un biais chaud provenant de TRACE21k dans les températures océaniques de la région de Bjørnøyrenna (+3°C), ce qui par conséquent augmente le taux de fonte basale. Cette étude conclut que le retrait de BKIS est influencé par l'élévation des températures océaniques et la montée du niveau de la mer et démontre ainsi une interaction complexe entre ces deux facteurs environnementaux.

Il faut toutefois noter qu'une autre approche pour réaliser des simulations transitoires multimillénaires consiste à utiliser des modèles dits de complexité intermédiaire. Par exemple, le modèle CLIMBER-2 a été utilisé pour simuler la dernière entrée en glaciation (Kageyama et al., 2004), la dernière déglaciation (Charbit et al., 2005; Bonelli et al., 2009) ainsi que les quatre derniers cycles glaciaires interglaciaires (Ganopolski et Brovkin, 2017). C'est aussi le cas du modèle *i*LOVECLIM qui a permis plus récemment de réaliser une simulation de l'évolution du climat et des calottes de glace durant la dernière déglaciation (Quiquet el al., 2021c). Cette étude conclut que le volume total de glace de EIS diminue tout d'abord à cause de la fonte de surface, et que le recul total de la calotte est ensuite provoqué par la fonte basale. Cependant, ces modèles couplés, capables de simuler plusieurs milliers d'années, ont aussi certaines limitations

liées à leur résolution et leur niveau de complexité plus faibles que ceux des GCMs, ce qui peut entraîner des biais significatifs du climat et de l'évolution des calottes. Quiquet et al. (2021c) mettent en avant, par exemple, que la simulation transitoire avec le modèle *i*LOVECLIM ne reproduit pas la variabilité observée dans les reconstructions.

4.3.3 Etat de l'art : bilan

Ces différentes études peinent à s'accorder sur les mécanismes responsables du recul total de la calotte EIS. Petrini et al. (2020) soumet l'hypothèse que BKIS aurait déglacé principalement à cause de l'augmentation des températures océaniques alors que Patton et al. (2017) et Quiquet et al. (2021c) mettent en avant l'augmentation conjointe des températures atmosphérique et océanique.

Néanmoins, les recherches menées par Petrini et al. (2020), ainsi que par Patton et al. (2017), ont contribué à approfondir notre compréhension de la dynamique et de la vulnérabilité de EIS face aux fluctuations atmosphériques et océaniques survenues au cours de la dernière période de déglaciation. Toutefois, il est important de noter que leurs études reposent principalement sur l'utilisation d'un unique indicateur climatique dérivé, soit des variations climatiques observées au Groenland (Patton et al., 2017), alors que les conditions climatiques au Groenland diffèrent de celles de l'Eurasie (Shakun et al., 2012), soit des simulations transitoires (Petrini et al., 2020), où les biais liés au modèle TRACE21k introduisent des incertitudes quant à l'évolution future de l'EIS (Petrini et al., 2020).

De plus, l'étude de Petrini et al. (2020) utilise le modèle GRISLI1.0 où le MISI n'est pas forcément très bien représenté du fait d'une résolution de 20km x 20km et de l'absence d'une paramétrisation spécifique du flux de glace imposé au niveau de la ligne d'échouage. Le modèle de Patton et al. (2017) quant à lui ne simule pas explicitement les *ice-shelves* et par conséquent ne possède pas de paramétrisation de la fonte basale. Nous pouvons donc nous demander si des résultats différents pourraient être obtenus avec le modèle GRISLI2.0. En effet, cette nouvelle version de GRISLI présente une meilleure capacité à simuler les instabilités de la ligne d'échouage grâce à la prise en compte d'un flux de glace spécifique dans cette zone, et grâce au calcul de la fonte basale en fonction des températures océaniques 3D.

4.4 METHODOLOGIE DE L'ETUDE

4.4.1 Principe de base

Afin de répondre à ces questions, nous avons décidé de réaliser des simulations de la dernière déglaciation de EIS avec le modèle GRISLI2.0. Dans ces expériences, GRISLI est forcé par une climatologie évolutive obtenue à partir de simulations réalisées entre le DMG et le préindustriel et de deux index climatiques permettant de reconstituer le climat entre ces deux périodes. Les modèles climatiques utilisés comme forçage de GRISLI sont les mêmes que ceux retenus pour l'étude présentée dans le chapitre 3 (i.e. MPI-ESM-P, MPI-ESM1.2, MIROC-ESM, IPSL-CM5A-LR et IPSL-CM5A2), et le modèle de glace possède exactement les mêmes caractéristiques que précédemment. En revanche, à la différence des expériences présentées dans le chapitre 3, je n'ai pas fixé une fonte basale égale à 0.1 m an^{-1} dans les secteurs où aucun point GCM n'est simulé. A la place, j'ai décidé d'attribuer une valeur de fonte basale correspondant à celle du point de grille voisin le plus proche. Ceci permet à la partie est de BKIS d'avoir des valeurs de fonte basale potentiellement supérieures à 0.1 m an^{-1} et d'étudier sa réponse à des changements de conditions océaniques.

Les états initiaux utilisés pour les expériences de déglaciation sont les mêmes que ceux sélectionnés au chapitre 3. Les simulations débutent à -21 000 ans et terminent à -9 000 ans.

4.4.2 Calcul des index climatiques

Afin de forcer le modèle GRISLI2.0 avec un climat transitoire entre le DMG et le préindustriel, j'ai calculé un index climatique pour l'atmosphère et index climatique pour l'océan à partir des résultats des simulations de la dernière déglaciation de TRACE21k (Liu et al., 2009) et de *i*LOVECLIM (Bouttes et al., 2023). Pour les deux simulations, l'index atmosphérique et océanique sont calculés via l'expression suivante :

$$I_X(t,x,y) = \frac{X(t,x,y) - X(PI,x,y)}{X(DMG,x,y) - X(PI,x,y)} \qquad (14)$$

où $I_X(t,x,y)$, $X(t,x,y)$, $X(DMG,x,y)$ et $X(PI,x,y)$ représentent respectivement les valeurs de l'index climatique atmosphérique ou océanique et de la variable climatique au temps t et au point (x,y), les valeurs de la variable climatique au tempt t, au DMG et au préindustriel pour le point (x,y). De cette manière, $I_X(DMG,x,y)$ vaut 1 au DMG et $I_X(PI,x,y)$ zéro au préindustriel. Les index climatiques sont calculés pour chaque point (x,y) et moyennés pour chacun des secteurs (voir figure 4.6). $I_X(t,x,y)$ peut diverger lorsque

$X(DMG, x, y)$ est proche de $X(PI, x, y)$. Pour éviter ce cas de figure, les valeurs de $I_X(t, x, y)$ sont bornées entre -2 et 2.

L'évolution de l'index *i*LOVECLIM pour les températures atmosphériques de surface présente d'importantes différences avec l'index calculé à partir de TRACE21k. En effet, pour chacun des secteurs océaniques, l'index *i*LOVECLIM évolue de façon presque linéaire en fonction du temps malgré quelques petites variations autour de -18 000, -14 000 et -12 000 ans. Néanmoins, ces fluctuations restent marginales comparées à celle de l'index TRACE21k. L'index TRACE21k présente en effet une variabilité bien plus importante que l'on peut observer en particulier pour les secteurs 5 et 6 (Figure 4.6) à -19 000 ans, et pour tous les secteurs autour de -14 500 ans, où un réchauffement est calculé, suivi d'un refroidissement abrupt de même amplitude. Ce réchauffement important dans les simulations TRACE21k s'explique par la méthodologie appliquée pour prendre en compte les décharges d'eau douce des calottes de glace durant la déglaciation. En effet, Liu et al. (2009) imposent un flux d'eau douce, variant entre 0 Sv et 0.2 Sv entre le DMG et -14 700 ans, ce qui provoque une diminution de l'intensité de l'AMOC (Liu et al., 2009). Dans cette simulation, le flux d'eau douce diminue brusquement de 0.2 Sv à 0 Sv après -14 700 ans. Cet arrêt abrupt du flux d'eau douce dans l'océan entraîne une augmentation de l'intensité de l'AMOC, dépassant, sur quelques siècles les niveaux d'intensité au DMG. En conséquence, le transport océanique de chaleur depuis les basses vers les hautes latitudes augmente, ce qui réchauffe l'océan et l'atmosphère de l'hémisphère nord (Liu et al., 2009).

Les variations plus importantes de l'index climatique calculées avec TRACE21k sont probablement dues à une résolution et une complexité plus élevées du modèle climatique CCSM3 utilisé que celles du modèle *i*LOVECLIM, et donc à une meilleure représentation des processus de fine échelle.

Ces index climatiques sont ensuite appliqués aux différents forçages PMIP3/PMIP4 sélectionnés dans le chapitre 3. Les températures atmosphériques de surface au temps t sont alors calculées de la manière suivante :

$$T(t, x, y) = T(PI, x, y) * \left(1 - I_T(t, x, y)\right) + T(DMG, x, y) * I_T(t, x, y) \qquad (15)$$

où $T(t, x, y)$ est la température de surface au temps t et au point (x,y), $T(PI, x, y)$ et $T(DMG, x, y)$ la température atmosphérique de surface au préindustriel et au DMG provenant du forçage climatique PMIP3 ou PMIP4 utilisé. Les températures océaniques et la salinité seront déduites suivant l'équation 15. Du fait de son comportement représentatif des autres expériences, je me concentrerai dans la suite sur les expériences réalisées avec le forçage MPI-ESM-P afin d'alléger la

lecture.

Les figures 4.6 et 4.7 permettent d'illustrer une évolution climatique différente au cours de la déglaciation selon l'index utilisé. Avec l'index *i*LOVECLIM, un réchauffement plus rapide est simulé sur tout le domaine d'étude par rapport au réchauffement obtenu avec l'index TRACE21k (figures 4.6 et 4.7). De plus, un réchauffement plus important est également simulé au niveau de la calotte BKIS avec l'index climatique *i*LOVECLIM à partir de -14 000 ans (Figure 4.7).

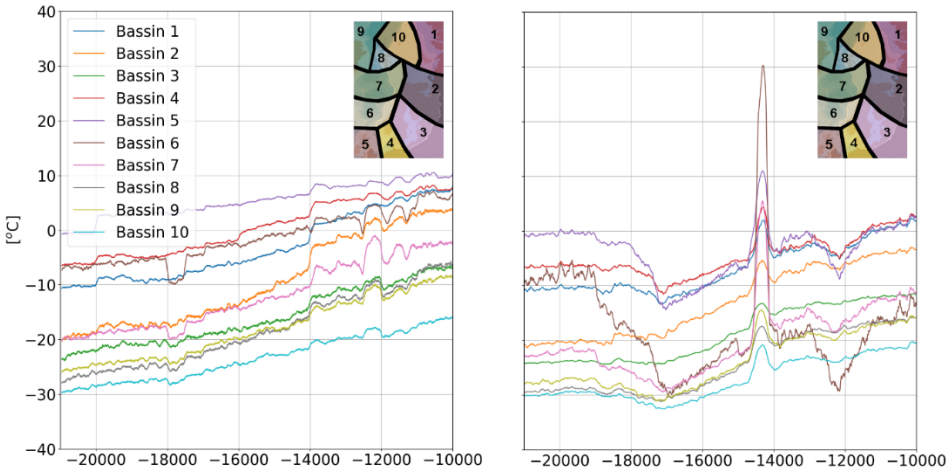

Figure 4.6 *: Évolution des températures atmosphériques en fonction du temps pour les simulations forcées par MPI-ESM-P et l'index climatique iLOVECLIM (gauche) et TRACE21k (droite) en fonction des différents secteurs (voir figure 4.6).*

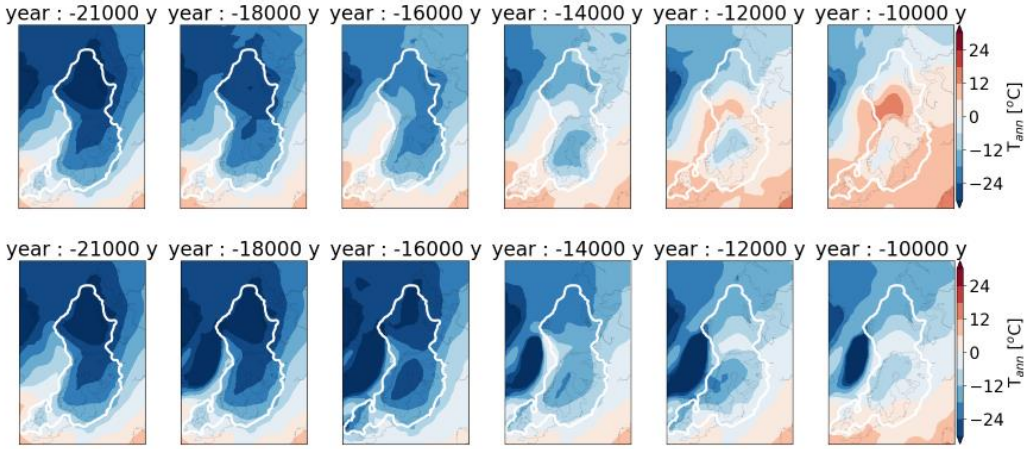

Figure 4.7 *: Évolution des températures atmosphériques de surface annuelles calculées d'après la méthode de l'index climatique de iLOVECLIM (haut) et de TRACE21k (bas) pour les simulations MPI-ESM-P. Le contour blanc représente l'extension de la calotte au DMG déduit du scénario le plus crédible de DATED-1.*

Inversement dans les mers de Norvège et du Groenland, entre le DMG et -10 000 ans, le réchauffement est équivalent avec les deux index (figure 4.8). En revanche, de la même façon que pour les températures atmosphériques, on retrouve une variabilité plus importante avec l'index TRACE21k qu'avec l'index *i*LOVECLIM, avec

un réchauffement abrupt supérieur à 5°C à -11 000 ans comparé au DMG pour la mer de Norvège à une profondeur de 200 m.

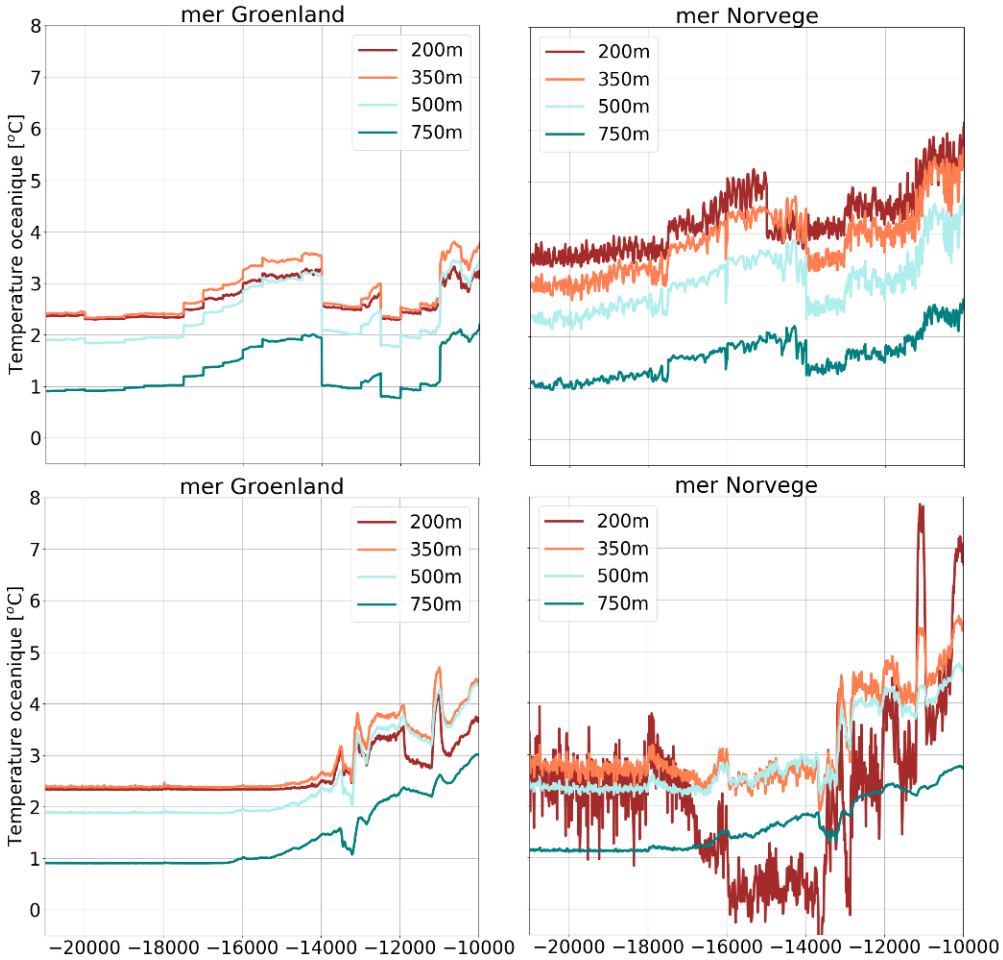

Figure 4.8 *: Évolution des températures océaniques de la mer du Groenland (gauche) et de la mer de Norvège (droite) calculées avec l'index climatique iLOVECLIM (haut) et TRACE21k (bas) pour le forçage MPI-ESM-P.*

4.5 RESULTATS ET DISCUSSIONS

Le but de cette étude est donc de modéliser le comportement de EIS durant la dernière déglaciation et de mettre en avant les différents processus physiques capables de provoquer son recul total en utilisant le modèle de glace GRISLI2.0.

Dix simulations ont été réalisées de -21 000 ans à -9 000 ans et sont résumées dans le tableau 4.1.

Nom des expériences	Forçage climatique	Index climatique
DEGLA-MPIP-iLOVECLIM DEGLA-MPIP-TRACE21k	MPI-ESM-P MPI-ESM-P	*i*LOVECLIM TRACE21k
DEGLA-MPI1.2-iLOVECLIM DEGLA-MPI1.2-TRACE21k	MPI-ESM1.2 MPI-ESM1.2	*i*LOVECLIM TRACE21k
DEGLA-MIR-iLOVECLIM DEGLA-MIR-TRACE21k	MIROC-ESM MIROC-ESM	*i*LOVECLIM TRACE21k
DEGLA-IPSL-iLOVECLIM DEGLA-IPSL-TRACE21k	IPSL-CM5A-LR IPSL-CM5A-LR	*i*LOVECLIM TRACE21k
DEGLA-IPSLA2-iLOVECLIM DEGLA-IPSLA2-TRACE21k	IPSL-CM5A2 IPSL-CM5A2	*i*LOVECLIM TRACE21k

Tableau 4.1 *: Liste des différentes expériences de déglaciation réalisées avec le modèle de glace GRISLI : noms des expériences (1ère colonne), forçage climatique utilisé (2ème colonne) et index climatique utilisé pour établir une climatologie évolutive et forcer GRISLI entre le DMG et le préindustriel (3ème colonne).*

4.5.1 Évolution du volume de glace de EIS

La figure 4.9 montre, pour chaque index climatique, l'évolution du volume de glace moyen de -21 000 à -9 000 ans obtenu à partir des simulations GRISLI forcées par les cinq modèles climatiques utilisés dans cette étude. On peut constater que la dynamique de la déglaciation est différente selon l'index utilisé. Pour les simulations réalisées avec l'index TRACE21k, le volume reste quasiment constant jusqu'à -18 000 ans puis augmente légèrement jusqu'à -16 000 ans du fait de la diminution des températures atmosphériques (figure 4.6). Cette phase est suivie par un recul abrupt sur la période -15 000 – -14 000 ans au cours de laquelle la calotte perd environ 5 10^6 km^3 de glace. Cette accélération est principalement due au réchauffement brutal simulé dans TRACE21k (de l'ordre d'une dizaine de degrés pour les simulations forcées avec le climat MPI-ESM-P par exemple, Figure 4.6).

Le réchauffement presque continu simulé avec l'index climatique *i*LOVECLIM (figure 4.6) provoque un recul de EIS moins brutal que les simulations précédentes. Néanmoins, à partir de -14 000 ans, on observe une accélération de la fonte. Pour les simulations forcées par MPI-ESM-P, cette accélération correspond à un réchauffement abrupt compris entre 1 et 5°C selon les secteurs et qui se produit sur une centaine d'années environ. De plus, à l'inverse des reconstructions DATED-1, les calottes BKIS et FIS suivent un comportement similaire au cours de la déglaciation, malgré un décalage temporel de 1 000 ans pour le recul total (-13 000 ans pour FIS contre -12 000 ans pour BKIS). Ce décalage peut s'expliquer par un réchauffement plus important dans le secteur numéro 3 qui englobe une grosse partie de FIS, que dans les secteurs incluant BKIS (bassins 2 et 7, Figure 3.1).

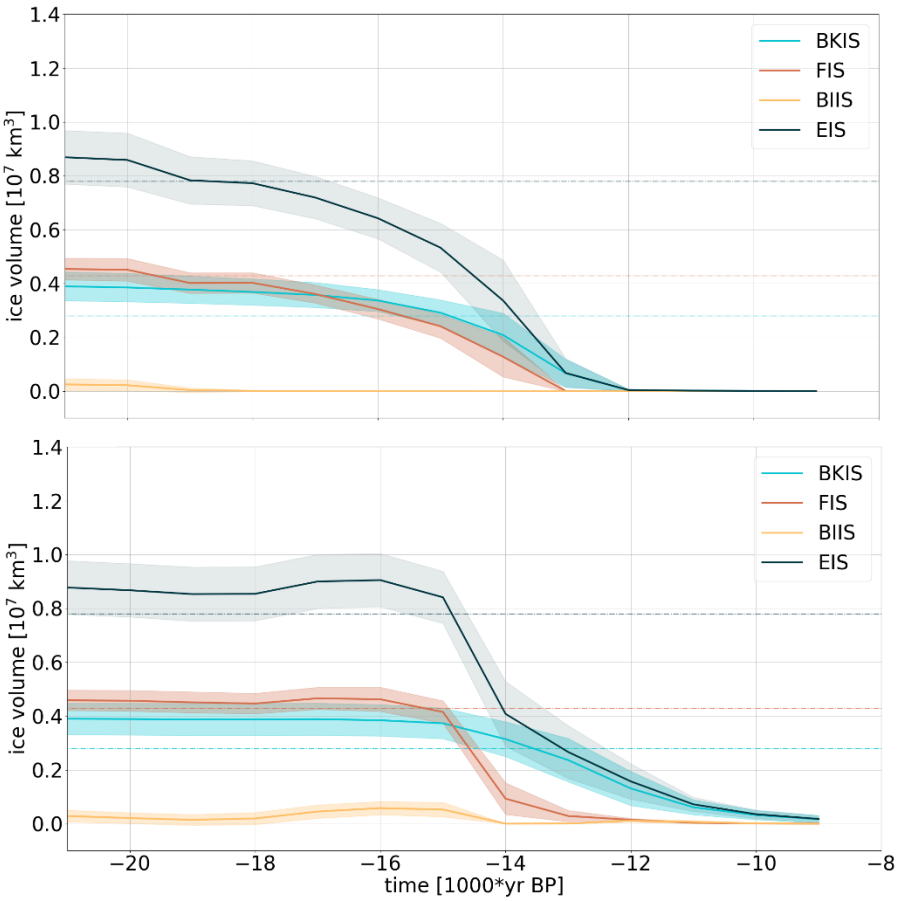

Figure 4.9 *: Évolution du volume de glace moyen obtenu à partir des simulations GRISLI forcées par les cinq modèles climatiques et en utilisant les index iLOVECLIM (haut) et TRACE21k (bas). Les zones en couleur représentent l'écart type des 5 simulations forcées par différents climats PMIP3/PMIP4. Les droites en pointillés représentent la moyenne du volume de glace des reconstructions ICE-6G_C et GLAC-1D.*

La figure 4.10 présente la date de la déglaciation pour les 5 scénarios climatiques et les deux indices climatiques. Conformément aux observations de la figure 4.9, les simulations basées sur l'indice TRACE21k suggèrent un recul de la glace plus tardif que celles réalisées en utilisant l'indice *i*LOVECLIM. De plus, pour deux simulations forcées par le même GCM mais pour une climatologie calculée avec un index climatique différent (par exemple, IPSL-CM5A-LR/*i*LOVECLIM et IPSL-CM5A-LR/TRACE21k), on observe que ce sont les mêmes régions qui ont tendance à reculer en premier, bien que les dates de recul ne soient pas les mêmes selon l'index climatique utilisé. Ceci signifie que le GCM influence les zones qui vont déglacer en premier, tandis que l'indice climatique influe davantage sur la période à laquelle la déglaciation va débuter.

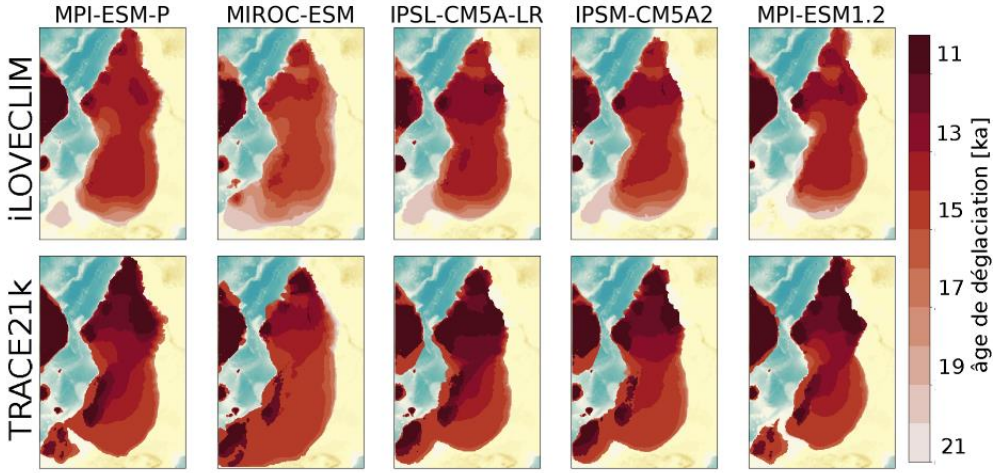

***Figure 4.10** : Date à laquelle la déglaciation se produit pour chacune des simulations GRISLI forcées par les cinq modèles PMIP3/PMIP4 et en utilisant les deux index climatiques calculés à partir des simulations iLOVECLIM (haut) et TRACE21k (bas).*

Dans la suite de nos analyses, nous avons fait le choix de nous focaliser sur les deux simulations DEGLA-MPIP-iLOVECLIM et DEGLA-MPIP-TRACE21k car celles-ci ont un comportement représentatif de l'ensemble des 10 simulations. La figure 4.11 compare l'évolution de la glace en fonction du temps pour ces deux expériences avec les reconstructions DATED-1 et montre un retard du recul de la glace dans la partie est de BKIS par rapport aux reconstructions DATED-1.

Enfin, dans la région du fleuve de glace Bjørnøyrenna, la simulation forcée par l'index *i*LOVECLIM et le climat MPI-ESM-P montre un recul en accord avec les reconstructions DATED-1 (voir figure 4.11), qui débute entre -17 000 ans et -16 000 ans et s'achève à -13 000 ans. Rappelons que le socle du fleuve de Bjørnøyrenna se situait sous le niveau de la mer avec une pente rétrograde, favorisant ainsi l'occurrence d'un événement MISI. Il est donc intéressant d'examiner si le recul brutal du fleuve de Bjørnøyrenna, qui survient entre -14 000 ans et -13 000 ans dans l'expérience DEGLA-MPIP-iLOVECLIM, est dû à une fonte de surface ou une fonte basale sous les *ice-shelves,* ou au contraire s'il est contrôlé par une instabilité mécanique.

Rappelons que l'évolution du volume de glace dans le modèle GRISLI2.0 peut s'écrire de la manière suivante :

$$\Delta H = SMB - b_{melt} - \Sigma\nabla(UH) \quad (16)$$

où ΔH est la variation de l'épaisseur de glace en fonction du temps, *SMB* le bilan de masse de surface qui dépend des conditions atmosphériques, la fusion basale b_{melt} qui est fonction du flux géothermique, de la température de la glace et des conditions océaniques et $\Sigma\nabla(UH)$ la divergence du flux. Par conséquent, en

examinant les contributions respectives de $SMBB$ (= $SMB - b_{melt}$) et de $\Sigma\nabla(UH)$) à la variation de l'épaisseur de glace, il est possible de déterminer si l'épaisseur de glace varie à cause de la fonte de surface et/ou de la fonte basale ou si le recul est provoqué par une instabilité mécanique. Une divergence du flux positive au point (x,y) traduit le fait qu'une quantité de glace s'échappe du point (x,y) en direction des points voisins. En conséquence, une diminution de l'épaisseur de glace est calculée si :

- la divergence du flux est positive et supérieure au SMBB
- SMBB est négatif et inférieur à la divergence du flux

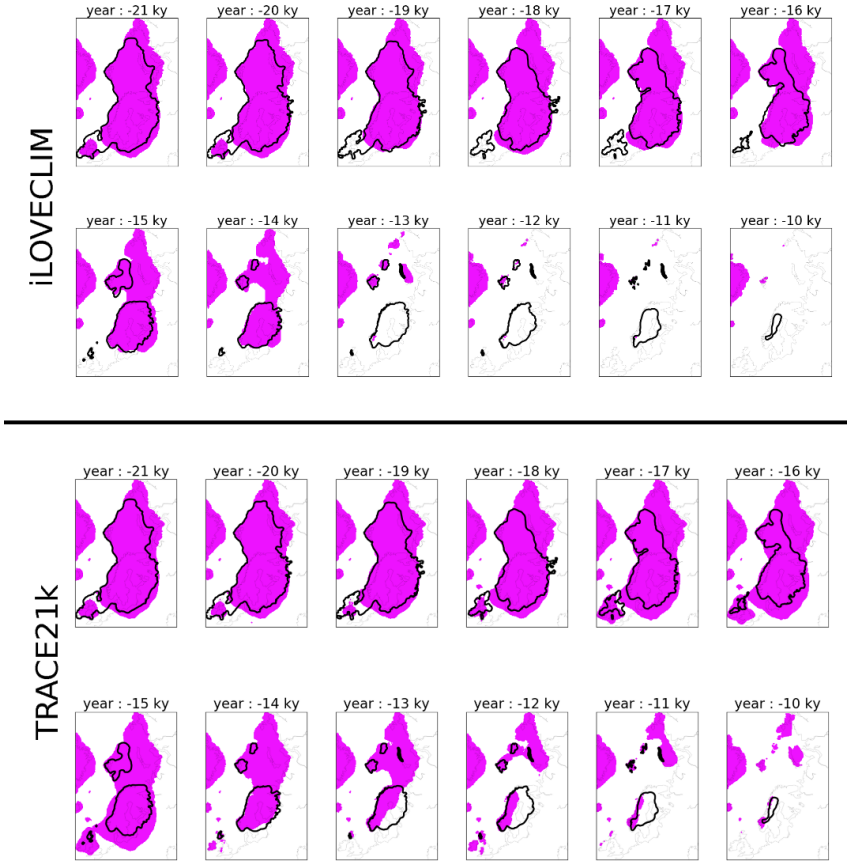

Figure 4.11 *: Évolution de la surface de glace (en violet) en fonction du temps pour les simulations forcées par MPI-ESM-P avec l'index climatique iLOVECLIM (haut) et TRACE21k (bas). Les contours noirs représentent le scénario le plus crédible de DATED-1 aux différentes dates.*

La figure 4.12 illustre les rôles respectifs de $SMBB$ et de la dynamique de la glace sur l'évolution de l'épaisseur de glace entre de -14 000 ans et -13 900 ans ainsi que la position de la ligne d'échouage à -14 000 ans (rouge), -13 600 ans (bleu) et -13 200 ans (vert). Dans la zone délimitée par des contours bleu ciel, une diminution de l'épaisseur de glace supérieure à 14 m an^{-1} est simulée (figure 4.12a). La contribution de SMBB est inférieure à 3.5 m an^{-1} dans cette même région (figure 4.12b) alors que le terme associé aux contraintes mécaniques montre une

diminution de l'épaisseur de glace supérieure à 14 m an^{-1} (figure 4.12c), ce qui suggère que le recul de la glace dans cette région est dû, en grande partie, à une instabilité mécanique. De plus, la vitesse de recul de la ligne d'échouage, entre -14 000 ans et -13 200 ans, souligne que l'instabilité mécanique déclenchée autour de -14 000 ans a provoqué un recul abrupt de la ligne d'échouage.

Ce résultat montre alors que les calottes marines, dont le socle repose sur une pente rétrograde, peuvent perdre une surface de plusieurs millions de km^2 en quelques siècles. Concernant les simulations avec l'index TRACE21k, bien que le recul du fleuve de Bjørnøyrenna soit en retard comparé aux reconstructions DATED-1, une même instabilité mécanique est observée entre de -14 000 ans et -13 000 ans.

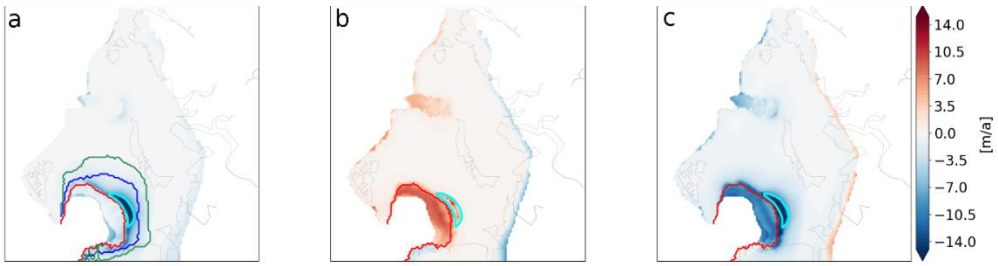

Figure 4.12 *: Rôles respectifs du bilan de masse de surface par rapport à la dynamique de la glace pour l'expérience DEGLA-MPIP-iLOVECLIM. Variation totale de l'épaisseur de la glace (en m an^{-1}) sur une période de 100 ans (gauche), variation résultante de $SMBB$ (= $SMB - b_{melt}$) (milieu) et intégrale de l'opposé de la divergence du flux de glace (droite). Les calculs sont effectués entre -14 000 ans et -13 900 ans. La position de la ligne d'échouage dans la région de Bjørnøyrenna à -14 000 ans, -13 600 ans et -13 200 est représentée, respectivement par les lignes en fuchsia, rose et bordeaux.*

4.5.2 Quels sont les processus responsables du recul de BKIS ?

Nous venons de voir que le recul soudain du fleuve de Bjørnøyrenna découle d'une instabilité mécanique. On peut donc naturellement s'interroger sur le processus déclencheur de cette instabilité : est-elle due à l'augmentation des températures atmosphériques ou l'élévation des températures océaniques ? Pour répondre à cette question, nous avons entrepris deux nouvelles séries de simulations.

Nous avons lancé de nouvelles simulations en conservant la variation de l'index climatique atmosphérique, et en fixant l'index climatique océanique à 1 (DEGLA-OCEFIXE). Puis nous avons effectué une seconde simulation en fixant cette fois-ci l'index atmosphérique (DEGLA-ATMFIX). Cette approche permet de déterminer lequel des deux forçages (atmosphérique ou océanique) est responsable du recul de BKIS.

La figure 4.13 illustre les résultats concernant le volume moyen de glace de BKIS

issu des cinq expériences DEGLA-OCEFIXE (en vert) et DEGLA-ATMFIX (en rouge) en utilisant les indices climatiques TRACE21k et *i*LOVECLIM. Nos résultats montrent que les expériences DEGLA-OCEFIXE simulent toujours un recul de la calotte de BKIS. À l'inverse, les expériences DEGLA-ATMFIX maintiennent le volume de glace pratiquement constant au cours de toute la simulation pour BKIS. Ces expériences mettent à nouveau en lumière la très forte sensibilité de BKIS à un changement de température atmosphérique, et sa faible sensibilité à une variation des conditions océaniques. Ces constatations concordent avec les conclusions que nous avons tirées dans le chapitre précédent, démontrant qu'avec GRISLI2.0, ce serait le réchauffement atmosphérique lors de la déglaciation qui aurait provoqué le recul de BKIS.

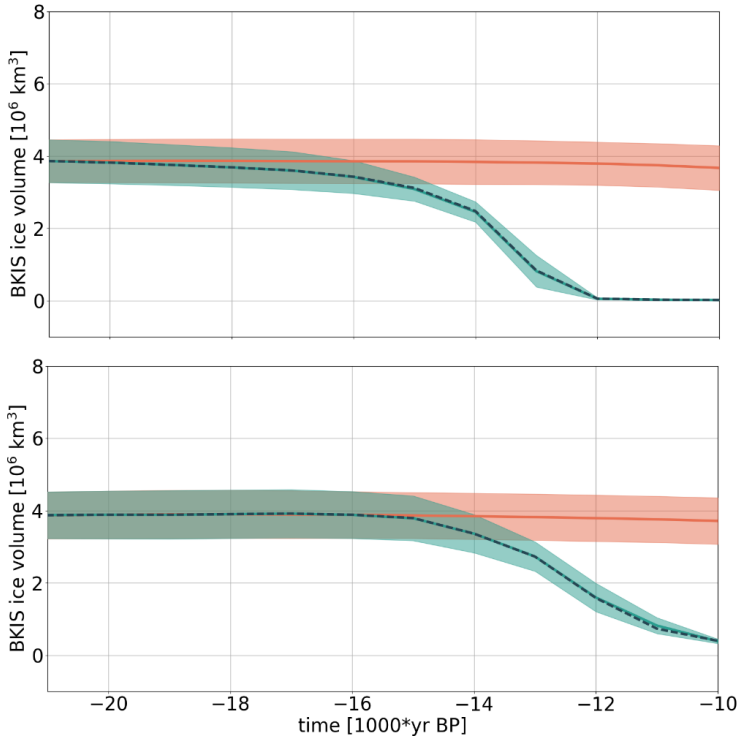

Figure 4.13 *: Évolution du volume de glace de BKIS moyenné sur les 5 simulations pour l'expérience DEGLA-ATMFIX (rouge) et DEGLA-OCEFIXE (vert) avec l'index iLOVECLIM (haut) et TRACE21k (bas). Les zones ombragées représentent l'écart type des 5 simulations forcées par différents climats PMIP3/PMIP4. La courbe en pointillé représente les résultats obtenus dans les simulations standard.*

Enfin, la dynamique de la fonte de EIS dans les expériences DEGLA-OCEFIXE s'avère presque identique à celle des expériences précédentes présentées dans la section 4.5.1, où les forçages atmosphérique et océanique varient conjointement. En comparant les résultats des expériences DEGLA-ATMFIX et DEGLA-OCEFIXE avec les simulations standards, nous montrons que les variations du volume de glace de l'expérience DEGLA-OCEFIXE sont très proches de ceux obtenus avec les expériences standards (courbes en pointillés sur la figure 4.13). Par conséquent,

ces résultats nous amènent à conclure qu'avec le modèle GRISLI2.0, l'augmentation des températures océaniques dans les expériences initiales (tableau 4.1) n'a pas d'incidence significative sur la dynamique de la déglaciation de EIS, contrairement à ce qui avait été démontré dans le chapitre 3, où l'augmentation conjointe des températures océaniques et atmosphériques pouvait entraîner des effets non linéaires sur la réponse de EIS. Ce résultat s'explique par le fait que les températures océaniques augmentent tardivement dans nos simulations de déglaciation, notamment avec l'index TRACE21k, comparé aux températures atmosphériques. Par conséquent, EIS étant fortement sensible à des augmentations de température atmosphérique, toute la glace a déjà fondu dans certaines régions lorsque les températures océaniques commencent à augmenter.

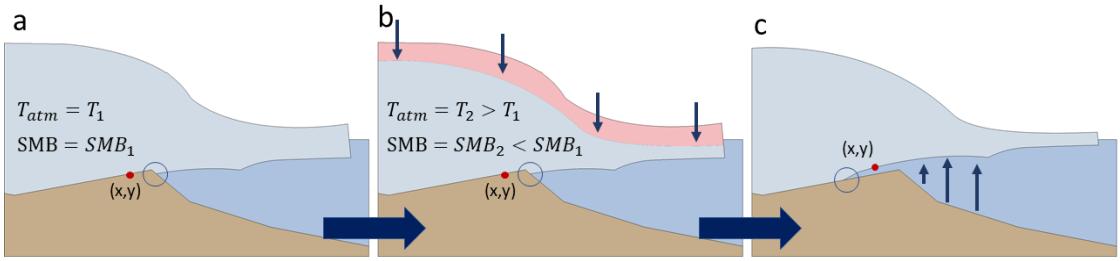

***Figure 4.14** : Représentation schématique du déplacement de la ligne d'échouage provoqué par une fonte de surface. Le cercle bleu représente la position de la ligne d'échouage. La figure à gauche (a) montre une calotte en équilibre avec son environnement, de température atmosphérique T_1 et de SMB_1, avec une ligne d'échouage posée sur une pente ascendante. Dans la figure du milieu (b), la température atmosphérique a augmenté passant de T_1 à T_2, provoquant une fonte de surface et donc une diminution de l'épaisseur de glace (en rouge). La figure de droite (c) montre la conséquence de cette fonte de surface. La diminution de l'épaisseur de glace entraîne une diminution de la masse de la glace au-dessus du point (x,y). Par conséquent, si la masse de la colonne de glace au-dessus du point (x,y) n'est plus assez élevée comparée à la poussée d'Archimède, alors la glace se met à flotter. De fait, la ligne d'échouage initialement située sur une pente ascendante peut reculer et se retrouver sur une pente rétrograde.*

Le recul soudain de la région de Bjørnøyrenna simulé dans le cadre des expériences DEGLA-OCEFIXE suggère qu'un MISI peut être déclenché en modifiant uniquement le forçage atmosphérique. Ce phénomène peut être expliqué de la manière suivante : si le bilan de masse de surface devient négatif, en raison par exemple d'une augmentation de la température atmosphérique, l'épaisseur de glace diminue. Si la fonte est suffisamment importante, les zones englacées à proximité de la ligne d'échouage vont alors se mettre à flotter (voir figure 4.14). La calotte peut alors basculer dans un état instable (c'est-à-dire que la ligne d'échouage se trouve sur une pente rétrograde) et reculer brusquement.

La fonte à la surface des calottes marines peut aussi avoir pour effet d'augmenter le taux de fonte basale sur l'ensemble de la calotte. En effet, comme le montre la figure 4.14a, seule une petite partie de la calotte est en contact avec l'océan. Lorsqu'une portion de la calotte se met à flotter (voir figure 4.14c), la surface en contact avec l'océan augmente, ce qui entraîne une augmentation du taux de fonte basale sur toute la calotte (Figure 4.15). On a donc ici une rétroaction positive de la fonte basale qui va accélérer le recul de la glace.

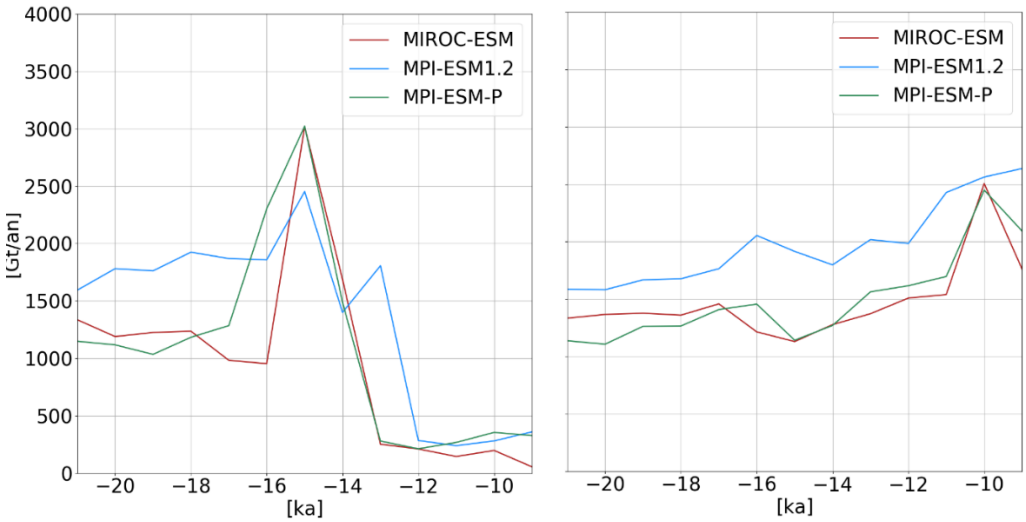

***Figure 4.15** : Somme de la fonte basale calculée pour l'expérience DEGLA-OCEFIX (à gauche) et pour DEGLA-ATMFIX (à droite) en fonction des différents forçages climatiques dans la région de Bjørnøyrenna. Les simulations forcées par les deux modèle IPSL ne sont représentées car aucune variation significative de la fonte basale est observée.*

4.5.3 Test de sensibilité à différentes valeurs du facteur de transfert

Comme nous l'avons exposé au chapitre 3, nous constatons que la calotte eurasienne ne réagit pas significativement aux variations des températures océaniques. En revanche, il a été démontré qu'avec le modèle GRISLI2.0, la calotte de glace EIS peut se montrer sensible aux augmentations de température océaniques pour des valeurs de Kt supérieures à 25 m °C^{-1}an^{-1} (van Aalderen et al., 2023). Pour aller plus loin, nous avons entrepris une nouvelle série d'expériences, en faisant varier le forçage océanique entre un climat DMG et un climat préindustriel, tout en maintenant constant le forçage atmosphérique, que nous avons nommé DEGLA-ATMFIX-50. Cette série d'expériences a été réalisée en utilisant l'indice climatique *i*LOVECLIM et en fixant le facteur de transfert à 50 m °C^{-1}an$^{-1,}$ au lieu de 7 m °C^{-1}an^{-1} dans la paramétrisation de la fonte basale (Eq. 12)

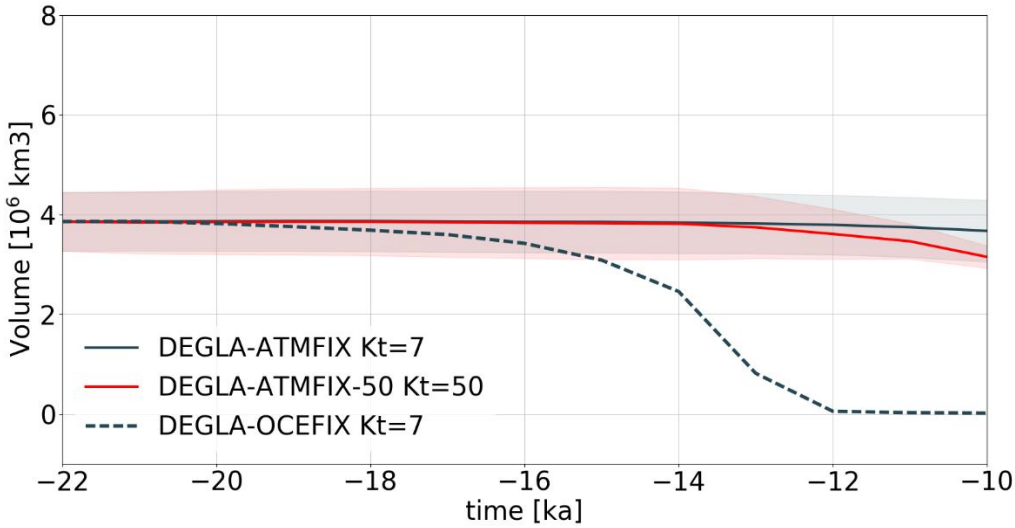

Figure 4.16 *: Évolution du volume de glace de BKIS pour l'expérience DEGLA-ATMFIX avec l'index iLOVECLIM (noir) et pour l'expérience DEGLA-ATMFIX-50 avec l'index iLOVECLIM (rouge) et pour l'expérience DEGLA-OCEFIX (pointillé). Les zones colorées représentent l'écart type des 5 simulations forcées par différents climats PMIP3/PMIP4.*

La figure 4.16 présente l'évolution du volume de glace pour l'expérience DEGLA-ATMFIX-50 (Kt = 50 m °C^{-1}an^{-1}) comparée à l'expérience DEGLA-ATMFIX (Kt = 7 m °C^{-1}an^{-1}). Nous observons une légère réduction du volume de glace dans le cadre de l'expérience DEGLA-ATMFIX-50 par rapport à l'expérience DEGLA-ATMFIX. Cependant, il est important de noter que cette réduction du volume de glace ne commence qu'à environ -14 000 ans et n'atteint que 1.5 10^6 km^3 sur une période de 4 000 ans, ce qui diffère considérablement des reconstructions DATED-1, ICE-6G_C et GLAC-1D.

La réduction du volume de glace coïncide avec une augmentation des températures océaniques de ~2°C, comparé au DMG, à des profondeurs comprises entre 200 et 750 mètres dans la mer du Groenland (figure 4.8). Ces résultats concordent avec les conclusions du chapitre précédent qui mettaient en évidence la sensibilité de BKIS aux valeurs de Kt supérieures à 25 m °C^{-1}an^{-1}. Par conséquent, comme démontré dans le chapitre 3, un seuil critique de la valeur de la fonte basale doit être atteint afin de déclencher le recul de BKIS. Ce seuil dépend alors fortement des températures océaniques et de la valeur de Kt utilisée.

4.6 CONCLUSIONS

Dans cette étude, nous mettons en lumière le rôle prépondérant des variations du forçage atmosphérique dans le recul de la calotte EIS lors de la dernière déglaciation, en utilisant le modèle GRISLI2.0. De plus, nous avons pu identifier que le recul de la glace dans la région de Bjørnøyrenna était essentiellement dû à une instabilité mécanique qui, selon nos simulations, serait provoquée par

l'élévation des températures atmosphériques (+3 à +4°C en annuelle).

Les MISI étant initiées par une diminution de l'épaisseur de glace au niveau de la ligne d'échouage, nous montrons ici qu'un bilan de masse de surface négatif peut aussi conduire à cette instabilité. On associe habituellement le MISI à un recul de la ligne d'échouage initié par la fonte basale sous les *ice-shelves* car c'est essentiellement ce processus qui est à l'œuvre en Antarctique actuellement. En effet, actuellement le climat y est encore suffisamment froid pour que la fonte de surface reste très faible et marginale par rapport à la fonte basale. En revanche, d'après le scénario le plus pessimiste, le dernier rapport du GIEC (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2021) indique une augmentation des températures annuelles d'environ 3°C en Antarctique de l'Ouest d'ici 2050, par rapport à la période 1850-1900, ce qui pourrait favoriser la fonte en surface de la calotte. Par conséquent, l'Antarctique de l'Ouest pourrait se retrouver dans une situation analogue à celle de la calotte EIS lors de la dernière déglaciation, et subir un recul brutal.

5 CHAPITRE 5 : INFLUENCE DES CALOTTES SUR LE CLIMAT LORS DE LA DERNIERE DEGLACIATION

5.1 INTRODUCTION

Les études précédentes ont permis de mettre en évidence l'importance relative des différents processus responsables du recul de la calotte eurasienne simulé avec le modèle GRISLI2.0 au cours de la dernière déglaciation. En particulier j'ai montré que l'augmentation des températures atmosphériques était l'un des processus majeurs pour la fonte de EIS alors que la fonte basale ne jouait qu'un rôle mineur sauf dans le cas de valeurs élevées du taux de fonte. Ces travaux offrent un nouveau regard par rapport aux études antérieures (Alvarez-Solas et al., 2019; Petrini et al., 2020) sur la sensibilité de la calotte au forçage océanique, et en particulier sur celle de la calotte marine BKIS. Toutefois, les travaux présentés dans les chapitres 3 et 4 soulignent implicitement un certain nombre de limitations liées au protocole expérimental. Tout d'abord, l'approche suivie ne permet pas de tenir compte de l'influence de la calotte sur le climat global.

De plus, afin de réaliser une climatologie évolutive de la dernière déglaciation, la méthodologie employée a nécessité l'utilisation d'index climatiques basés sur les résultats de simulations transitoires. Or cette approche soulève des interrogations sur l'impact des différents biais liés au modèle de climat utilisé pour réaliser la déglaciation transitoire et à la dépendance des résultats obtenus à l'index climatique choisi.

Enfin, un défi majeur se présente lorsque le recul de la glace laisse place à de l'océan et qu'aucune donnée océanique provenant des GCMs n'existe. Cette lacune m'a contraint à recourir à une démarche *ad hoc* pour fournir des données de température océanique et de salinité, mais ceci soulève des questions sur la pertinence de ces approximations.

Une solution potentielle pour surmonter ces limitations serait d'utiliser un modèle de climat entièrement couplé à un modèle de calottes. C'est le cas du modèle *i*LOVECLIM mais il s'agit d'un modèle de complexité intermédiaire qui n'offre qu'une représentation très simplifiée de l'atmosphère. À l'inverse, des modèles de type GCM et couplés à un modèle de calottes polaires ne sont pas encore disponibles au LSCE. L'utilisation de tels outils permettrait de bien représenter l'ensemble des rétroactions entre les différentes composantes du système climatique, mais elle s'accompagne également de défis techniques importants, notamment pour tenir compte de l'évolution du masque terre-océan ou des endroits précis où les flux d'eau douce issus de la fonte de la glace sont déversés. Enfin, elle présente aussi des contraintes liées au temps de calcul élevé, en particulier pour les simulations transitoires sur de longues périodes de temps.

En l'absence de modèles complètement couplés, je me suis orienté vers une

approche alternative basée sur l'utilisation du modèle IPSL-CM5-A2 pour réaliser une simulation transitoire de la dernière déglaciation tout en modifiant à certaines périodes les conditions limites des calottes données par la reconstruction GLAC-1D. Contrairement aux études présentées dans les chapitres précédents, je considère ici les trois calottes glaciaires de l'hémisphère nord ainsi que la calotte antarctique. Cette démarche doit être considérée comme une approche exploratoire avant de réaliser le développement d'un « vrai » couplage climat-calotte. Elle vise d'une part à identifier les défis techniques à relever et qui seront abordés en détail au cours de ce chapitre, mais aussi à analyser la rétroaction des calottes sur le climat. J'étudierai en particulier l'impact du changement de géométrie des calottes, ce qui inclut à la fois l'effet d'albédo et la rétroaction température-altitude, ainsi que l'effet des flux d'eau douce issus de la fonte des calottes sur la circulation océanique.

5.2 METHODOLOGIE

5.2.1 Introduction

En l'absence de modèle couplé climat-calottes, Ivanovic et al. (2016) proposent de réaliser des simulations transitoires avec le modèle de climat en faisant varier les paramètres orbitaux (Berger, 1978) et les concentrations atmosphériques des GES (Bereiter et al., 2015; Loulergue et al., 2008; Schilt et al., 2010), tout en modifiant les conditions limites des calottes à certaines périodes clés (Figure 5.1). Ces conditions limites sont données par les reconstructions GLAC-1D ou ICE-6G_C. Concernant les décharges de flux d'eau douce dans l'océan résultant de la fonte des calottes glaciaires, trois protocoles différents sont suggérés. Le premier est basé sur un flux d'eau constant sur toute la durée de la simulation. Le deuxième protocole consiste à prendre en compte un flux d'eau douce cohérent avec l'évolution temporelle des reconstructions des calottes glaciaires. Enfin, le troisième ne prévoit pas d'ajout de flux d'eau douce; dans ce dernier cas, la simulation est considérée comme une simulation de contrôle.

Afin de réaliser des simulations transitoires, telle que la dernière déglaciation, le modèle IPSL-CM5A2 a été adapté par Sepulchre et al. (2020) à partir du modèle IPSL-CM5A-LR (Dufresne et al., 2013). Des développements techniques ont été réalisés à la fois sur les composantes individuelles et sur le système de couplage afin d'accélérer l'ensemble du modèle couplé permettant de simuler, au mieux, 90 jours en seulement 24 heures.

Le modèle IPSL-CM5A2 est composé de plusieurs composantes permettant de simuler la réponse de l'atmosphère, de l'océan et de la végétation à des variations de GES et d'insolation. IPSL-CM5A2 est construit sur des versions mises à jour des

composantes de IPSL-CM5A-LR et est configuré sur une grille régulière (longitude-latitude) aux mêmes résolutions horizontales et verticales, soit 3.75° x 1.875° et 39 niveaux verticaux pour le modèle atmosphérique LMDZ. La résolution horizontale du modèle de surface ORCHIDEE est la même que celle de LMDZ. Le modèle d'océan NEMO est construit sur une grille curvilinéaire de 2° avec un raffinement à 0.5° dans les tropiques et 31 niveaux verticaux (Figure 5.2). Une brève présentation de ces trois modèles est donnée dans la partie suivante. Une description complète des différentes composantes du modèle IPSL-CM5-A2 figure dans les articles de Sepulchre et al. (2020) et de Dufresne et al. (2013).

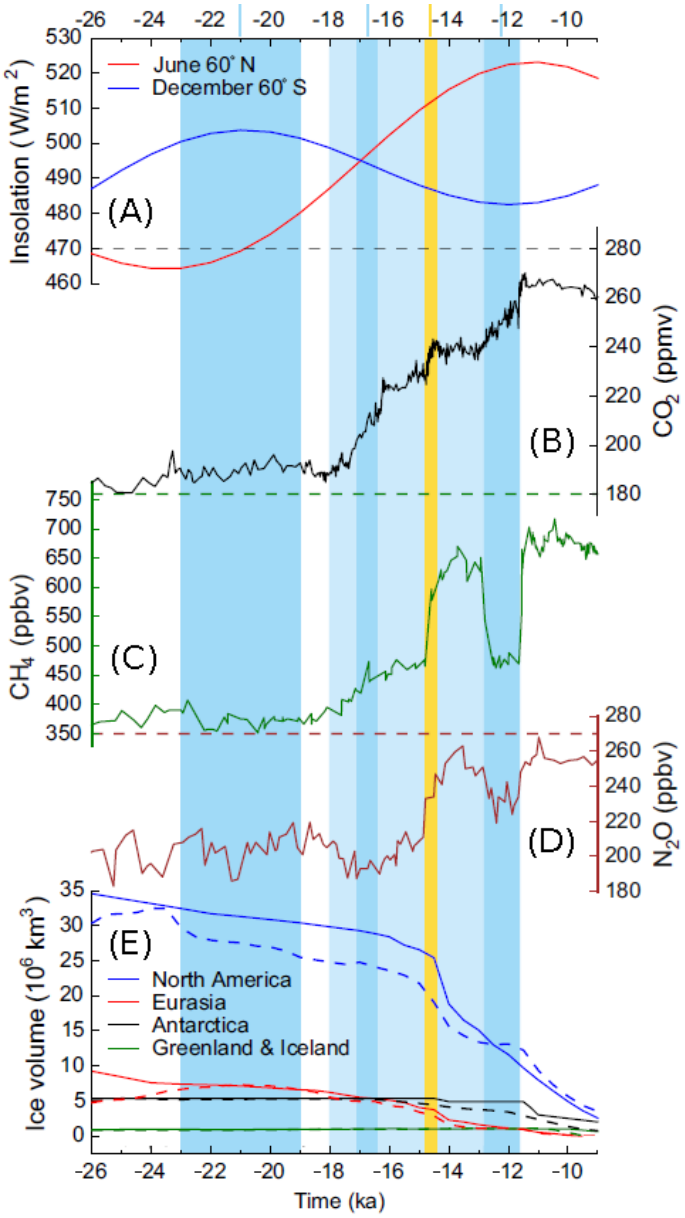

Figure 5.1 *: (A) Insolation de juin à 60°N et insolation de décembre à 60°S (Berger, 1978). (B) Concentration atmosphérique de dioxyde de carbone (Bereiter et al., 2015); la ligne pointillée noire indique la concentration préindustrielle. (C) Concentration atmosphérique de méthane (Loulergue et al., 2008); la ligne pointillée verte indique la concentration*

préindustrielle. (D) Concentration atmosphérique de protoxyde d'azote (Schilt et al., 2010); la ligne en pointillés bruns indique la concentration préindustrielle. (E) Volume des calottes glaciaires selon la reconstruction ICE-6G_C (lignes pleines; Peltier et al., 2015) et la reconstruction GLAC-1D (lignes pointillées; Briggs et al., 2014; Tarasov et al., 2012; Tarasov et Peltier, 2002). Adapté de Ivanovic et al. (2016).

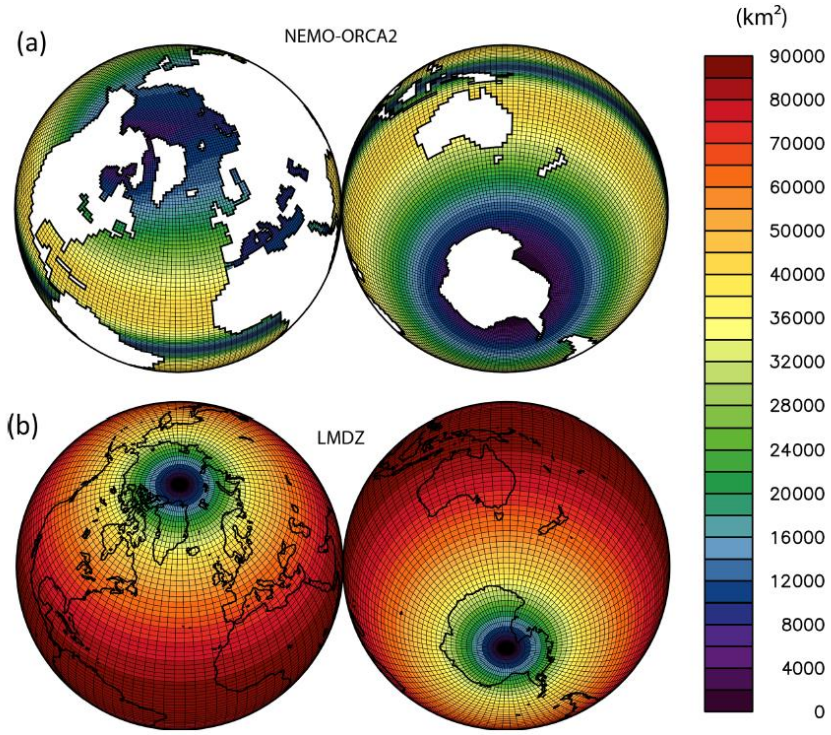

***Figure 5.2** : grille NEMO (a) et LMDZ (b), en km², montrant les raffinements de la grille océanique dans les tropiques et au-dessus de la mer Méditerranée, ainsi que le raffinement de la grille atmosphérique jusqu'aux pôles. Figure adaptée de Sepulchre et al. (2020).*

5.2.2 Les composantes principales de l'IPSL-CM5A2

LMDZ – Le modèle LMDZ est développé au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) en France. Il se base sur la discrétisation des équations fondamentales de la météorologie, décrivant les mouvements des masses d'air, ainsi que sur un ensemble de paramétrisations physiques. Ces dernières permettent de représenter, par exemple, l'impact de processus tels que la turbulence, le forçage radiatif des nuages et la convection en se basant sur leurs propriétés statistiques à travers la colonne atmosphérique. En effet, étant donné que ces processus à petite échelle ne peuvent pas être directement représentés sur une grille horizontale avec des mailles d'une résolution de quelques centaines de km, ils sont calculés via des paramétrisations.

NEMO – Le modèle de circulation océanique NEMO intègre divers aspects de la physique océanique et de la thermodynamique de la glace de mer (Dufresne et al., 2013). Plus précisément, il comprend une représentation de la physique et de la dynamique de l'océan sous le nom de NEMO-OPA, de la thermodynamique de la

glace de mer appelée NEMO-LIM2 ainsi que la biogéochimie marine via NEMO-PISCES. Les variables océaniques telles que la température, la salinité et les vitesses sont représentées sur une grille en 3D appelée ORCA2 (Figure 5.3). Cette grille est conçue de manière à permettre la construction d'un maillage océanique orthogonal curvilinéaire, sans présenter de points de singularité sur un point du domaine océanique. Par conséquent, elle comporte deux pôles nord positionnés sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie ainsi qu'un pôle sud situé en Antarctique (Figure 5.3).

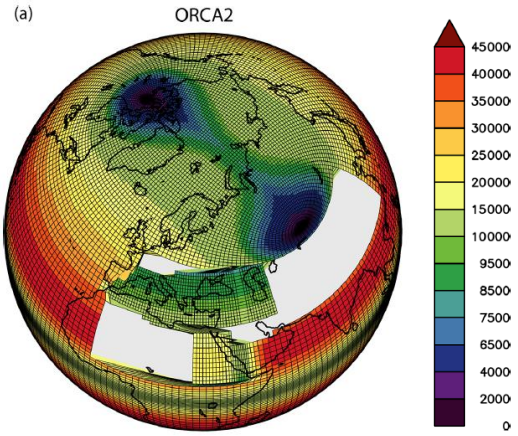

Figure 5.3 *: grille ORCA2. Les couleurs indiquent la résolution spatiale en km^2. Les zones grisées montrent les raffinements de la grille sur la Méditerranée, la mer Rouge, la mer Noire et la mer Caspienne. Les centres des zones bleues montrent les deux pôles positionnés sur des points de nature terre. Les zones blanches sont des zones situées au-dessus de continents et où aucun calcul n'est réalisé. Figure adaptée de Sepulchre et al. (2020)*

ORCHIDEE – Le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE permet de modéliser les interactions entre l'atmosphère et la surface terrestre, incluant les flux d'eau, d'énergie et de carbone. Ce modèle se base sur le concept des types de plantes fonctionnels (PFTs) afin de représenter la répartition de la couverture végétale en utilisant un nombre restreint de paramètres en fonction des caractéristiques physiologiques, phénologiques et climatiques. Ces PFTs sont classés en 15 catégories distinctes, allant des zones non couvertes de végétation aux terres agricoles, en englobant une variété de types forestiers tels que les forêts boréales, tempérées et tropicales.

OASIS – Le couplage de l'océan et du modèle de surface avec l'atmosphère est réalisé grâce à l'outil OASIS3-MCT (Model Coupling Toolkit; Valcke, 2013) dans IPSL-CM5A2. Le modèle atmosphérique présente une subdivision fractionnée de la surface terre-mer, où chaque maille est divisée en quatre sous-surfaces correspondant à la terre, à l'océan libre, à la glace de mer ou aux glaciers et calottes de glace. Le coupleur OASIS3-MCT est employé pour l'interpolation et

l'échange de variables, ainsi que pour synchroniser le modèle LMDZ avec les modèles NEMO et ORCHIDEE.

5.2.3 Adaptation du modèle IPSL-CM5A2 aux simulations transitoires

Afin de mettre en place le protocole proposé par Ivanovic et al. (2016), j'ai effectué quelques modifications que je présente ci-dessous.

GES et paramètres orbitaux - Pour tenir compte des variations des GES et des paramètres orbitaux, j'ai créé plusieurs fichiers de forçage contenant les valeurs des concentrations atmosphériques en CO_2, CH_4 et N_2O (Bereiter et al., 2015; Loulergue et al., 2008; Schilt et al., 2010), ainsi que les valeurs d'excentricité, d'obliquité et de précession (Berger, 1978). Cette étape a également nécessité quelques modifications dans le modèle LMDZ afin qu'il puisse lire et mettre à jour annuellement les valeurs de GES et des paramètres astronomiques.

Calottes de glace – Pour tenir compte des modifications des conditions limites des calottes glaciaires et de leur impact sur le climat, j'ai choisi d'interrompre les simulations climatiques à chaque période où une diminution significative du volume de glace est observée dans les reconstructions (Figure 5.5) et de modifier les conditions limites liées à la géométrie des calottes (épaisseur et extension), puis de relancer la simulation à partir du point d'arrêt. Cette approche s'avère assez laborieuse et exige plusieurs heures de travail pour être accomplie. Notre choix a été de contraindre la géométrie des calottes de glace en utilisant la reconstruction GLAC-1D du fait d'une précision temporelle plus fine que celle de la reconstruction ICE-6G_C.

Flux d'eau douce – J'ai opté pour l'adoption du protocole numéro 2, tel qu'exposé dans l'étude d'Ivanovic et al. (2016) pour intégrer l'impact des flux d'eau douce issus de la fonte des calottes dans nos simulations. Pour calculer ces flux, j'ai subdivisé chaque calotte en plusieurs secteurs (voir Figures 5.4a, c, e). La variation de volume de glace entre deux périodes consécutives (voir Fig. 5.5 et tableau 5.1) dans chacun de ces secteurs est ensuite convertie en flux d'eau douce dans les bassins de déversement situés le long des côtes respectives de chacun des secteurs. Chaque bassin de déversement est associé à une région spécifique de la calotte et leur localisation reste fixe dans le temps (voir Figure 5.4). Il est important de noter que les déversements d'eau de fonte n'introduisent pas d'énergie thermique supplémentaire dans l'océan (i.e. la température océanique n'est pas impactée par les flux d'eau douce).

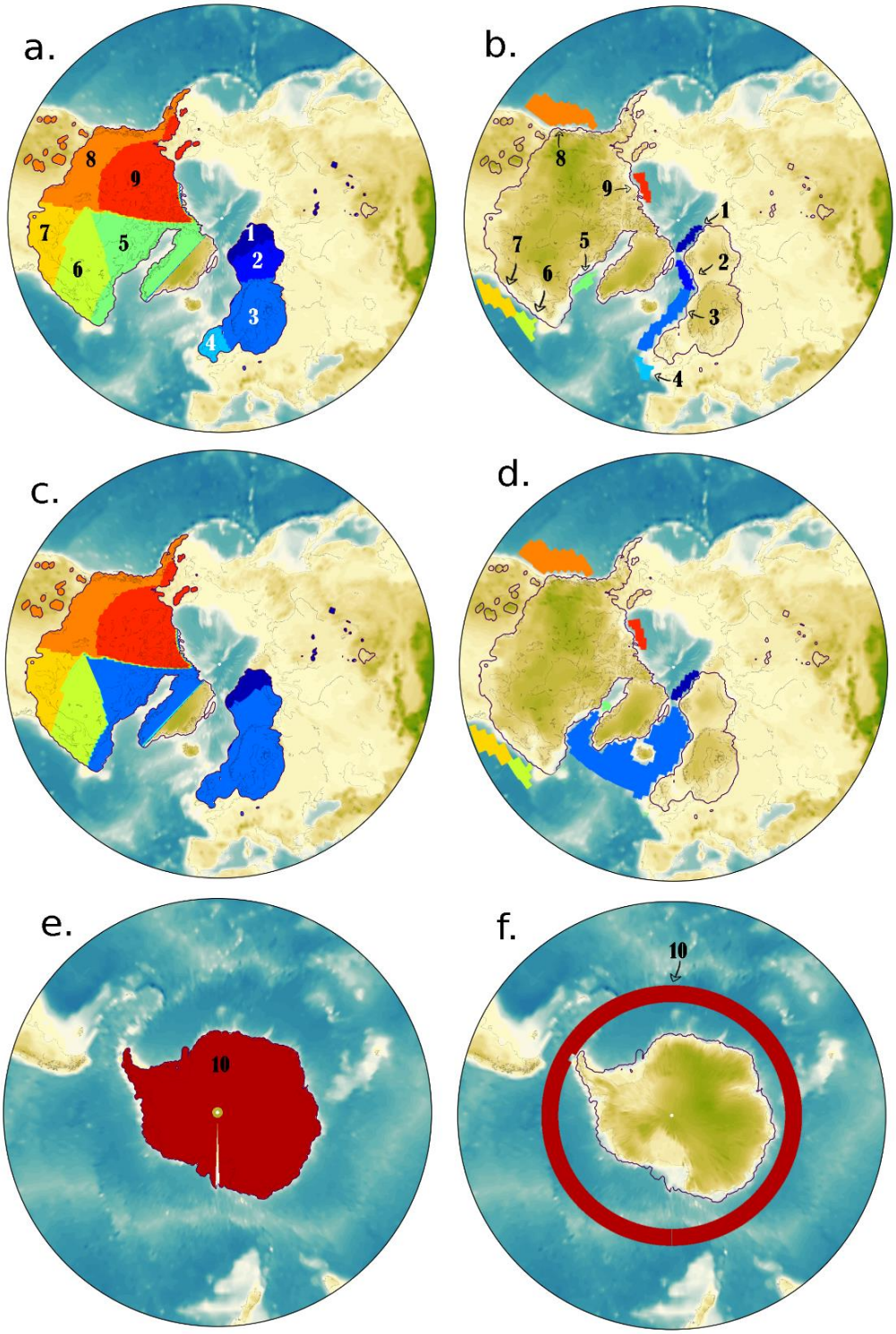

Figure 5.4 *: a, e : Découpage des calottes de glace en différentes sections en vue de mesurer la variation du volume de glace fondue entre deux périodes de temps distinctes. b, f : localisation des bassins de décharge correspondant aux secteurs. Chaque couleur de ces zones de rejet correspond à la même couleur que celle utilisée dans les sections du panneau a et e. c, d : mêmes légendes que celles du panneau a et b, mais pour une localisation différente des zones de rejet.*

5.2.4 Protocole expérimental

Comme précisé au début de ce chapitre, l'objectif principal de cette série d'expériences réalisées avec le modèle IPSL-CM5A2 est d'examiner les rétroactions climat-calottes de glace au cours de la dernière déglaciation. Pour cela, j'ai mené trois types d'expériences, décrites plus en détail ci-dessous. Pour chaque expérience, le modèle IPSL-CM5A2 a simulé la période de la dernière déglaciation de -21 000 ans à -13 500 ans en faisant varier tous les ans les concentrations de GES et les paramètres astronomiques.

Contrôle – La première expérience consiste en une simulation de contrôle. Dans ce scénario, conformément aux recommandations d'Ivanovic et al. (2016), j'ai choisi de faire évoluer la géométrie des calottes au cours du temps sans ajouter de flux d'eau douce. Pour la période de -21 000 ans à -15 500 ans, j'ai identifié deux périodes avec une réduction abrupte du volume de glace, l'une à -18 400 ans et l'autre à -16 500 ans (Figure 5.5). Par conséquent, la période de -21 000 ans à -18 400 ans a été simulée avec les calottes du DMG, la période de -18 400 ans à -16 500 ans avec celles de -18 400 ans, et la période de -16 500 ans à -15 500 ans avec celles de -16 500 ans (voir Tableau 5.1). Pour la suite de la simulation, couvrant la période de -15 500 ans à -13 500 ans, les conditions limites des calottes ont été actualisées tous les 500 ans afin de mieux reproduire l'impact potentiel des variations abruptes du volume de glace lors de l'événement MWP1A.

Période (ka)	21–18.4	18.4–16.5	16.5–15.5	15.5–15	15–14.5	14.5–14	14–13.5
CL calottes	21	18.4	16.5	15.5	15	14.5	14
Numéro de la période	1	2	3	4	5	6	7

Tableau 5.1 *: Ligne 1 : Périodes (en ka) sur lesquelles les conditions limites des calottes de glace ne varient pas. Ligne 2 : Dates des reconstructions en ka de la géométrie des calottes de glace utilisées pour chaque période. Ligne 3 : Numéros attribués à chaque période. CL : conditions limites*

Impact de la géométrie des calottes – Afin d'explorer la sensibilité du modèle IPSL-CM5A2 aux changements liés à l'évolution des calottes de glace, j'ai initié une nouvelle série d'expériences où je maintiens inchangées les conditions limites des calottes de glace. À cette fin, j'ai réalisé trois nouvelles simulations. La première, nommée "degla-cl-18.4", suit le même protocole que la simulation de contrôle. Cependant, à la date de -16 500 ans, la géométrie des calottes n'est pas modifiée et reste telle qu'elle était à -18 400 ans jusqu'à -13 500 ans. Les simulations "degla-cl-16.5" et "degla-cl-15.5" suivent la même approche que la simulation précédente, en conservant respectivement les reconstructions GLAC-1D des calottes à -16 500 ans et -15 500 ans jusqu'à la fin des expériences. Cette méthodologie permet ensuite de comparer les résultats de ces nouvelles simulations à ceux de

l'expérience de contrôle. Le Tableau 5.2 résume les périodes auxquelles les conditions limites des calottes de glace ont été actualisées dans le cadre de ces trois nouvelles expériences. Il faut toutefois noter que suite à un problème technique, l'expérience degla-cl-18.4 s'est arrêtée à la fin de la période 3 (-15 500 ans).

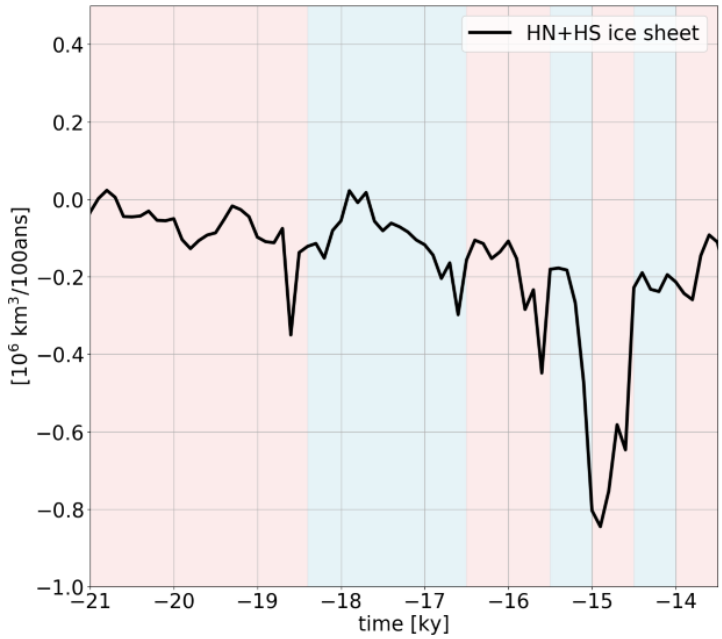

Figure 5.5 *: Vitesse de la fonte du volume total de glace (hémisphère nord + hémisphère sud) en fonction du temps.*

Exp	degla-cl-18.4						
Période (ka)	21–18.4	18.4–16.5	16.5–15.5				
CL calottes	21	18.4	18.4				
Exp	degla-cl-16.5						
Période (ka)	21–18.4	18.4–16.5	16.5–15.5	15.5–15	15–14.5	14.5–14	14–13.5
CL calottes	21	18.4	16.5	16.5	16.5	16.5	16.5
Exp	degla-cl-15.5						
Période (ka)	21–18.4	18.4–16.5	16.5–15.5	15.5–15	15–14.5	14.5–14	14–13.5
CL calottes	21	18.4	16.5	15.5	15.5	15.5	15.5

Tableau 5.2 *: Lignes 1, 4 et 7 : Noms des expériences. Lignes 2, 5 et 8 : Périodes (en ka), pour lesquelles différentes reconstructions ont été utilisées. Lignes 3, 6 et 9 : Dates des reconstructions (en ka) des calottes de glace utilisées pour chaque période. CL : conditions limites*

Impact des flux d'eau douce – La dernière série d'expériences vise à étudier la sensibilité du modèle aux décharges d'eau de fonte dans l'océan et à l'approche suivie pour injecter ces flux d'eau. Chaque expérience de cet ensemble suit le même protocole que la simulation de contrôle, à la différence que les flux d'eau de fonte sont ajoutés à l'océan. Dans la première expérience (degla-FWF), on ajoute les flux d'eau douce correspondant à la perte de masse des calottes de glace entre les différentes périodes présentées dans le tableau 5.1. L'eau est

injectée dans les bassins correspondants aux différents secteurs présentés dans la figure 5a,e. Le flux total, pour chaque période, est illustré sur la Figure 5.6.

La deuxième expérience, degla-FWF-100, suit la méthode de l'expérience degla-FWF, mais cette fois-ci les flux d'eau douce sont mis à jour tous les 100 ans. En raison d'une résolution temporelle plus fine dans l'expérience degla-FWF-100, on a sur certaines périodes des quantités d'eau douce plus importantes relâchées dans l'océan que dans l'expérience degla-FWF (Figure 5.6). Dans le cas de l'expérience degla-FWF, le pic est atteint pour la période 5 (-15 000 – -14 500 ans), avec un flux d'environ 0.27 Sv, tandis que pour l'expérience "degla-FWF-100", le pic se produit entre -14 500 ans et -14 400 ans avec un flux d'environ 0.49 Sv (voir Figure 5.6). En comparant les résultats entre "degla-FWF" et "degla-FWF-100ans", je peux ainsi analyser la sensibilité du modèle à des flux d'eau douce différents même si l'intégrale reste la même.

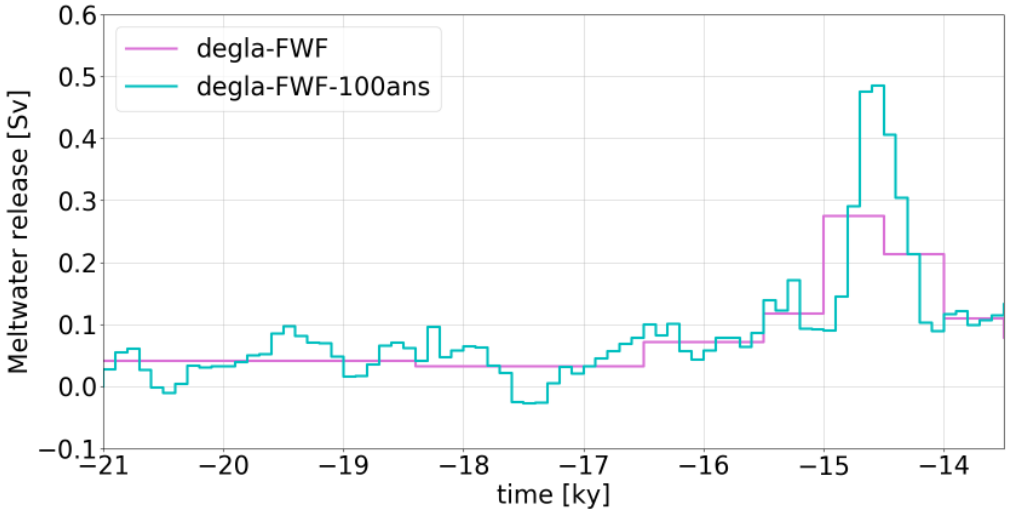

Figure 5.6 *: Flux d'eau douce global calculé pour les expériences degla-FWF (rose) et degla-FWF-100ans (bleue)*

Enfin, une dernière expérience a été menée (degla-FWF-Atl). Celle-ci s'appuie sur les résultats de différentes études qui ont souligné une sensibilité accrue de l'AMOC lorsque les rejets d'eau douce sont directement injectés dans les zones de convection (Roche et al., 2010). Pour tester la réponse du modèle IPSL-CM5A2 à la localisation des zones de déversement, j'ai choisi de rejeter les flux d'eau douce issus des bassins versants bordant l'océan Atlantique Nord dans un seul bassin englobant les zones de convection de l'Atlantique Nord (voir Figure 5.4c, d). De la même manière que l'expérience degla-FWF, les flux d'eau douce sont mis à jour en fonction des périodes présentées dans le tableau 5.1.

Dans ces trois expériences, la zone de rejet d'eau douce issue de l'Antarctique se situe uniformément le long de l'Antarctique (Figure 5.4e,f).

Il est important de signaler qu'en raison d'une erreur de manipulation des fichiers de forçage, les flux d'eau douce n'ont été pris en compte qu'à partir de -15 000 ans, et non à partir de -21 000 ans. Compte tenu de la durée des simulations et du temps dont je disposais, je n'ai pu relancer les simulations depuis -21 000 ans. Bien que les flux d'eau au cours de la période -21 000 ans – -15 000 ans soient relativement faibles comparés à ceux relâchés lors du MWP1A, cette erreur de manipulation aura potentiellement un impact sur le comportement de l'AMOC.

Exp	degla-FWF		
Période (ka)	15–14.5	14.5–14	14–13.5
CL calottes	15	14.5	14
Exp	degla-FWF-100		
Période (ka)	15–14.5	14.5–14	14–13.5
CL calottes	15	14.5	14
Exp	degla-FWF-Atl		
Période (ka)	15–14.5	14.5–-14	14–13.5
CL calottes	15	14.5	14

Tableau 5.3 *: Lignes 1, 4 et 7 : Noms des expériences. Lignes 2, 5 et 8 : Périodes (en ka) pour lesquelles différentes reconstructions ont été utilisées. Lignes 3, 6 et 9 : Dates des reconstructions (en ka). CL : conditions limites*

5.2.5 Initialisation du modèle après mise à jour des conditions limites

Plusieurs problèmes surviennent à différentes étapes de ce processus de mise à jour des conditions limites.

Tout d'abord, lorsque la topographie des calottes est actualisée, il est essentiel d'effectuer une simulation d'un an avec le modèle LMDZ en utilisant les conditions atmosphériques du dernier pas de temps avec la nouvelle topographie. Cette étape permet de mettre à jour les vitesses des courants atmosphériques ainsi que les différentes variables climatiques qui dépendent de l'altitude dans les zones où l'épaisseur de la glace a changé.

Une deuxième complication survient lorsque des points de la grille qui étaient précédemment recouverts par de la glace deviennent des points océaniques. Pour pouvoir redémarrer les simulations avec le modèle IPSL-CM5A2, il est nécessaire de fournir des valeurs de température océanique, de salinité et de vitesse des courants océaniques dans ces nouvelles zones. Pour cela, j'ai choisi d'appliquer à ces nouvelles zones les températures et la salinité du point océanique le plus proche. Les vitesses des courants océaniques dans ces nouvelles zones ont été fixées à 0 m s^{-1}. Pour introduire une dynamique dans ces zones, j'effectue une simulation d'un an avec le modèle IPSL-CM5A2 en utilisant les nouvelles conditions atmosphériques calculées précédemment, ainsi que les températures océaniques

et la salinité étendues aux nouvelles zones. Les paramètres astronomiques ainsi que les GES sont fixés à la date de fin de la dernière période. La Figure 5.7 illustre l'initialisation du modèle de climat entre deux périodes.

L'initialisation de IPSL-CM5A2 avec la nouvelle topographie ainsi que les nouvelles valeurs de températures océaniques, de salinité et de vitesses des courants marins doit être effectuée à chaque mise à jour des conditions limites des calottes glaciaires. Une fois que ces deux étapes d'initialisation sont achevées, le modèle est prêt pour simuler la nouvelle période transitoire.

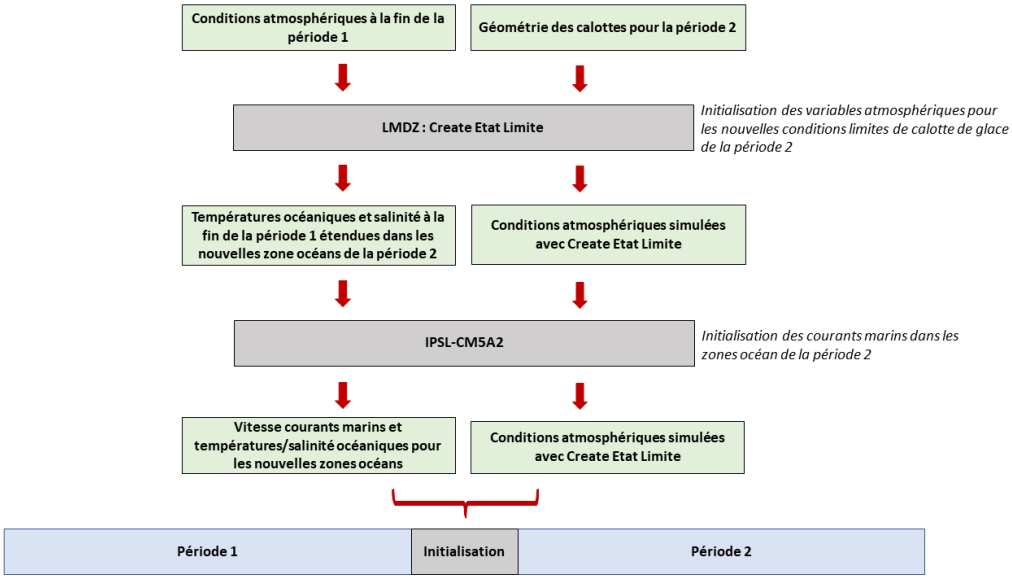

Figure 5.7 *: Schématisation des différentes procédures d'initialisation du modèle IPSL-CM5A2 pour chaque changement de condition limite des calottes de glace*

5.3 RESULTATS

5.3.1 Initialisation : DMG

Effectuer des expériences avec un modèle de climat nécessite de partir d'un état initial dans lequel les différentes composantes sont en équilibre avec les conditions limites. La simulation d'équilibre pour le DMG a été réalisée par Sébastien Nguyen sur une durée de 1 500 ans en utilisant la reconstruction GLAC-1D et en suivant le protocole proposé par Ivanovic et al. (2016). La Figure 5.8 illustre l'évolution temporelle des températures océaniques globales de surface ainsi que des températures océaniques moyennées entre la surface et une profondeur de 3000 mètres. Au cours des 500 dernières années, ces variations ne dépassent pas 0.15°C et 0.1°C respectivement.

L'océan profond est l'une des composantes du système climatique ayant des temps de réponse les plus longs face à des variations climatiques. Ceci signifie que

si les températures de l'océan profond sont équilibrées avec le nouveau climat, alors nous pouvons supposer que toutes les autres composantes, telles que l'atmosphère, demeurent également équilibrées. Par conséquent, compte tenu de ces faibles variations (Figure 5.8), il est raisonnable de considérer que le climat simulé est en équilibre avec les conditions aux limites.

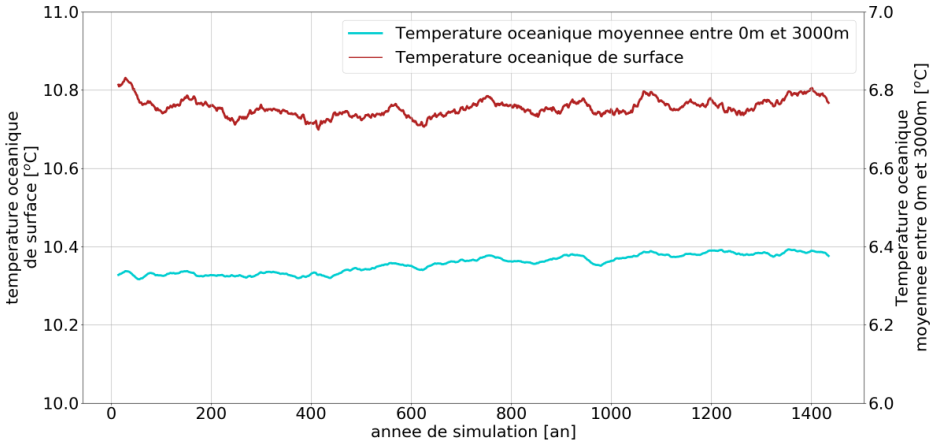

***Figure 5.8** : Évolution temporelle des températures océaniques globales à la surface et moyennées entre 0 et 3000 m de profondeur dans la simulation d'équilibre.*

C'est cet état d'équilibre qui servira d'état initial pour toutes les expériences de déglaciation décrites dans la précédente section.

Il convient toutefois de souligner que le modèle IPSL-CM5A2 présente divers biais tels qu'un biais chaud des températures globales à 2 m comparé aux observations préindustrielles ou un biais froid des températures océaniques de surface dans la région du Labrador par exemple (Sepulchre et al., 2020). Certains de ces biais ont été partiellement corrigés lors du passage du modèle IPSL-CM5A-LR au modèle IPSL-CM5A2, notamment en modifiant l'impact des nuages sur le forçage radiatif, ce qui a permis d'augmenter la température de surface annuelle moyenne de 11.3°C à 13.2°C en conditions préindustrielles, une valeur plus conforme aux données de reconstruction (Sepulchre et al., 2020). Cependant, d'après la comparaison avec les réanalyses ERA-Interim (Dee et al., 2011), des biais froids persistent toujours dans l'Atlantique Nord, l'Arctique et le Groenland pour la période actuelle.

5.3.1.1 Comparaison modèle - données

Au-delà des biais climatiques observés dans les conditions préindustrielles et actuelles, il est important d'examiner comment ceux-ci se propagent dans la simulation du DMG et si d'autres biais interviennent. Pour cela, j'ai comparé les résultats de la simulation d'équilibre réalisée par Sébastien Nguyen aux reconstructions de Tierney et al. (2020) et d'Annan et al. (2022) au DMG (voir

Figure 5.9).

Tierney et al. (2020) réalisent une assimilation de données en utilisant le modèle climatique iCESM (Brady et al., 2019) et un ensemble de 956 indicateurs climatiques. Annan et al. (2022) suivent une approche similaire, mais ils se basent sur un ensemble plus conséquent d'indicateurs climatiques et utilisent plusieurs modèles CMIP pour effectuer l'assimilation de donnée. L'utilisation d'un ensemble de GCMs permet alors de lisser les potentiels biais de chaque GCM.

Selon les reconstructions de Tierney et al. (2020), le modèle IPSL-CM5A2 présente un biais chaud des températures de surface au-dessus de l'océan Austral et de l'océan Arctique (> +8°C), de l'océan Pacifique (+2°C à +4°C) ainsi qu'au-dessus de la calotte nord-américaine (+3°C). Des biais froids de plus faible amplitude sont aussi simulés au-dessus de l'Atlantique Sud, du Groenland et de la Fennoscandie ainsi qu'au-dessus des parties continentales des basses latitudes.

Les températures atmosphériques de surface moyennées sur l'ensemble des GCMs utilisés dans l'étude de Annan et al. (2022) montrent des différences significatives avec les résultats présentés dans les travaux de Tierney et al. (2020), notamment dans les régions polaires. Ces différences peuvent être attribuées au faible nombre d'indicateurs climatiques pris en compte dans la reconstruction de Tierney et al. (2020) au niveau des zones polaires et à l'utilisation d'un seul modèle climatique, ce qui peut très vraisemblablement entraîner des incertitudes élevées dans la reconstruction des températures atmosphériques.

La simulation réalisée par le modèle IPSL-CM5A2 dans les conditions du DMG montre des résultats plus en accord avec les reconstructions d'Annan et al. (2022), bien qu'un biais chaud persiste, de l'ordre de 3 à 9°C, au-dessus du Groenland, de l'Antarctique et du sud du Canada actuel (Figure 5.9). En outre, les deux reconstructions s'accordent sur le biais froid simulé par IPSL-CM5A2 au-dessus de FIS, ainsi que du biais chaud présent au-dessus de BKIS.

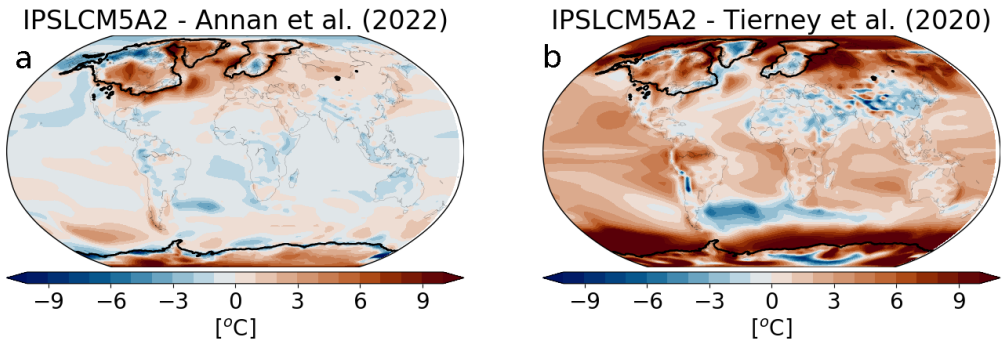

Figure 5.9 *: Anomalie des températures de surface au DMG entre la simulation réalisée par le modèle IPSL-CM5A2 et les reconstructions de Annan et al. (2022) (a) et Tierney et al. (2020) (b).*

Les biais chauds observés dans l'océan Atlantique Nord (Fig. 5.9) pourraient être la conséquence d'une mauvaise représentation de la glace de mer dans le modèle IPSL-CM5A2. En effet, du fait de son fort pouvoir réfléchissant, une glace de mer moins étendue favorise une plus grande absorption de l'énergie solaire à la surface, et augmente par conséquent le réchauffement. Toutefois, selon les reconstructions de l'étendue de glace de mer (de Vernal et al., 2005), effectuées à partir d'échantillons de dinoflagellés recueillis dans les carottes marines, il existe des incertitudes significatives en Atlantique Nord du fait de l'hétérogénéité des estimations d'un site à l'autre. Ainsi, il semble difficile de dresser des conclusions claires sur la responsabilité de la glace de mer dans le biais chaud observé dans IPSL-CM5A2 dans l'Atlantique Nord. En revanche, le modèle présente un bon accord avec les reconstructions en mer du Labrador et dans la baie de Baffin où une couverture importante de la glace de mer est observée, ainsi que le long des côtes de l'Europe de l'Ouest, au sud de 50°N, où il n'y avait pas, en moyenne, de glace de mer (figure 5.10). Un accord satisfaisant entre modèle et reconstructions est également obtenu dans l'Océan Austral qui s'étendait de 60°S à 55°S environ au DMG (Gersonde et al., 2005).

Dans la simulation d'équilibre, l'AMOC présente une intensité maximale d'environ 20 Sv à 30°N et une profondeur de plongée allant jusqu'à 3000 m entre l'équateur et 40°N (Figure 5.11). Ces valeurs sont nettement plus élevées que celles de la simulation préindustrielle dans laquelle l'intensité maximale de l'AMOC est d'environ 10 Sv et la profondeur de plongée est à peine de 2000 m (Sepulchre et al., 2020). Une intensité trop élevée de l'AMOC amplifie le transport de chaleur vers les hautes latitudes. Dans le modèle IPSL-CM5A2, ce processus pourrait expliquer les biais chauds simulés dans l'Atlantique Nord.

Il est essentiel de noter que, lors du DMG, l'AMOC était différente de celle de l'époque actuelle, principalement en raison de la présence d'un volume de glace plus important, une concentration de GES plus faible et une étendue de glace de mer plus large (Gu et al., 2020). En effet, l'étude de différents indicateurs climatiques, tels que $\delta^{13}C$, Cd/Ca and ε_{Nd}, suggère de façon robuste que la profondeur de plongée de l'AMOC était moins importante au DMG qu'au préindustriel (Curry et Oppo, 2005; Howe et al., 2016; Marchitto et Broecker, 2006). Cependant, on ne sait toujours pas avec certitude si l'intensité de l'AMOC était plus forte ou plus faible au DMG qu'au préindustriel. À partir de géotraceurs tels que le rapport Pa/Th, il est possible de fournir une gamme d'estimations concernant l'intensité de l'AMOC au DMG. Les reconstructions Pa/Th suggèrent une intensité de l'AMOC glaciaire plus faible (Böhm et al., 2014; McManus et al., 2004), ou équivalente au préindustriel (Yu et al., 1996), tandis qu'une étude plus récente suggère un transport d'eau plus important vers le sud en direction de

l'Atlantique Sud (Ng et al., 2018). Par conséquent, si un consensus existe sur une profondeur plus faible de l'AMOC au DMG comparé au préindustriel, il semble que le débat reste ouvert sur son intensité.

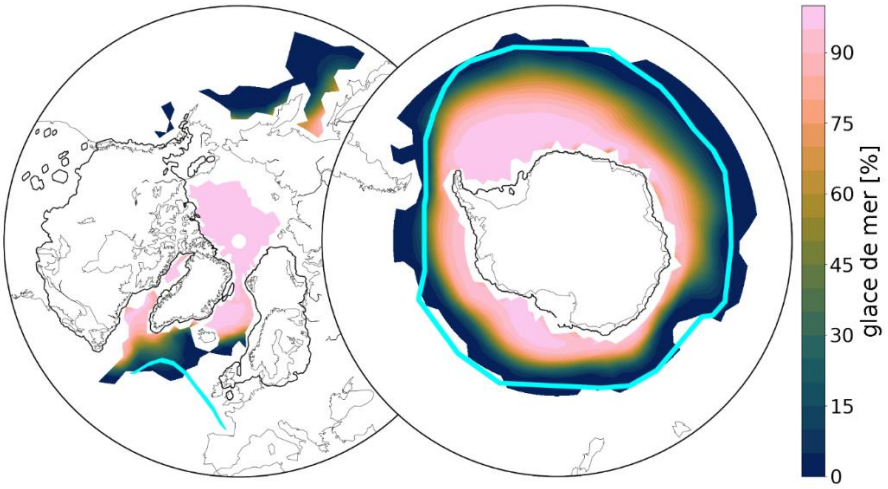

***Figure 5.10** : étendue de glace de mer au DMG moyennée sur les mois DJF pour l'hémisphère nord et JJA pour l'hémisphère sud. Les contours bleu ciel représentent les reconstructions de l'étendue de glace de mer en hiver boréal (hémisphère nord, de Vernal et al. 2005) et en hiver austral (hémisphère sud, Gersonde et al. 2005)*

Zhu et al. (2021) mettent en avant le rôle des flux d'eau douce ainsi que des GES sur l'intensité de l'AMOC avec le modèle CCSM3 (Yeager et al. 2006). Dans leur étude, alors que les flux d'eau douce ont pour effet de diminuer l'AMOC, l'augmentation de la concentration atmosphérique des GES conduit à une augmentation de l'intensité de l'AMOC. Par analogie, on peut donc se demander si l'intensité élevée de l'AMOC simulée avec le modèle IPSL-CM5A2 ne pourrait pas être la conséquence d'une sensibilité climatique accrue aux concentrations des GES. Cependant, à ma connaissance, des simulations $2xCO_2$ permettant de quantifier la sensibilité climatique du modèle IPSL-CM5A2, et de la comparer à celle des autres modèles, n'ont pas encore été réalisées. Par ailleurs, l'équilibre réalisé par Sébastien Nguyen ne tient pas compte de la décharge de flux d'eau douce, qui est d'après GLAC-1D inférieur à 0.05 Sv au DMG. L'absence de ce flux d'eau douce dans la simulation d'équilibre pourrait alors avoir comme effet de surestimer l'intensité de l'AMOC au DMG.

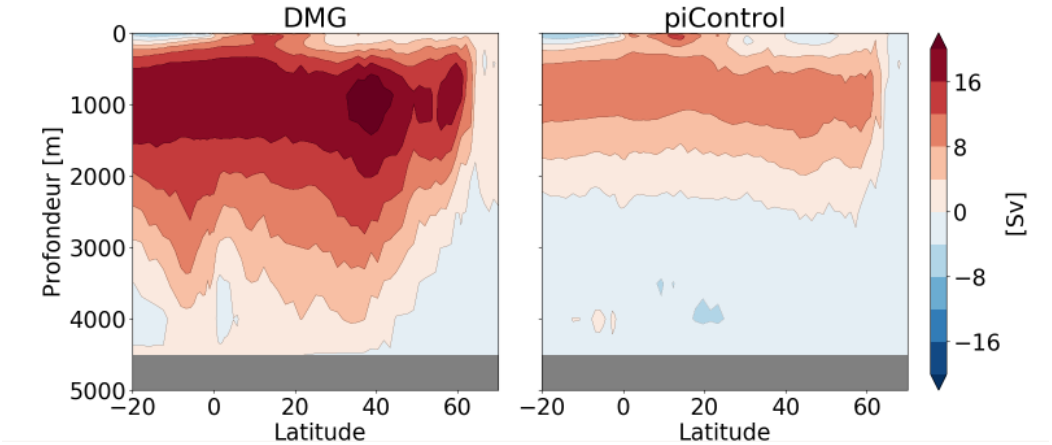

Figure 5.11 *: AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) pour le DMG (gauche) et pour le préindustriel à droite (Sepulchre et al., 2020).*

5.3.1.2 Comparaison modèle – modèle

La Figure 5.12 présente la différence entre les températures de surface simulées avec les reconstructions de Annan et al. (2022) et 4 autres GCMs présentés dans le chapitre 3 (IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P et MPI-ESM1.2). Les conditions limites des calottes de glace imposées aux différents GCMs diffèrent de celles appliquées à nos expériences : les expériences réalisées avec les GCM IPSL-CM5A-LR, MIROC-ESM et MPI-ESM-LR ont été forcées avec la calotte PMIP3 (un assemblage entre les reconstructions GLAC-1D, ICE-6G et ANU) et l'expérience effectuée avec le GCM MPI-ESM1.2 a été forcée avec la reconstruction ICE-6G. Par conséquent, des différences de température atmosphérique au bord des calottes, liées à des conditions limites différentes, peuvent apparaître entre le climat au DMG simulé par l'IPSL-CM5A2 et les autres GCMs (Figure 5.12). Le modèle MIROC-ESM simule un biais froid dans tout l'hémisphère nord comparé aux reconstructions de Annan et al. (2022), notamment dans l'Atlantique Nord avec une différence de plus de 9°C. Les trois autres modèles simulent, de façon similaire à ce que simule le modèle IPSL-CM5A2, un biais chaud dans la mer du Labrador, le long de la calotte FIS et au centre de NIS. En revanche, pour BKIS et AIS, aucun modèle ne suit la même tendance.

L'étude de Sherriff-Tadano et Klockmann (2021) a mis en lumière des résultats intrigants concernant la simulation de l'AMOC dans les modèles climatiques participant aux projets CMIP. L'une des conclusions principales de leurs recherches est que ces modèles ont tendance à surestimer l'intensité et la profondeur de plongée de l'AMOC lorsqu'ils sont comparés à la période préindustrielle. En particulier, le modèle IPSL-CM5A2 est l'un des modèles présentant le plus d'écarts avec le préindustriel avec une surestimation à la fois de la profondeur de plongée et de l'intensité de l'AMOC. Cependant, il est important de rappeler qu'il n'existe toujours pas de consensus sur l'intensité de l'AMOC au DMG. Malgré tout, ces

résultats soulignent l'importance cruciale de l'amélioration des modèles climatiques dans la modélisation de l'AMOC.

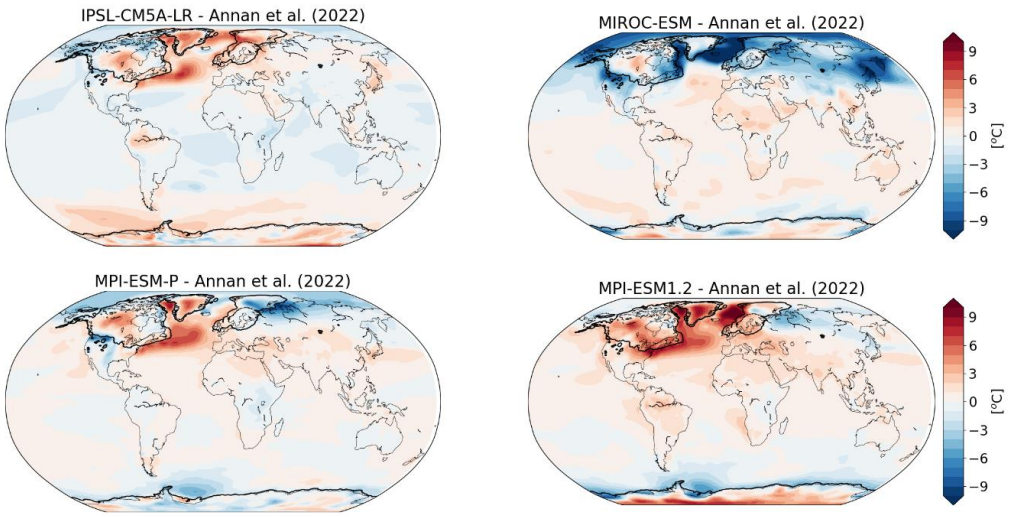

Figure 5.12 *: Anomalie de température de surface au DMG entre les simulations réalisées avec les GCMs IPSL-CM5-LR, MIROC-ESM, MPI-ESM-P et MPI-ESM1.2 et les reconstructions de Annan et al. (2022).*

5.3.2 Simulation de Contrôle

Les résultats de la simulation de contrôle, sans ajout d'eau de fonte, mais en tenant compte du changement de la géométrie des calottes aux différentes dates présentées dans le Tableau 5.1, sont analysés dans les sections suivantes.

5.3.2.1 Conditions atmosphériques

Entre le DMG et -17 500 ans, l'analyse de différents indicateurs climatiques montre une stabilisation des températures de surface moyennées sur l'hémisphère nord avec une anomalie de -4°C à -3°C par rapport au préindustriel (Shakun et al., 2012, voir Figure 5.13). Une augmentation constante de 0.04°C par siècle est ensuite mesurée entre -17 500 ans et -15 000 ans, suivie d'une augmentation brutale durant le MWP1A, avec un taux de réchauffement de 0.1°C par siècle. A -13 500 ans, Shakun et al. (2012) reportent une anomalie de température de surface sur l'ensemble de l'hémisphère nord de -1.5°C, ce qui correspond à une augmentation d'environ 2°C depuis le DMG.

De même que dans l'étude de Shakun et al. (2012), au cours de l'expérience degla-contrôle, les températures atmosphériques de surface moyennées sur l'hémisphère nord restent relativement stables pendant la période 1 (-21 000 – -18 400 ans).

Une première augmentation est observée au début de la période 2 (-18 400 – -

16 500 ans). Cette hausse immédiate est due aux modifications des conditions limites des calottes de glace, générant ainsi des fluctuations significatives des températures atmosphériques, principalement dans la région de la mer du Labrador. Au bout des cent ans suivant la transition de la période 1 à la période 2, les températures atmosphériques dans la mer du Labrador retrouvent des niveaux similaires à ceux de la fin de la période 1. Ce phénomène se répète à chaque changement des conditions limites, induisant ainsi des variations notables des températures atmosphériques sur une centaine d'années environ. Je tenterai d'expliquer les processus responsables de cet artefact dans la section 5.3.5.

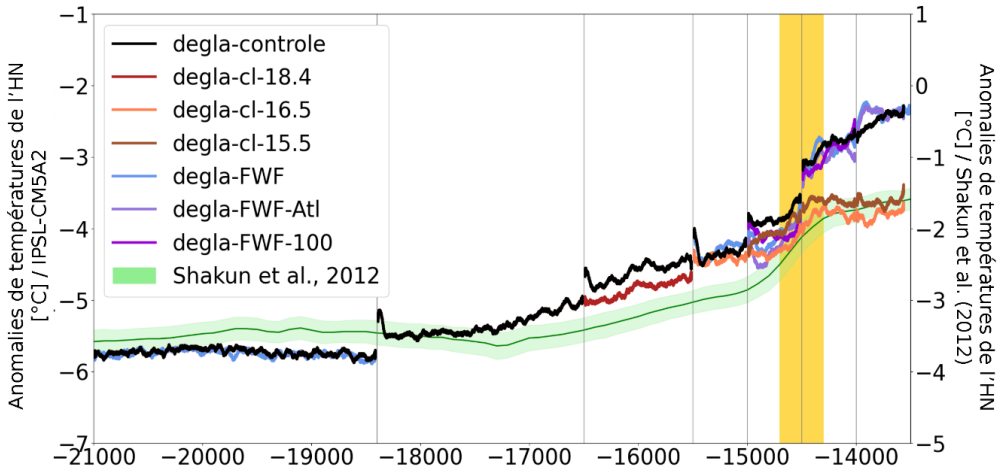

***Figure 5.13** : Évolution de l'anomalie de température de surface moyennée sur l'hémisphère nord comparée au préindustriel pour les différentes expériences réalisées dans ce chapitre. La courbe verte représente l'anomalie de température de surface de l'hémisphère nord calculée par Shakun et al. (2012). La barre verticale jaune représente la période du MWP1A. L'axe des ordonnées à droite est associé aux variations de température observées dans Shakun et al. (2012) et l'axe de gauche représente les variations simulées dans les expériences de ce chapitre.*

En excluant l'impact lié aux changements des calottes de glace, les températures de surface augmentent de façon quasi-linéaire d'environ 0.05°C par siècle entre -18 400 ans et -14 500 ans. Ceci se traduit par une température de surface évoluant de -5.5°C à -3.5°C à la fin de la période 5 (-14 500 ans).

Un réchauffement soudain est ensuite simulé au début de la période 6 (-14 500 ans). Ce réchauffement pourrait être attribué à une nette augmentation des concentrations de CO_2 et de CH_4 (voir Figure 5.1). L'analyse des expériences degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5 permettra d'apporter davantage de précisions sur l'impact du changement de topographie dans l'augmentation drastique des températures atmosphériques de surface entre les périodes 5 et 6 (-14 500 ans), ainsi que plus généralement lors de chaque changement de conditions limites.

En réponse aux divers forçages, l'expérience degla-contrôle simule une anomalie

de -2.3°C des températures atmosphériques à -13 500 ans par rapport à la période préindustrielle, ce qui représente une hausse de 3.4°C par rapport au DMG, et une différence de 1.3°C environ avec les observations de Shakun et al. (2012).

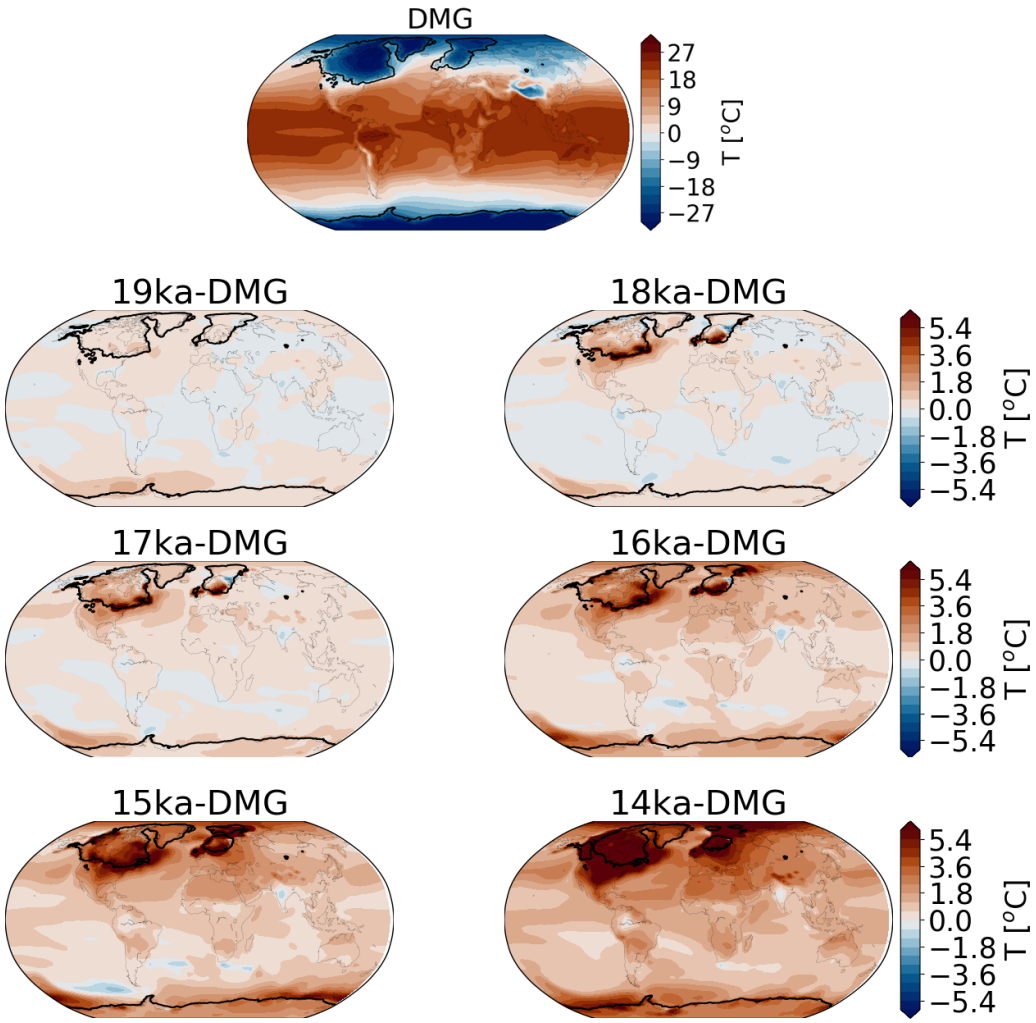

***Figure 5.14** : Anomalie de température annuelle à 2 m comparée au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation. Les contours noirs sont associés à l'étendue de glace de GLAC-1D pour chaque période.*

Les Figures 5.14, 5.15 et 5.16 montrent respectivement les écarts de température annuelle, estivale et hivernale à 2 mètres, comparés au DMG, dans l'expérience degla-contrôle. Les températures annuelles révèlent un réchauffement significatif (à partir de -18 000 ans), principalement dans les régions des hautes latitudes, où la géométrie des calottes glaciaires évolue. Ces variations sont principalement liées aux changements des conditions limites, notamment dans le sud de la Laurentide (voir Section 5.3.3). À partir de -16 000 ans, un réchauffement supérieur à 1°C est simulé dans tout l'hémisphère nord, contrairement à l'hémisphère sud, où une réponse plus faible à la variation des différents forçages est simulée, avec notamment un refroidissement supérieur à 1°C à -15 000 ans au-

dessus du Pacifique Austral. Je tenterai d'exposer un mécanisme plausible afin d'expliquer ce refroidissement soudain dans la partie 5.3.5. C'est seulement à partir -14 000 ans qu'un réchauffement global est simulé, avec une augmentation des températures largement supérieures à 4°C au-dessus des continents et de l'océan Arctique, et une augmentation plus faible au-dessus des océans dans l'hémisphère sud.

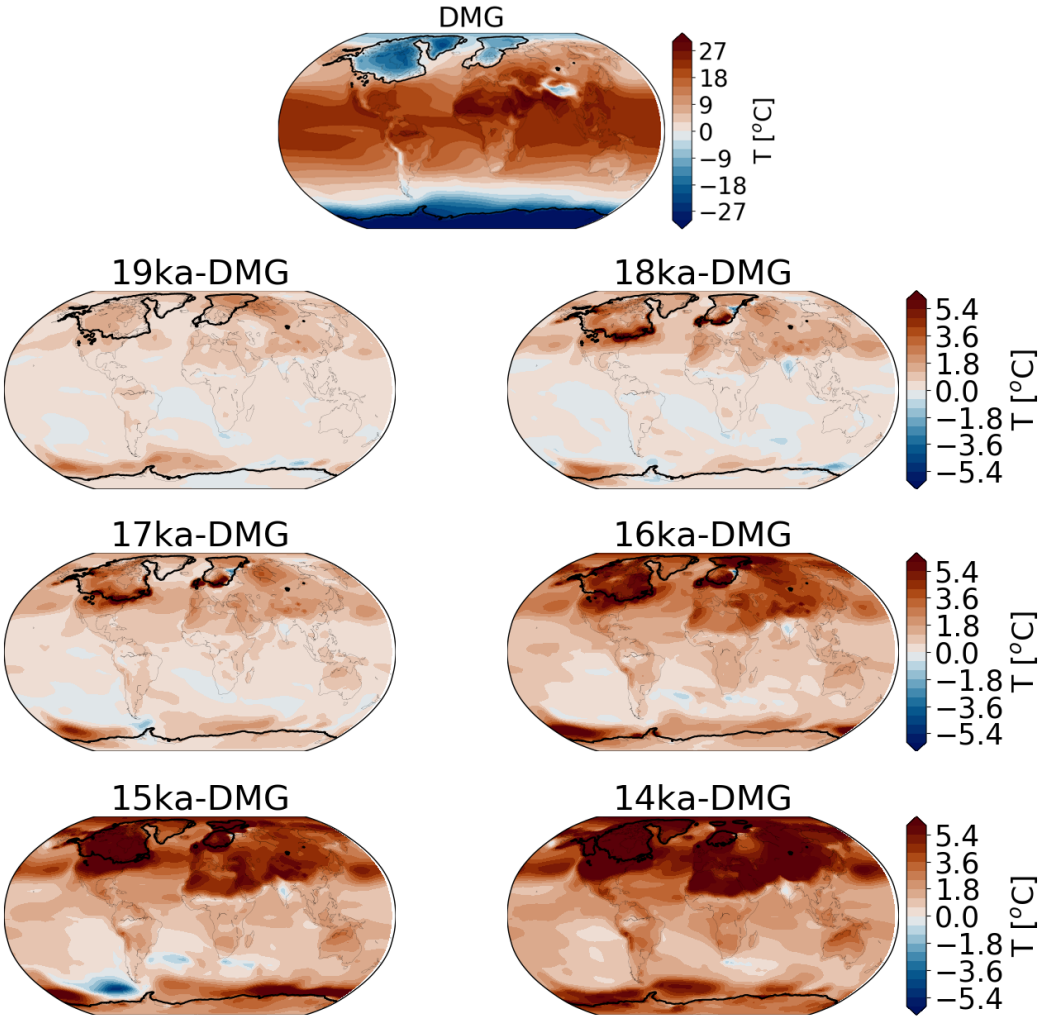

Figure 5.15 *: Anomalie des températures de l'air à 2 m lors de l'été boréal (JJA) comparé au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation*

Lors de l'été boréal, les variations des températures atmosphériques sont accentuées comparées à celles des températures atmosphériques annuelles, notamment dans l'hémisphère nord avec un réchauffement supérieur à 4°C au-dessus des continents et un refroidissement plus marqué à -15 000 ans dans l'hémisphère sud au-dessus du Pacifique Austral (Figure 5.15). Lors de l'hiver boréal, un refroidissement marqué (~-3°C) est simulé au nord de l'Asie et dans le Pacifique Nord, principalement entre -18 000 et -15 000 ans (Figure 5.16).

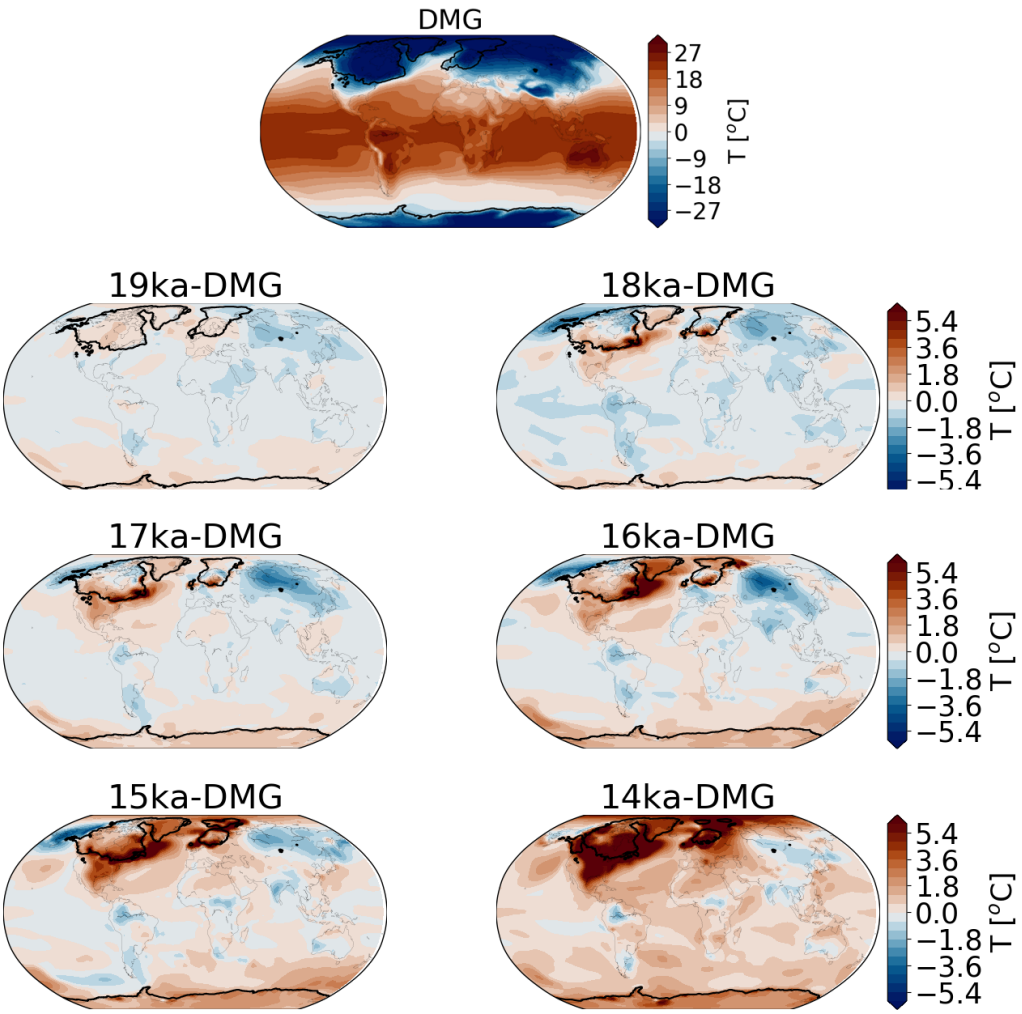

Figure 5.16 *: Anomalie des températures hivernales (DJF) à 2 m comparée au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation*

Ce contraste entre l'hiver et l'été pour les périodes allant de -21 000 ans à -15 000 ans peut être expliqué par une augmentation de l'insolation en été et une diminution de l'insolation en hiver (voir Figure 5.1) ainsi que par une couverture neigeuse moins importante en été qu'en hiver, provoquant une diminution importante de l'albedo en été et accentuant la différence de température entre les deux saisons. À partir de -15 000 ans, l'augmentation des GES et la diminution significative de l'épaisseur des calottes de glace contrebalancent la réduction de l'insolation en hiver et favorisent un réchauffement global des températures atmosphériques hivernales à 2 mètres.

Au cours de la déglaciation, on observe également une nette augmentation des précipitations totales de NIS et FIS (entre 30 et 60 % à -18 000 ans par rapport au DMG et > 100 % à -14 000 ans, figure 5.17). Ces augmentations pourraient être attribuées à l'augmentation des températures atmosphériques, qui est elle-même influencée par la réduction de l'altitude des calottes glaciaires, ou encore à une

diminution de la glace de mer qui pourrait augmenter l'évaporation par exemple.

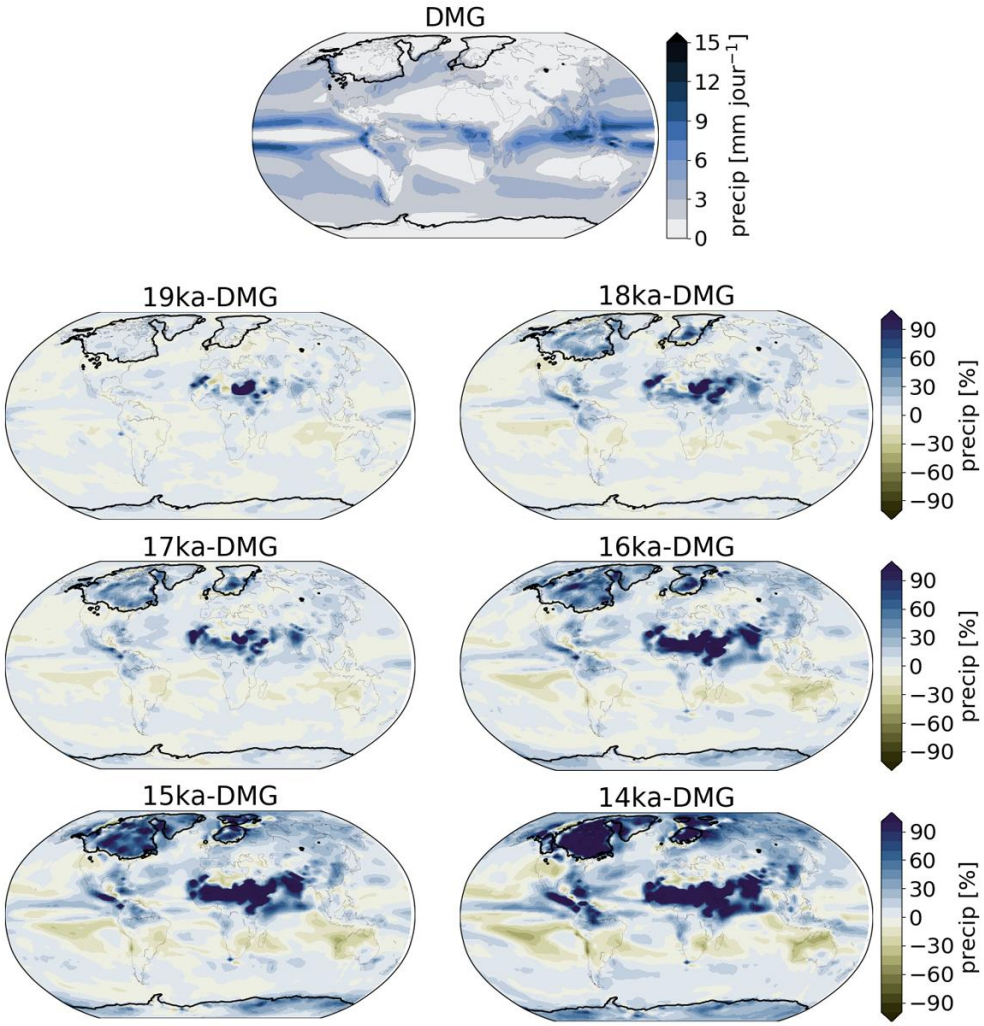

***Figure 5.17** : Anomalie des précipitations totales annuelles comparées au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation*

Dans l'hémisphère sud, une première augmentation d'environ 15 % des précipitations est simulée à partir de -16 000 ans en Antarctique de l'Ouest et sur les côtes de l'Antarctique de l'Est. À partir de -14 000 ans, cette augmentation atteint en moyenne 30 à 40 % sur l'ensemble du continent antarctique. Une étude menée grâce à l'analyse des carottes de glace en Antarctique, a révélé qu'au cours de la déglaciation, une augmentation de 5 % des précipitations était corrélée à une élévation d'un degré des températures atmosphériques (Frieler et al., 2015). Par conséquent, il semble que l'augmentation des précipitations ait été surestimée dans l'expérience degla-contrôle en Antarctique, avec un rapport de 10% °C^{-1} à -14 000 ans par rapport au DMG.

En dehors des régions couvertes de calottes glaciaires, l'augmentation la plus marquée se produit en Afrique du Nord, où les augmentations dépassent les 100 % à partir de 16 000 ans. Il convient toutefois de noter que les régions désertiques,

telles que le Sahara ou l'Antarctique, connaissent des taux de précipitations extrêmement faibles. Par conséquent, une petite variation peut entraîner une augmentation significative lorsque les résultats sont exprimés en pourcentage.

5.3.2.2 Conditions océaniques

5.3.2.2.1 Températures océaniques

Tout comme les températures atmosphériques, les températures océaniques de surface simulées dans l'expérience degla-contrôle ne présentent pas de changement significatif au cours des quatre premiers millénaires de la simulation (voir Figure 5.18). À partir de -16 000 ans, une hausse de plus de 3°C est simulée dans le Pacifique Austral. On observe également un réchauffement significatif dans l'océan Atlantique Nord par rapport au DMG, qui atteint plus de 4°C dans la mer du Labrador à -14 000 ans. Je reviendrai sur ce phénomène dans la partie 5.3.5.

Plusieurs études se sont penchées sur la reconstruction des températures océaniques de surface en utilisant différentes méthodes, notamment l'analyse des indicateurs climatiques géochimiques tels que le Mg/Ca et le $U^{K'}_{37}$, ou encore le rapport $\delta^{18}O$ des foraminifères (Clark et al., 2012). L'analyse des foraminifères suggère une augmentation des températures océaniques de surface dans l'Atlantique Nord d'environ 3.6°C sur une période allant de -19 000 ans à -13 500 ans (Clark et al., 2012), alors que dans l'expérience degla-contrôle, l'augmentation moyenne des températures de surface est d'environ 1.8°C sur une période de 7500 ans. Les reconstructions basées sur l'analyse des foraminifères révèlent aussi une variabilité significative, avec une diminution des températures océaniques pour la période de -19 000 ans à -17 000 ans (-3.3°C), et une augmentation notable de -15 000 ans à -14 000 ans (+6°C). La différence entre les données issues des foraminifères et les résultats de la simulation degla-contrôle pourrait alors résulter des limitations du modèle IPSL-CM5A2 à reproduire ces changements brusques. Toutefois, les températures océaniques de surface de l'Atlantique Nord simulées dans l'expérience degla-contrôle sont en meilleur accord avec les reconstructions basées sur les indicateurs géochimiques (Mg/Ca et UK'37) qui montrent un réchauffement continu d'environ 1.3°C sur la période de -20 000 ans à -14 000 ans (Clark et al., 2012).

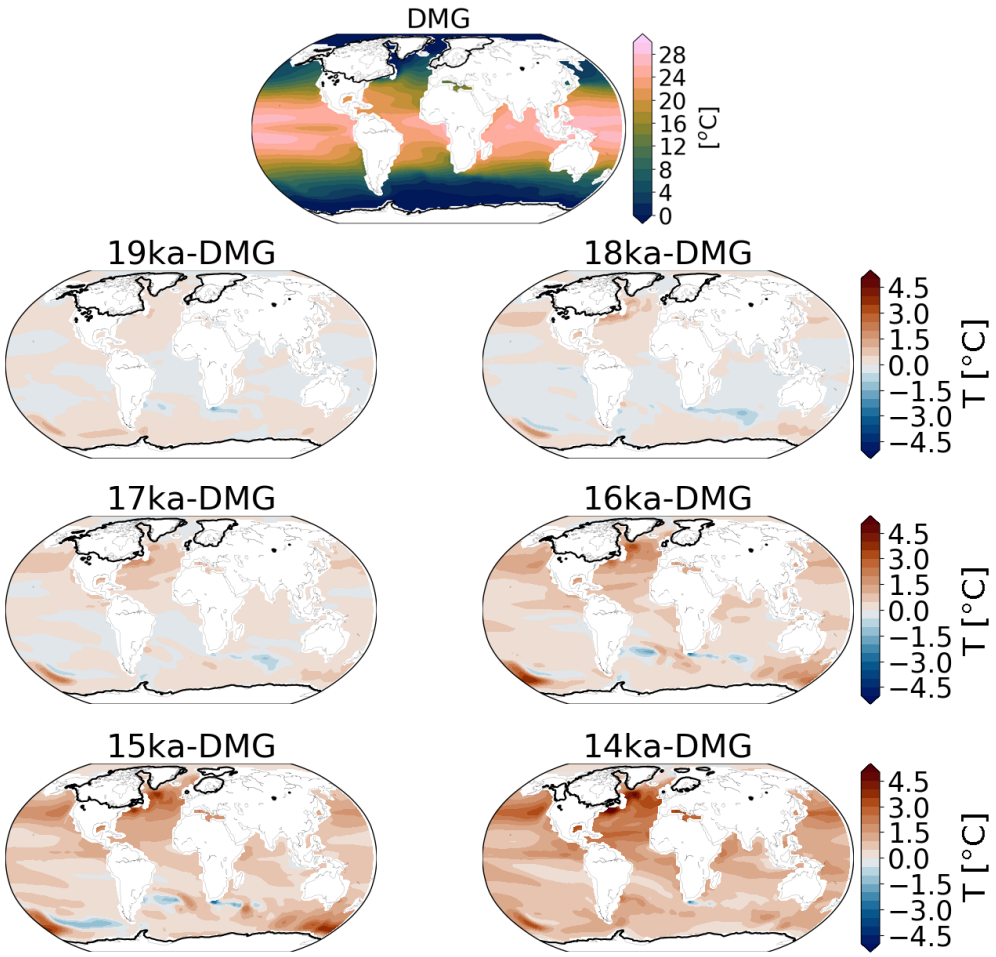

Figure 5.18 *: Anomalie des températures océaniques de surface annuelles comparées au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation.*

5.3.2.2.2 Glace de mer

La couverture de glace de mer connaît des variations notables au cours de la déglaciation, comme le met en évidence la Figure 5.19. À partir de -19 000 ans, une augmentation de la glace de mer est simulée dans la mer du Labrador, puis une diminution est amorcée ensuite à -18 000 ans. Une diminution significative de la glace de mer est à noter à partir de -16 000 ans dans la même région.

À l'est du Japon, nous observons une augmentation de la présence de la glace de mer durant toute l'expérience. Cet effet pourrait être la conséquence d'une accélération des vents en direction du sud du Japon et en provenance du pôle nord qui aurait pour effet de pousser la glace de mer vers le sud.

D'autre part, dans l'hémisphère sud, une diminution d'environ 10 % de l'extension de la glace de mer est simulée à -19 000 ans dans le Pacifique Austral et l'Atlantique Austral. Contrairement à la glace de mer dans l'Atlantique Austral, où

une diminution quasi constante est simulée tout au long de l'expérience, une augmentation significative de la glace de mer est simulée dans le Pacifique Austral à -15 000 ans, soit + 30 % comparée au DMG, ce qui contraste avec la tendance globale de diminution de la glace de mer autour de l'Antarctique.

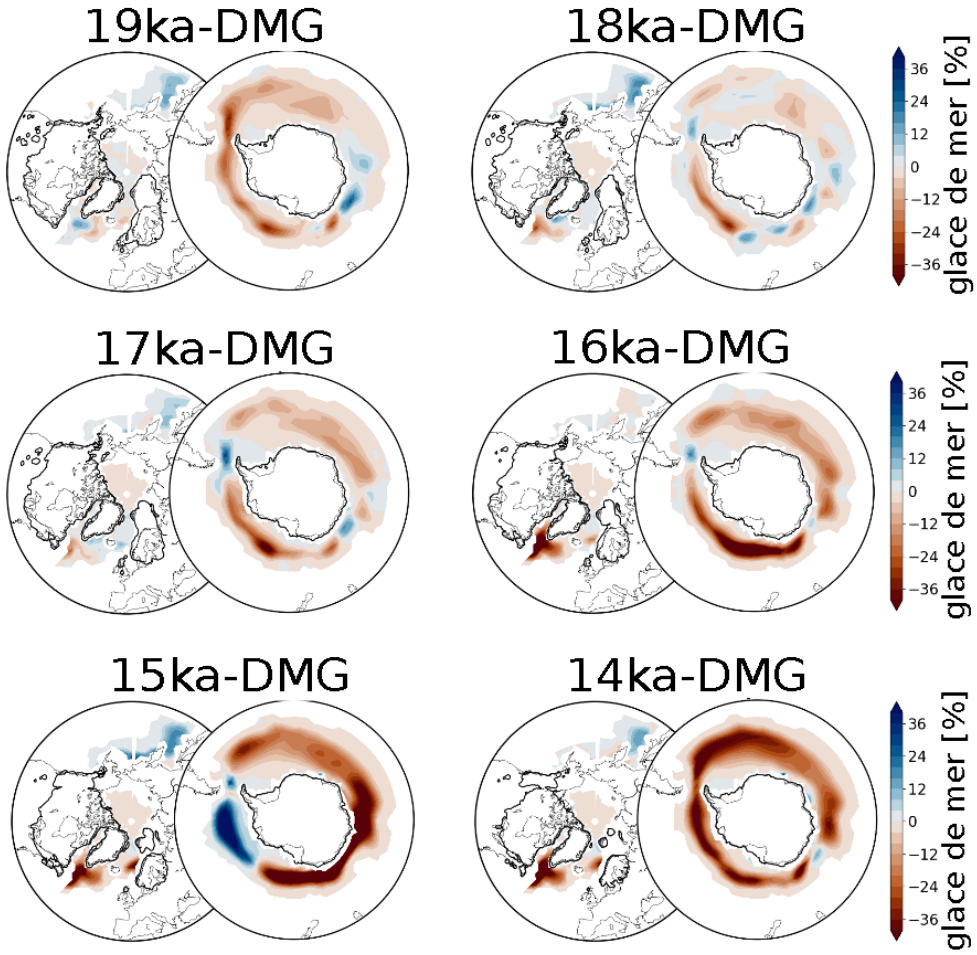

Figure 5.19 *: Anomalie de l'étendue maximale de la glace de mer comparée au DMG pour l'expérience degla-contrôle à différentes périodes de la déglaciation. L'anomalie est calculée pour les mois de DJF dans l'hémisphère nord et pour les mois de JJA dans l'hémisphère sud.*

5.3.2.2.3 Circulation océanique

L'AMOC ainsi que les eaux de fond en Antarctique (*Antarctic bottom water : AABW*) au cours des différentes périodes sont montrées sur la Figure 5.20. De très faibles variations sont simulées pour l'AMOC durant toute l'expérience, avec une profondeur maximale supérieure à 4000 m ainsi qu'une intensité supérieure à 15 Sv (Figure 5.20).

L'AABW est sujette en revanche à une diminution progressive de son intensité ainsi que de la profondeur de plongée jusqu'à -15 000 ans, puis à une augmentation brutale à -14 000 ans. À -15 000 ans, la diminution de la profondeur

de plongée de l'AABW atteint son minimum, 2000 m, ce qui provoque un réchauffement des eaux profondes de l'océan Atlantique Austral de plusieurs degrés (Figure 5.21).

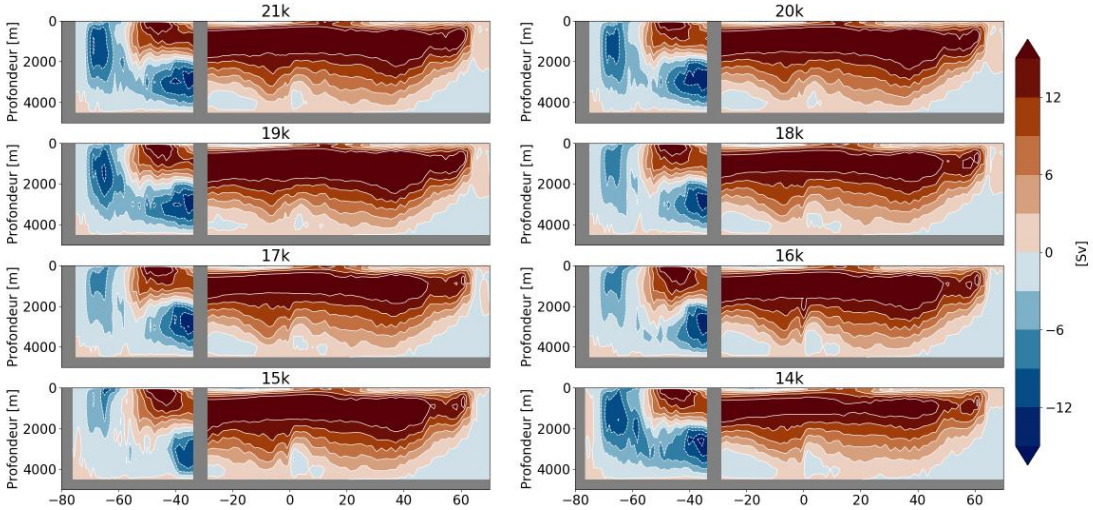

Figure 5.20 *: AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) AABW (Antarctic Bottom Water) à différentes périodes pour les expériences degla-contrôle*

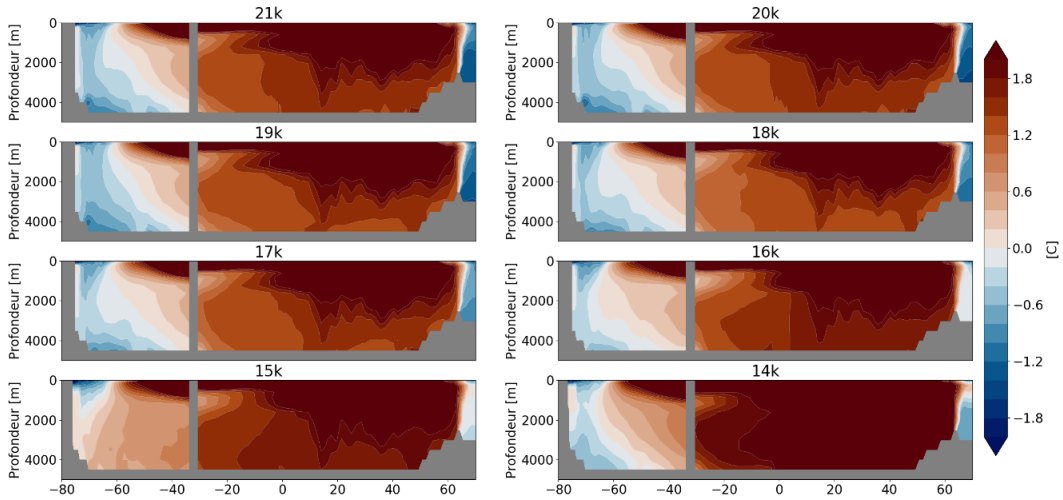

Figure 5.21 *: Coupe longitudinale des températures océaniques de l'océan Atlantique pour l'expérience degla-contrôle*

5.3.3 Impact des changements de topographie

5.3.3.1 Impact sur les températures atmosphériques

Les expériences degla-cl-18.4, degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5 ont été conçues pour évaluer l'impact du changement de topographie des calottes glaciaires sur le climat pendant la dernière déglaciation. La Figure 5.13 illustre l'évolution des températures de surface moyennées sur l'hémisphère nord pour les trois expériences (degla-cl-18.4 : courbe bordeaux; degla-cl-16.5 : courbe orange;

degla-cl-15.5 : courbe marron).

L'expérience degla-cl-18.4 s'est brusquement interrompue à la fin de la période 3 (-16 500 – -15 500 ans). Cependant, cette expérience montre tout de même que l'augmentation soudaine des températures de surface simulée entre la période 2 et la période 3 (-16 500 ans) de l'expérience degla-contrôle n'est pas reproduite lorsque la topographie des calottes glaciaires est conservée selon les conditions de la période 2.

Par ailleurs, la comparaison des Figures 5.22a et 5.22d montre qu'entre -18 000 et -16 000 ans, le réchauffement est très atténué lorsque l'on conserve la configuration des calottes de -18 400 ans. La Figure 5.22g met en évidence les différences de topographie à -16 000 ans entre degla-cl-18.4 et degla-contrôle et montre que les régions où un réchauffement est simulé dans l'expérience degla-contrôle sont principalement influencées par le changement de la géométrie des calottes glaciaires. En effet, dans les zones où l'épaisseur de la calotte a diminué (principalement au centre de NIS et EIS), le réchauffement est provoqué par la rétroaction température-altitude, alors que les régions où la calotte a complètement disparu (principalement aux bords de NIS et EIS), l'augmentation des températures atmosphériques s'explique également par un changement d'albedo.

En revanche, un réchauffement peut aussi être simulé dans les zones où aucun changement de géométrie des calottes de glace n'intervient. C'est le cas par exemple au-dessus de l'océan Atlantique Austral entre -18 000 et -16 000 ans, où on observe dans les deux expériences degla-contrôle et degla-cl-18.4 un réchauffement similaire (Figure 5.22a, d). Du fait de la faible variation de la géométrie de la calotte antarctique au cours de cette période, ce résultat commun entre les deux expériences suggère que cette augmentation des températures atmosphériques est potentiellement due à la variation d'autres forçages, tel que l'augmentation des GES et/ou de l'insolation par exemple. Enfin, il faut noter que le refroidissement simulé dans le Pacifique Austral est amplifié dans l'expérience degla-cl-18.4 par rapport à l'expérience degla-contrôle. Je reviendrai sur ce phénomène dans la partie 5.3.5.

Dans l'hémisphère nord, on retrouve un réchauffement très atténué dans les expériences degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5, par rapport à celui simulé dans l'expérience degla-contrôle pour les périodes de -16 000 à -15 000 ans (degla-cl-16.5) et de -15 000 à -13 500 ans (degla-cl-15.5). Cependant, des champs de températures similaires sont obtenus dans l'hémisphère sud entre les simulations degla-contrôle/degla-cl-16.5 (Figure 5.22b, e) et degla-contrôle/degla-cl-15.5 (Figure 5.22c, f) avec toutefois des zones plus froides et plus étendues dans la

simulation degla-contrôle. Ce résultat suggère alors que le principal facteur des variations des températures atmosphériques dans la région de l'Antarctique et de l'Océan Austral serait les variations des GES et/ou de l'insolation et que les changements de géométrie des calottes amplifieraient ces variations de températures atmosphériques.

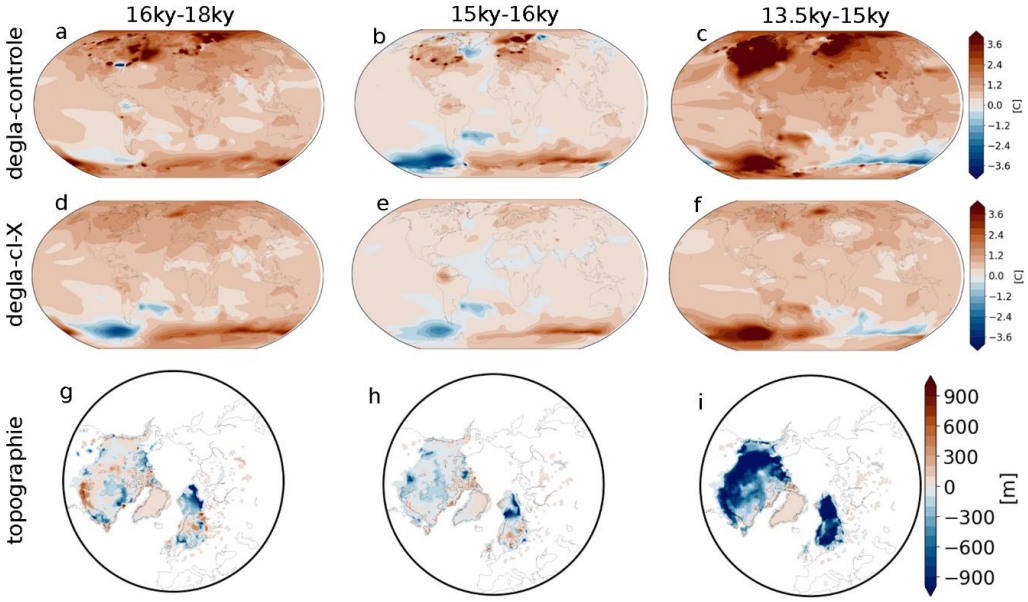

Figure 5.22 *: haut : différence des températures annuelles à 2 m pour l'expérience degla-contrôle entre (a) -18 000 et -16 000 ans (b) -15 000 et 16 000 ans (c) -13 500 – 15 000 ans; milieu : différence des températures annuelles à 2 m pour l'expérience (d) degla-cl-18.4 entre -18 000 et -16 000 ans (e) degla-cl-16.5 entre -15 000 et 16 000 ans (f) degla-cl-15.5 entre -13 500 – 15 000 ans; bas : différence de topographie entre l'expérience (g) degla-cl-18.4 et degla-contrôle à -16 000 ans (h) degla-cl-16.5 et degla-contrôle à -15 000 ans (i) degla-cl-15.5 et degla-contrôle à -13 500 ans.*

Pendant la période du MWP1A (-14 700 à -14 300 ans), une augmentation des températures atmosphériques est simulée pour les expériences degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5, avec respectivement un taux de réchauffement de 0.12 et 0.09°C par siècle (Figure 5.13), tandis que l'expérience degla-contrôle simule une augmentation plus rapide de 0.21°C par siècle. Malgré la différence du taux de réchauffement entre les expériences degla-cl et degla-contrôle, l'augmentation des températures atmosphériques durant le MWP1A pour les expériences degla-cl reste significative. Ce résultat suggère que l'augmentation rapide des températures atmosphériques pendant le MWP1A n'est pas principalement due à la fonte des calottes glaciaires. En revanche, à -13 500 ans, une différence dans les températures atmosphériques de plus de 1.2°C dans l'expérience degla-contrôle par rapport aux expériences degla-cl confirme que le changement des conditions limites peut amplifier le réchauffement.

5.3.3.2 *Impact sur la circulation atmosphérique*

Enfin, diverses études ont mis en évidence l'impact du changement de topographie des calottes glaciaires sur la circulation atmosphérique (Beghin et al., 2014; 2015; Liakka et al., 2016, 2018, Löfverström et al., 2014, 2016). La Figure 5.23 présente la position du jet-stream à -13 500 ans ainsi que la variation de sa vitesse maximale entre -13 500 ans et le DMG pour les expériences degla-contrôle, degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5. On constate que la position du jet ne varie pas d'une expérience à l'autre. Les expériences réalisées par Beghin et al. (2015) montrent un déplacement significatif de la position du jet pour une réduction d'au moins 60% du volume initial de la calotte nord-américaine (NIS). Dans mes expériences, la réduction du volume de NIS à la dernière période simulée (-14 000 – -13 500 ans) comparé au DMG est de seulement 40%. Cette faible diminution de la calotte nord-américaine peut expliquer pourquoi aucun déplacement significatif du jet n'est simulé. D'après la reconstruction GLAC-1D, une réduction de 60% de la calotte nord-américaine est atteinte plus tard, entre -12 000 ans et -11 000 ans. Par conséquent, afin d'observer un potentiel déplacement de la position du jet, il serait intéressant de prolonger les simulations.

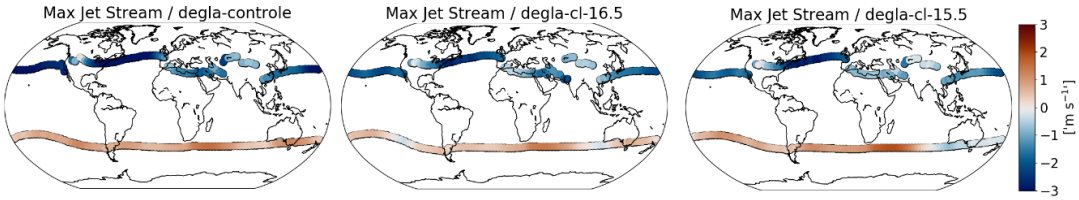

Figure 5.23 *: Différence entre -13 500 ans et le DMG de la vitesse du jet-stream pour l'expérience degla-contrôle (gauche), degla-cl-16.5 (milieu) et degla-cl-15.5 (droite). Les points représentent la position de la vitesse maximale du jet-stream à -13 500 ans et la couleur la différence de vitesse entre les deux dates.*

Cependant, quelques différences se manifestent en ce qui concerne la vitesse maximale dans les expériences degla-contrôle et degla-cl-X. Dans l'hémisphère nord, une réduction plus marquée de la vitesse du vent est simulée au-dessus de la Méditerranée pour l'expérience degla-contrôle par rapport aux deux autres expériences. Cette disparité peut potentiellement s'expliquer par le recul total de la calotte glaciaire de BIIS après -15 000 ans, pris en compte dans l'expérience degla-contrôle et non dans les expériences degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5, qui présentent des conditions limites de calotte glaciaire antérieures à -15 000 ans. Cependant, les réductions de la vitesse du jet stream demeurent relativement modestes par rapport à la vitesse du vent absolue. Dans l'hémisphère sud, une légère accélération du jet est simulée dans les trois expériences, à l'exception de la région de l'Australie pour les expériences degla-cl-16.5 et degla-cl-15.5, où une diminution est observée.

5.3.4 Impact des flux d'eau douce

Sur l'ensemble de la période d'étude (entre -21 000 ans et -13 500 ans), l'amplitude du réchauffement de l'expérience degla-contrôle est sensiblement plus forte que les reconstructions de Shakun et al. (2012). Cet écart significatif peut être la conséquence de l'absence des flux d'eau douce sur toute la durée de l'expérience degla-contrôle, qui d'après plusieurs études, montrent que l'apport d'eau douce ralentirait l'intensité de l'AMOC (Kissel, 2005; Swingedouw et al., 2006; Thomas and Fedorov, 2019; Swingedouw et al., 2013) et par conséquent diminuerait le transport de chaleur des basses latitudes vers les hautes latitudes. Cette modification du transport de chaleur aurait alors la particularité de ralentir le réchauffement dans l'hémisphère nord et donc de simuler une amplitude en accord avec les reconstructions. Par conséquent, dans cette section, l'eau issue de la fonte des calottes est ajoutée aux simulations afin d'analyser leur impact sur le climat au cours de la dernière déglaciation.

La Figure 5.24 présente les flux ajoutés lors des simulations pour les différents bassins pendant le MWP1A. Dans l'Atlantique Nord, le flux maximum pour chaque bassin varie de 0.04 Sv (Figure 5.24a) dans l'expérience degla-FWF à 0.08 Sv (Figure 5.24b) dans l'expérience degla-FWF-100 pour le bassin 3. Quant à l'expérience degla-FWF-Atl, un flux maximum d'environ 0.068 Sv est ajouté dans tout l'Atlantique Nord (voir Figure 5.24a).

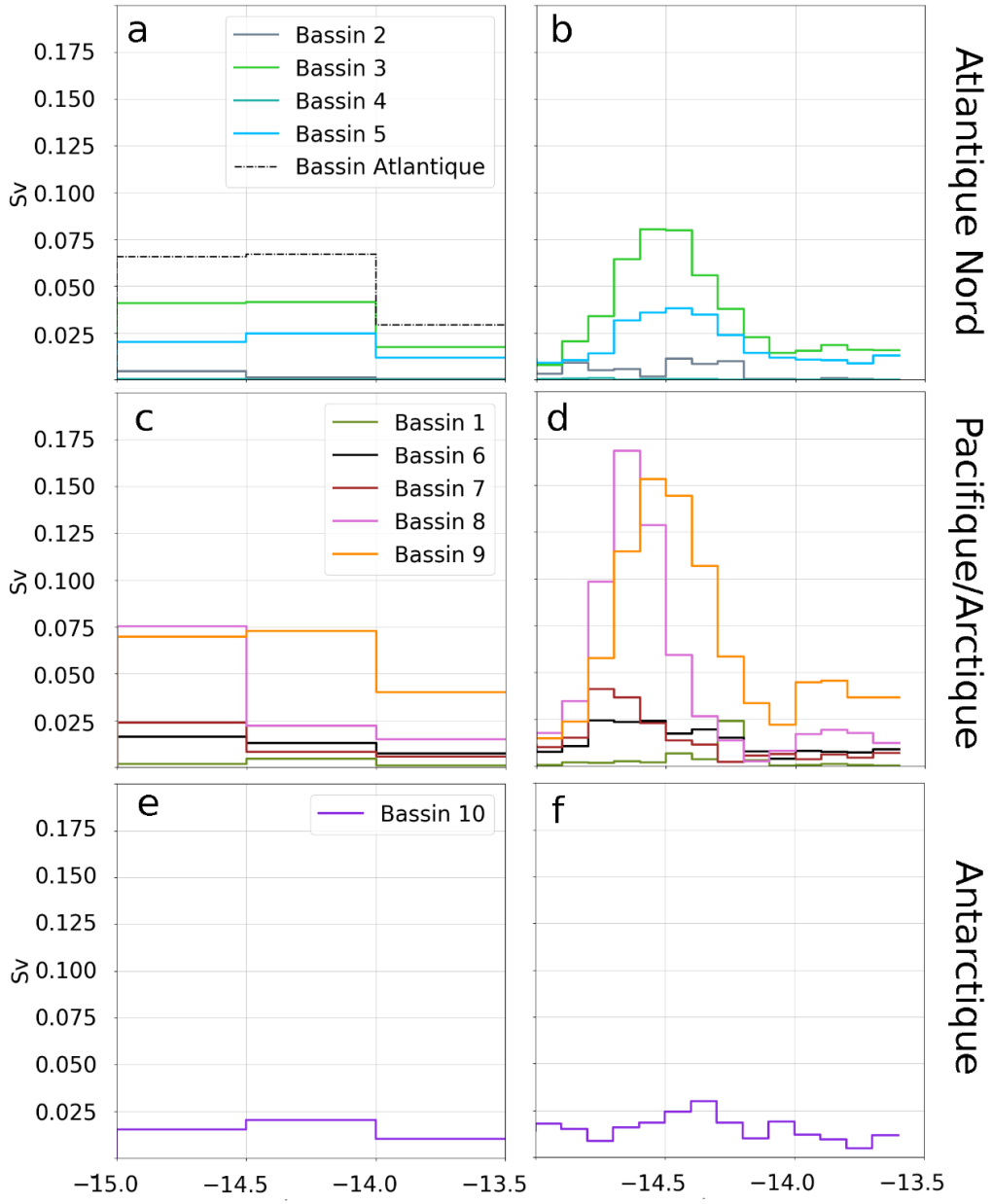

Figure 5.24 *: a/ Flux d'eau douce calculés pour les bassins situés en Atlantique Nord pour l'expérience degla-FWF. La courbe noire en pointillés représente le flux d'eau douce rejeté dans le bassin centré au-dessus des zones de convection en Atlantique Nord pour l'expérience degla-FWF-Atl. b/ pareil que a/, mais pour l'expérience degla-FWF-100. c/ Flux d'eau douce calculé pour les bassins situés dans le Pacifique et en Arctique pour l'expérience degla-FWF et degla-FWF-Atl. d/ pareil que c/, mais pour l'expérience degla-FWF-100. e/ Flux d'eau douce calculé dans le bassin situé autour de l'Antarctique pour l'expérience degla-FWF et degla-FWF-Atl . f/ pareil que e/, mais pour l'expérience degla-FWF-100.*

5.3.4.1 Étude de l'impact des flux d'eau douce sur l'intensité de l'AMOC

L'analyse du rapport isotopique $^{231}Pa/^{230}Th$ nous fournit des informations sur les variations de l'intensité de l'AMOC au cours du temps (Ng et al., 2018; Lippold et al., 2019). Entre -21 000 ans et -13 500 ans, Ng et al. (2018) ont constaté que l'intensité de l'AMOC était relativement stable, avec néanmoins une diminution du rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ entre -18 500 ans et -16 500 ans puis une augmentation brusque entre -15 500 ans et -13 500 ans, ramenant les valeurs du rapport isotopique $^{231}Pa/^{230}Th$ au niveau de celles du DMG (voir Figure 5.25).

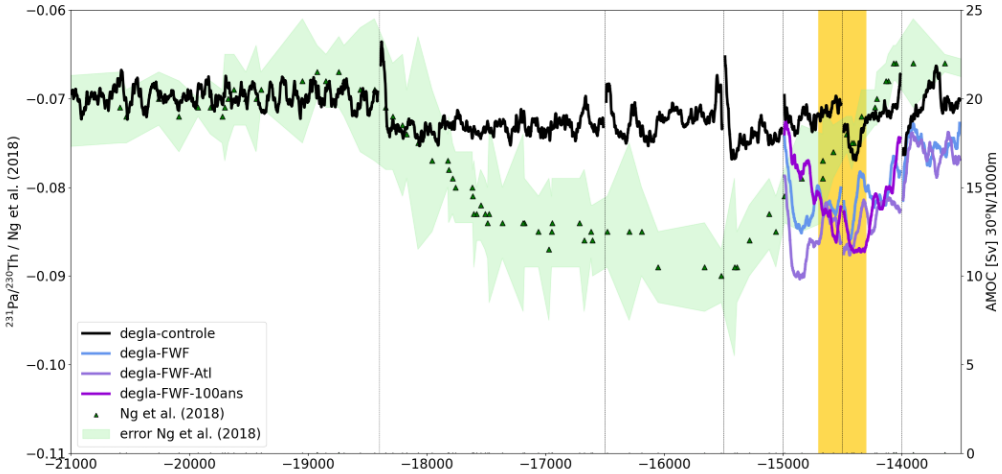

***Figure 5.25** : Évolution de l'intensité de l'AMOC à la latitude 30°N à 1000 m pour les différentes expériences réalisées dans cette partie. Les triangles verts représentent le rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ calculé par Ng et al. (2018). La barre verticale jaune représente la période du MWP1A.*

La Figure 5.25 illustre les variations de l'intensité de l'AMOC pour les expériences degla-contrôle, degla-FWF, degla-FWF-Atl, degla-FWF-100, ainsi que les données de rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ de Ng et al. (2018). Les changements des conditions limites des calottes glaciaires entre différentes périodes provoquent un choc dans l'intensité de l'AMOC, caractérisé d'abord par une augmentation rapide de quelques Sv, suivie d'une diminution sur une centaine d'années environ. Ce phénomène s'observe particulièrement dans l'expérience de contrôle. Dans les expériences degla-FWF-X, l'augmentation abrupte de l'intensité de l'AMOC est rapidement compensée par l'ajout des flux d'eau douce, notamment dans l'expérience degla-FWF-Atl, où les flux sont directement relâchés dans les zones de convection de l'AMOC.

Durant la période 2 et la période 3 (-18 400 ans – -15 500 ans), pour l'expérience degla-contrôle, aucune diminution significative n'est simulée, contrairement à ce que suggèrent Ng et al. (2018). Cette différence avec les données est probablement la conséquence de l'absence de flux d'eau douce au cours de cette

même période, ce qui souligne l'effet important des flux d'eau douce sur la période de la dernière déglaciation.

À partir de la période 5 (-15 000 – -14 500 ans), les quatre expériences présentent un comportement différent. Dans le cas de la simulation de contrôle, de légères variations sont simulées, oscillant entre 17 et 22 Sv. En revanche, dans les expériences degla-FWF et degla-FWF-Atl, une nette diminution de l'AMOC est simulée, de 5 Sv et 9 Sv respectivement en seulement 150 ans. La diminution plus importante de l'intensité de l'AMOC dans degla-FWF-Atl est principalement due à l'ajout de flux d'eau douce dans les zones de convection de l'Atlantique Nord. Ces résultats mettent donc en évidence la sensibilité du modèle à la méthode utilisée pour injecter ces flux dans l'océan. Dans l'expérience degla-FWF-100, l'AMOC semble répondre de façon presque instantanée à l'ajout des eaux de fonte dans l'océan : le pic de diminution de l'AMOC est en effet atteint à -14 400 ans, ce qui coïncide avec le pic des flux d'eau douce ajoutés dans cette expérience.

Après la rapide diminution de l'intensité de l'AMOC, une augmentation progressive est simulée dans les expériences degla-FWF et degla-FWF-Atl, alors que les flux d'eau douce ajoutés dans ces simulations sont quasiment constants pour les périodes 5 et 6 (-15 000 à -14 000 ans) (Figure 5.24a). On peut donc supposer que l'intensité de l'AMOC ne dépend pas seulement des flux d'eau douce, mais potentiellement des variations des GES et/ou de l'insolation (Zhu et al., 2021). Entre -14 700 et -14 300 ans l'augmentation de la concentration atmosphérique des GES est d'environ + 15 ppm et + 130 ppb pour le CO_2 et le CH_4 respectivement. Au cours de cette période, le flux d'eau relâché dans l'Atlantique Nord est de 0.065 Sv (Figure 5.24a) pour les expériences degla-FWF et degla-FWF-Atl, ce qui ne serait pas suffisant pour contrebalancer l'impact des GES et/ou de l'insolation sur l'augmentation de l'intensité de l'AMOC.

Il est important de noter que l'effet des GES sur l'AMOC demeure un sujet de recherche actif (Zhu et al., 2021; Hu et al., 2020; Klockmann et al., 2016, 2018) et qu'il existe des incertitudes quant à la manière dont la circulation océanique répond aux variations des différents forçages (Intergovernmental Panel On Climate Change, 2021; Bonnet et al., 2021). Les simulations présentées dans ce chapitre ne permettent pas de dresser des conclusions fermes sur l'impact des GES/insolation sur le comportement de l'AMOC. Pour essayer de répondre à ces questions, de nouvelles expériences pourraient être réalisées, en maintenant constants les paramètres orbitaux ou les concentrations de GES pendant certaines périodes, de la même façon que je l'ai fait pour les conditions limites des calottes. De telles expériences permettraient alors de confirmer ou d'infirmer l'impact des forçages externes sur l'AMOC.

5.3.4.2 *Étude de l'impact des flux d'eau douce sur la profondeur de plongée de l'AMOC et de l'AABW et sur les températures atmosphériques*

Pour les expériences degla-FWF et degla-FWF-Atl, une réduction d'environ 1000 mètres de la profondeur est simulée dès l'introduction des flux d'eau douce au début de la période 5 (-15 000 ans), comparée à la simulation de contrôle (Figure 5.26), suivie d'une nouvelle diminution d'environ 1500 à 2000 mètres au MWP1A (-14 500 ans). En ce qui concerne l'expérience degla-FWF-100, aucune modification significative n'est observée à -15 000 ans pour l'AMOC à cause des faibles flux d'eau douce ajoutés dans l'océan Atlantique à cette période (~ 0.01 Sv). En revanche, à partir de -14 500 ans, une réduction d'environ 2000 mètres de la profondeur de plongée est simulée, correspondant au pic des flux d'eau douce (~ 0.125 Sv). Enfin, la Figure 5.26 montre que l'AABW s'arrête instantanément lors de l'ajout de flux d'eau douce dans l'océan Austral, à -15 000 ans, pour les trois expériences degla-FWF-X.

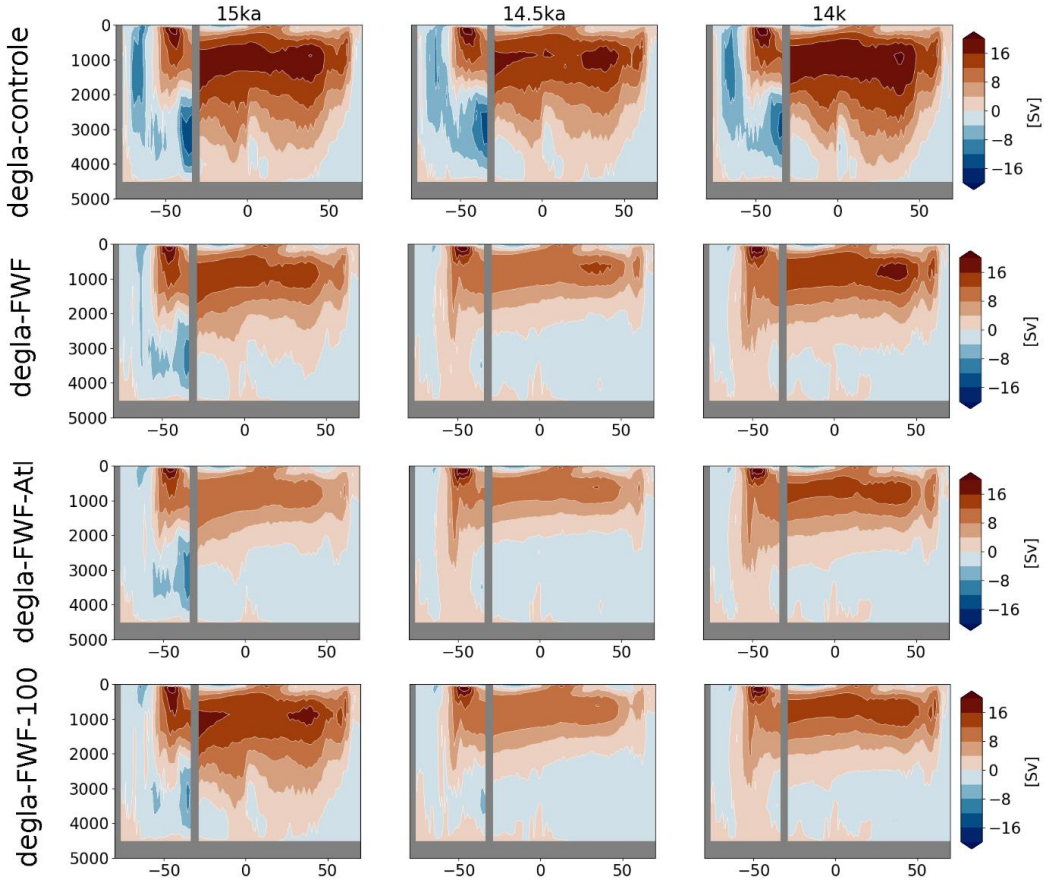

***Figure 5.26** : AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation) et AABW à différentes périodes pour les expériences degla-contrôle, degla-FWF, delga-FWF-Alt et degla-FWF-100*

La diminution de la profondeur de plongée de l'AMOC et de l'AABW peut s'expliquer par l'ajout d'eau douce qui impacte la salinité des eaux, ce qui affecte directement la densité et perturbe la profondeur de plongée. La diminution de

l'intensité de l'AMOC et de l'AABW par rapport à la simulation de contrôle où les comportements de l'AMOC et l'AABW ne varient que faiblement au cours de la simulation, a pour conséquence de ne plus transporter les eaux chaudes des basses vers les hautes latitudes, entraînant ainsi un refroidissement supérieur à 4°C (Figure 5.27) en mer du Labrador et en mer d'Amundsen (Figure 5.27).

Un refroidissement global, mais plus marqué dans les régions polaires est simulé à -15 000 ans pour les expériences degla-FWF-X comparé à degla-contrôle (voir Figure 5.27). A -14 500 ans, la différence des températures atmosphériques entre l'expérience de contrôle et les expériences degla-FWF-X diminue, et seules les zones à proximité des zones de rejet de l'eau douce (voir Figure 5.27), à savoir l'océan Austral et l'Atlantique Nord, présentent des différences encore significatives par rapport à la simulation de contrôle. On peut donc supposer que l'ajout de flux d'eau douce peut entraîner un refroidissement global de quelques dixièmes de degré via la diminution de l'intensité de l'AMOC et de l'AABW, qui impacte le transport de chaleur des basses vers les hautes latitudes.

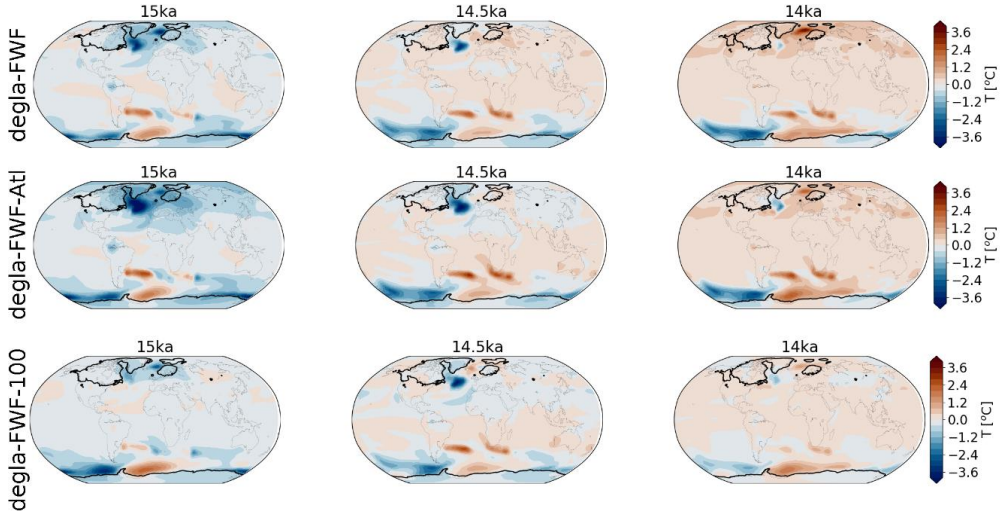

Figure 5.27 *: haut : différence des températures annuelles à 2 m pour l'expérience degla-FWF et degla-contrôle à différentes périodes; milieu : différence des températures annuelles à 2 m pour l'expérience degla-FWF-Atl et degla-contrôle à différentes périodes; bas : différence des températures annuelles à 2 m pour l'expérience degla-FWF-100 et degla-contrôle à différentes périodes*

5.3.5 Mise en évidence de rétroactions atmosphère-océan-calottes

En raison de contraintes de temps, je n'ai malheureusement pas pu mener une analyse exhaustive de tous les phénomènes simulés avec le modèle IPSL-CM5A2. Cependant, je me suis concentré sur deux aspects spécifiques qui se sont démarqués dans mes simulations, à savoir, le refroidissement significatif simulé dans la mer d'Amundsen (Antarctique de l'Ouest), intervenant à -15 000 ans dans

la plupart des expériences, ainsi que le réchauffement dans la mer du Labrador lors des mises à jour des conditions limites.

5.3.5.1 Mer de Amundsen (Antarctique de l'Ouest)

Toutes les expériences ont révélé un refroidissement significatif en mer d'Amundsen sur certaines périodes par rapport au DMG. Par conséquent, il est peu probable que ce phénomène soit déclenché par l'introduction de flux d'eau douce ou un changement des conditions limites des calottes de glace et serait davantage lié aux forçages externes, c'est-à-dire aux variations des GES et/ou des paramètres orbitaux.

La Figure 5.28 présente l'évolution de diverses variables climatiques dans la région de la mer d'Amundsen pour l'expérience dégla-contrôle. Le refroidissement simulé au cours de la période 4 (-15 500 – -15 000 ans) est clairement illustré dans l'évolution des températures à 2 mètres (Figure 5.28a), avec une baisse de plus de 1°C au-dessus de la mer d'Amundsen par rapport au DMG (Figure 5.28). Étant donné que le modèle IPSL-CM5A2 est un modèle couplé atmosphère-océan-végétation, il s'avère complexe de déterminer l'élément déclencheur de ce phénomène. Cependant, dans la suite de cette section, j'expose un mécanisme plausible permettant d'expliquer ce refroidissement.

Dans un premier temps, on observe une légère hausse des températures atmosphériques à 2 mètres à la fin de la période 3 (-16 400 – -15 500 ans) et au début de la période 4 (-15 500 – -15 000 ans), ce qui se traduit par une augmentation des températures de surface de l'océan (voir Figure 5.28b). Une diminution de la densité des eaux de surface se produit alors au niveau de la zone de convection dans la mer d'Amundsen (voir Figure 5.28d), ce qui entraîne ensuite une réduction de la profondeur de plongée dans cette même région (voir Figure 5.28e).

Comme je l'ai déjà évoqué dans la section précédente (5.3.4), une diminution de la profondeur de plongée de l'AABW conduit à une réduction du transport océanique des basses vers les hautes latitudes, et induit ainsi un refroidissement des eaux océaniques dans les hautes latitudes. Ce refroidissement favorise alors la formation de glace de mer (voir Figure 5.28c), ce qui amplifie la diminution des températures atmosphériques (Fig. 5.28a). En parallèle, le développement de la glace de mer isole la surface de la mer d'Amundsen de l'atmosphère, réchauffe les couches supérieures de l'océan et accroît la salinité dans les eaux de surface. L'augmentation de la salinité augmente la densité des eaux de surface, réactive l'AABW et augmente les températures atmosphériques durant la période 5 (-15 000 – -14 500 ans).

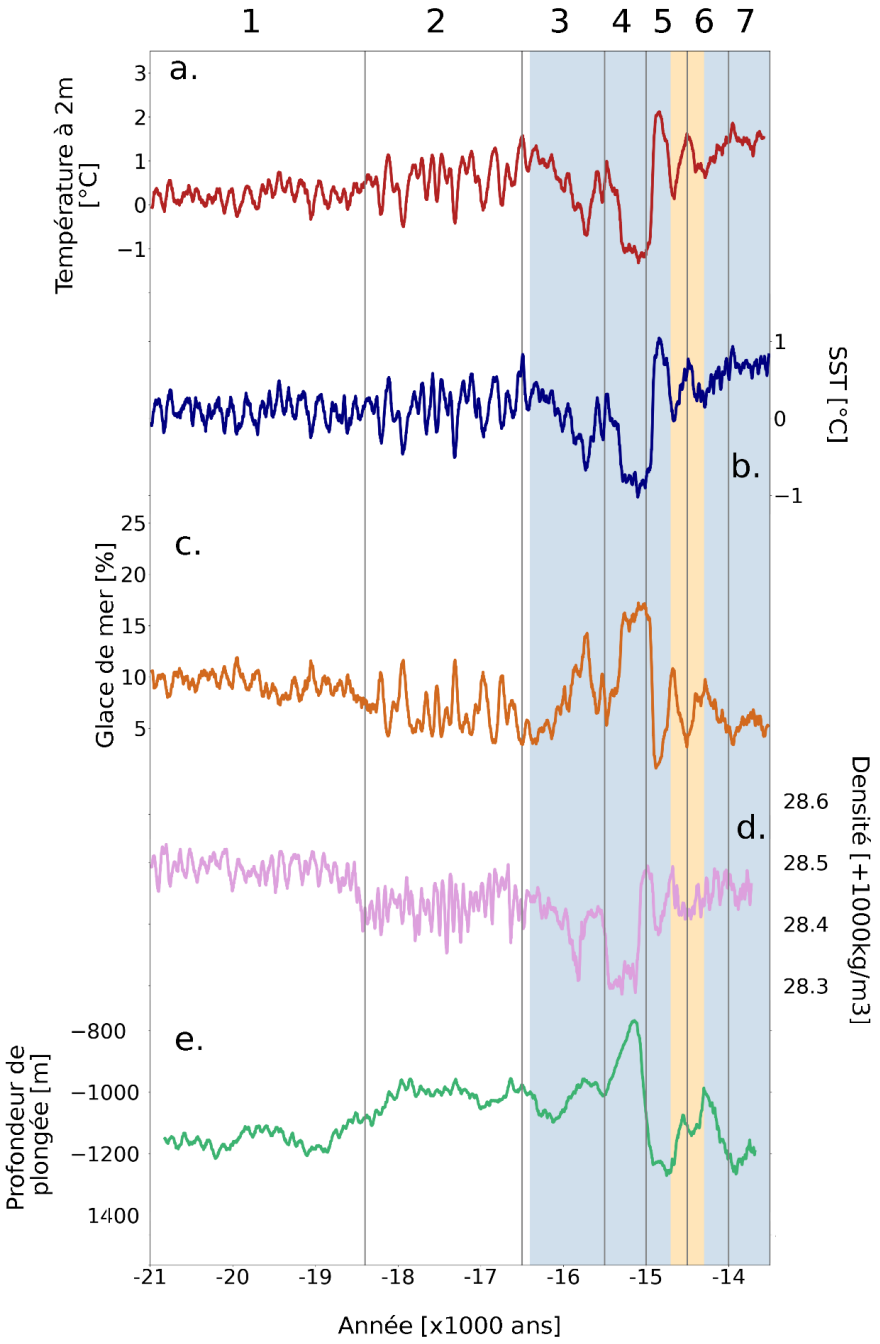

Figure 5.28 *: a/Anomalie des températures à 2 m par rapport au DMG dans la mer d'Amundsen pour l'expérience degla-contrôle. b / Anomalie de température océanique de surface de la mer d'Amundsen par rapport au DMG pour l'expérience delga-contrôle. c : Évolution de la glace de mer de la mer Amundsen pour l'expérience delga-contrôle. d : Évolution de la densité des eaux en surface dans la zone de convection de la mer Amundsen pour l'expérience delga-contrôle. e : Évolution de la profondeur de plongée des eaux dans la zone de convection de la mer Amundsen pour l'expérience delga-contrôle.*

Enfin, il convient de noter que le changement des conditions limites des calottes de glace peut amplifier ce phénomène. Cela est illustré par exemple à -16 000 ans dans l'expérience degla-cl-18.4, où l'on observe un refroidissement plus marqué par rapport à l'expérience de contrôle (voir Figure 5.22). L'introduction de flux

d'eau douce autour de l'Antarctique dans les simulations degla-FWF-X entraîne une diminution plus importante de la profondeur de plongée des eaux de surface, réduisant ainsi davantage l'AABW par rapport à la simulation de contrôle au cours de la période 4 (-15 500 – -15 000 ans). En conséquence, les simulations degla-FWF-X montrent un refroidissement plus prononcé que les expériences de contrôle et degla-cl-X.

Un schéma récapitulatif des différentes phases de ce mécanisme est présenté dans la Figure 5.29.

En conclusion, nos simulations démontrent qu'une brusque augmentation des températures atmosphériques peut rapidement (après seulement quelques décennies) provoquer un refroidissement sur plusieurs siècles. Ce mécanisme se reproduit à plusieurs reprises au cours des diverses expériences de déglaciation, mais il est particulièrement intense pendant la période 4 (-15 500 – -15 000 ans), bien que cette amplification reste compliquée à déterminer du fait des différents processus pouvant impacter ce phénomène.

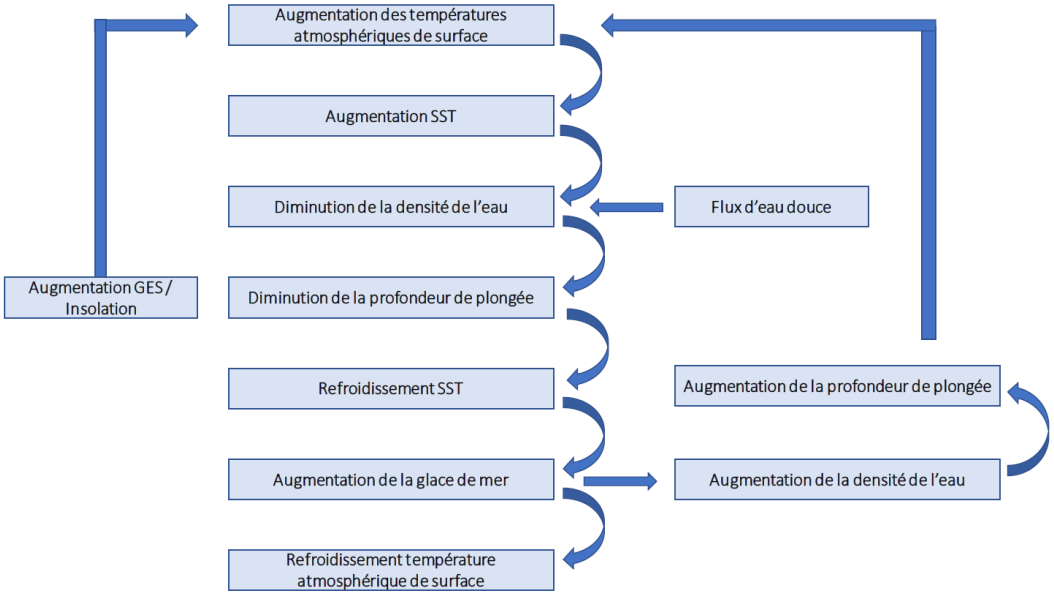

Figure 5.29 *: Schéma d'un mécanisme plausible permettant d'expliquer le refroidissement simulé dans la mer de Amundsen*

5.3.5.2 Mer du labrador (entre Terre Neuve et le Groenland)

En analysant les résultats de mes différentes expériences, j'ai observé une augmentation des températures à 2 mètres de plus de 4°C par rapport au DMG dans la mer du Labrador à chaque mise à jour des conditions limites (Figure 5.30).

Après chaque mise à jour, une zone de convection se forme dans la mer du Labrador sur une période de 50 ans (Figure 5.30), ce qui amplifie l'intensité de

l'AMOC. Ce changement dans la circulation océanique entraîne une augmentation du transport de chaleur par l'océan depuis les basses vers les hautes latitudes (Figure 5.31), créant ainsi une anomalie de température atmosphérique au-dessus de la mer du Labrador.

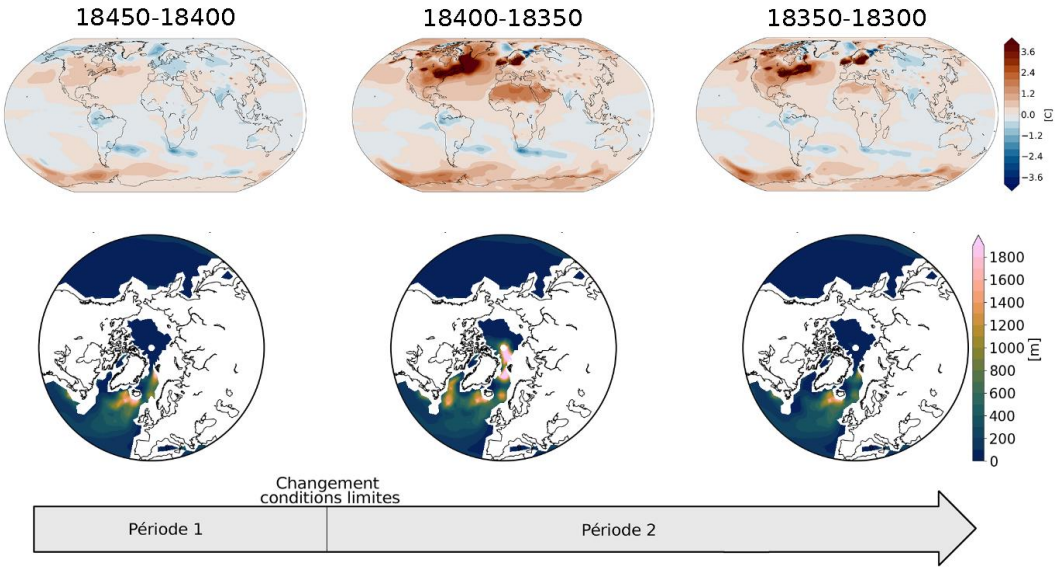

Figure 5.30 *: haut : Anomalie des températures à 2 m de différentes périodes comparées au DMG pour l'expérience degla-contrôle. Bas : Zone de convection pour différentes périodes.*

Le réchauffement au-dessus de la mer du Labrador s'étend sur une période de 100 ans avant de décroître (Fig. 5.30). On retrouve alors des températures atmosphériques similaires à celles de la période précédente. Comme je l'ai indiqué dans la section 5.2, j'ai choisi de réaliser des simulations d'une durée d'un an lors des changements des conditions limites pour permettre au système climatique de s'équilibrer aux nouvelles conditions limites. Ce choix a pu engendrer plusieurs biais dans l'évolution des conditions climatiques tout au long des expériences de déglaciation. Une solution aurait pu consister à prolonger ces simulations d'équilibre jusqu'à 100 ans lors des modifications des conditions limites. Toutefois, en raison des contraintes de temps pendant ma thèse pour réaliser ces simulations transitoires, j'ai opté pour réduire le temps consacré aux simulations d'équilibre entre chaque période.

Ainsi, le protocole mis en place pour réaliser les expériences modifie artificiellement la circulation océanique par la création d'une nouvelle zone de convection dans la mer du Labrador sur une période de 50 ans qui s'accompagne par une augmentation abrupte des températures atmosphériques, également observée dans d'autres régions. Par exemple, dans le Sahara, un réchauffement d'environ 1°C est simulé au cours des 50 années suivant le changement des

conditions limites entre la période 1 et la période 2. Il est possible que ce réchauffement découle de l'augmentation des températures atmosphériques au-dessus de la mer du Labrador. Cependant, le lien entre ces deux événements reste complexe à établir et je n'ai malheureusement pas eu le temps d'approfondir mon analyse. En revanche, Defrance et al. (2017) suggèrent que la fonte potentielle du Groenland dans le futur pourrait affecter la région ouest sahélienne via des téléconnexions océan-atmosphère. Il est donc possible qu'un mécanisme similaire à celui-ci se soit produit dans mes simulations, expliquant ainsi le réchauffement du Sahara.

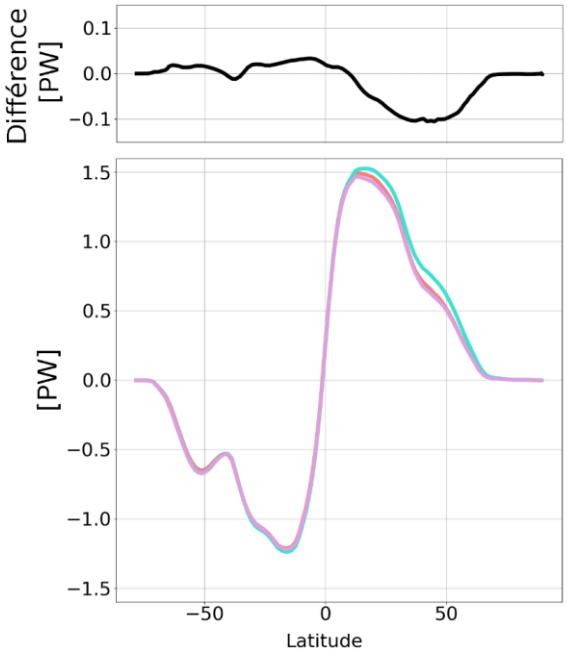

Figure 5.31 *: Haut : Différence du transport d'énergie par l'océan entre la période -18 350 ans et -18 400 ans pour l'expérience degla-contrôle. Bas : Transports d'énergies par l'océan simulé par l'expérience degla-contrôle pour les périodes -18 350 ans (rouge), -18 400 ans (vert) et -18 450 (rose).*

5.4 DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS

L'une des principales limitations de mon étude réside dans l'émergence soudaine d'une nouvelle zone de convection dans la mer du Labrador, provoquant ainsi une augmentation abrupte des températures atmosphériques dans cette région lors des modifications des conditions limites des calottes de glace. D'autres études ont également réalisé des simulations transitoires en suivant le même protocole que celui proposé par Ivanovic et al. (2016) (Liu et al., 2009; Obase et al., 2019; Kapsch et al., 2022; Bouttes et al., 2023). Parmi ces études, Bouttes et al. (2023) et Kapsch et al. (2022) ont choisi de mettre à jour les conditions limites respectivement tous les 100 ans et tous les 10 ans. Cette approche a potentiellement permis d'atténuer les fluctuations brusques liées au changement de la topographie des calottes,

contrairement à ce qui a été observé dans mes expériences. Par conséquent, aucune augmentation brusque des températures atmosphériques n'a été observée lors des mises à jour des conditions limites dans ces deux études, sauf dans les zones où l'épaisseur de glace a été modifiée.

Afin de réduire l'impact de ces fluctuations lors des mises à jour, une possibilité serait de suivre la même approche que Bouttes et al. (2023) et Kapsh et al. (2022). Cependant, il faut noter que chaque modification des conditions limites nécessite une initialisation du modèle LMDZ puis du modèle IPSL-CM5A2 en fonction des nouvelles conditions, ce qui augmenterait considérablement le temps nécessaire pour effectuer la déglaciation transitoire avec le modèle IPSL-CM5A2. Une autre option serait d'allonger la période de simulation d'équilibre du modèle IPSL-CM5A2 entre deux périodes successives, afin d'assurer une meilleure adaptation de l'océan aux nouvelles conditions. Étant donné que, dans mes simulations, le temps de calcul du modèle IPSL-CM5A2 est en moyenne d'une journée complète pour simuler 50 ans, atteindre l'équilibre sur 100 ans serait réalisable en deux jours.

Les expériences degla-cl-X ont mis en évidence la réponse du modèle aux variations de la topographie des calottes de glace. Cependant, dans mon étude, je me suis basé sur l'utilisation d'une seule reconstruction (GLAC-1D). L'étude de Bouttes et al. (2023), réalisée avec le modèle iLOVECLIM, a montré que la réponse du modèle varie en fonction des reconstructions de la topographie des calottes de glace utilisée. Une approche différente serait alors de conduire cette même étude en utilisant différentes reconstructions, telles que ICE-6G_C, par exemple.

J'ai également montré que l'AMOC simulée par le modèle IPSL-CM5A2 est sensible à la méthode choisie pour déverser les eaux de fonte dans l'océan. En effet, dans l'expérience degla-FWF-Atl, lorsque les eaux de fonte sont relâchées près des zones de convection, l'AMOC est plus fortement affectée que lorsque ces eaux de fonte sont libérées le long des calottes de glace. De plus, la réponse de l'AMOC aux rejets d'eau douce se produit en moins de 100 ans pour les périodes 5, 6 et 7 (-15 000 – -13 500 ans). Par conséquent, il est essentiel d'avoir une résolution temporelle aussi précise que possible pour reproduire de manière réaliste les éventuels événements résultant de la fonte des calottes de glace. Une amélioration potentielle de mes expériences consisterait à distribuer l'eau de fonte calculée en fonction de la topographie à l'aide d'un modèle d'écoulement hydrologique. C'est d'ailleurs l'approche suivie par Kapsch et al. (2022) pour leurs simulations transitoires, avec des flux d'eau douce mis à jour tous les 10 ans. Leur résultat principal est que l'AMOC simulée par le modèle de climat MPI-ESM-CR dépend de la topographie des calottes de glace, car elle détermine les différentes

zones de relargage des eaux de fonte au cours du temps. Il serait donc intéressant de mettre en place une approche similaire. Toutefois, avant d'implémenter un modèle de routage de l'eau, un premier effort serait d'augmenter la résolution temporelle des flux d'eau douce, pour laquelle le modèle IPSL-CM5A2 a montré une sensibilité plus significative qu'a la localisation des bassins de déversement.

De plus, Swingedouw et al. (2022) mettent en avant que la réponse de l'AMOC à des flux d'eau douce dépend fortement de la résolution spatiale du modèle. En effet, les modèles à haute résolution tiennent compte des processus méso-échelle, notamment les tourbillons, qui transportent de manière plus réaliste l'eau douce autour des *ice-shelves* et apportent de l'eau froide provenant des courants frontaliers à fine échelle vers le bassin de convection dans la mer du Labrador. Cette interaction provoque un refroidissement significatif de la mer du Labrador, ce qui a un impact majeur sur la convection profonde. Swingedouw et al. (2022) montrent également qu'avec un modèle à haute résolution, l'AMOC a un temps de réponse plus rapide et plus intense à des rejets d'eau douce, que les modèles à faible résolution, tels que ceux participant aux projets CMIP. La faible résolution du modèle IPSL-CM5A2 peut alors impacter la réponse simulée de l'AMOC dans mes expériences prenant en compte les rejets de flux d'eau douce.

Enfin, l'écart entre l'évolution de l'AMOC reconstruite à partir des géotraceurs et celle déduite de mes simulations est l'une des autres limites de cette étude. Une première étape pour réduire l'écart entre les simulations et les données consisterait à introduire un flux d'eau douce tout au long des expériences (-21 000 – -13 500 ans), contrairement à ce qui a été réalisé dans cette étude. Deuxièmement, selon Sherriff-Tadano et Klockmann (2021), l'AMOC simulée par la plupart des modèles participant aux programmes PMIP, notamment IPSL-CM5A2, serait trop intense au DMG par rapport à celle simulée pour la période préindustrielle, impactant potentiellement la réponse de l'AMOC à divers forçages. En effet, la simulation de la dernière déglaciation réalisée par Obase et al. (2019) avec le modèle MIROC 4m a montré qu'une augmentation de l'AMOC conforme à l'évolution du rapport Pa/Th durant le MWP1A pouvait se produire sans réduction des flux d'eau douce. Ce résultat pourrait être dû à l'intensité de l'AMOC simulée par le modèle MIROC 4m qui calcule une AMOC au DMG avec une intensité inférieure à 10 Sv, ce qui la rend potentiellement plus sensible aux variations des GES et/ou des flux d'eau douce. Nous pourrions donc essayer de simuler un état initial avec une AMOC moins vigoureuse et moins profonde que celle obtenue dans cette étude afin de réduire l'écart entre mes simulations et les données. Étant donné que les reconstructions de GLAC-1D indiquent que les flux d'eau douce au DMG sont de l'ordre de 0.05 Sv, il pourrait être intéressant de réaliser un nouvel état initial avec un flux d'eau douce constant afin de diminuer l'intensité

de l’AMOC. Cela pourrait constituer une piste à explorer pour une meilleure adéquation entre les simulations et les données.

La simulation de l’AMOC se présente alors comme l'un des défis majeurs dans la réalisation de simulations de la déglaciation. Il est important de déterminer avec précision l'intensité et la profondeur de l'AMOC au DMG, car les données actuelles suscitent encore des débats et les modèles climatiques varient dans leurs estimations. Cette incertitude souligne la nécessité d'améliorer notre compréhension de l'AMOC à cette époque. Il faut également tenir compte de la sensibilité des GCMs aux flux d'eau douce qui varient en fonction des modèles, de la localisation géographique et de la résolution spatiale. Comprendre ces variations est crucial pour interpréter correctement les réponses des modèles aux changements climatiques. De plus, il est essentiel de comprendre comment l'océan a réagi aux changements de masque terre/océan au cours de la déglaciation. Toutes ces questions mettent alors en avant le besoin de continuer dans la compréhension de la réponse de l’AMOC à des changements environnementaux.

Cette étude a également produit des résultats prometteurs. En effet, j’ai pu analyser des rétroactions importantes, et j’ai réussi à simuler une déglaciation avec une tendance en accord avec les reconstructions et mis en évidence le rôle critique des calottes glaciaires, tout en reproduisant avec succès les changements abrupts associés au MWP1A.

Il est aussi essentiel de rappeler que cette approche était exploratoire, et qu'elle a ouvert des perspectives intéressantes pour des améliorations futures. La fréquence des mises à jour des conditions limites ainsi que des flux d’eau douce a clairement un impact significatif, notamment sur la modification de l’intensité de l’AMOC, un aspect que nous devrons sérieusement prendre en compte lorsque nous effectuerons d’autres simulations transitoires.

Enfin, en préparant cette étude au début de ma troisième année de thèse, nos objectifs initiaux étaient de simuler la totalité de la déglaciation et de coupler de manière asynchrone le modèle IPSL-CM5A2 avec le modèle de glace GRISLI. Malheureusement, en raison de contraintes de temps, je n’ai pas pu concrétiser ces deux ambitions. Il serait alors envisageable de prolonger les simulations réalisées durant cette thèse et d’en réaliser de nouvelles avec un couplage asynchrone IPSL-CM5A2 – GRISLI.

6 CHAPITRE 6 : CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Les observations satellitaires ont révélé que les dernières décennies ont été marquées par une constante diminution de la masse de glace en Antarctique (Rignot et al., 2019 ; The IMBIE team, 2017 ; Scambos et al., 2017) en réponse aux changements des conditions océaniques (Pritchard et al., 2012 ; Khazendar et al., 2016) et atmosphériques (Scambos et al., 2000). De leur côté, les études basées sur la modélisation révèlent que l'une des plus grosses incertitudes sur la remontée du niveau des mers au cours des prochains siècles serait liée à la contribution de l'Antarctique, et en particulier, à celle de l'Antarctique de l'Ouest. Les projections sur le devenir de l'Antarctique dépendent du nombre de processus physiques pris en compte dans les modèles (Edwards et al., 2019), des conditions initiales des modèles de glace (Seroussi et al., 2019), des paramétrisations utilisées (Bulthuis et al.,2019) et enfin du forçage climatique (Golledge et al., 2015 ; Schlegel et al., 2018). Par ailleurs, du fait d'un manque d'observations directes, les processus responsables du recul rapide de la glace dans certaines régions sont encore très peu contraints (Scambos et al., 2017), notamment au niveau des grandes plateformes de glace flottante en Antarctique de l'Ouest. En conséquence, les projections de la contribution de la calotte antarctique à la remontée du niveau des mers d'ici à la fin du siècle divergent considérablement, allant de quelques millimètres à plus d'un mètre (Ritz et al., 2015 ; Pollard et al., 2015 ; Little et al., 2013; Levermann et al., 2014 ; Pollard and DeConto, 2016 ; Seroussi et al., 2020). Ces différentes sources d'incertitudes mettent alors en évidence les défis à relever pour modéliser le futur de l'Antarctique de l'Ouest.

Pour limiter ces incertitudes, les reconstructions des paléoclimats et de la géométrie des calottes glaciaires passées nous offrent l'opportunité de mieux appréhender la réponse des différentes composantes du système climatique aux variations climatiques, et de mieux cerner les différents processus impactant la stabilité des calottes. À cet égard, la période de la dernière déglaciation (-21 000 à -11 000 ans), qui est l'une des périodes les mieux documentées par les archives climatiques, nous permet d'examiner l'impact de l'évolution du climat sur le recul des calottes ainsi que l'impact de la variation du volume de glace sur le climat lui-même. En particulier, la calotte BKIS qui couvrait les mers de Barents et de Kara au DMG constitue un objet d'étude particulièrement intéressant du fait qu'une large partie de la calotte était en contact avec l'océan et qu'elle présentait la caractéristique d'être une calotte marine. À ce titre, elle est souvent désignée comme un potentiel analogue à l'Antarctique de l'Ouest actuel (Gudlaugsson et al.,

2017 ; Andreassen et Winsborrow, 2009 ; Mercer, 1970).

L'un des objectifs de ma thèse était alors de contribuer à une meilleure compréhension de la sensibilité des calottes marines face à un climat qui change en étudiant la réponse de la calotte eurasienne au cours de la dernière déglaciation et en analysant les mécanismes responsables de son recul.

À partir d'un ensemble de simulations numériques, j'ai pu démontrer dans les chapitres 3 et 4 que le recul de la calotte eurasienne pendant la dernière déglaciation a été principalement causé par l'augmentation des températures atmosphériques. J'ai également mis en évidence qu'une instabilité de type MISI pouvait être déclenchée par l'augmentation des températures atmosphériques, et provoquer le recul total de la calotte EIS. En revanche, d'après mon étude, le forçage océanique n'a qu'un impact mineur sur la réponse de EIS. Ces résultats remettent alors en cause la potentielle analogie de BKIS avec l'Antarctique de l'Ouest, qui d'après les observations, suggèrent que le recul de la calotte est gouverné actuellement par la fonte sous les *ice-shelves* (Pritchard et al., 2012). Aujourd'hui, la fonte de surface en Antarctique est encore marginale. Cependant, selon le scénario le plus pessimiste du dernier rapport du GIEC (IPCC, 2021) on peut s'attendre à une augmentation des températures annuelles d'environ 3°C en Antarctique de l'Ouest d'ici 2050 par rapport à la période 1850-1900. Cette élévation de la température pourrait entraîner une augmentation de la fonte de surface dans cette région. En conséquence, l'Antarctique de l'Ouest pourrait connaître une situation similaire à celle de la calotte glaciaire EIS pendant la dernière déglaciation, avec un recul significatif de la partie marine.

Ces résultats sont en contradiction avec des études antérieures (Petrini et al., 2020 ; Alvarez-Solas et al., 2019) qui suggérèrent que la déstabilisation de BKIS est essentiellement pilotée par les variations des températures océaniques. En revanche j'ai pu montrer que les conclusions de ces deux études pouvaient être influencées par le protocole suivi pour créer l'état initial, potentiellement responsable d'une amplification artificielle de la sensibilité de la calotte EIS à des variations de température océanique.

Une autre différence majeure entre mon approche et celles d'Alvarez-Solas et al. (2019) et de Petrini et al. (2020) concerne la représentation de la dynamique de la ligne d'échouage : une paramétrisation spécifique du flux de glace au niveau de la ligne d'échouage dans GRISLI2.0, absente dans les modèles utilisés dans les études antérieures, permet de mieux représenter les avancées et le recul de la ligne d'échouage et ses instabilités potentielles, tout en utilisant une résolution spatiale de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Cependant, l'amplitude du recul de la ligne d'échouage reste très dépendante du modèle de glace utilisé (Seroussi et al., 2020 ;

Sun et al., 2020). Afin de confirmer ou d'infirmer la robustesse des résultats obtenus avec GRISLI2.0, il serait nécessaire de reproduire le même type d'expériences avec d'autres modèles de glace pour examiner à quel point ces résultats sont dépendants du modèle utilisé.

Néanmoins, pour représenter correctement les processus de fine échelle qui se produisent au niveau de la ligne d'échouage, Durand et al. (2009) recommandent l'utilisation d'un modèle de glace avec une résolution inférieure au kilomètre. Mais la modélisation de la calotte eurasienne à de telles résolutions serait alors bien trop coûteuse en temps de calcul. Pour contourner ce problème, des modèles de glace à grille adaptative permettent d'affiner la résolution dans les zones critiques, telles que la ligne d'échouage, et abaisser ainsi les temps de calcul, tout en modélisant correctement leur dynamique. C'est le cas, par exemple, du modèle Elmer-Ice (Gagliardini et al., 2013). Toutefois, ce modèle est davantage adapté à des simulations sur des échelles de temps relativement courtes, car il ne prend pas en compte certains processus indispensables pour effectuer des expériences paléoclimatiques, tels que le rebond isostatique ou encore le couplage thermomécanique. Il serait donc intéressant d'intégrer ces différents aspects au modèle de glace Elmer-Ice afin de réaliser les mêmes expériences que celles présentées dans les chapitres 3 et 4. Cela permettrait une meilleure représentation de la dynamique de la ligne d'échouage lors de la dernière déglaciation et des processus conduisant potentiellement aux instabilités des calottes marines. Une autre solution serait d'intégrer dans le modèle GRISLI2.0 la possibilité de faire du raffinement de maillage localement comme c'est par exemple le cas dans le modèle BISICLES (Cornford et al. 2013). De tels développements n'ont pas encore été implémentés dans GRISLI, mais devraient être réalisés dans le cadre du projet TRACCS (TRAnsformer la modélisation du Climat pour les services ClimatiqueS).

En plus des incertitudes liées aux différents mécanismes impactant la stabilité des calottes de glace, et celles liées en particulier à la dynamique de EIS au cours de la dernière déglaciation, de nombreuses questions subsistent encore sur l'impact de la fonte des calottes de glace sur le climat. Dans le chapitre 5, j'ai examiné en particulier le rôle du changement de géométrie des calottes et l'impact des flux d'eau douce issus de la fonte des calottes. Pour cela, j'ai réalisé la première simulation transitoire de la déglaciation avec le modèle IPSL-CM5A2, forcée par les reconstructions GLAC-1D,

Au cours de la déglaciation, l'évolution des températures atmosphériques simulées avec le modèle de climat est en accord avec les reconstructions (Shakun et al., 2012), avec néanmoins un écart d'environ +1°C à -13 500 ans. J'ai pu

montrer que cette différence avec les observations est amplifiée par la modification de la géométrie des calottes, ce qui souligne le rôle important des rétroactions température-altitude et température-albedo.

J'ai également mis en évidence la sensibilité de l'AMOC aux flux de fonte et montré que la zone où les flux d'eau douce sont déversés a un impact significatif sur l'AMOC, avec une réponse plus marquée lorsque les flux d'eau douce sont relâchés au niveau des zones de convection (Roche et al., 2010). En particulier, j'ai montré qu'au moment du MWP1A (-15 000 – -14 000 ans) un ajout de 0.065 Sv réduisait l'intensité de l'AMOC de 9 à 5 Sv en fonction des zones où sont relâchés les flux d'eau douce. Ces réductions de l'intensité de l'AMOC ont eu pour effet de ralentir le réchauffement induit par les forçages externes et les changements de conditions limites des calottes dans l'hémisphère nord. Le même phénomène a été simulé dans l'hémisphère sud, où la diminution de la profondeur de plongée de l'AABW a provoqué un refroidissement significatif au-dessus de la mer d'Amundsen.

De récentes études de modélisation suggèrent que l'AMOC est sensible à l'augmentation des GES (Zhu et al., 2021 ; Hu et al., 2020 ; Klockmann et al., 2016, 2018). Mais de fortes incertitudes sur l'intensité de l'AMOC subsistent à la fois dans les données (Böhm et al., 2014; McManus et al., 2004; Yu et al., 1996; Ng et al., 2018) et les modèles climatiques (Sherriff-Tadano et Klockmann, 2021). Une possibilité pour examiner la corrélation potentielle entre l'intensité de l'AMOC et la concentration des GES avec le modèle IPSL-CM5A2 serait d'effectuer de nouvelles expériences en maintenant constante la concentration de GES. Ces nouvelles expériences pourraient ensuite permettre d'apporter des éléments de réponse quant à la probable réponse de l'AMOC à l'augmentation actuelle et future des GES dans l'atmosphère et à la fonte future du Groenland (Devilliers et al., 2021 ; Swingedouw et al., 2022).

Il faut noter que l'approche suivie pour simuler la déglaciation avec le modèle IPSL-CM5A2 s'est inscrite dans une démarche exploratoire, offrant ainsi un point de départ à des développements ultérieurs. J'ai pu en effet tester la sensibilité du modèle à la localisation des zones où les flux d'eau de fonte sont injectés à l'océan. J'ai également mis en avant que la mise à jour des conditions limites avait exercé une influence significative sur le climat, et en particulier sur une augmentation artificielle de l'intensité de l'AMOC, accentuant le biais chaud dans l'Atlantique Nord sur une période de 100 ans. Afin de limiter cet impact, des mises à jour plus fréquentes des conditions limites pourraient être testées telles que dans l'étude de Kapsch et al. (2022) par exemple.

Cependant, il est essentiel de noter que l'absence d'un modèle couplé climat-

calotte au LSCE constitue un obstacle majeur dans notre capacité à appréhender la réponse des calottes aux changements climatiques à venir et leur répercussion sur le climat global. Afin d'avoir une meilleure représentation des interactions climat-calottes, il est alors crucial de prendre en compte deux aspects : l'évolution continue du masque terre-océan et de la géométrie des calottes à chaque pas de temps. De plus, avec un modèle océanique haute résolution, l'extension de la grille sous les *ice-shelves* des calottes permettrait de simuler la circulation, la température et la salinité dans les cavités océaniques et d'améliorer ainsi la représentation de la fonte basale. L'intégration de ces éléments dans le modèle couplé constituerait une avancée majeure pour aller vers une meilleure compréhension des impacts du changement climatique sur les calottes glaciaires et de leurs interactions mutuelles.

Pour améliorer notre compréhension du système climatique, l'un des objectifs du projet TRACCS vise à développer ce couplage entre les modèles climatiques et les modèles de calottes de glace. Ce nouveau modèle couplé devrait aussi permettre de mieux comprendre les conditions climatiques requises pour déclencher une instabilité de type MISI de la calotte antarctique. Sa déstabilisation aurait des conséquences significatives sur l'élévation du niveau de la mer, ce qui en fait un sujet de préoccupation majeure en ce qui concerne les changements environnementaux actuels et futurs. La mise en place de couplage climat-calotte s'avère donc essentielle pour éclairer les décisions politiques, les actions d'atténuation et les mesures d'adaptation à mettre en place face à l'élévation du niveau marin.

BIBLIOGRAPHIE

Alvarez-Solas, J., Charbit, S., Ritz, C., Paillard, D., Ramstein, G., and Dumas, C.: Links between ocean temperature and iceberg discharge during Heinrich events, Nature Geosci, 3, 122–126, https://doi.org/10.1038/ngeo752, 2010.

Alvarez-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, 7, 1297–1306, https://doi.org/10.5194/cp-7-1297-2011, 2011.

Alvarez-Solas, J., Banderas, R., Robinson, A., and Montoya, M.: Ocean-driven millennial-scale variability of the Eurasian ice sheet during the last glacial period simulated with a hybrid ice-sheet–shelf model, Clim. Past, 15, 957–979, https://doi.org/10.5194/cp-15-957-2019, 2019.

Andreassen, K. and Winsborrow, M.: Signature of ice streaming in Bjørnøyrenna, Polar North Atlantic, through the Pleistocene and implications for ice-stream dynamics, Ann. Glaciol., 50, 17–26, https://doi.org/10.3189/172756409789624238, 2009.

Annan, J. D., Hargreaves, J. C., and Mauritsen, T.: A new global surface temperature reconstruction for the Last Glacial Maximum, Clim. Past, 18, 1883–1896, https://doi.org/10.5194/cp-18-1883-2022, 2022.

Ballantyne, C. K. and Stone, J. O.: Trimlines, blockfields and the vertical extent of the last ice sheet in southern Ireland: Trimlines, blockfields and the last ice sheet, S Ireland, Boreas, 44, 277–287, https://doi.org/10.1111/bor.12109, 2015.

Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R. G.: U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, Nature, 346, 456–458, https://doi.org/10.1038/346456a0, 1990.

Batchelor, C. L., Margold, M., Krapp, M., Murton, D. K., Dalton, A. S., Gibbard, P. L., Stokes, C. R., Murton, J. B., and Manica, A.: The configuration of Northern Hemisphere ice sheets through the Quaternary, Nat Commun, 10, 3713, https://doi.org/10.1038/s41467-019-11601-2, 2019.

Beckmann, A. and Goosse, H.: A parameterization of ice shelf–ocean interaction for climate models, Ocean Modelling, 5, 157–170, https://doi.org/10.1016/S1463-5003(02)00019-7, 2003.

Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., Roche, D. M., and Ritz, C.: Interdependence of the growth of the Northern Hemisphere ice sheets during the last glaciation: the role of atmospheric circulation, Clim. Past, 10, 345–358, https://doi.org/10.5194/cp-10-345-2014, 2014.

Beghin, P., Charbit, S., Dumas, C., Kageyama, M., and Ritz, C.: How might the North

American ice sheet influence the northwestern Eurasian climate?, Clim. Past, 11, 1467–1490, https://doi.org/10.5194/cp-11-1467-2015, 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 CO_2 record from 800 to 600 kyr before present, Geophysical Research Letters, 42, 542–549, https://doi.org/10.1002/2014GL061957, 2015.

Berends, T., Stap, L., and van de Wal, R.: Uncertainties in marine ice-sheet retreat are dominated by basal melt, display, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-2364, 2022.

Berger, AndréL.: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes, J. Atmos. Sci., 35, 2362–2367, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2, 1978.

Böhm, E., Lippold, J., Gutjahr, M., Frank, M., Blaser, P., Antz, B., Fohlmeister, J., Frank, N., Andersen, M. B., and Deininger, M.: Strong and deep Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial cycle, Nature, 517, 73–76, https://doi.org/10.1038/nature14059, 2015.

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, 329–345, https://doi.org/10.5194/cp-5-329-2009, 2009.

Bonnet, R., Swingedouw, D., Gastineau, G., Boucher, O., Deshayes, J., Hourdin, F., Mignot, J., Servonnat, J., and Sima, A.: Increased risk of near term global warming due to a recent AMOC weakening, Nat Commun, 12, 6108, https://doi.org/10.1038/s41467-021-26370-0, 2021.

Bouttes, N., Lhardy, F., Quiquet, A., Paillard, D., Goosse, H., and Roche, D. M.: Deglacial climate changes as forced by different ice sheet reconstructions, Clim. Past, 19, 1027–1042, https://doi.org/10.5194/cp-19-1027-2023, 2023.

Brady, E., Stevenson, S., Bailey, D., Liu, Z., Noone, D., Nusbaumer, J., Otto-Bliesner, B. L., Tabor, C., Tomas, R., Wong, T., Zhang, J., and Zhu, J.: The Connected Isotopic Water Cycle in the Community Earth System Model Version 1, J Adv Model Earth Syst, 11, 2547–2566, https://doi.org/10.1029/2019MS001663, 2019.

Braithwaite, R. J.: Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling, J. Glaciol., 41, 153–160, https://doi.org/10.3189/S0022143000017846, 1995.

Braithwaite, R. J. and Olesen, O. B.: Calculation of Glacier Ablation from Air Temperature, West Greenland, in: Glacier Fluctuations and Climatic Change, vol. 6, edited by: Oerlemans, J., Springer Netherlands, Dordrecht, 219–233, https://doi.org/10.1007/978-94-015-7823-3_15, 1989.

Brendryen, J., Haflidason, H., Yokoyama, Y., Haaga, K. A., and Hannisdal, B.:

Eurasian Ice Sheet collapse was a major source of Meltwater Pulse 1A 14,600 years ago, Nat. Geosci., 13, 363–368, https://doi.org/10.1038/s41561-020-0567-4, 2020.

Briggs, R. D., Pollard, D., and Tarasov, L.: A data-constrained large ensemble analysis of Antarctic evolution since the Eemian, Quaternary Science Reviews, 103, 91–115, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.003, 2014.

van den Broeke, M. R., Enderlin, E. M., Howat, I. M., Kuipers Munneke, P., Noël, B. P. Y., van de Berg, W. J., van Meijgaard, E., and Wouters, B.: On the recent contribution of the Greenland ice sheet to sea level change, The Cryosphere, 10, 1933–1946, https://doi.org/10.5194/tc-10-1933-2016, 2016.

Bulthuis, K., Arnst, M., Sun, S., and Pattyn, F.: Uncertainty quantification of the multi-centennial response of the Antarctic ice sheet to climate change, The Cryosphere, 13, 1349–1380, https://doi.org/10.5194/tc-13-1349-2019, 2019.

Burgard, C., Jourdain, N. C., Reese, R., Jenkins, A., and Mathiot, P.: An assessment of basal melt parameterisations for Antarctic ice shelves, The Cryosphere, 16, 4931–4975, https://doi.org/10.5194/tc-16-4931-2022, 2022.

CAPE Last Interglacial Project Members: Last Interglacial Arctic warmth confirms polar amplification of climate change, Quaternary Science Reviews, 25, 1383–1400, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.01.033, 2006.

Carlson, A. E. and Clark, P. U.: Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation, Rev. Geophys., 50, RG4007, https://doi.org/10.1029/2011RG000371, 2012.

Charbit, S., Kageyama, M., Roche, D., Ritz, C., and Ramstein, G.: Investigating the mechanisms leading to the deglaciation of past continental northern hemisphere ice sheets with the CLIMBER–GREMLINS coupled model, Global and Planetary Change, 48, 253–273, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2005.01.002, 2005.

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, 15–37, https://doi.org/10.5194/cp-3-15-2007, 2007.

Charbit, S., Paillard, D., and Ramstein, G.: Amount of CO_2 emissions irreversibly leading to the total melting of Greenland: FUTURE OF THE GREENLAND ICE SHEET, Geophys. Res. Lett., 35, n/a-n/a, 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, 681–698, https://doi.org/10.5194/tc-7-681-2013, 2013.

Clark, P. U., Shakun, J. D., Baker, P. A., Bartlein, P. J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A. E., Cheng, H., Kaufman, D. S., Liu, Z., Marchitto, T. M., Mix, A. C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B. L., Pahnke, K., Russell, J. M., Whitlock, C., Adkins, J. F., Blois, J. L.,

Clark, J., Colman, S. M., Curry, W. B., Flower, B. P., He, F., Johnson, T. C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J. X., Moreno, P. I., and Williams, J. W.: Global climate evolution during the last deglaciation, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 109, https://doi.org/10.1073/pnas.1116619109, 2012.

CLIMAP Project Members: The Surface of the Ice-Age Earth: Quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18,000 years ago., Science, 191, 1131–1137, https://doi.org/10.1126/science.191.4232.1131, 1976.

COHMAP Members: Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations, Science, 241, 1043–1052, https://doi.org/10.1126/science.241.4869.1043, 1988.

Colleoni, F., Masina, S., Cherchi, A., Navarra, A., Ritz, C., Peyaud, V., and Otto-Bliesner, B.: Modeling Northern Hemisphere ice-sheet distribution during MIS 5 and MIS 7 glacial inceptions, Clim. Past, 10, 269–291, https://doi.org/10.5194/cp-10-269-2014, 2014.

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, 333, 620–623, https://doi.org/10.1126/science.1204673, 2011.

Cornford, S. L., Martin, D. F., Graves, D. T., Ranken, D. F., Le Brocq, A. M., Gladstone, R. M., Payne, A. J., Ng, E. G., and Lipscomb, W. H.: Adaptive mesh, finite volume modeling of marine ice sheets, Journal of Computational Physics, 232, 529–549, https://doi.org/10.1016/j.jcp.2012.08.037, 2013.

Curry, W. B. and Oppo, D. W.: Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}C$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean, Paleoceanography, 20, 2004PA001021, https://doi.org/10.1029/2004PA001021, 2005.

DeConto, R. M. and Pollard, D.: Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, Nature, 531, 591–597, https://doi.org/10.1038/nature17145, 2016.

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, L., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J. -J., Park, B. -K., Peubey, C., 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 Royal Meteoro Soc, 137, 553–597, https://doi.org/10.1002/qj.828, 2011.

Defrance, D., Ramstein, G., Charbit, S., Vrac, M., Famien, A. M., Sultan, B., Swingedouw, D., Dumas, C., Gemenne, F., Alvarez-Solas, J., and Vanderlinden, J.-P.: Consequences of rapid ice sheet melting on the Sahelian population vulnerability, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 114, 6533–6538,

https://doi.org/10.1073/pnas.1619358114, 2017.

Depoorter, M. A., Bamber, J. L., Griggs, J. A., Lenaerts, J. T. M., Ligtenberg, S. R. M., van den Broeke, M. R., and Moholdt, G.: Calving fluxes and basal melt rates of Antarctic ice shelves, Nature, 502, 89–92, https://doi.org/10.1038/nature12567, 2013.

Deschamps, P., Durand, N., Bard, E., Hamelin, B., Camoin, G., Thomas, A. L., Henderson, G. M., Okuno, J., and Yokoyama, Y.: Ice-sheet collapse and sea-level rise at the Bølling warming 14,600 years ago, Nature, 483, 559–564, https://doi.org/10.1038/nature10902, 2012.

Devilliers, M., Swingedouw, D., Mignot, J., Deshayes, J., Garric, G., and Ayache, M.: A realistic Greenland ice sheet and surrounding glaciers and ice caps melting in a coupled climate model, Clim Dyn, 57, 2467–2489, https://doi.org/10.1007/s00382-021-05816-7, 2021.

Dowdeswell, J. A., Canals, M., Jakobsson, M., Todd, B. J., Dowdeswell, E. K., and Hogan, K. A.: The variety and distribution of submarine glacial landforms and implications for ice-sheet reconstruction, Memoirs, 46, 519–552, https://doi.org/10.1144/M46.183, 2016.

Dufresne, J.-L., Foujols, M.-A., Denvil, S., Caubel, A., Marti, O., Aumont, O., 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., Ethé, 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 Dyn, 40, 2123–2165, https://doi.org/10.1007/s00382-012-1636-1, 2013.

Durand, G., Gagliardini, O., de Fleurian, B., Zwinger, T., and Le Meur, E.: Marine ice sheet dynamics: Hysteresis and neutral equilibrium, J. Geophys. Res., 114, F03009, https://doi.org/10.1029/2008JF001170, 2009.

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.

Edwards, T. L., Brandon, M. A., Durand, G., Edwards, N. R., Golledge, N. R., Holden, P. B., Nias, I. J., Payne, A. J., Ritz, C., and Wernecke, A.: Revisiting Antarctic ice loss due to marine ice-cliff instability, Nature, 566, 58–64, https://doi.org/10.1038/s41586-019-0901-4, 2019.

Elliot, M., Labeyrie, L., and Duplessy, J.-C.: Changes in North Atlantic deep-water

formation associated with the Dansgaard–Oeschger temperature oscillations (60–10ka), Quaternary Science Reviews, 21, 1153–1165, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00137-8, 2002.

EPICA community members: Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, Nature, 429, 623–628, https://doi.org/10.1038/nature02599, 2004.

Fausto, R. S., Ahlstrøm, A. P., Van As, D., Bøggild, C. E., and Johnsen, S. J.: A new present-day temperature parameterization for Greenland, J. Glaciol., 55, 95–105, https://doi.org/10.3189/002214309788608985, 2009.

Favier, L., Durand, G., Cornford, S. L., Gudmundsson, G. H., Gagliardini, O., Gillet-Chaulet, F., Zwinger, T., Payne, A. J., and Le Brocq, A. M.: Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability, Nature Clim Change, 4, 117–121, https://doi.org/10.1038/nclimate2094, 2014.

Feldmann, J. and Levermann, A.: Interaction of marine ice-sheet instabilities in two drainage basins: simple scaling of geometry and transition time, The Cryosphere, 9, 631–645, https://doi.org/10.5194/tc-9-631-2015, 2015.

Frieler, K., Clark, P. U., He, F., Buizert, C., Reese, R., Ligtenberg, S. R. M., van den Broeke, M. R., Winkelmann, R., and Levermann, A.: Consistent evidence of increasing Antarctic accumulation with warming, Nature Clim Change, 5, 348–352, https://doi.org/10.1038/nclimate2574, 2015.

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, Reviews of Geophysics, 56, 361–408, https://doi.org/10.1029/2018RG000600, 2018.

Gagliardini, O., Zwinger, T., Gillet-Chaulet, F., Durand, G., Favier, L., de Fleurian, B., Greve, R., Malinen, M., Martín, C., Råback, P., Ruokolainen, J., Sacchettini, M., Schäfer, M., Seddik, H., and Thies, J.: Capabilities and performance of Elmer/Ice, a new-generation ice sheet model, Geosci. Model Dev., 6, 1299–1318, https://doi.org/10.5194/gmd-6-1299-2013, 2013.

Gandy, N., Gregoire, L. J., Ely, J. C., Cornford, S. L., Clark, C. D., and Hodgson, D. M.: Collapse of the Last Eurasian Ice Sheet in the North Sea Modulated by Combined Processes of Ice Flow, Surface Melt, and Marine Ice Sheet Instabilities, J. Geophys. Res. Earth Surf., 126, https://doi.org/10.1029/2020JF005755, 2021.

Ganopolski, A. and Brovkin, V.: Simulation of climate, ice sheets and CO₂ evolution during the last four glacial cycles with an Earth system model of intermediate complexity, Clim. Past, 13, 1695–1716, https://doi.org/10.5194/cp-13-1695-2017, 2017.

Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A., and Armand, L.: Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records, Quaternary Science Reviews, 24, 869–896,

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.07.015, 2005.

Glen: The creep of polycrystalline ice, Proc. R. Soc. Lond. A, 228, 519–538, https://doi.org/10.1098/rspa.1955.0066, 1955.

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., Le clec'h, S., 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, 3071–3096, https://doi.org/10.5194/tc-14-3071-2020, 2020.

Golledge, N. R., Kowalewski, D. E., Naish, T. R., Levy, R. H., Fogwill, C. J., and Gasson, E. G. W.: The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise, Nature, 526, 421–425, https://doi.org/10.1038/nature15706, 2015.

Gornitz, V. (Ed.): Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments, Springer, Dordrecht, Netherlands ; New York, 1047 pp., 2009.

Grousset, F. E., Labeyrie, L., Sinko, J. A., Cremer, M., Bond, G., Duprat, J., Cortijo, E., and Huon, S.: Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40-55°N), Paleoceanography, 8, 175–192, https://doi.org/10.1029/92PA02923, 1993.

Grousset, F. E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., and Boelaert, A.: Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets?, 2000.

Gu, S., Liu, Z., Oppo, D. W., Lynch-Stieglitz, J., Jahn, A., Zhang, J., and Wu, L.: Assessing the potential capability of reconstructing glacial Atlantic water masses and AMOC using multiple proxies in CESM, Earth and Planetary Science Letters, 541, 116294, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116294, 2020.

Gudlaugsson, E., Humbert, A., Andreassen, K., Clason, C. C., Kleiner, T., and Beyer, S.: Eurasian ice-sheet dynamics and sensitivity to subglacial hydrology, J. Glaciol., 63, 556–564, https://doi.org/10.1017/jog.2017.21, 2017.

Hodell, D. A.: The smoking gun of the ice ages, Science, 354, 1235–1236, https://doi.org/10.1126/science.aal4111, 2016.

Howe, J. N. W., Piotrowski, A. M., Noble, T. L., Mulitza, S., Chiessi, C. M., and Bayon, G.: North Atlantic Deep Water Production during the Last Glacial Maximum, Nat Commun, 7, 11765, https://doi.org/10.1038/ncomms11765, 2016.

Hu, A., Van Roekel, L., Weijer, W., Garuba, O. A., Cheng, W., and Nadiga, B. T.: Role of AMOC in Transient Climate Response to Greenhouse Gas Forcing in Two Coupled Models, Journal of Climate, 33, 5845–5859, https://doi.org/10.1175/JCLI-

D-19-1027.1, 2020.

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., and Svendsen, J. I.: The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1, Boreas, 45, 1–45, https://doi.org/10.1111/bor.12142, 2016.

Hutter, K.: The Response of a Glacier or an Ice Sheet to Seasonal and Climatic Changes, in: Theoretical Glaciology, Springer Netherlands, Dordrecht, 333–423, https://doi.org/10.1007/978-94-015-1167-4_6, 1983.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R.: On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle, Paleoceanography, 8, 699–735, https://doi.org/10.1029/93PA02751, 1993.

Intergovernmental Panel on Climate Change: Climate Change 2021 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1st ed., Cambridge University Press, https://doi.org/10.1017/9781009157896, 2023.

Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., Kageyama, M., Roche, D. M., Valdes, P. J., Burke, A., Drummond, R., Peltier, W. R., and Tarasov, L.: Transient climate simulations of the deglaciation 21–9 thousand years before present (version 1) – PMIP4 Core experiment design and boundary conditions, Geosci. Model Dev., 9, 2563–2587, https://doi.org/10.5194/gmd-9-2563-2016, 2016.

Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., Wickert, A. D., Valdes, P. J., and Burke, A.: Collapse of the North American ice saddle 14,500 years ago caused widespread cooling and reduced ocean overturning circulation: Ice Collapse Caused Cooling ~14.5 ka, Geophys. Res. Lett., 44, 383–392, https://doi.org/10.1002/2016GL071849, 2017.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J. C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J. P., Stenni, B., Stocker, T. F., Tison, J. L., Werner, M., and Wolff, E. W.: Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years, Science, 317, 793–796, https://doi.org/10.1126/science.1141038, 2007.

Kageyama, M.: Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, Geophys. Res. Lett., 31, L24203, https://doi.org/10.1029/2004GL021339, 2004.

Kageyama, M., Harrison, S. P., Kapsch, M.-L., Lofverstrom, M., Lora, J. M., Mikolajewicz, U., Sherriff-Tadano, S., Vadsaria, T., Abe-Ouchi, A., Bouttes, N., Chandan, D., Gregoire, L. J., Ivanovic, R. F., Izumi, K., LeGrande, A. N., Lhardy, F., Lohmann, G., Morozova, P. A., Ohgaito, R., Paul, A., Peltier, W. R., Poulsen, C. J.,

Quiquet, A., Roche, D. M., Shi, X., Tierney, J. E., Valdes, P. J., Volodin, E., and Zhu, J.: The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations, Clim. Past, 17, 1065–1089, https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021, 2021.

Kapsch, M., Mikolajewicz, U., Ziemen, F., and Schannwell, C.: Ocean Response in Transient Simulations of the Last Deglaciation Dominated by Underlying Ice-Sheet Reconstruction and Method of Meltwater Distribution, Geophysical Research Letters, 49, e2021GL096767, https://doi.org/10.1029/2021GL096767, 2022.

Keeling, C. D.: The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas, Geochimica et Cosmochimica Acta, 13, 322–334, https://doi.org/10.1016/0016-7037(58)90033-4, 1958.

Keeling, C. D.: The Concentration and Isotopic Abundances of Carbon Dioxide in the Atmosphere, Tellus, 12, 200–203, https://doi.org/10.3402/tellusa.v12i2.9366, 1960.

Khazendar, A., Rignot, E., Schroeder, D. M., Seroussi, H., Schodlok, M. P., Scheuchl, B., Mouginot, J., Sutterley, T. C., and Velicogna, I.: Rapid submarine ice melting in the grounding zones of ice shelves in West Antarctica, Nat Commun, 7, 13243, https://doi.org/10.1038/ncomms13243, 2016.

Kissel, C.: Magnetic signature of rapid climatic variations in glacial North Atlantic, a review, Comptes Rendus Geoscience, 337, 908–918, https://doi.org/10.1016/j.crte.2005.04.009, 2005.

Klockmann, M., Mikolajewicz, U., and Marotzke, J.: The effect of greenhouse gas concentrations and ice sheets on the glacial AMOC in a coupled climate model, Clim. Past, 12, 1829–1846, https://doi.org/10.5194/cp-12-1829-2016, 2016.

Klockmann, M., Mikolajewicz, U., and Marotzke, J.: Two AMOC States in Response to Decreasing Greenhouse Gas Concentrations in the Coupled Climate Model MPI-ESM, J. Climate, 31, 7969–7984, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0859.1, 2018.

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.

Kutzbach, J. E. and Wright, H. E.: Simulation of the climate of 18,000 years BP: Results for the North American/North Atlantic/European sector and comparison with the geologic record of North America, Quaternary Science Reviews, 4, 147–187, https://doi.org/10.1016/0277-3791(85)90024-1, 1985.

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: Ice sheet evolution at the EOT, Paleoceanography, 29, 810–823, https://doi.org/10.1002/2013PA002593, 2014.

Lambeck, K.: Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North

Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound, JGS, 152, 437–448, https://doi.org/10.1144/gsjgs.152.3.0437, 1995.

Lambeck, K.: Glaciation and sea-level change for Ireland and the Irish Sea since Late Devensian/Midlandian time, JGS, 153, 853–872, https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.6.0853, 1996.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., and Sambridge, M.: Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 111, 15296–15303, https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111, 2014.

Lang, N. and Wolff, E. W.: Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives, Clim. Past, 7, 361–380, https://doi.org/10.5194/cp-7-361-2011, 2011.

Larsen, H. C., Saunders, A. D., Clift, P. D., Beget, J., Wei, W., and Spezzaferri, S.: Seven Million Years of Glaciation in Greenland, Science, 264, 952–955, https://doi.org/10.1126/science.264.5161.952, 1994.

Lazeroms, W. M. J., Jenkins, A., Gudmundsson, G. H., and van de Wal, R. S. W.: Modelling present-day basal melt rates for Antarctic ice shelves using a parametrization of buoyant meltwater plumes, The Cryosphere, 12, 49–70, https://doi.org/10.5194/tc-12-49-2018, 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, 309–317, https://doi.org/10.3189/S0260305500013586, 1996.

Lecavalier, B. S., Milne, G. A., Simpson, M. J. R., Wake, L., Huybrechts, P., Tarasov, L., Kjeldsen, K. K., Funder, S., Long, A. J., Woodroffe, S., Dyke, A. S., and Larsen, N. K.: A model of Greenland ice sheet deglaciation constrained by observations of relative sea level and ice extent, Quaternary Science Reviews, 102, 54–84, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.07.018, 2014.

Levermann, A., Winkelmann, R., Nowicki, S., Fastook, J. L., Frieler, K., Greve, R., Hellmer, H. H., Martin, M. A., Meinshausen, M., Mengel, M., Payne, A. J., Pollard, D., Sato, T., Timmermann, R., Wang, W. L., and Bindschadler, R. A.: Projecting Antarctic ice discharge using response functions from SeaRISE ice-sheet models, Earth Syst. Dynam., 5, 271–293, https://doi.org/10.5194/esd-5-271-2014, 2014.

Liakka, J. and Lofverstrom, M.: Arctic warming induced by the Laurentide Ice Sheet topography, Clim. Past, 14, 887–900, https://doi.org/10.5194/cp-14-887-2018, 2018.

Liakka, J., Löfverström, M., and Colleoni, F.: The impact of the North American glacial topography on the evolution of the Eurasian ice sheet over the last glacial cycle, Clim. Past, 12, 1225–1241, https://doi.org/10.5194/cp-12-1225-2016, 2016.

Lin, Y., Hibbert, F. D., Whitehouse, P. L., Woodroffe, S. A., Purcell, A., Shennan, I., and Bradley, S. L.: A reconciled solution of Meltwater Pulse 1A sources using sea-level fingerprinting, Nat Commun, 12, 2015, https://doi.org/10.1038/s41467-021-21990-y, 2021.

Lindstrom, D. R. and MacAyeal, D. R.: Scandinavian, Siberian, and Arctic Ocean Glaciation: Effect of Holocene Atmospheric CO_2 Variations, Science, 245, 628–631, https://doi.org/10.1126/science.245.4918.628, 1989.

Lippold, J., Grützner, J., Winter, D., Lahaye, Y., Mangini, A., and Christl, M.: Does sedimentary ^{231}Pa/^{230}Th from the Bermuda Rise monitor past Atlantic Meridional Overturning Circulation?, Geophys. Res. Lett., 36, L12601, https://doi.org/10.1029/2009GL038068, 2009.

Lippold, J., Pöppelmeier, F., Süfke, F., Gutjahr, M., Goepfert, T. J., Blaser, P., Friedrich, O., Link, J. M., Wacker, L., Rheinberger, S., and Jaccard, S. L.: Constraining the Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation During the Holocene, Geophysical Research Letters, 46, 11338–11346, https://doi.org/10.1029/2019GL084988, 2019.

Little, C. M., Urban, N. M., and Oppenheimer, M.: Probabilistic framework for assessing the ice sheet contribution to sea level change, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 110, 3264–3269, https://doi.org/10.1073/pnas.1214457110, 2013.

Liu, Z., Otto-Bliesner, B. L., He, F., Brady, E. C., Tomas, R., Clark, P. U., Carlson, A. E., Lynch-Stieglitz, J., Curry, W., Brook, E., Erickson, D., Jacob, R., Kutzbach, J., and Cheng, J.: Transient Simulation of Last Deglaciation with a New Mechanism for Bølling-Allerød Warming, Science, 325, 310–314, https://doi.org/10.1126/science.1171041, 2009.

Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J., and Kleman, J.: Evolution of the large-scale atmospheric circulation in response to changing ice sheets over the last glacial cycle, Clim. Past, 10, 1453–1471, https://doi.org/10.5194/cp-10-1453-2014, 2014.

Löfverström, M., Caballero, R., Nilsson, J., and Messori, G.: Stationary Wave Reflection as a Mechanism for Zonalizing the Atlantic Winter Jet at the LGM, Journal of the Atmospheric Sciences, 73, 3329–3342, https://doi.org/10.1175/JAS-D-15-0295.1, 2016.

Loulergue, 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.

MacAyeal, D. R.: Binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet as a cause of

the North Atlantic's Heinrich events, Paleoceanography, 8, 775–784, https://doi.org/10.1029/93PA02200, 1993.

Madec, G., Bell, M., Blaker, A., Bricaud, C., Bruciaferri, D., Castrillo, M., Calvert, D., Jérômeme Chanut, Clementi, E., Coward, A., Epicoco, I., Éthé, C., Ganderton, J., Harle, J., Hutchinson, K., Iovino, D., Lea, D., Lovato, T., Martin, M., Martin, N., Mele, F., Martins, D., Masson, S., Mathiot, P., Mele, F., Mocavero, S., Müller, S., Nurser, A. J. G., Paronuzzi, S., Peltier, M., Person, R., Rousset, C., Rynders, S., Samson, G., Téchené, S., Vancoppenolle, M., and Wilson, C.: NEMO Ocean Engine Reference Manual, https://doi.org/10.5281/ZENODO.1464816, 2023.

Manabe, S. and Broccoli, A. J.: The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age, J. Geophys. Res., 90, 2167, https://doi.org/10.1029/JD090iD01p02167, 1985.

Marchitto, T. M. and Broecker, W. S.: Deep water mass geometry in the glacial Atlantic Ocean: A review of constraints from the paleonutrient proxy Cd/Ca, Geochem Geophys Geosyst, 7, 2006GC001323, https://doi.org/10.1029/2006GC001323, 2006.

MARGO Project Members: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum, Nature Geosci, 2, 127–132, https://doi.org/10.1038/ngeo411, 2009.

Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Pol, K., Braconnot, P., Cattani, O., Falourd, S., Kageyama, M., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Krinner, G., Johnsen, S., Röthlisberger, R., Hansen, J., Mikolajewicz, U., and Otto-Bliesner, B.: EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities, Quaternary Science Reviews, 29, 113–128, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.030, 2010.

McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J.-M., Keigwin, L. D., and Brown-Leger, S.: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes, Nature, 428, 834–837, https://doi.org/10.1038/nature02494, 2004.

Mercer, J. H.: Antarctic Ice and Interglacial High Sea Levels, Science, 168, 1605–1606, https://doi.org/10.1126/science.168.3939.1605.b, 1970.

NEEM community members: Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core, Nature, 493, 489–494, https://doi.org/10.1038/nature11789, 2013.

Ng, H. C., Robinson, L. F., McManus, J. F., Mohamed, K. J., Jacobel, A. W., Ivanovic, R. F., Gregoire, L. J., and Chen, T.: Coherent deglacial changes in western Atlantic Ocean circulation, Nat Commun, 9, 2947, https://doi.org/10.1038/s41467-018-05312-3, 2018.

Nowicki, S., Goelzer, H., Seroussi, H., Payne, A. J., Lipscomb, W. H., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Alexander, P., Asay-Davis, X. S., Barthel, A., Bracegirdle, T. J., Cullather,

R., Felikson, D., Fettweis, X., Gregory, J. M., Hattermann, T., Jourdain, N. C., Kuipers Munneke, P., Larour, E., Little, C. M., Morlighem, M., Nias, I., Shepherd, A., Simon, E., Slater, D., Smith, R. S., Straneo, F., Trusel, L. D., van den Broeke, M. R., and van de Wal, R.: Experimental protocol for sea level projections from ISMIP6 stand-alone ice sheet models, The Cryosphere, 14, 2331–2368, https://doi.org/10.5194/tc-14-2331-2020, 2020.

Obase, T. and Abe-Ouchi, A.: Abrupt Bølling-Allerød Warming Simulated under Gradual Forcing of the Last Deglaciation, Geophysical Research Letters, 46, 11397–11405, https://doi.org/10.1029/2019GL084675, 2019.

Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J., and Poulsen, C. J.: Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum, Nature, 599, 239–244, https://doi.org/10.1038/s41586-021-03984-4, 2021.

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, Phil. Trans. R. Soc. A., 371, 20130097, https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0097, 2013.

Paolo, F. S., Fricker, H. A., and Padman, L.: Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating, Science, 348, 327–331, https://doi.org/10.1126/science.aaa0940, 2015.

Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Winsborrow, M., and Stroeven, A. P.: The build-up, configuration, and dynamical sensitivity of the Eurasian ice-sheet complex to Late Weichselian climatic and oceanic forcing, Quaternary Science Reviews, 153, 97–121, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.009, 2016.

Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P. L., Stroeven, A. P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., and Hall, A. M.: Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex, Quaternary Science Reviews, 169, 148–172, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019, 2017.

Peltier, W. R.: Ice Age Paleotopography, Science, 265, 195–201, https://doi.org/10.1126/science.265.5169.195, 1994.

Peltier, W. R., Argus, D. F., and Drummond, R.: Space geodesy constrains ice age terminal deglaciation: The global ICE-6G_C (VM5a) model: Global Glacial Isostatic Adjustment, J. Geophys. Res. Solid Earth, 120, 450–487, https://doi.org/10.1002/2014JB011176, 2015.

Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., PÉpin, L., Ritz, C., Saltzman, E., and Stievenard, M.: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, Nature, 399, 429–436, https://doi.org/10.1038/20859, 1999.

Petrini, M., Colleoni, F., Kirchner, N., Hughes, A. L. C., Camerlenghi, A., Rebesco, M., Lucchi, R. G., Forte, E., Colucci, R. R., Noormets, R., and Mangerud, J.:

Simulated last deglaciation of the Barents Sea Ice Sheet primarily driven by oceanic conditions, Quaternary Science Reviews, 238, 106314, https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106314, 2020.

Peyaud, V., Ritz, C., and Krinner, G.: Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets: role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes, Clim. Past, 3, 375–386, https://doi.org/10.5194/cp-3-375-2007, 2007.

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 and Planetary Science Letters, 248, 750–758, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.017, 2006.

Pimienta, P. and Duval, P.: RATE CONTROLLING PROCESSES IN THE CREEP OF POLAR GLACIER ICE, J. Phys. Colloques, 48, C1-243-C1-248, https://doi.org/10.1051/jphyscol:1987134, 1987.

Pollard, D. and DeConto, R. M.: Description of a hybrid ice sheet-shelf model, and application to Antarctica, Geosci. Model Dev., 5, 1273–1295, https://doi.org/10.5194/gmd-5-1273-2012, 2012.

Pollard, D., DeConto, R. M., and Alley, R. B.: Potential Antarctic Ice Sheet retreat driven by hydrofracturing and ice cliff failure, Earth and Planetary Science Letters, 412, 112–121, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.035, 2015.

Pritchard, H. D., Ligtenberg, S. R. M., Fricker, H. A., Vaughan, D. G., van den Broeke, M. R., and Padman, L.: Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves, Nature, 484, 502–505, https://doi.org/10.1038/nature10968, 2012.

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 1: Projections of the Greenland ice sheet evolution by the end of the 21st century, The Cryosphere, 15, 1015–1030, https://doi.org/10.5194/tc-15-1015-2021, 2021a.

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, 1031–1052, https://doi.org/10.5194/tc-15-1031-2021, 2021b.

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, 17, 2179–2199,

https://doi.org/10.5194/cp-17-2179-2021, 2021.

Rasmussen, T. L. and Thomsen, E.: Climate and ocean forcing of ice-sheet dynamics along the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the deglaciation ∼20,000–10,000 years BP, Quaternary Science Advances, 3, 100019, https://doi.org/10.1016/j.qsa.2020.100019, 2021.

Raynaud, D., Jouzel, J., Barnola, J. M., Chappellaz, J., Delmas, R. J., and Lorius, C.: The Ice Record of Greenhouse Gases, Science, 259, 926–934, https://doi.org/10.1126/science.259.5097.926, 1993.

Reeh, N.: Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet, Polarforschung, 1991.

Reese, R., Albrecht, T., Mengel, M., Asay-Davis, X., and Winkelmann, R.: Antarctic sub-shelf melt rates via PICO, The Cryosphere, 12, 1969–1985, https://doi.org/10.5194/tc-12-1969-2018, 2018.

Rignot, E., Mouginot, J., and Scheuchl, B.: Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet, Science, 333, 1427–1430, https://doi.org/10.1126/science.1208336, 2011.

Rignot, E., Mouginot, J., Scheuchl, B., van den Broeke, M., van Wessem, M. J., and Morlighem, M.: Four decades of Antarctic Ice Sheet mass balance from 1979–2017, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 116, 1095–1103, https://doi.org/10.1073/pnas.1812883116, 2019.

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, 31943–31964, https://doi.org/10.1029/2001JD900232, 2001.

Ritz, C., Edwards, T. L., Durand, G., Payne, A. J., Peyaud, V., and Hindmarsh, R. C. A.: Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations, Nature, 528, 115–118, https://doi.org/10.1038/nature16147, 2015.

Roche, D. M., Wiersma, A. P., and Renssen, H.: A systematic study of the impact of freshwater pulses with respect to different geographical locations, Clim Dyn, 34, 997–1013, https://doi.org/10.1007/s00382-009-0578-8, 2010.

Rohling, E. J., Hibbert, F. D., Grant, K. M., Galaasen, E. V., Irvalı, N., Kleiven, H. F., Marino, G., Ninnemann, U., Roberts, A. P., Rosenthal, Y., Schulz, H., Williams, F. H., and Yu, J.: Asynchronous Antarctic and Greenland ice-volume contributions to the last interglacial sea-level highstand, Nat Commun, 10, 5040, https://doi.org/10.1038/s41467-019-12874-3, 2019.

Samartin, S., Heiri, O., Lotter, A. F., and Tinner, W.: Climate warming and vegetation response after Heinrich event 1 (16 700–16 000 cal yr BP) in Europe south of the Alps, Clim. Past, 8, 1913–1927, https://doi.org/10.5194/cp-8-1913-2012, 2012.

Scambos, T. A., Hulbe, C., Fahnestock, M., and Bohlander, J.: The link between

climate warming and break-up of ice shelves in the Antarctic Peninsula, J. Glaciol., 46, 516–530, https://doi.org/10.3189/172756500781833043, 2000.

Scambos, T. A., Bell, R. E., Alley, R. B., Anandakrishnan, S., Bromwich, D. H., Brunt, K., Christianson, K., Creyts, T., Das, S. B., DeConto, R., Dutrieux, P., Fricker, H. A., Holland, D., MacGregor, J., Medley, B., Nicolas, J. P., Pollard, D., Siegfried, M. R., Smith, A. M., Steig, E. J., Trusel, L. D., Vaughan, D. G., and Yager, P. L.: How much, how fast?: A science review and outlook for research on the instability of Antarctica's Thwaites Glacier in the 21st century, Global and Planetary Change, 153, 16–34, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.04.008, 2017.

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 140,000years, Earth and Planetary Science Letters, 300, 33–43, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.027, 2010.

Schlegel, N.-J., Seroussi, H., Schodlok, M. P., Larour, E. Y., Boening, C., Limonadi, D., Watkins, M. M., Morlighem, M., and van den Broeke, M. R.: Exploration of Antarctic Ice Sheet 100-year contribution to sea level rise and associated model uncertainties using the ISSM framework, The Cryosphere, 12, 3511–3534, https://doi.org/10.5194/tc-12-3511-2018, 2018.

Schoof, C.: Ice sheet grounding line dynamics: Steady states, stability, and hysteresis, J. Geophys. Res., 112, F03S28, https://doi.org/10.1029/2006JF000664, 2007.

Schoof, C.: Marine ice sheet stability, J. Fluid Mech., 698, 62–72, https://doi.org/10.1017/jfm.2012.43, 2012.

Sepulchre, P., Caubel, A., Ladant, J.-B., Bopp, L., Boucher, O., Braconnot, P., Brockmann, P., Cozic, A., Donnadieu, 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.

Seroussi, H. and Morlighem, M.: Representation of basal melting at the grounding line in ice flow models, The Cryosphere, 12, 3085–3096, https://doi.org/10.5194/tc-12-3085-2018, 2018.

Seroussi, H., Nowicki, S., Simon, E., Abe-Ouchi, A., Albrecht, T., Brondex, J., Cornford, S., Dumas, C., Gillet-Chaulet, F., Goelzer, H., Golledge, N. R., Gregory, J. M., Greve, R., Hoffman, M. J., Humbert, A., Huybrechts, P., Kleiner, T., Larour, E., Leguy, G., Lipscomb, W. H., Lowry, D., Mengel, M., Morlighem, M., Pattyn, F., Payne, A. J., Pollard, D., Price, S. F., Quiquet, A., Reerink, T. J., Reese, R., Rodehacke, C. B., Schlegel, N.-J., Shepherd, A., Sun, S., Sutter, J., Van Breedam, J., van de Wal, R. S. W., Winkelmann, R., and Zhang, T.: initMIP-Antarctica: an ice sheet model initialization experiment of ISMIP6, The Cryosphere, 13, 1441–1471, https://doi.org/10.5194/tc-13-1441-2019, 2019.

Seroussi, H., Nowicki, S., Payne, A. J., Goelzer, H., Lipscomb, W. H., Abe-Ouchi, A., Agosta, C., Albrecht, T., Asay-Davis, X., Barthel, A., Calov, R., Cullather, R., Dumas, C., Galton-Fenzi, B. K., Gladstone, R., Golledge, N. R., Gregory, J. M., Greve, R., Hattermann, T., Hoffman, M. J., Humbert, A., Huybrechts, P., Jourdain, N. C., Kleiner, T., Larour, E., Leguy, G. R., Lowry, D. P., Little, C. M., Morlighem, M., Pattyn, F., Pelle, T., Price, S. F., Quiquet, A., Reese, R., Schlegel, N.-J., Shepherd, A., Simon, E., Smith, R. S., Straneo, F., Sun, S., Trusel, L. D., Van Breedam, J., van de Wal, R. S. W., Winkelmann, R., Zhao, C., Zhang, T., and Zwinger, T.: ISMIP6 Antarctica: a multi-model ensemble of the Antarctic ice sheet evolution over the 21st century, The Cryosphere, 14, 3033–3070, https://doi.org/10.5194/tc-14-3033-2020, 2020.

Shackleton, N. J.: Oxygen isotopes, ice volume and sea level, Quaternary Science Reviews, 6, 183–190, https://doi.org/10.1016/0277-3791(87)90003-5, 1987.

Shakun, J. D., Clark, P. U., He, F., Marcott, S. A., Mix, A. C., Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Schmittner, A., and Bard, E.: Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation, Nature, 484, 49–54, https://doi.org/10.1038/nature10915, 2012.

Shapiro, N.: Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model: particular application to Antarctica, Earth and Planetary Science Letters, 223, 213–224, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.011, 2004.

Sherriff-Tadano and Klockmann: PMIP contributions to understanding the deep ocean circulation of the Last Glacial Maximum, PAGES Mag, 29, 84–85, https://doi.org/10.22498/pages.29.2.84, 2021.

Siegert, M., Alley, R. B., Rignot, E., Englander, J., and Corell, R.: Twenty-first century sea-level rise could exceed INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE projections for strong-warming futures, One Earth, 3, 691–703, https://doi.org/10.1016/j.oneear.2020.11.002, 2020.

Stokes, C.: Palaeo-ice streams, Quaternary Science Reviews, 20, 1437–1457, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00003-8, 2001.

Sun, S., Pattyn, F., Simon, E. G., Albrecht, T., Cornford, S., Calov, R., Dumas, C., Gillet-Chaulet, F., Goelzer, H., Golledge, N. R., Greve, R., Hoffman, M. J., Humbert, A., Kazmierczak, E., Kleiner, T., Leguy, G. R., Lipscomb, W. H., Martin, D., Morlighem, M., Nowicki, S., Pollard, D., Price, S., Quiquet, A., Seroussi, H., Schlemm, T., Sutter, J., van de Wal, R. S. W., Winkelmann, R., and Zhang, T.: Antarctic ice sheet response to sudden and sustained *ice-shelf* collapse (ABUMIP), J. Glaciol., 66, 891–904, https://doi.org/10.1017/jog.2020.67, 2020.

Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J. A., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., Hubberten, H. W., Ingólfsson, Ó., Jakobsson, M., Kjær, K. H., Larsen, E., Lokrantz, H., Lunkka, J. P., Lyså, A., Mangerud, J., Matiouchkov, A., Murray, A., Möller, P., Niessen, F., Nikolskaya, O., Polyak, L., Saarnisto, M., Siegert, C., Siegert, M. J., Spielhagen, R. F., and Stein, R.: Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia, Quaternary Science Reviews, 23, 1229–1271,

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.12.008, 2004.

Swingedouw, D., Braconnot, P., and Marti, O.: Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments, Geophys. Res. Lett., 33, L07711, https://doi.org/10.1029/2006GL025765, 2006.

Swingedouw, D., Rodehacke, C. B., Behrens, E., Menary, M., Olsen, S. M., Gao, Y., Mikolajewicz, U., Mignot, J., and Biastoch, A.: Decadal fingerprints of freshwater discharge around Greenland in a multi-model ensemble, Clim Dyn, 41, 695–720, https://doi.org/10.1007/s00382-012-1479-9, 2013.

Swingedouw, D., Houssais, M.-N., Herbaut, C., Blaizot, A.-C., Devilliers, M., and Deshayes, J.: AMOC Recent and Future Trends: A Crucial Role for Oceanic Resolution and Greenland Melting?, Front. Clim., 4, 838310, https://doi.org/10.3389/fclim.2022.838310, 2022.

Tarasov, L. and Richard Peltier, W.: Greenland glacial history and local geodynamic consequences, Geophysical Journal International, 150, 198–229, https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01702.x, 2002.

Tarasov, L., Dyke, A. S., Neal, R. M., and Peltier, W. R.: A data-calibrated distribution of deglacial chronologies for the North American ice complex from glaciological modeling, Earth and Planetary Science Letters, 315–316, 30–40, https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.010, 2012.

The IMBIE team: Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017, Nature, 558, 219–222, https://doi.org/10.1038/s41586-018-0179-y, 2018.

Thomas, M. D. and Fedorov, A. V.: Mechanisms and Impacts of a Partial AMOC Recovery Under Enhanced Freshwater Forcing, Geophys. Res. Lett., 46, 3308–3316, https://doi.org/10.1029/2018GL080442, 2019.

Tierney, J. E., Zhu, J., King, J., Malevich, S. B., Hakim, G. J., and Poulsen, C. J.: Glacial cooling and climate sensitivity revisited, Nature, 584, 569–573, https://doi.org/10.1038/s41586-020-2617-x, 2020.

Tsai, V. C., Stewart, A. L., and Thompson, A. F.: Marine ice-sheet profiles and stability under Coulomb basal conditions, J. Glaciol., 61, 205–215, https://doi.org/10.3189/2015JoG14J221, 2015.

Valcke, S.: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software, Geosci. Model Dev., 6, 373–388, https://doi.org/10.5194/gmd-6-373-2013, 2013.

van Aalderen, V., Charbit, S., Dumas, C., and Quiquet, A.: Relative importance of the mechanisms triggering the Eurasian ice sheet deglaciation, Ice Dynamics/Modelling only/Pleistocene, https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-34, 2023.

Vasskog, K., Langebroek, P. M., Andrews, J. T., Nilsen, J. E. Ø., and Nesje, A.: The

Greenland Ice Sheet during the last glacial cycle: Current ice loss and contribution to sea-level rise from a palaeoclimatic perspective, Earth-Science Reviews, 150, 45–67, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.006, 2015.

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, 2005PA001157, https://doi.org/10.1029/2005PA001157, 2005.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M.: Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, Quaternary Science Reviews, 21, 295–305, https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00101-9, 2002.

Weertman, J.: On the Sliding of Glaciers, J. Glaciol., 3, 33–38, https://doi.org/10.3189/S0022143000024709, 1957.

Yeager, S. G., Shields, C. A., Large, W. G., and Hack, J. J.: The Low-Resolution CCSM3, Journal of Climate, 19, 2545–2566, https://doi.org/10.1175/JCLI3744.1, 2006.

Yu, E.-F., Francois, R., and Bacon, M. P.: Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data, Nature, 379, 689–694, https://doi.org/10.1038/379689a0, 1996.

Zhu, C., Liu, Z., Zhang, S., and Wu, L.: Global Oceanic Overturning Circulation Forced by the Competition between Greenhouse Gases and Continental Ice Sheets during the Last Deglaciation, Journal of Climate, 34, 7555–7570, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0125.1, 2021.

Zwally, H. J., Li, J., Robbins, J. W., Saba, J. L., Yi, D., and Brenner, A. C.: Mass gains of the Antarctic ice sheet exceed losses, J. Glaciol., 61, 1019–1036, https://doi.org/10.3189/2015JoG15J071, 2015.

ANNEXES

ANNEXE A : ABSTRACT EGU21

THE BARENTS-KARA ICE SHEET RESPONSE TO THE CMIP6-PMIP4 SIMULATIONS FOR THE LGM CLIMATE

EGU21-7211
https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7211
EGU General Assembly 2021
© Author(s) 2021. This work is distributed under
the Creative Commons Attribution 4.0 License.

The Barents-Kara Ice Sheet response to the CMIP6-PMIP4 simulations for the LGM climate

Victor van Aalderen et al.

Recent observations show an acceleration of the glacier outflow in the West Antarctic ice sheet (WAIS) since the mid-1990s and an increase in calving events. Compared to the 1979-1990 period, mass loss from WAIS has been increased by a factor six between 2009 and 2017. The reduced buttressing effect from ice-shelf breakup may favour the ice flow from outlet glaciers and in turn the sea-level rise with potential noticeable consequences on human societies. However, despite continuous model improvements, large uncertainties are still present on the representation future evolution of the WAIS. The large panel of different results in the projections of the future sea-level rise stands, in part, to our misunderstanding of the process responsible for the marine ice sheet evolution. A possible approach to better constrain these processes, is to investigate past marine ice sheets, such as the Barents-Kara ice sheet (BKIS) at the Last Glacial Maximum (LGM), which can be considered, to a certain extent, as an analogue of the WAIS. Our objective is to study the processes responsible for the collapse of the BKIS during the last deglaciation. To simulate the evolution of the BKIS, we use the GRISLI ice-sheet model (20 km x 20 km) forced by different CMIP5/PMIP3 and CMIP6/PMIP4 models. We will present the response of the ice sheet to different types of atmospheric and oceanic forcing at the LGM coming from the PMIP models. This study represents a first step before studying more in depth the respective role of each climatic field but also the role of sea level rise coming from other LGM ice sheets in triggering the retreat of the BKIS at the beginning of the last deglaciation and the impacts of the dynamical processes.

How to cite: van Aalderen, V., Charbit, S., Dumas, C., and Kageyama, M.: The Barents-Kara Ice Sheet response to the CMIP6-PMIP4 simulations for the LGM climate, EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-7211, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-7211, 2021.

ANNEXE B : ABSTRACT EGU22

THE LAST DEGLACIATION OF THE EURASIAN ICE SHEET (21,000 - 8,000 YR BP): A SENSITIVITY STUDY TO PMIP3/PMIP4 COUPLED ATMOSPHERE-OCEAN MODELS OUTPUTS

EGU22-530, updated on 26 Mar 2022
https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-530
EGU General Assembly 2022
© Author(s) 2022. This work is distributed under the Creative Commons Attribution 4.0 License.

The last deglaciation of the Eurasian ice sheet (21,000 - 8,000 yr BP): a sensitivity study to PMIP3/PMIP4 coupled atmosphere-ocean models outputs

Victor van Aalderen et al.

Rapid sea-level rise, due to melting and destabilization of present-day ice sheets will likely have important consequences on human societies. Observations provide evidences of increased mass loss in the West Antarctic Ice Sheet (WAIS) over the recent decades, partly due to ocean warming. Despite improvements in both climate and ice-sheet models, there are still signi cant uncertainties about the future of West Antarctica, due, in part, to our misunderstanding of the process responsible for the marine ice sheet evolution. Paleoclimate studies provide important information on ice-sheet collapse in a warming world.

Our study is based on the Eurasian Ice Sheet (EIS) complex, including the British Island Ice Sheet (BIIS), the Fennoscandian Ice Sheet (FIS) and the Barents Kara Ice Sheet (BKIS). Because large parts of both the BKIS and the WAIS are marine-based, the BKIS at the LGM can be considered as a potential analogue to the WAIS.

To improve our understanding of the mechanisms responsible for the EIS retreat, we performed transient simulations of the last EIS deglaciation (21 000 – 8 000 yr BP) with the GRISLI ice sheet model forced by 5 PMIP3/PMIP4 models, and two transients GCM models, TRACE21K and iLOVECLIM. Our main goal is to investigate the sensitivity of the EIS grounding line retreat to climate forcing, sea-level rise and glaciological processes with a focus on the BKIS evolution during the deglaciation and the behaviour of the large Bjornoyrenna ice stream.

How to cite: van Aalderen, V., Charbit, S., Dumas, C., and Quiquet, A.: The last deglaciation of the Eurasian ice sheet (21,000 - 8,000 yr BP): a sensitivity study to PMIP3/PMIP4 coupled atmosphere-ocean models outputs, EGU General Assembly 2022, Vienna, Austria, 23–27 May 2022, EGU22-530, https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-530, 2022.