



HAL
open science

Rôle des calottes glaciaires dans le système climatique : Analyse des interactions entre un modèle de calotte de glace Antarctique et un modèle de climat

Gwenaëlle Philippon

► **To cite this version:**

Gwenaëlle Philippon. Rôle des calottes glaciaires dans le système climatique : Analyse des interactions entre un modèle de calotte de glace Antarctique et un modèle de climat. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2007. Français. NNT: . tel-00328184

HAL Id: tel-00328184

<https://theses.hal.science/tel-00328184>

Submitted on 9 Oct 2008

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.

**THÈSE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ
PIERRE ET MARIE CURIE (Paris VI)**

Spécialité : **Océanologie, Météorologie et Environnement**

présentée par **Gwenaëlle Philippon**

**Rôle des calottes glaciaires dans le système
climatique : Analyse des interactions
entre un modèle de calotte de glace
Antarctique et un modèle de climat.**

Soutenue le 21/03/2007 devant le jury composé de :

Mme	Catherine RITZ	Examineur
Mme	Marie-France LOUTRE	Rapporteur
Mme	Frédérique RÉMY	Rapporteur
M.	Alain SALIOT	Professeur Paris VI
Mme	Sylvie CHARBIT	Co-directrice de thèse
M.	Gilles RAMSTEIN	Directeur de thèse

Thèse préparée au *Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement*

Unité mixte de recherche IPSL-CEA-CNRS-UVSQ

Remerciements

Tout d'abord, je tiens à remercier ma famille et mes amis proches sur lesquels j'ai pu compter durant ces trois années. C'est en grande partie grâce à vous que j'ai pu terminer cette thèse.

Je tiens à remercier les membres du jury pour l'évaluation de mon travail. Merci à Marie-France Loutre, Frédérique Rémy, Catherine Ritz et Alain Saliot mais aussi à Luce Fleitout qui était membre invité à ma soutenance de thèse.

Cette thèse n'aurait pu se faire sans l'important soutien de Katia Laval et de Gilles Ramstein pour l'obtention du financement. Merci de m'avoir permis d'effectuer cette thèse.

Sylvie, merci de m'avoir prise en stage il y a 6 ans et de m'avoir donné le goût de l'étude des relations entre climat et calottes de glace mais aussi le goût de la modélisation, ou comment "jouer" avec les modèles. Je te remercie également de tes corrections très rigoureuses de mon manuscrit et de l'article. Grâce à cela, je suis maintenant beaucoup plus rigoureuse d'un point de vue générale et spécialement au niveau de la transcription écrite par rapport à il y a 3 ans.

Gilles, je te remercie d'abord de t'être tant investi pour me trouver une bourse à la session de rattrapage de septembre. Merci pour ton investissement et ta disponibilité dans ton emploi du temps très chargé. Je te remercie aussi de t'être beaucoup investi dans l'élaboration de certains résultats de ma thèse. J'ai aussi beaucoup aimé ton humour et apprécié ton côté humain.

Merci à vous deux de m'avoir fait confiance pendant tout mon parcours au LSCE, de m'avoir permis de voyager et de me faire une opinion de la recherche au niveau international.

Pour l'aboutissement de cette thèse, d'autres personnes ont aussi contribué. Je remercie l'équipe CLIMBER, Masa (toujours de bonne humeur), Christophe (Mister GMT), Didier P. mais aussi Didier R. J'ai beaucoup aimé travaillé avec vous. Bonne chance à Stefano et Jeorg (les nouveaux de l'équipe) pour la suite! Plus largement, merci aux membres de l'équipe "*clim*" pour votre bonne humeur mais aussi pour votre disponibilité pour mes questions diverses et variées. Je remercie également Catherine Ritz et Vincent Peyand du LGGE, pour les aides précieuses pour dompter le modèle GRISLI.

Merci à Valerie Masson-Delmotte, Olivier Cattani, Claire Waelbroeck, Elizabeth Michel,

Françoise Vimeux et Amaëlle Landais pour une meilleure compréhension du monde des données (le monde “réel”, par opposition à la modélisation).

Je remercie les amateurs de bonbons, c’est-à-dire l’équipe informatique pour leurs disponibilités quand j’avais des ennuis numériques. Un grand merci à Jean-Yves, qui m’a énormément aidé pour l’écriture de scripts python (évidemment!) et m’avoir fait gagné par ce fait, énormément de temps. Je vais regretter le calcul mental du matin, test sur l’activation ou non du restant de mes neurones.

Un grand merci à la gentillesse et l’efficacité de l’équipe administrative avec une dédicasse spéciale pour Florence G., Florence A. et Maryse M. Mais également, merci aux personnes du service d’entretien pour votre bonne humeur et les discussions dans les couloirs.

Je remercie chaleureusement mes collègues de bureau : Christophe et Didier S. puis Ramdane et Alexandre. Je remercie particulièrement Albert et Alexandre mais aussi Jeorg pour m’avoir laissé une dernière année de thèse suffisamment calme dans le bureau et propice à la rédaction de mon manuscrit. J’ai beaucoup aimé partagé le bureau avec vous. Je vous souhaite bonne chance pour la fin respective de vos thèses et stage et pour tout le reste.

Je te remercie Nathalie Etien pour toutes les interventions qu’on a faite avec les élèves. J’ai adoré partagé ces moments de communication. Merci à Elizabeth Stibbe pour nous avoir permis de les effectuer. Un petit clin d’oeil aux filles d’Halloween 2006, j’en garde un très bon souvenir. Merci aussi aux petites pauses cafés ou déjeuners improvisés.

Je remercie Marion Gehlen, l’autre équitante, pour les discussions sur la première ou seconde méthode. Merci de m’avoir fait rencontré Sylvie et Fiona.

Une mention spéciale pour les sportifs du laboratoire qui m’ont emenée sur les pistes de ski de randonnée, sur les chemins de cross, ou encore dans le Mercantour ou à Sigoyer.

J’ai apprécié discuter scientifiquement parlant ou non avec les membres du LSCE errant dans les couloirs et je garde de bons souvenirs de ces échanges. J’oublie certainement de remercier d’autres personnes, excusez-me par avance.

Cette thèse n’aurait pas pu se terminer sans les séances de défoulement, après les nombreuses heures derrière un écran d’ordinateur. Un grand merci aux séances intensives de vélo du fameux jeudi soir. J’ai beaucoup progressé en vélocité à essayer de vous suivre, François, Loïc, Olivier(s), Gilles, Andrew, Alexei, Romain et les autres. Je remercie Petit Tonnerre, Starship Trooper et Snake Plisken pour tous les km que je vous ai fait subir. Je tiens à remercier Claire pour tous les brevets cyclos partagés ensemble ainsi que les

randonnées en itinérance. Mais au-delà du vélo, merci pour ton soutien et de ton aide pour décompresser. Je te souhaite non pas bon vent mais un bon PBP! Merci également à Sophie, Manu et Math et aussi Arnaud!

Enfin, j'en arrive à toi Sébastien. Merci d'avoir été un ami sans faille avant de devenir mon compagnon. Tu y es pour beaucoup dans l'aboutissement de cette thèse, tu m'as permis de relativiser les choses, je te dédicace cette thèse!



Extrait du rapport de l'IPCC 2001 :

«The Antarctic ice sheet is likely to gain mass because of greater precipitation, while the Greenland ice sheet is likely to lose mass because the increase in runoff will exceed the precipitation increase. The West Antarctic Ice Sheet (WAIS) has attracted special attention because it contains enough ice to raise sea level by 6 m and because of suggestions that instabilities associated with its being grounded below sea level may result in rapid ice discharge when the surrounding ice shelves are weakened. However, loss of grounded ice leading to substantial sea level rise from this source is now widely agreed to be very unlikely during the 21st century, although its dynamics are still inadequately understood, especially for projections on longer time-scales.»



Fig. 0.0.1: Carte générale de la géographie en Antarctique. Le relief est noté par les isolignes tous les 100 m. Les plates-formes de glace flottante sont hachurées.

GLOSSAIRE

AABW : Antarctic Bottom Water

AACC : Courant Circumpolaire Antarctique

CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

DMG : Dernier Maximum Glaciaire

EAIS : East Antarctic Ice Sheet ; calotte antarctique de l'est

ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

EISMINT : European Ice Sheet Modelling initiative

EMIC : earth model of intermediate complexity

GIEC : Groupe Intergouvernemental d'Experts sur l'Evolution du Climat (IPCC en anglais)

GCM : General Circulation Model, modèle de circulation générale

ka, Ma, Ga : correspond aux âges passés en conformité avec le North American Stratigraphic Code (1983).

GRACE : Gravity Recovery and Climate Experiment

ICESAT : Ice, Cloud, and land Elevation Satellite

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change (GIEC en français)

IRD : Ice-rafted debris

IPSL : Institut Pierre Simon Laplace

LGM : Last Glacial Maximum ; Dernier Maximum Glaciaire (DMG)

MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

NADW : North Atlantic Deep Water

NASA : National Aeronautics and Space Administration

NODC : National Oceanographic Data Center

PMIP : Paleoclimate Modelling Intercomparison Project

SCAR : Scientific Committee on Antarctic Research

Sv : 1 Sverdrup correspond à $10^6 m^3$ par seconde

WAIS : West Antarctic Ice Sheet ; calotte antarctique de l'ouest

Table des matières

Introduction	xxiii
0.1 Le contexte de cette étude et la problématique	xxiii
0.2 Présentation du plan de la thèse	xxv
1 Variabilité climatique et apport de la modélisation	1
1.1 L'histoire des glaciations	1
1.1.1 Histoire des calottes de glace avant le Quaternaire (-1.8 millions d'années à aujourd'hui)	1
1.1.2 Alternance des cycles glaciaires/interglaciaires	4
1.1.2.1 La théorie astronomique du climat	5
1.1.2.2 Les périodes glaciaires et interglaciaires	8
1.1.2.3 De nouvelles explications pour surmonter les paradoxes de la théorie de Milankovitch	12
1.1.3 La variabilité rapide du climat	13
1.2 La modélisation climatique	15
1.2.1 Description du système climatique	15
1.2.1.1 L'atmosphère	16
1.2.1.2 L'hydrosphère	17
1.2.1.3 La cryosphère	18
1.2.1.4 La biosphère	19
1.2.1.5 La lithosphère	19
1.2.1.6 Des interactions complexes entre ces composantes	19

1.2.2	Les différents types de modèles	20
1.2.3	La modélisation de l'Antarctique	22
1.2.3.1	Interactions climat-calotte de glace	23
1.2.3.2	Rétroaction interne à la calotte de glace	24
1.3	Conclusions et enjeux pour la modélisation	24
2	Les calottes de glace du passé à aujourd'hui : Aperçu de l'Antarctique	27
2.1	Archives climatiques	28
2.1.1	Différents types d'enregistrements	28
2.1.2	Quelques stations : carottages profonds de glace	30
2.1.3	Carottes de sédiments marins	32
2.1.4	Réseau de mesures automatiques	34
2.1.5	Satellites	35
2.2	Aspects climatiques actuels de l'Antarctique	36
2.2.1	Géographie du pôle Sud	37
2.2.2	Températures et accumulation	38
2.2.3	L'océan austral	39
2.2.4	La glace de mer	39
2.3	Conclusions et enjeux pour la modélisation	40
3	Description des outils de modélisation	43
3.1	CLIMBER 2.3	43
3.1.1	Le module atmosphérique	44
3.1.2	Le module océanique	46
3.1.3	Le module de végétation	47
3.1.4	Poussières et leurs effets sur l'albédo	47
3.2	GREMLINS	48
3.3	GRISLI	52
3.4	Couplage CLIMBER-modèle de glace	55

3.4.1	Couplage atmosphère-calotte	56
3.4.2	Fusion basale sous les plates-formes de glace flottante	59
4	Comparaison modèle-données en Antarctique : climat glaciaire et climat actuel	65
4.1	Comparaison modèle-données	65
4.1.1	Bilan de masse en Antarctique	65
4.1.1.1	Température	66
4.1.1.2	Accumulation	70
4.1.1.3	Température océanique	72
4.1.1.4	Les variations de température et d'accumulation entre le DMG et l'Actuel	73
4.2	Quelques hypothèses pour remédier aux biais du modèle	76
4.2.1	Le biais chaud de CLIMBER	76
4.2.1.1	Réduire la maille atmosphérique	76
4.2.1.2	Inversion de température	77
4.2.1.3	Méthode perturbative	82
4.3	Conclusions	83
5	Etude des calottes de glace dans un contexte de déglaciation	87
5.1	La dernière déglaciation : le contexte	87
5.1.1	La Terre vue en climat glaciaire	87
5.1.1.1	Présence de larges calottes glaciaires au Nord et au Sud	87
5.1.1.2	Une circulation océanique ralentie	89
5.1.2	Le niveau des mers	91
5.1.3	Le climat glaciaire	91
5.2	Etude sur la dernière déglaciation de l'Antarctique	92
5.2.1	Le contexte de l'étude	92
5.2.2	Expérience standard	93

5.2.2.1	CLIMBER-GREMLINS-GRISLI	93
5.2.2.2	Forçage et conditions initiales	93
5.2.2.3	Principaux résultats	94
5.2.3	Études des processus	94
5.2.4	Article EPSL	96
5.2.5	Perspectives	106
5.3	Influence des poussières	107
5.4	Influence de la condition initiale	108
5.5	Conclusions	111
6	Impact d'événements abrupts de décharge d'eau douce sur les calottes de glace	115
6.1	Introduction : L'eau douce coule dans la bibliographie récente concernant les événements abrupts	116
6.2	Etat des lieux des climats glaciaires et actuels : Comparaison entre les deux simulations CLIMBER-PIK et CLIMBER-LSCE	120
6.2.1	“Stabilité” du climat glaciaire : Diagramme d'hystérésis	120
6.2.2	“Stabilité” du climat actuel : Diagramme d'hystérésis	125
6.3	“Stabilité” du système climatique dans trois contextes climatiques	126
6.3.1	Comparaison entre le modèle CLIMBER et le modèle couplé aux deux calottes de glace lors de la perturbation de flux d'eau douce en Atlantique Nord	127
6.3.1.1	Comparaison des hystérésis dans les trois contextes climatiques	127
6.3.1.2	Le DMG	130
6.3.1.3	Au DMG, GRISLI trouble CLIMBER	133
6.3.1.4	Le dernier interglaciaire : -115 000 ans	138
6.3.1.5	L'Actuel	140
6.3.2	Perturbation en flux d'eau douce dans l'hémisphère Sud	143

6.3.2.1	Le DMG	143
6.3.2.2	Le dernier interglaciaire : -115 000 ans	147
6.3.2.3	L'Actuel	148
6.3.3	Perturbation en flux d'eau douce et mise en place d'une nouvelle calotte de glace pour les interglaciaires	151
6.4	Conclusion et perspectives	155
7	Conclusions générales	159
7.1	De la variabilité lente à l'estimation du niveau marin	159
7.2	Variabilité rapide	160
7.3	Perspectives	161
A	Le fractionnement isotopique	167
A.1	Les isotopes de l'eau	167
A.2	L'isotope néodyme (Nd)	168
B	Quelques compléments	171
C	Le nouveau chapitre de thèse, un bilan de compétences	173
D	Articles	189

Résumé

Le système climatique fait intervenir plusieurs composantes qui interagissent entre elles avec des constantes de temps très différentes, dont l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère, la lithosphère et la cryosphère. L'Antarctique fait partie de cette dernière composante. Ce continent, situé au pôle Sud, contient 70% de l'eau douce de la planète et est constitué de 91% de glace qui, si elle fondait, représenterait une élévation du niveau de la mer d'environ 60 m. Dans le contexte du réchauffement climatique actuel, les régions des hautes latitudes se trouvent être les plus sensibles. Des observations par satellites montre que l'Antarctique enregistre actuellement des changements abrupts de températures liés probablement à l'augmentation des gaz à effet de serre de l'atmosphère. De plus, grâce aux forages, on peut remonter jusqu'à un climat vieux de 800 000 ans environ. Ceci peut se traduire par des débâcles de glace, de la taille d'un pays, dans l'océan et par l'accélération de l'écoulement de la glace, qui entraîne une vidange de la glace polaire dans l'océan. Une des pistes pour mieux appréhender le climat futur est de regarder si de tels événements ont déjà eu lieu dans le passé de la Terre en évaluant les relations liant les calottes polaires avec le climat, en particulier en ce qui concerne l'Antarctique. Nous avons développé une procédure de couplage entre un modèle de glace Antarctique et un modèle climatique, dit de complexité intermédiaire, précédemment couplé à un modèle de glace de l'hémisphère Nord. Nous avons d'abord testé notre nouveau modèle pour comprendre les processus de la dernière grande débâcle de calottes polaires Nord et Sud (i.e. la dernière déglaciation, il y a 21 000 ans). Dans une seconde partie, nous cherchons à évaluer la sensibilité du climat, actuel et passé à des perturbations majeures en eau douce dans des zones sensibles de l'océan austral et de l'océan Atlantique Nord. Les calottes de glace semblent à la fois répondre au forçage climatique (insolation et CO_2) et participer à la variabilité climatique du climat lors de leur fonte partielle ou totale. La Quaternaire est une des rares périodes de l'histoire de la Terre où de telles calottes sont présentes. Etudier pour le passé ou le futur les interactions de ces calottes avec le climat est donc un défi important.

Abstract

The climatic system includes several components with different characteristic time scales (i.e. the atmosphere, the hydrosphere, the biosphere, the lithosphere and the cryosphere). The Antarctic ice-sheet represents the main contribution of the latter component. The south pole continent contains 70% of the fresh water supply of the Earth and 91% of the ice on Earth. If all the ice were melt, it would lead to a sea level rise of about 60 m. Within the content of global warming of the Earth, the polar regions are very sensitive. Observations by satellites show that the Antarctic continent is subjected to abrupt temperature changes which are likely to be induced by atmospheric greenhouse gases. This implies large ice collapses and a great acceleration of the ice flow, which then goes to the ocean. To better study the evolution of future climate, one can look in the past whether such collapses ever happened. The aim of this work is to study the interactions between climate and ice sheets, especially the Antarctic ice sheet. I have developed a coupling method between an antarctic ice sheet model and a climate model of intermediate complexity, which was first coupled with a northern hemisphere ice sheet model. In the first part, I have tested this new tool to understand processes occurring during the last major collapse of northern and southern ice sheets (i.e. the last deglaciation, 21 kyr BP). In the second part, I have tried to evaluate the present and past climate sensitivities to external freshwater discharges delivered in sensitive areas of both the North Atlantic and the Southern oceans. The ice sheets seem sensitive to the climate forcing (insolation and CO₂) and respond also to the climatic variability induced by ice melting itself. The Quaternary period is one of the rare period in the Earth history where such ice sheets were present. Studying the interactions of these ice sheets with the climate is therefore an important challenge, both for past and future climate investigations.

Introduction

0.1 Le contexte de cette étude et la problématique

“Les données obtenues par satellite montrent qu’il est très probable que la couverture neigeuse ait diminué d’environ 10 pour cent depuis la fin des années 60, et des observations au sol indiquent qu’il est très probable qu’il y ait eu une réduction d’environ deux semaines de la durée annuelle du gel des lacs et des cours d’eau sous les latitudes moyennes et élevées de l’hémisphère Nord, pendant le XX^e siècle. Dans les régions autres que polaires, le recul des glaciers de montagne a été un phénomène largement répandu au XX^e siècle. Depuis les années 50, la surface de glace de mer au printemps et en été, dans l’hémisphère Nord, a diminué d’environ 10 à 15 pour cent. Il est probable qu’il y ait eu ces dernières décennies une réduction d’environ 40 pour cent de l’épaisseur de glace dans l’océan Arctique de la fin de l’été au début de l’automne, ainsi qu’une réduction nettement plus lente de l’épaisseur de glace de mer en hiver. Le niveau moyen global des mers s’est élevé et la charge thermique des océans a augmenté. Les données marégraphiques montrent que le niveau moyen global de la mer s’est élevé de 0,1 à 0,2 mètres au cours du XX^e siècle. La charge thermique globale des océans s’est accrue depuis la fin des années 50, période pour laquelle on a pu procéder à des observations plus précises des températures sous la surface de l’océan.”

Cet extrait du rapport du Groupe Intergouvernemental d’Experts sur l’Evolution du Climat (GIEC) [IPCC, 2001] montre que le visage de la Terre est profondément influencé par le changement climatique, initié par la révolution industrielle du XIX^e. En effet, le réchauffement de la planète, induit par une augmentation drastique de la teneur des gaz à effet de serre dans l’atmosphère, conduit à une fonte de la cryosphère et en particulier des glaciers, et à une élévation lente du niveau des mers. Les experts du GIEC sont

chargés de qualifier, de quantifier et de prévoir l’amplitude du réchauffement climatique à des fins d’adaptation à l’évolution démographique et aux impacts socio-économiques. Les modèles numériques utilisés pour les prévisions climatiques futures sont validés sur la période actuelle. Ils permettent de mettre en lumière la relation entre les processus physiques responsables du changement climatique (e.g. ensoleillement, teneur des gaz à effet de serre anthropique, volcanisme) et les impacts climatiques globaux et régionaux. En effet, les variations induites sur chacune des composantes du système climatique (atmosphère-hydrosphère-biosphère-cryosphère-lithosphère), peuvent conduire à des changements sensibles pour l’homme (e.g. température, précipitation, vent, courants marins). Au vu de la complexité du système climatique, il est fondamental de pouvoir tester la variabilité des modèles dans des contextes paléo-climatologiques où cette variabilité est contrainte par des données. Cette dernière peut s’avérer importante si l’on considère les quelques changements brutaux de circulation océanique répertoriés dans les archives de sédiments marins, notamment entre -80 000 ans et -20 000 ans. Ces changements peuvent induire de grandes variations de température sur les continents en l’espace de quelques centaines, voire de quelques dizaines d’années. Cette variabilité “haute fréquence” se superpose à une variabilité “basse fréquence”, connue depuis longtemps sous le nom de cycles glaciaires-interglaciaires (climat froid-climat chaud) dont la périodicité est de 100 000 ans environ. Dans le contexte du réchauffement climatique en cours, des observations récentes montrent l’écoulement des glaciers dans certaines régions du Groenland [Rignot and Jacobs, 2002; Rignot and Kanagaratnam, 2006] et de l’Antarctique [Domack et al., 2005; Pudsey and Evans, 2001; Brachfeld et al., 2003; Bentley et al., 2005; Rignot et al., 2002; Joughin et al., 2005; Oppenheimer and Alley, 2004; Cook et al., 2005] qui s’accélère, contribuant ainsi à l’élévation du niveau des mers. Sachant que la disparition des calottes de glace actuelles est un phénomène lent mais de forte amplitude sur le niveau marin (jusqu’à 77 m si le Groenland et l’Antarctique disparaissaient totalement) et que cette fonte s’accélère, l’étude des processus menant à la fonte et à la déstabilisation des calottes ou encore à une augmentation de l’épaisseur de glace, est un enjeu important si l’on veut pouvoir estimer les risques encourus par le réchauffement climatique actuel.

L’objet de cette thèse repose sur l’étude du rôle des calottes de glace dans le système climatique. Plus particulièrement, il s’insère dans l’étude des variabilités rapides et lentes du climat sur les derniers milliers d’années. Les marqueurs de la variabilité climatique, contenus dans les sédiments marins, les enregistrements continentaux (sédiments lacustres,

pollens, spéléothèmes, ...) et les carottes de glace, apportent des informations aussi bien sur la variabilité locale que sur la variabilité régionale, voire hémisphérique ou globale. Or ces archives climatiques ne permettent pas de remonter à l'origine de mécanismes responsables de changements climatiques. C'est pourquoi notre étude se base sur la modélisation. L'emploi d'un modèle qui représente le système climatique de manière simplifiée permet de réaliser des scénarios. Ces derniers permettent de tester des hypothèses sur les mécanismes à l'origine des variations climatiques qui seront validés ou invalidés par les données. Nous utilisons, dans cette étude, un modèle de climat comportant une représentation simplifiée de l'atmosphère, de l'océan et de la végétation, ce qui constitue la démarche la plus appropriée pour pouvoir examiner des scénarios types du climat (simulations) sur de longues échelles de temps (quelques milliers d'années à quelques dizaines de millions d'années). Pour étudier le rôle des calottes polaires dans le système climatique, nous avons choisi de "coupler" ce modèle de climat avec un modèle de calotte de glace. Le terme "coupler" signifie que les modèles communiquent entre eux par le biais de champs échangés (température, précipitation neigeuse, topographie, épaisseur de glace, étendues englacées, ...). Dans cette mesure, chaque modèle pourra ainsi amplifier (rétroaction positive) ou atténuer (rétroaction négative) les variations produites par l'autre modèle. Pourquoi et comment une calotte de glace épaisse de 2000-3000 m fond-elle? Comment les calottes de glace influencent le niveau des mers local par le fléchissement de la croûte terrestre? Que représente l'apport d'une fonte massive de glace dans l'océan? Quel est l'impact sur la circulation océanique? Dans quelle mesure cela affecte le climat global? Toutes ces questions seront abordées au cours de ce manuscrit.

0.2 Présentation du plan de la thèse

Dans cette étude, nous nous intéressons aux relations qui lient les calottes polaires au climat. Nous mettons l'accent sur la calotte Antarctique qui est beaucoup moins étudiée que celles de l'hémisphère Nord.

Dans une première partie, nous retracerons une brève histoire géologique de la Terre. Puis, nous présenterons la variabilité climatique de la Terre associée à la fois aux modes "lents", glaciaires-interglaciaires, (depuis 1 million d'années) et aux transitions rapides de type événements de Heinrich ou de Dansgaard-Oeschger (quelques événements depuis le dernier million d'années). Nous enchaînerons sur une description sommaire de chaque

composante du système climatique. Enfin, nous terminerons sur la modélisation du système climatique et notamment la hiérarchie de modèles disponibles.

Le second chapitre présente la diversité des archives climatiques. Elles sont les empreintes de la variabilité climatique et sont également indispensables pour les modèles climatiques. Une partie de ces archives permet de déterminer l'état actuel de l'Antarctique. Ce chapitre se termine ainsi sur une description de la géographie antarctique et de son climat actuel. Dans un troisième chapitre, nous décrivons les outils de modélisation : le modèle de climat CLIMBER et les deux modèles de glace GREMLINS et GRISLI, attribués respectivement à l'hémisphère Nord et à l'Antarctique. La technique de couplage de la partie atmosphérique entre le modèle de climat et les modèles de glace sera développée. Au début de cette thèse, le modèle de climat était déjà couplé au modèle de glace de l'hémisphère nord. Le couplage entre l'eau de fonte de la calotte et l'océan a également été pris en compte au cours de ma thèse. Sylvie Charbit et Masa Kageyama ont réalisé ce développement. L'adaptation de la partie atmosphérique du modèle de climat avec le modèle antarctique a été réalisée dans le cadre de cette étude, de même que le couplage avec la partie océanique du modèle de climat (sous les plates-formes de glace flottante). Ce nouvel outil (CLIMBER-GREMLINS-GRISLI) est un des premiers au niveau international à offrir une représentation globale du système Terre, ce qui va ouvrir des perspectives scientifiques développées dans les chapitres 5 et 6.

Le quatrième chapitre porte d'abord sur la comparaison de notre nouvel outil avec les observations actuelles. Les champs échangés lors du couplage seront particulièrement étudiés. Nous tenterons de mettre en évidence les biais propres à ce modèle.

Dans le cinquième chapitre, nous nous intéresserons à l'étude de la variabilité lente du système climatique au travers de la dernière déglaciation, qui débute à -21 000 ans. Cette période a été choisie car c'est l'une des mieux documentées au niveau des données. Durant cette période, les calottes de glace présentes près des deux pôles ont complètement ou partiellement fondues. Dans cette partie, nous quantifierons, en terme de variation du volume des glaces la déglaciation de la calotte antarctique. Nous tenterons notamment d'évaluer cette fonte en terme d'élévation du niveau des mers. Puis, nous examinerons l'importance relative des différents processus menant à la déglaciation de la calotte Antarctique. Cette partie se termine par une étude de sensibilité sur la contribution à la remontée du niveau marin liée à la fonte des calottes de glace de l'hémisphère Nord, d'une part, par l'introduction du dépôt de poussières qui modifie l'albédo de la neige, et d'autre

part, par différentes conditions initiales pour l'hémisphère Nord.

Dans le sixième chapitre, nous nous intéresserons à la variabilité rapide du système climatique quand on le perturbe avec de l'eau douce dans l'océan. Des études précédentes montrent que la calotte de glace de l'hémisphère nord a une influence importante (cf. les enregistrements Heinrich et Dansgaard-Oeschger). Nous essaierons de comparer, dans le cadre des perturbations d'eau douce, l'influence des calottes de glace de l'hémisphère Nord mais aussi de la calotte Antarctique dans différents contextes climatiques.

La conclusion générale de cette thèse tentera d'exposer l'apport de mon étude aux oscillations lentes et rapides des calottes de glace et élargira les perspectives futures de ce travail.

Chapitre 1

Variabilité climatique et apport de la modélisation

1.1 L'histoire des glaciations

1.1.1 Histoire des calottes de glace avant le Quaternaire (-1.8 millions d'années à aujourd'hui)

Depuis 3 millions d'années (Ma), la Terre est marquée par des oscillations entre des périodes interglaciaires comme aujourd'hui ($\sim 30\,000\,000\text{ km}^3$ de glace) et des périodes glaciaires où le volume de glace ($\sim 80\,000\,000\text{ km}^3$) est deux à trois fois plus élevé que le volume des calottes actuelles. Ces oscillations se manifestent avec des fréquences de 41 000 ans (41 kans) et 100 000 ans (100 kans). En dehors du Quaternaire, les périodes marquées par des glaciations importantes sont rares. Il faut remonter à 300 millions d'années, au Permo-carbonifère, pour retrouver une période glaciaire similaire à celles du Quaternaire. Si l'on remonte encore plus loin dans l'histoire de la Terre, on constate que les glaciations sont des phénomènes épisodiques [Ramstein et al., 2004] : des marques de glaciation existent à la fin du Dévonien ($\sim 350\text{ Ma}$) et à l'Ordovicien ($\sim 425\text{ Ma}$).

La figure 1.1.1 présente les variations du climat depuis 70 Ma et indique les périodes de glaciation. Ces variations sont obtenues à partir de l'analyse isotopique (§annexe B) de l'oxygène (i.e. rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et du carbone (i.e. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), contenus dans les coquilles carbonatées de micro-organismes marins vivant au fond des océans (foraminifères benthiques) et issues de carottes marines. Les données isotopiques de l'oxygène permettent

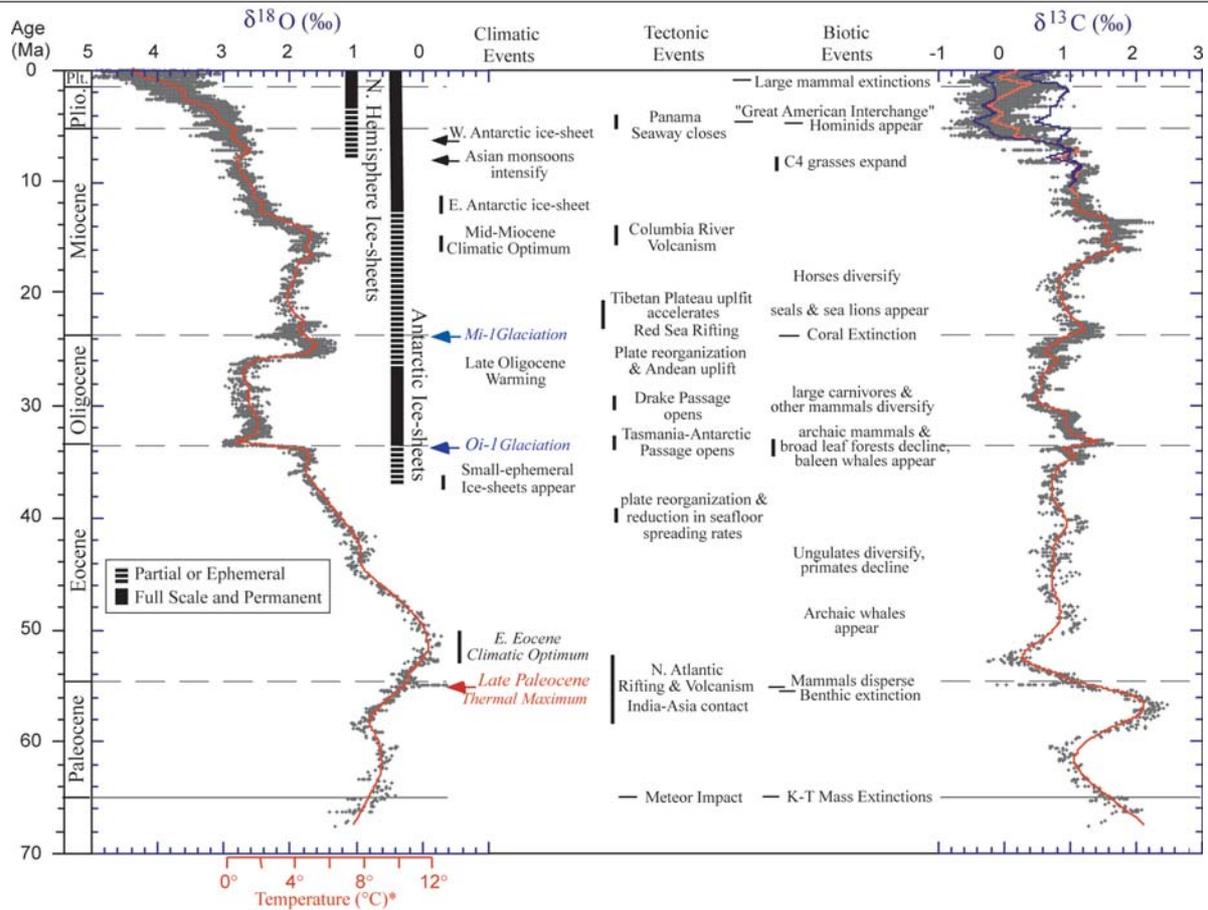


Fig. 1.1.1: Evolution du climat de la Terre [Zachos et al., 2001] depuis 70 millions d'années à partir des carottes marines. Noter que la Terre est exempte de calottes de glace pendant plusieurs millions d'années. La calotte de glace Antarctique apparaît à la fin de l'Éocène (~37 Ma) et les calottes de glace de l'hémisphère nord à la fin du Miocène (~8 Ma).

d'avoir une estimation du volume de glace continentale. En effet, comme la température du fond océanique est supposée quasi-constante durant les derniers cycles climatiques, les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères dépendent directement du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer dans laquelle ils se sont formés. Comme le contenu total en ^{18}O (glace + eau) est considéré comme constant, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer permettent de remonter aux variations de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace. Ainsi, les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques permettent d'accéder aux variations de volume des glaces polaires. Les données isotopiques du carbone (Figure 1.1.1) donnent une idée des perturbations du cycle global du carbone et de la circulation océanique profonde, qui est sensible aux changements climatiques.

La calotte actuelle groenlandaise s'est formée très récemment (d'après Zachos et al. [2001] entre 8 et 3 Ma) et des premières traces de glaciers dans les montagnes de Gamburtsev en Antarctique de l'Est remonteraient à 80 Ma [Veevers, 1994; Mercer, 1983].

En remontant dans le passé, il y a environ 150 à 160 Ma, le super continent "Gondwana" se fragmente et ses morceaux, dont l'un comprend le futur continent Antarctique, dérivent

lentement [Wegener, 1990; Deparis and Legros, 2000]. A partir du Crétacé (80 Ma), l'Antarctique se trouve à proximité du pôle Sud [Kennett and Warnke, 1992]. Des restes de reptiles marins ou de crocodiles sont retrouvés sur ce continent [Chatterjee and Zinsmeister, 1982; Chatterjee et al., 1984], ce qui laisse supposer que le climat, entre 100 et 65 Ma, était chaud. A la même époque, la plaque indienne se sépare du Gondwana et entame sa dérive vers le Nord pour former la future chaîne himalayenne [Tapponier et al., 1982]; l'Australie et l'Antarctique se retrouvent alors dans leurs positions actuelles (vers 50 Ma pour l'Antarctique). Une étude menée par Otto-Bliesner and Upchurch [1997] avec un modèle de circulation générale indique des températures annuelles de l'air en Antarctique comprises entre -6 et -3°C pour la période de 66 Ma. De plus, cette simulation montre que la moitié environ du continent est recouvert de neige et indique la présence de forêts boréales. La variation de néodyme (Nd) qui sert de traceur de la variabilité de la circulation océanique, indique l'ouverture du passage de Drake [Scher and Martin, 2006] à partir de 41 Ma, et la séparation de l'Amérique et de la Péninsule Antarctique au passage de l'Eocène/Oligocène, à 34 millions d'années. Du fait de la conjonction de la formation du fort courant marin circumpolaire antarctique, l'isolement thermique de l'Antarctique et la séquestration globale du CO₂ atmosphérique liée au refroidissement des eaux circum-antarctiques, l'Antarctique commence à s'englacier pour former réellement une calotte de glace dans sa partie orientale (Figure 1.1.1). DeConto and Pollard [2003] utilisent un modèle de circulation générale avec lequel ils font une série d'expériences de sensibilité pour tester l'importance d'un changement du taux de CO₂ atmosphérique, de la modulation d'énergie solaire reçue par la Terre et du transport de chaleur océanique dans l'englacement de la calotte antarctique. Ces auteurs montrent qu'un englacement est possible pour des concentrations atmosphériques de CO₂ comprises entre 2.5 et 3 fois la valeur pré-industrielle (280 ppm). D'après les données de la composition Mg/Ca des foraminifères benthiques et de l'isotope de l'oxygène issus de carottes de sédiments marins, Lear et al. [2000] ainsi que Zachos et al. [2001] repèrent, dans les carottes sédimentaires, des changements responsables d'un englacement à environ 34 Ma. La formation des plates-formes de glace flottante en mers de Weddell et de Ross va favoriser l'englacement sous la forme d'une calotte de la partie Ouest du continent antarctique. A 15 Ma, au Miocène, la calotte de glace recouvre la Péninsule Antarctique et la forme de la calotte à l'Ouest devient comparable à celle d'aujourd'hui [Kennett and Barker, 1990]. De même, l'Antarctique de l'Est a des dimensions similaires aux dimensions actuelles (épaisseur et extension) [Savin

et al., 1975; Woodruff et al., 1981; Wright et al., 1992].

La glaciation de l'hémisphère Nord est bien plus récente que celle de l'hémisphère Sud. D'après Zachos et al. [2001], celle-ci se situe entre 8 et 3 Ma, bien que d'autres auteurs envisagent une formation des calottes boréales entre 10 et 6 Ma [Einarson et al., 1967; Jansen et al., 2000; Kleiven et al., 2002; Winkler et al., 2002; Berggren et al., 1995; Backman, 1979; Larsen et al., 1994]. D'autres auteurs, comme Moran et al. [2006] montrent, grâce à une carotte sédimentaire récente, que le refroidissement de l'Arctique date d'environ 45 Ma et est synchrone avec celui du Sud. Ces derniers auteurs élargissent leurs données pour suggérer un englacement commun et symétrique aux deux hémisphères. Mais cette hypothèse reste encore controversée.

Enfin, le Quaternaire est marqué par des alternances de périodes de fonte et d'englacement que l'on appelle communément les cycles glaciaires-interglaciaires.

1.1.2 Alternance des cycles glaciaires/interglaciaires

Les cycles glaciaires-interglaciaires du Quaternaire sont caractérisés par le passage en quelques milliers d'années d'une Terre où les températures sont plus froides de 5°C en moyenne, à une Terre où le climat ressemble davantage à celui que nous connaissons aujourd'hui, voire légèrement plus chaud :

- **le climat interglaciaire** se caractérise par la présence de calottes de glace en Antarctique et au Groenland. Certains interglaciaires, comme l'Eémien par exemple (130-116 ka), sont marqués par un climat de 2-3°C plus chaud que le climat actuel [Otto-Bliesner et al., 2006], une couverture de glace réduite dans la partie sud du Groenland [NGRIP, 2004; Raynaud et al., 1997; Koerner, 1989] en comparaison de la surface actuelle, et un niveau de la mer d'environ 6 m plus élevé [Waelbroeck et al., 2002].
- **le climat glaciaire** se distingue par un climat de 5°C plus froid en moyenne annuelle et par un gradient équateur-pôle plus important que celui observé dans une période interglaciaire. Vers les régions polaires, plus froides de quelques dizaines de degrés, la végétation se désertifie : les forêts se raréfient au profit des steppes et des toundras [Guiot and Cheddadi, 2004]. Ce climat est, en outre, marqué par une extension importante des terres recouvertes par les calottes de glace [Peltier, 2004; Petit et al., 1999; EPICA, 2004; Waelbroeck et al., 2002; Bassinot et al., 1994; Imbrie et al., 1984]. En effet, bien que le Groenland dans sa partie centrale ne varie

quasiment pas entre une période glaciaire et interglaciaire [Raynaud et al., 1997; Tarasov and Peltier, 2003], la calotte de glace Antarctique, elle, est plus étendue et plus épaisse dans sa partie Ouest [Anderson et al., 2002]; d'autres calottes avec des dômes dont l'altitude peut atteindre 2000 à 3000 m, recouvrent le Canada [Dyke and Prest; Budd and Smith, 1979; Clark et al., 1993; Peltier, 2004] et la Scandinavie [Svendsen et al., 2004; Siebert et al., 2001] respectivement : Il en résulte un abaissement du niveau des mers (environ -120 m au Dernier Maximum Glaciaire [Lambeck and Chappell, 2001; Waelbroeck et al., 2002; Bassinot et al., 1994; Imbrie et al., 1984]). La circulation thermohaline en Atlantique est ralentie et exporte donc moins de chaleur vers les hautes latitudes [Piotrowski et al., 2004]. La présence de gaz à effet de serre dans l'atmosphère est réduite : de près d'un tiers pour le CO₂, et de moitié pour le CH₄ [Petit et al., 1999].

1.1.2.1 La théorie astronomique du climat

Bard [2004] souligne que le lien entre les cycles glaciaires-interglaciaires avec la configuration orbitale de la Terre a été proposé pour la première fois par Joseph Adhémar (1797-1862) [Adhémar, 1842]. Il suppose, en effet, que les glaciations successives sont pilotées par la mécanique céleste, la différence d'insolation¹ reçue par chaque hémisphère devant entraîner une alternance régulière de périodes glaciaires et interglaciaires entre les deux hémisphères. Adhémar déclare : "il est évident que pendant un hiver du pôle antarctique, il se formera plus de glace vers ce pôle qu'il ne s'en formera au pôle arctique pendant l'hiver correspondant, et cette différence répétée pendant plusieurs milliers d'années, finira par devenir considérable" (cité par Bard [2004]).

James Croll (1821-1890) reprend cette théorie, en ajoutant les variations de la distance Terre-Soleil aux équinoxes (**précession des équinoxes**) et de la forme de l'orbite terrestre (**excentricité**), terme non connu par Adhémar. Sa théorie, plus complexe, repose sur le contraste saisonnier de l'insolation. Il considère que l'augmentation du cycle hydrologique permet une forte accumulation de neige pérenne durant les hivers et qu'en été, cette neige ne fond pas entièrement. Il est également le premier à envisager des facteurs amplificateurs pour le climat, comme par exemple l'albédo élevé de la neige, c'est à dire la fraction d'énergie solaire réémise vers l'espace, l'influence de la dynamique de l'atmo-

¹quantité d'énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère pour un intervalle de temps donné, l'énergie totale émise par le Soleil étant égale à 1365 W/m²

sphère ou encore celle de l’océan.

Le mathématicien serbe Milutin Milankovitch (1879-1958) calcule les lents changements de l’orbite terrestre en fonction des positions du Soleil, de la Lune et de Jupiter essentiellement, et dans une moindre mesure, des autres planètes du système solaire. En résolvant les équations qui décrivent les interactions gravitationnelles entre les planètes du système solaire et le Soleil, il élabore une formule complète de la théorie astronomique et les premiers calculs précis de l’insolation aux différentes latitudes [Bard, 2004]. Sa théorie est basée notamment sur le refroidissement périodique des étés dans les hautes latitudes nord qui favoriserait une entrée en glaciation. En effet, la neige qui tombe en hiver aurait tendance à ne plus fondre en été, et s’accumulerait ainsi année après année [Berger and Loutre, 2004]. De plus, Milankovitch fait intervenir la rétroaction positive “température-albédo” : la présence de neige augmente l’albédo, ainsi les températures locales sont plus froides, ce qui favorise l’accroissement de la couverture neigeuse. En utilisant un modèle de climat sophistiqué, Gallée et al. [1991, 1992] et Khodri et al. [2001] ont été les premiers à montrer que cette théorie permettait de rendre la neige pérenne pour la dernière entrée en glaciation.

Berger [1978] recalcule l’excentricité (Figure 1.1.2), l’obliquité et la précession en s’inspirant de la théorie de Milankovitch, pour l’utiliser dans des modèles climatiques. Actuellement, ce sont toujours ces mêmes équations qui sont au cœur du calcul de l’insolation dans les modèles les plus sophistiqués du climat. La théorie de Berger s’appuie sur la relation entre l’évolution du climat [Crowley, 2002] à l’échelle de plusieurs milliers et même millions d’années et les variations cycliques de l’insolation reçue par la Terre.

L’excentricité ou la forme de l’orbite terrestre : L’excentricité, e , traduit la forme elliptique de l’orbite de la Terre autour du Soleil. Actuellement, cette grandeur est égale à 0.016 ; elle est nulle quand l’orbite de la Terre est circulaire. Les changements d’excentricité affectent la distance Terre-Soleil. Actuellement, nous observons une différence de 3% (5 millions de kilomètres) entre le point le plus proche du Soleil (le périhélie, vers le 3 janvier) et celui le plus éloigné (l’aphélie, vers le 4 juillet), ce qui représente une variation de l’énergie solaire totale reçue par la Terre de 6,4% et adoucit les contrastes saisonniers de l’hémisphère Nord. L’excentricité a varié entre 0 et 0.05 au cours du dernier million d’années, avec des périodicités de 400 000 et 100 000 ans [Berger and Loutre, 2004].

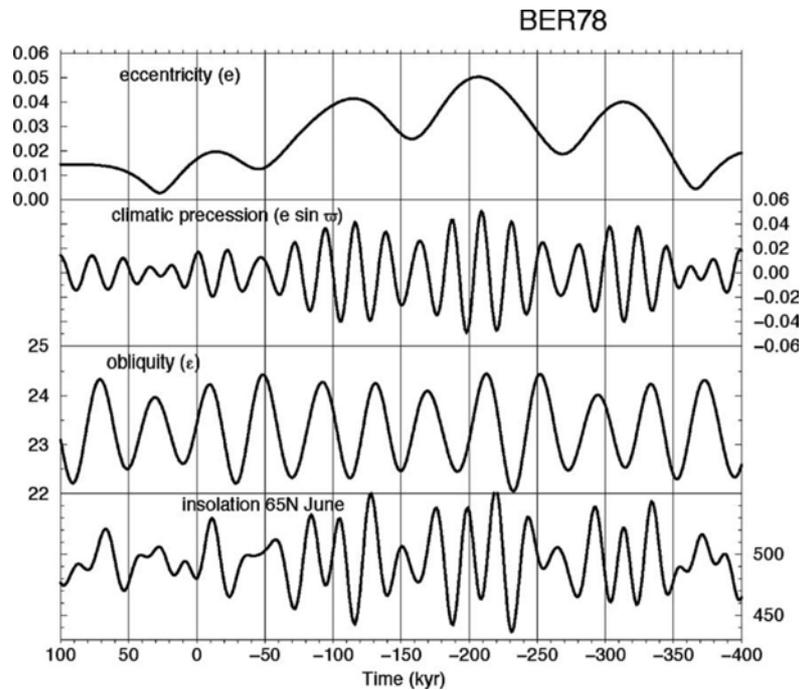


Fig. 1.1.2: L'excentricité, la précession des équinoxes, l'obliquité de la Terre et l'insolation estivale à 65°N [Berger, 1978] de -400 000 ans (droite) à +100 000 ans (gauche).

L'obliquité ou l'inclinaison de l'axe de rotation terrestre : Au cours du dernier million d'années, l'inclinaison terrestre varie entre 21°8' et 24°4' avec une périodicité de 41 000 ans [Berger and Loutre, 2004]. Plus l'inclinaison est importante, plus les contrastes saisonniers seront marqués au niveau des moyennes et hautes latitudes. L'obliquité, ε , est actuellement de 23°27'.

La précession ou la distance Terre-Soleil d'une saison particulière : La précession, $e \sin \tilde{\omega}$, permet notamment de préciser la distance Terre-Soleil au solstice d'été. Ce paramètre varie avec une période moyenne de 21 000 ans (19 000 -23 000 ans) [Berger and Loutre, 2004]. Quand l'orbite terrestre est elliptique ($e = 0.05$), et que le solstice d'été de l'hémisphère Nord est au périhélie, la quantité d'insolation reçue dans l'hémisphère nord en été est plus grande que celle que l'on connaît actuellement. Aujourd'hui, l'excentricité est faible et le solstice d'hiver se produit près du périhélie. La précession agit sur la longueur des saisons. Actuellement, dans l'hémisphère nord, le printemps et l'été sont les saisons les plus longues.

1.1.2.2 Les périodes glaciaires et interglaciaires

Les oscillations orbitales de la Terre induisent des variations de l'énergie reçue à sa surface, et contribuent ainsi à l'établissement de cycles glaciaires-interglaciaires (Figure 1.1.3 en bas). Grâce aux forages des fonds marins (voir le programme de carottage des fonds marins² de N. Shackleton et W. Curry), l'analyse de la composition isotopique des coquilles de foraminifères benthiques (vivants au fond des océans) ou planctoniques (vi-

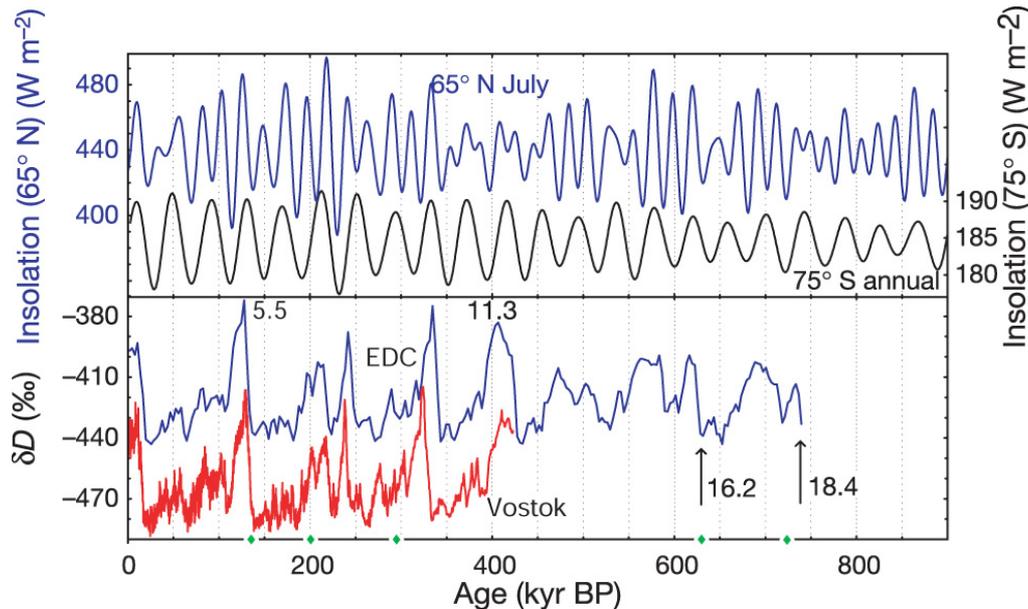


Fig. 1.1.3: Illustration des cycles glaciaires-interglaciaires [EPICA, 2004] depuis 800 000 ans. Comparaison de la carotte de glace EPICA Dôme C (75°S, 123°E, en bas) avec l'insolation (en haut). Pour les courbes d'insolation : en bleu (axe de gauche), l'insolation de juillet à 65°N ; en noir (axe de droite), l'insolation moyenne annuelle à 75°S, la latitude de Dôme C. En bas, le δD issu de la carotte de EPICA Dôme C (en courbe bleue) et celle de Vostok (78°S, 107°E, en rouge). Ce paramètre permet d'exprimer la température.

vants en surface) a mis en évidence l'existence des cycles glaciaires-interglaciaires [Hays et al., 1976]. Mais, si les calculs de Milankovitch (1942) ont pu être mis en relation avec ces variations de composition isotopique, ce n'est que très récemment, grâce aux forages des carottes de glace, dont J. Jouzel et C. Lorius sont les principaux investigateurs français, (voir aussi [Imbrie and Imbrie, 1997] pour une revue) que ces variations ont pu être associées à celles du contenu en gaz à effet de serre de l'atmosphère [Petit et al., 1999]. Ces archives remontent jusqu'à plus de 800 000 ans dans le passé pour les plus vieilles glaces en Antarctique [EPICA, 2004] et à plus de 115 000 ans pour celles au Groenland [NGRIP, 2004].

D'après Raynaud and Lorius [2004], les principaux gaz contribuant à l'effet de serre (le

²Ocean Drilling Program, <http://www.oceandrilling.org>

dioxyde de carbone et le méthane) sont fortement corrélés aux grandes variations climatiques des quatre derniers cycles glaciaires-interglaciaires [Barnola et al., 1987; Chappellaz et al., 1990; Petit et al., 1999], qui, rappelons-le, sont modulées par les fréquences orbitales de 100 000, 40 000 et 21 000 ans. Par exemple, Petit et al. [1999] illustrent la contribution de l'effet radiatif que produit la variation du CO₂ lors d'une transition glaciaire-interglaciaire (190 à 280 ppm respectivement) en la corrélant à la variation de température antarctique, déduite de la composition isotopique du deutérium (de -8°C à 2°C). Si les archives glaciaires [Petit et al., 1999; EPICA, 2004] illustrent la corrélation entre le CO₂ et le climat, elles permettent également d'expliquer partiellement le problème du paradoxe à 100 000 ans, issu de la théorie astronomique pour le Quaternaire récent. En effet, les paléo-enregistrements du dernier million d'années enregistrent un cycle dominant à 100 000 ans [Petit et al., 1999] alors que la contribution de l'excentricité à l'amplitude de l'insolation est très faible (Figure 1.1.3). Ceci sous-tend l'hypothèse d'une réponse non-linéaire du système climatique aux variations orbitales. Cette non-linéarité a d'abord été attribuée au temps de réponse des grandes calottes de l'hémisphère nord [Oerlemans, 1981, 1983]. Ce temps de réponse peut, par les variations lentes liées à l'isostasie [Oerlemans, 1981], au bilan de masse de la calotte [Oerlemans, 1983] ou à la constante de temps de l'évolution de la température basale [Marshall and Clark, 2002], générer une oscillation dont la période est de 100 000 ans, qui se traduit par des variations du volume de glace. Certains modèles de glace couplés à des modèles de climat arrivent à construire une calotte de glace en l'espace de 100 000 ans alors que la fonte de cette même quantité de glace ne dure que 10 000 ans environ. Par exemple, les modèles de glace 2-D associés à un modèle de bilan énergétique [Deblonde and Peltier, 1991] ou à un modèle climatique de complexité intermédiaire [Gallée et al., 1991, 1992] ont été utilisés pour examiner l'évolution de la glace de l'hémisphère nord au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire (entre -122 000 ans et aujourd'hui). Ces modèles simulent l'entrée en glaciation et la dernière déglaciation mais échouent pour l'obtention d'une forme actuelle des calottes de glace. En effet, le modèle de Gallée et al. [1991, 1992] ne permet pas de simuler la forme d'une calotte et encore moins sa position car le modèle est à une seule dimension (calcul de l'altitude uniquement ; estimation de l'extension en latitude selon un profil imposé ; extension en longitude selon les mailles couvertes de glace). Néanmoins, Deblonde and Peltier [1991] montrent qu'une valeur faible de l'insolation (vers -122 000 ans) favorise l'englacement de l'hémisphère nord alors qu'une forte valeur engendre la fonte des calottes. Marsiat [1994]

montre que l’englacement de l’hémisphère nord débute réellement après un minimum de glace situé à environ -80 000 ans et dure jusqu’au Dernier Maximum Glaciaire (DMG, \sim -20 000 ans). Plus récemment, Khodri et al. [2001] montrent, avec un modèle de climat sophistiqué, que le moteur de l’englacement à la fin de l’Éémien (-115 000 ans) résulte d’une faible insolation d’été qui marque des étés froids. Le modèle utilisé augmente en hiver le transport d’humidité en Arctique via l’atmosphère, ce qui refroidit les hautes latitudes nord, par le déplacement vers le sud des zones de convection océanique. Il en résulte une accumulation de neige pérenne dans l’archipel canadien.

En contrepartie, la déglaciation simulée des calottes de glace de l’hémisphère nord est “rapide” (moins de 10 000 ans) e.g. [Charbit et al., 2005]. L’étude de Charbit et al. [2005] montre que la calotte Eurasienne répond directement à l’insolation mais identifie également le rôle significatif du CO_2 dans le processus de déglaciation de la calotte de glace Nord Américaine. En effet, une valeur faible de CO_2 , fixée à 190 ppm pendant toute la durée de la déglaciation, empêche la fonte de cette calotte. D’autres auteurs [Tarasov and Peltier, 2005; Squeak and Diddlesworth, 1987] évoquent d’autres processus. Ainsi, les déstabilisations des calottes de glace proviennent de la dynamique interne de la calotte qui peuvent aboutir à de grandes décharges d’eau douce dans l’océan. Par exemple, Tarasov and Peltier [2005] recherchent l’origine du flux d’eau douce à l’origine du *Younger Dryas Cold Reversal*. L’Antarctique est aussi affectée puisque Kanfoush et al. [2000] mesurent des débris provenant de la calotte de glace (IRD) au milieu de l’océan austral.

Ce caractère non-linéaire des glaciations apparaît clairement dans l’enregistrement des carottes de glace. Petit et al. [1999] relèvent une valeur du rapport isotopique, $\delta^{18}\text{O}$, égale à environ -0.4‰ en climat interglaciaire et à 1.2‰ en climat glaciaire. Le volume de glace varie sous la forme de “dents de scie”, avec des déglaciations “rapides” et des glaciations “progressives” (Figure 1.1.4).

Plus particulièrement, l’enregistrement des gaz à effet de serre dans les carottes de glace va montrer que le rythme, de l’ordre de 100 000 ans, propres aux transitions glaciaires-interglaciaires, n’est pas nécessairement généré par les seules variations du volume de glace. On observe que, pour les transitions glaciaires-interglaciaires [Petit et al., 1999; Pépin et al., 2001], et pour certains cycles de 100 000 ans [Shackleton, 2000], les variations des gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) précèdent celles du volume des glaces continentales de plusieurs milliers d’années (Figure 1.1.4). De plus, les enregistrements des carottes de glace de Vostok et d’EPICA Dôme C montrent que le réchauffement climatique en An-

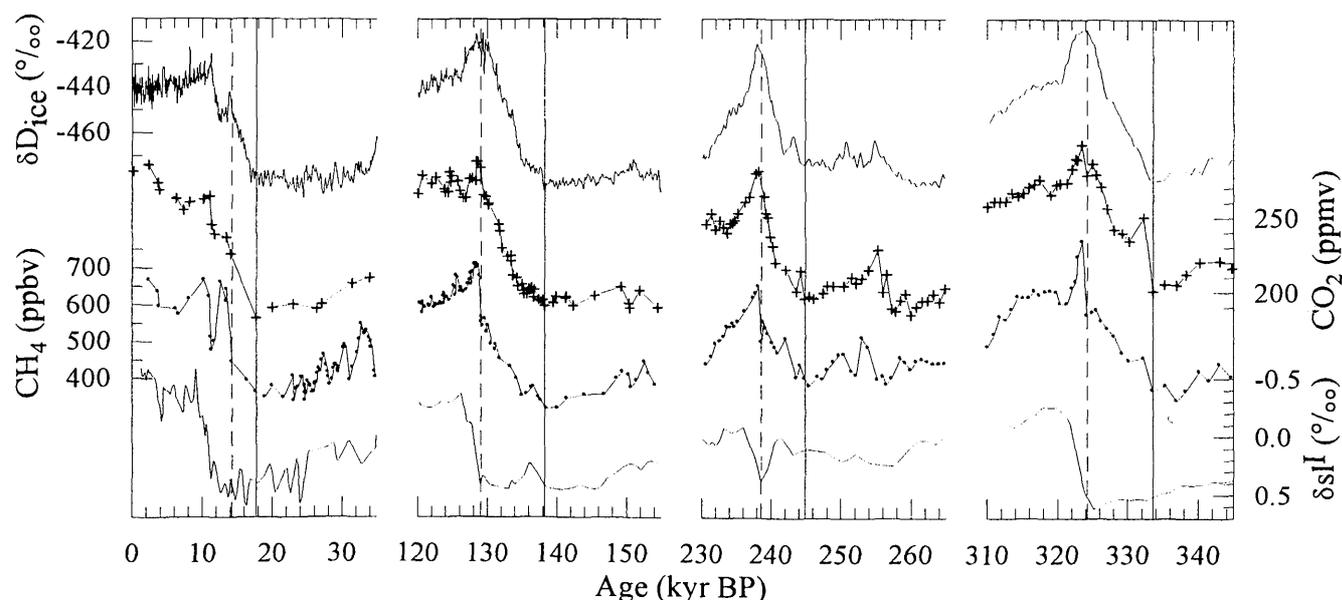


Fig. 1.1.4: Comparaison dans la carotte de glace Vostok des quatre derniers cycles glaciaires-interglaciaires [Pépin et al., 2001]. On distingue les températures antarctiques (δD_{ice}), le contenu en CO_2 , les températures au Groenland, données par CH_4 et les variations du niveau des mers issues de la composition isotopique de l'air. Les lignes pleines verticales correspondent à l'augmentation du CO_2 ; les lignes verticales en pointillés aux périodes de réchauffement de l'hémisphère nord.

arctique a précédé de plusieurs centaines d'années (800 ± 200 ans) l'augmentation du CO_2 au cours des transitions glaciaires-interglaciaires [Monnin et al., 2001; Fischer et al., 1999; Caillon et al., 2003].

Les résultats, issus de la littérature, tendent à suggérer le scénario suivant pour les grandes transitions glaciaires-interglaciaires à l'échelle des derniers 420 000 ans. Les variations proviennent principalement de l'insolation, des teneurs en CO_2 , et des températures océaniques aux pôles.

- **L'entrée en glaciation :** l'insolation est le moteur de l'entrée en glaciation : les étés froids favorisent l'accumulation de neige [Crucifix and Loutre, 2002]. Khodri et al. [2001] montrent que c'est ensuite l'augmentation du transport d'humidité équateur-pôle qui est à l'origine de l'augmentation des précipitations neigeuses. Le phénomène de refroidissement est amplifié par la diminution du transfert de chaleur via la circulation océanique. De plus, Khodri et al. [2001], Kageyama et al. [2004], deNoblet et al. [1996], et Gallimore and Kutzbach [1996] démontrent l'influence du changement de végétation et de l'amplification qu'elle engendre pour les processus d'entrée en glaciation via des effets d'albédo.
- **La sortie de glaciation :** le réchauffement se produit d'abord dans les régions australes, suggérant une implication de l'insolation d'été australe (valeur forte), qui

précède celle à 65°N de plusieurs milliers d'années. La formation des eaux denses australes implique un relargage du CO₂ dans l'atmosphère [Paillard and Parrenin, 2004a,b]. L'augmentation du CO₂ est associée à ce réchauffement (Figure 1.1.4). Le réchauffement dans les régions boréales se produit plusieurs milliers d'années plus tard, ce qui engendre une variation considérable du volume des calottes de glace (Figure 1.1.4). L'augmentation du niveau des mers, essentiellement due à la fonte des calottes dans les hautes latitudes nord, favorise enfin la déstabilisation de la partie Ouest de la calotte Antarctique [Philippon et al., 2006].

1.1.2.3 De nouvelles explications pour surmonter les paradoxes de la théorie de Milankovitch

La fin d'un épisode glaciaire Nous avons vu que la théorie de Milankovitch, qui relie les changements du volume des calottes aux changements d'insolation d'été à 65°N, semble être compatible avec les paléo-enregistrements, du moins pour les périodes de 23 000 et 41 000 ans [Imbrie et al., 1992; Paillard, 2003]. Par contre, cette théorie est inappropriée pour expliquer les épisodes rapides de déglaciation qui surviennent tous les 100 000 ans [Imbrie et al., 1993; Paillard, 2003]. Par ailleurs, les données ne sont pas bien marquées par des cycles à 400 000 ans, qui modulent fortement les cycles à 100 000 ans. Pour tenter d'expliquer ces paradoxes, Paillard [1998] propose un système à seuils dans la dynamique interne du climat. Cette théorie conduit à interpréter les cycles glaciaires-interglaciaires par deux "états climatiques" [Parrenin and Paillard, 2003]. Notamment le déclenchement des déglaciations est régi par la combinaison entre l'insolation et un volume "suffisant" de glace. En effet, la croissance de la calotte de glace induit une température basale plus élevée et proche du point de fusion, ce qui favorise le glissement basal et ainsi la déstabilisation de la calotte.

Les modifications enregistrées dans la fréquence des glaciations entre 3 et 1 millions d'années Un autre exemple illustre le paradoxe du cycle à 41 000 ans au cours de la transition Pliocène-Pleistocène (entre 3 et 1 millions d'années). Paillard [2006] rappelle que les oscillations glaciaires de cette période ont une périodicité d'environ 41 000 ans, ce qui correspond à une variation d'insolation due à l'obliquité, alors que les paramètres astronomiques montrent un très fort signal de 23 000 ans dans les changements d'insolation à 65°N [Berger, 1978]. Deux solutions différentes sont proposées pour expliquer

ce paradoxe.

- Huybers [2006] affirme que l'insolation estivale, traditionnellement utilisée par les modèles, n'est pas le meilleur paramètre. En effet, le bilan de masse d'une calotte de glace est fonction de la température au-dessus ou en-dessous du point de congélation. Ainsi, un paramètre plus adapté et plus physique pourrait être l'insolation intégrée sur une valeur seuil qui gère la fonte de la glace, c'est-à-dire le nombre de jours où l'insolation est comprise entre 275 et 340 W/m² au lieu de l'insolation au sommet de l'atmosphère. La majorité de la variabilité de nouveau paramètre est à la période de 41 000 ans qu'on retrouve sur la période Pliocène-Pleistocène.
- Raymo et al. [2006] émettent une autre hypothèse basée sur la fonte de l'Antarctique de l'Est dans la transition Pliocène-Pleistocène pour expliquer l'absence apparente de la périodicité de 23 000 ans. En fait, cette calotte est sensible à l'insolation, alors que la partie Ouest est beaucoup plus sensible aux variations du niveau des mers. De plus, le forçage de l'obliquité est symétrique dans les deux hémisphères, alors que forçage de la précession est anti-symétrique. Cela induit une contribution additive du cycle à 41 000 ans pour les contributions des calottes de glace Nord et Sud en volume total de glace et une soustraction de leurs effets pour le cycle à 23 000 ans. C'est pourquoi les enregistrements marins de $\delta^{18}\text{O}$ sont marqués par un cycle dominant de l'obliquité.

Il semble actuellement admis que les variations d'énergie solaire reçue par la Terre soient le métronome des variations climatiques du Quaternaire aux échelles de temps allant de quelques dizaines à quelques centaines de milliers d'années. Il est clair qu'il existe des relations complexes entre le climat et le cycle du carbone. Mais pour l'instant, ni l'intensité des variations du CO₂ au cours des cycles glaciaires-interglaciaires, ni leur phasage-déphasage avec le volume des glaces ne permettent d'expliquer le signal de température de façon satisfaisante. L'acquisition de données et la reconstruction des climats via les modèles climatiques sont les clés pour tester ces théories.

1.1.3 La variabilité rapide du climat

Si les variations "lentes" du système climatique (i.e. cycles glaciaires-interglaciaires) induites par les changements des paramètres orbitaux ont mobilisé jusqu'à présent la communauté scientifique, la découverte au cours des quinze dernières années des variations climatiques abruptes de grande amplitude a constitué une surprise pour la communauté

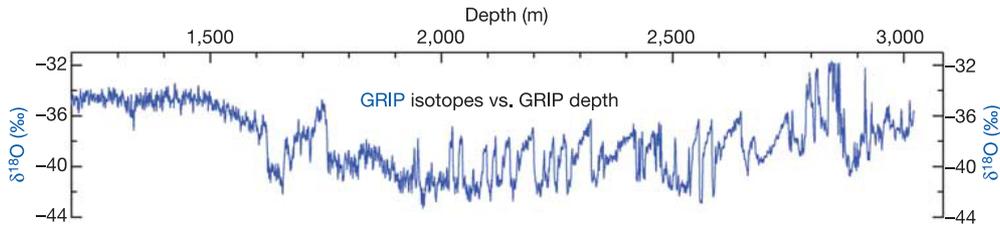


Fig. 1.1.5: Reconstruction du profil isotopique de l'oxygène à NGRIP [NGRIP, 2004], au Groenland en fonction de la profondeur de la carotte de glace. La profondeur 3000 m correspond à 100 000 ans.

scientifique. La Terre serait-elle donc plus instable en période glaciaire que pendant les interglaciaires ?

Ce sont les forages glaciaires au Groenland qui vont montrer les premiers indices de changements abrupts [Dansgaard et al., 1993] (Figure 1.1.5).

Les événements de **Dansgaard-Oeschger**, d'une période de 1000 à 2000 ans, correspondent à des événements particulièrement chauds enregistrés au Groenland pendant la dernière période glaciaire [Dansgaard et al., 1982, 1993]. En quelques dizaines d'années, ces événements se caractérisent par un réchauffement pouvant atteindre la moitié des changements de température lors d'une transition glaciaire-interglaciaire, suivi d'un refroidissement progressif. D'autres événements rapides se retrouvent également dans les archives de sédiments marins [Heinrich, 1988; Bond et al., 1992].

Les événements de **Heinrich**, d'une période d'environ 2000 ans et se produisant tous les 10 000 ans environ, sont définis dans la bande de latitude 40-55°N de l'océan Atlantique, et sont caractérisés par des dépôts détritiques grossiers [Heinrich, 1988]. Ces dépôts proviennent de la calotte de glace nord Américaine et sont transportés par des icebergs [Manighetti and McCave, 1995]. Ces événements de Heinrich s'accompagnent d'une baisse de densité et du refroidissement des eaux de surface [Cortijo et al., 1997].

Broecker et al. [1985] est l'un des premiers à attribuer ces variations rapides à l'océan Atlantique : Il imagine un mode bi-stable de l'océan pour expliquer les transferts de chaleur via l'océan. Paillard [2001], Ganopolski et al. [1998], Weaver et al. [2003], et Schmittner et al. [2003] reprennent cette idée avec deux modes distincts de la circulation océanique : un mode comme l'Actuel ("mode-on"), avec une circulation Sud-Nord en Atlantique en surface et un mode "arrêté" (dit "mode-off"), caractérisé par une forte réduction de l'intensité de la circulation thermohaline. Ce dernier mode inhibe largement les transports d'humidité et de chaleur que l'océan apporte en "mode-on" aux hautes latitudes. De plus, l'origine des événements Heinrich est attribuée à des oscillations internes de la calotte Nord Amé-

ricaine [Calov et al., 2002; Papa et al., 2006] mais le lien Dansgaard-Oeschger/Heinrich reste encore controversé.

1.2 La modélisation climatique

1.2.1 Description du système climatique

Le système climatique est défini par : l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère (Figure 1.2.1). En plus de leurs interactions mutuelles, ces composantes sont influencées par des contraintes extérieures. Par exemple, la variation de l'insolation aux différentes échelles de temps (diurne, saisonnière, Milankovitch, ...)

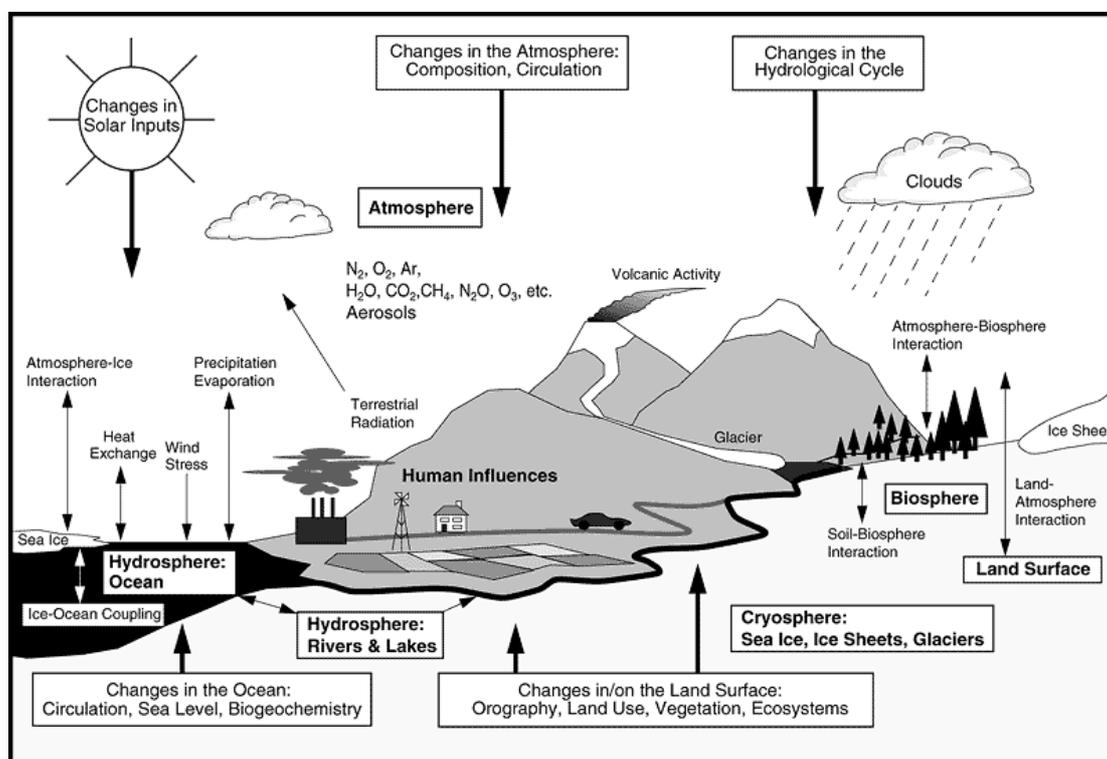


Fig. 1.2.1: Aperçu du système climatique (IPCC 2001). Les composantes de ce système sont en caractère gras ; leurs processus et interactions sont représentés par des flèches fines et leurs changements éventuels en flèches grasses.

constitue un forçage «externe» prépondérant. L'effet anthropique dû à l'homme fait partie de ces forçages au sens où l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère induit un forçage radiatif additionnel.

1.2.1.1 L'atmosphère

Elle représente la partie la plus instable du système, et le temps de réponse le plus rapide. Sa composition, qui a varié au cours du temps, est constituée de gaz (78% d'azote, de 21% d'oxygène et d'1% de gaz dit "rares") et d'eau. Certains, inertes, n'interagissent pas avec le flux solaire incident. D'autres, au contraire, absorbent et réémettent dans l'infra-rouge. Ils sont appelés gaz à effet de serre. Les gaz à effet de serre ont un rôle essentiel pour le bilan énergétique de la Terre. La vapeur d'eau est également un gaz à effet de serre puissant puisqu'elle réchauffe la surface terrestre de près de 30°C. Sa présence sous ces différentes phases en font un des éléments les plus difficiles à modéliser. L'atmosphère, par son temps de réponse très rapide, participe à la redistribution rapide de l'énergie de l'équateur vers les pôles. D'un point de vue plus large, l'énergie de la Terre est régie par le transport de chaleur et d'humidité, qui est plus importante au niveau des tropiques et moins importante au niveau des pôles. Ce transport (tropiques vers les hautes latitudes) redirige la chaleur à travers l'atmosphère et l'océan. La figure 1.2.2 montre que

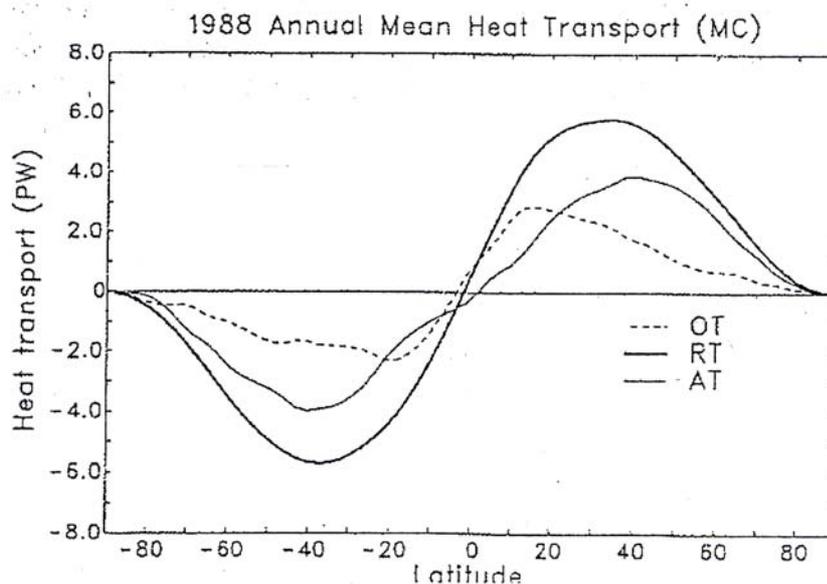


Fig. 1.2.2: Transport méridien total de chaleur pour équilibrer le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère (RT). Ces données proviennent de méthode indirecte à partir des données satellitales. Les transports atmosphériques (AT) et océaniques (OT) sont représentés sur la figure extraite de l'année 1988 [Trenberth and Solomon, 1994].

ce transport se produit, pour les deux composantes, des tropiques aux hautes latitudes. De plus, les courants marins jouent un rôle déterminant dans le transport de chaleur au niveau des tropiques tandis que l'atmosphère prédomine aux moyennes latitudes.

Le transport d'humidité (évaporation - précipitation) est exprimé par de fortes précipitations dans la bande équatoriale et par de fortes évaporations aux moyennes latitudes. Ainsi le transport des continents et des océans est négatif à 5°N et est positif à 20°N et 15°S [Peixoto and Oort, 1992]. L'excédent d'humidité de la bande équatoriale est redirigé vers les tropiques. De plus, le bilan négatif aux moyennes latitudes des deux hémisphères favorise le transfert d'humidité vers les hautes latitudes et les tropiques.

Le rôle des aérosols atmosphériques sur le bilan radiatif a pour sa part été amplement démontré [IPCC, 2001; Kaufman et al., 2002]. Les aérosols contribuent à la complexité du bilan radiatif, car ils vont, du fait de leurs propriétés optiques, diffuser et absorber le rayonnement solaire et tellurique. Cependant, les incertitudes quantitatives sur leurs impacts radiatifs restent encore aujourd'hui assez importantes, par manque de données, et du fait d'une forte hétérogénéité spatiale de leurs caractéristiques. De plus, leurs temps de résidence dans l'atmosphère sont très courts. L'instrument lidar est aujourd'hui le seul à pouvoir nous apporter une information résolue sur la verticale de leurs propriétés optiques. Les nouvelles missions spatiales, telles que LITE (1994, NASA), GLAS/ICESat (2003, NASA) et CALIPSO/A-train (2006, NASA et CNES), embarquent aujourd'hui cet instrument. La mission A-train, constituée d'une constellation de cinq satellites et composée d'instruments différents, permet le couplage entre les instruments de détections active et passive. Ces missions permettent aujourd'hui d'utiliser la synergie entre ces divers instruments afin d'améliorer notre connaissance sur les caractéristiques optiques et radiatives de ces aérosols [Berthier et al., 2006].

1.2.1.2 L'hydrosphère

L'hydrosphère comprend tout ce qui est eau liquide en surface comme en profondeur. Elle englobe les rivières, les lacs, les nappes aquifères et les océans. La couverture océanique représente environ 70% de la surface terrestre. L'évacuation de l'eau douce du continent par les rivières et vers l'océan (ruissellement) contribue à modifier la salinité et la circulation des océans. La circulation océanique se produit dans tous les océans. Cette circulation, initialisée par les vents de surface et les contrastes de densité (température-salinité) est appelée circulation thermohaline. En outre, les océans emmagasinent et transportent de grandes quantités d'énergie et dissolvent et stockent du CO₂. A cause de leur capacité thermique élevée, les océans modifient les températures océaniques avec une échelle de temps caractéristique plus longue que celle de l'atmosphère. Les modifications de la circulation

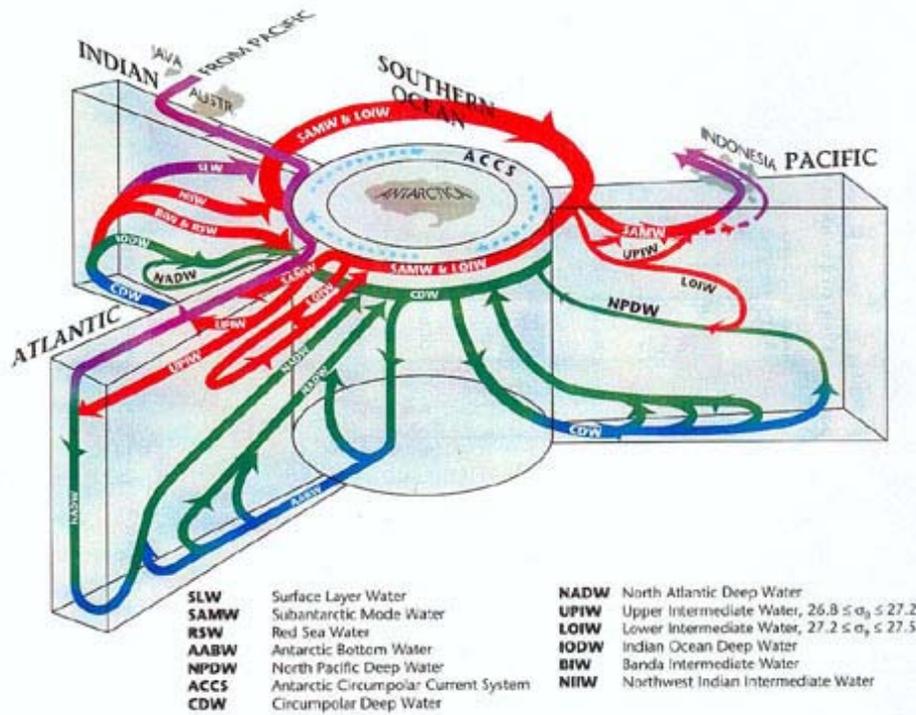


Fig. 1.2.3: Circulation océanique globale, centrée sur l'Antarctique [Schmitz, 1996a,b].

océanique aux plus grandes échelles de temps (milliers d'années) par les oscillations tropicales, type ENSO (El Niño et Oscillation Australe), participent à la variabilité climatique sur des échelles de temps interannuelles à décennales.

1.2.1.3 La cryosphère

La cryosphère est la composante solide de l'eau liquide. Elle comprend les calottes de glace, telles que le Groenland et l'Antarctique, les glaciers des montagnes, la glace de mer, le pergélisol et les surfaces enneigées. Sa grande réflectivité du flux solaire incident (albédo) en fait un acteur important du système climatique. De plus, elle est caractérisée par une faible conductivité thermique, une inertie thermique importante et joue un rôle critique dans la formation des eaux profondes. Comme les calottes de glace sont d'énormes stocks d'eau, les variations de leurs volumes en font une source non négligeable des variations du niveau des mers. La constante de temps, caractéristique de l'évolution de la cryosphère couvre des périodes allant de la saison (glace de mer, neige), à quelques années (accélération de l'écoulement de glaciers), et même à quelques dizaines de milliers d'années (calottes de glace). Notons également que le temps de réponse de la banquise, en plus des variations saisonnières, peuvent aussi être assez court : par exemple, IPCC [2001] prévoit une quasi-disparition de la banquise en été dans l'hémisphère Nord d'ici la

fin du siècle (effet anthropique).

1.2.1.4 La biosphère

La biosphère est représentée par la végétation terrestre et océanique, et par la faune continentale et maritime. Elle se trouve à l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère et gère les échanges des flux radiatifs à l'interface sol-atmosphère. La biosphère régule l'émission et l'absorption du gaz carbonique et de l'eau. C'est une zone importante de stockage du carbone. La végétation et la topographie influencent la rugosité de surface et donc la dynamique atmosphérique via les vents. Les poussières de la surface sont transportées par l'atmosphère et peuvent modifier les flux radiatifs.

La végétation a un impact sur l'albédo, l'évaporation, le ruissellement et la capacité de stockage du contenu en eau des sols.

1.2.1.5 La lithosphère

Elle comprend la croûte terrestre et la partie supérieure du manteau. Elle est solide et cassante et se déplace sur l'asthénosphère, qui est ductile. Elle influence le système climatique via la distribution des continents, leurs topographies, la géographie des bassins océaniques. La lithosphère interagit avec l'atmosphère par des échanges de matières (vapeur d'eau, aérosols, CO₂ : i.e. [Donnadieu et al., 2004]). Elle est caractérisée par un temps de réponse très long (plusieurs millions d'années), que ce soit pour les mouvements horizontaux (dérive des continents) ou verticaux (orogénèse, subduction océanique). Le poids considérable induit par la formation des calottes de glace ou par le niveau de l'océan lui-même (+120 m en climat glaciaire), fléchit cette lithosphère d'environ 1/3 du poids supplémentaire avec une constante de temps de 2000-3000 ans. Par exemple, la remontée isostatique du bouclier fennoscandien, due à la fonte de la calotte il y a 8000 ans, se détecte encore aujourd'hui (~ 1 m par siècle).

1.2.1.6 Des interactions complexes entre ces composantes

Les interactions entre les différentes composantes du système climatique et la multitude des constantes de temps qui leur sont associées engendrent une extrême complexité du système climatique. Ces composantes interagissent entre elles via des échanges de matière, d'énergie et de chaleur. Le cycle hydrologique entre l'atmosphère et l'océan fait

intervenir des échanges d'eau via les processus de condensation, de formation des nuages, de précipitation, de ruissellement. De plus, les précipitations ont un impact sur la salinité et sur sa distribution spatiale et, ainsi que sur la circulation thermohaline. L'atmosphère et l'océan échangent aussi du CO_2 et tendent à maintenir un équilibre entre la dissolution du CO_2 dans les eaux froides polaires et le dégazage dans les eaux tropicales chaudes d'upwelling (remontées d'eaux profondes en surface).

De plus, des interactions entre les calottes polaires et le climat peuvent modifier le système climatique. Par exemple, les calottes de glace peuvent avoir une influence sur la circulation atmosphérique. La présence de neige et de glace modifie l'albédo de surface. Enfin, les calottes peuvent également interagir avec l'océan. Nous reviendrons sur ces points à la fin de ce chapitre.

1.2.2 Les différents types de modèles

Les archives climatiques apportent des informations sur la variabilité climatique passée. Mais pour étudier les mécanismes physiques à l'origine de ces variations et pour analyser les nombreuses interactions entre les composantes du système climatique, la modélisation demeure un outil privilégié. Pour chacune de ces composantes, il existe des modèles de complexités différentes qui se différencient par la représentation explicite ou la paramétrisation des processus physiques responsables de l'évolution climatique. L'autre différence entre les divers modèles existant porte sur le temps de calcul. Les modèles tridimensionnels d'atmosphère ou d'océan intègrent de nombreux processus très détaillés et nécessitent des outils de calcul centralisés : La course à la résolution spatiale la plus fine conduit à des temps de calcul très importants sur de puissants calculateurs. Suivant le type de questionnement, on utilisera différents types de modèles de climat. Par exemple un modèle simple apporte des informations sur la réponse du système à une perturbation donnée au cours du temps alors qu'un modèle plus complexe essaie de reproduire un climat le plus réaliste possible.

Dans la catégorie des modèles réalistes et coûteux en temps de calcul, nous distinguons les modèles de circulation générale (**GCM**). Ils décrivent la dynamique de l'atmosphère et/ou de l'océan en trois dimensions par des équations mathématiques décrivant la dynamique des fluides, la conservation de la masse, ou encore la conservation de l'énergie. Du fait de la non-linéarité de ces équations, leur résolution nécessite des techniques numé-

riques appropriées. Pour donner un ordre d'idée, le modèle de l'IPSL, couplé atmosphère-océan-végétation, dont la résolution moyenne est de 96 points en longitude \times 72 points en latitude, simule trois années par jour, soit 90 ans en un mois. L'augmentation du nombre d'interactions entre l'atmosphère et l'océan, et quelquefois la végétation, génère une certaine variabilité d'une année à l'autre dont on espère qu'elle correspond à la variabilité climatique observée.

Les modèles **conceptuels** sont à l'opposé de la philosophie des GCM. Alors que ces derniers cherchent à reproduire un climat réaliste, ces modèles simples décrivent le système climatique avec un petit nombre de variations pour comprendre les processus physiques à l'origine des changements climatiques. Comme exemple, nous pouvons citer le modèle à seuils de Paillard [1998] qui simule les cycles glaciaires-interglaciaires à partir des seules variables de l'insolation à 65°N. Stommel [1961], quant à lui, utilise un modèle océanique à deux boîtes dans lesquelles la température et la salinité varient. Il en déduit deux équilibres possibles de la circulation de l'eau dans ses boîtes : le système est bistable.

Les modèles dit, de **complexité intermédiaire**, EMIC³, se situent entre les GCM et les modèles conceptuels. Ils incorporent les composantes du système climatique de façon simplifiée. En effet, ils offrent la possibilité d'effectuer des simulations sur de longues périodes de temps (2000 ans/heure de calcul pour le modèle CLIMBER couplé aux modèles de calottes de glace) tout en représentant un climat simplifié. L'inconvénient majeur de ce type de modèles réside dans le nombre de paramétrisations et dans la faible résolution du modèle.

Ma thèse vise à comprendre les interactions cryosphère-climat, qui nécessitent de longues intégrations, accessibles aux seuls EMIC. A ce titre, les études présentées dans ce manuscrit ont été effectuées avec le modèle CLIMBER (atmosphère-océan-végétation) [Clausen et al., 2002]. Dans sa version simple, le temps de calcul de CLIMBER est de 1000 ans/heure.

Comme nous avons pu le constater, un modèle est une suite d'équations mathématiques et de paramétrisations qui tentent de manière plus ou moins réaliste de reproduire le système climatique. A ce titre, un modèle apportera toujours une vision plus ou moins biaisée de ce système. Pour évaluer les biais propres à tout modèle, les modélisateurs privilégient

³*Earth System Models of Intermediate Complexity*, en anglais

l'inter-comparaison de modèles. Le fait que plusieurs modèles simulent l'augmentation des températures pour le futur a plus de poids que si c'était un seul modèle qui la simulait [IPCC, 2001]. Les projets PMIP et PMIP2, par exemple, visent à comparer les modèles de circulation générale de l'atmosphère pour les climats au DMG et du moyen Holocène (-6000 ans) (cf. projet PMIP, *Paleoclimate Modelling Intercomparison Project*) [Joussaume and Taylor, 1995]. Le projet EISMINT⁴, quant à lui, compare différents modèles de glace par rapport à un même forçage climatique. Une autre approche consiste à effectuer des tests de "sensibilité". Pour un modèle donné, on compare différentes simulations où un seul paramètre change à chaque fois. L'inter-comparaison de ces études de sensibilité permet d'extraire les paramètres sensibles.

En résumé, une étude basée sur un seul modèle ne suffit pas pour comprendre un mécanisme propre au système climatique. C'est la confrontation des résultats modèles-modèles et modèles-données qui permet d'évaluer la cohérence d'un résultat et qui permet de contraindre les résultats des simulations aussi bien qualitativement, comme par exemple, l'évolution temporelle d'une variable climatique en un lieu donné, que quantitativement.

1.2.3 La modélisation de l'Antarctique

Si quelques modèles ont été développés pour décrire l'évolution des calottes de l'hémisphère Nord (Groenland, Fennoscandie, Laurentide) [Ritz et al., 1997; Huybrechts, 2002; Marshall et al., 2000; Crucifix and Loutre, 2002; Calov et al., 2002; Deblonde and Peltier, 1991; Marsiat, 1994] pour n'en citer que quelques uns, très peu d'études jusqu'à présent ont porté sur l'hémisphère Sud [Dumas, 2002; Ritz et al., 2001; Huybrechts, 2002; Oerlemans, 1982]. La calotte de glace Antarctique est en effet plus complexe à modéliser du fait de la présence des plates-formes de glace flottante et des fleuves de glace, dont la dynamique, qui diffère de celle de la glace posée, joue un rôle majeur sur l'ensemble de la calotte antarctique. De plus, ses variations de volume au cours des périodes glaciaires-interglaciaires sont moins spectaculaires que celles représentées par la fonte totale des calottes Nord-Américaine et fennoscandienne. Pour toutes ces raisons, nous nous sommes intéressés au rôle de l'Antarctique dans le système climatique, et à ses variations au cours de la dernière déglaciation (cf. chapitre 5).

⁴<http://homepages.vub.ac.be/~phuybrec/eismint.html>

1.2.3.1 Interactions climat-calotte de glace

Peu de modèles permettent d'analyser les interactions climat-calotte de glace car il faut pour ce faire un modèle couplant les deux composantes, et qui permette d'effectuer des simulations suffisamment longues pour tenir compte du temps de réponse de la cryosphère et de la lithosphère.

Dans cette thèse, les thématiques abordées reposent sur l'étude de ces interactions et justifient le choix des outils utilisés qui seront développés dans le chapitre 3.

A titre d'exemple, nous citerons quelques mécanismes qui sont dus à la présence des calottes de glace :

- **Relation surface-albédo.** L'albédo actuel planétaire est égal à environ 0,3. L'étendue d'une surface englacée sur les continents des hautes latitudes modifie la valeur de cet albédo. Par exemple, en climat glaciaire, à -21 000 ans, l'albédo a augmenté d'environ 5%. L'albédo local est différent de l'albédo planétaire et en l'absence de neige fraîche, l'albédo de la surface terrestre est de 0,24 pour les prairies et de 0,14 pour les forêts boréales. La présence de neige fraîche augmente la valeur de l'albédo local jusqu'à 0,95.
- **Relation température-altitude.** La température à la surface de la calotte ou d'une montagne diminue au fur et à mesure que l'altitude augmente.
- **Relation précipitations-altitude.** Au fur et à mesure que l'altitude augmente, l'air devient plus sec et ainsi les précipitations sont plus rares à la surface de la calotte. Néanmoins, cette règle ne s'applique pas de manière homogène en tout point de la calotte. Par exemple, les précipitations sont plus abondantes au niveau des pentes face au vent, tandis que sous le vent, ces précipitations sont plus faibles.
- **Relation circulation atmosphérique-altitude.** La présence de larges et hautes calottes de glace au DMG par exemple, dévie les ondes planétaires. Ainsi, l'onde contourne par le sud la calotte nord-américaine au DMG [Kageyama and Valdes, 2000].
- **Relation circulation océanique-fonte.** La fonte d'une calotte polaire se caractérise par un relargage d'eau de fonte dans l'océan. Ce relargage dans les zones de formation d'eaux profondes comme l'Atlantique Nord ou la mer de Weddell tend à déstabiliser la formation d'eaux profondes.
- **Relation niveau marin-fusion basale.** L'augmentation de la fusion basale sous les plates-formes de glace flottante produite par un réchauffement des températures

océaniques peut déstabiliser ces plateaux glaciaires et produire un écoulement de la glace posée en amont de ces plateaux qui s'accompagne d'une augmentation du niveau de la mer.

1.2.3.2 Rétroaction interne à la calotte de glace

Du point de vue interne à la calotte de glace, nous pouvons distinguer deux rétroactions :

- **Effet d'isolant.** La glace joue naturellement un rôle d'isolant thermique. Plus une calotte est élevée, plus la température à la base de la calotte sera importante. Une épaisseur de 3000 m de glace, comme actuellement au centre du Groenland, isole la surface de la calotte du socle. Le flux géothermique tend à réchauffer la température à la base de la calotte qui peut atteindre le point de fusion. Un gradient de température se produit entre la surface, très froide, et la base, plus chaude. L'augmentation de la température basale, sous l'effet du flux géothermique, tend à diminuer la viscosité de la glace. Il s'ensuit une augmentation de la vitesse, qui produit de la chaleur (frottement cisailant), et contribue à augmenter la température de la glace.

Un gradient vertical de vitesse se superpose au gradient thermique. Les vitesses de déformation d'écoulement sont plus importantes à la base qu'à la surface. Par ailleurs, comme la température basale peut atteindre 0°C , la base de la calotte de glace se gorge d'eau, et à l'interface glace-socle, l'écoulement s'accroît. En conséquence, l'altitude locale diminue [Wingham et al., 2006] et la température à la surface de la calotte diminue.

1.3 Conclusions et enjeux pour la modélisation

Dans ce chapitre, nous avons retracé une brève histoire géologique de la Terre et des calottes de glace actuelles, le Groenland et l'Antarctique. Nous avons aussi mis en évidence l'alternance des variations lentes du système climatique et avons introduit la notion de cycles glaciaires et interglaciaires. Nous avons évoqué également la part de la variabilité rapide dans le système climatique, notamment dans les cycles glaciaires, avec les événements de "Heinrich" et de "Dansgaard-Oeschger". Nous verrons une application dans le chapitre 6. La seconde partie de ce chapitre concerne la modélisation du système climatique. Une brève description des différentes composantes du système climatique est

suivie par une présentation des modèles tentant de reproduire le climat actuel, passé ou futur. La dernière partie de ce chapitre donne une liste non-exhaustive des interactions et rétroactions se produisant au sein de la calotte de glace Antarctique.

Le chapitre suivant se concentre sur les archives climatiques, dans le but de déterminer le comportement passé des calottes de glace. Il s'articulera, d'une part, sur les archives climatiques de plusieurs milliers d'années, et d'autre part, sur les archives, plus récentes, témoins de la variabilité saisonnière. Dans le travail présenté ici, travail de modélisation, il est essentiel de pouvoir comparer les sorties des modèles aux données. Ce chapitre se focalise essentiellement sur l'Antarctique. Il se termine par un bref état des lieux de la situation actuelle en Antarctique.

Chapitre 2

Les calottes de glace du passé à aujourd'hui : Aperçu de l'Antarctique

En 350 avant JC, l'idée d'une «Terre Australis Incognita» prend naissance chez les Grecs qui soutenaient que la Terre était ronde ; selon Aristote (384-322 avant JC), chaque chose dans le monde a un équivalent, selon la loi de symétrie. S'il existe une terre froide sous la constellation de l'Ours (*Arktos* en Grec) dans l'hémisphère Nord du monde tel qu'ils se l'imaginent, il doit en exister une dans l'hémisphère Sud. Ils l'appellent Antarctique (opposé à l'Ours), c'est la Terre Australis Incognita. En 1773-75, le capitaine anglais James Cook débarque aux îles de Georgie du Sud et Sandwich. Avec les équipages des bateaux *Resolution* et *Adventure*, il est le premier à franchir le cercle polaire et à réaliser trois navigations autour du continent Antarctique. Plus tard en 1840, trois expéditions, dirigées par Dumont d'Urville, Ross et Wilkes, établissent que les terres de glaces observées forment un continent. En 1895, Carsten Borchgrevink et son équipage accostent en Antarctique, à Cap Adare. Ils y passent un hiver entier. Aujourd'hui en 2007, le continent est survolé par des avions et des satellites et un millier d'hivernants vivent toute l'année en Antarctique. Ce continent s'avère aussi être une source exceptionnelle d'indicateurs du climat et de l'atmosphère de la Terre sur près d'un million d'années, comme nous allons le voir au paragraphe suivant.

2.1 Archives climatiques

Les archives climatiques sont indispensables pour connaître les variations climatiques passées et actuelles. Elles déterminent notamment les cycles subissant des variations lentes et rapides du climat, décrites dans le précédent chapitre. Dans l'étude des cycles glaciaires-interglaciaires qui nous intéresse ici, il est important de dresser un bref et non-exhaustif état des lieux des différentes archives. Chacune d'elles comporte des barres d'erreur mais en combinant les informations qu'elles apportent, elles peuvent donner un aperçu suffisamment réaliste des variations climatiques passées. Les modèles de climat ou de calottes de glace utilisent des conditions initiales ou des conditions limites issues de ces archives dont nous reparlerons dans le chapitre suivant. Dans cette partie, nous présentons les différents types d'archives climatiques et les informations qu'elles apportent. Ces archives sont beaucoup plus nombreuses dans l'hémisphère Nord que dans le Sud, que ce soit sur les surfaces terrestres ou marines. Dans ce chapitre, nous nous concentrons sur les archives autour de l'Antarctique, qui est le principal objet d'étude de cette thèse.

2.1.1 Différents types d'enregistrements

Le climat passé de la Terre peut être appréhendé à partir de multiples indices, surtout pour la période du Quaternaire récent. On distingue les indices continentaux, marins et les indicateurs glaciologiques :

- Les enregistrements marins (de longueur physique de quelques dizaines de mètres) sont obtenus grâce à des carottages sédimentaires au fond des océans, via l'étude du squelette des micro-organismes. Par exemple, le programme IMAGES (*International marine Global Change Study*) s'intéresse aux changements rapides du climat en Atlantique Nord avec des carottes à fort taux de sédimentation. Ses objectifs fondamentaux sont de quantifier la variabilité climatique et chimique de l'océan à l'échelle des constantes de temps des processus océaniques et cryosphériques, de déterminer sa sensibilité aux forçages internes et externes, et de déterminer son rôle dans le contrôle du CO₂ atmosphérique. L'inconvénient de la méthode est que ces micro-organismes ne sont pas sédimentés sur toute la colonne de la carotte. Cela laisse fatalement des "hiatus" dans l'interprétation. L'autre problème majeur est la bioturbation [Charbit et al., 2002a] dont on arrive à limiter l'impact en prenant des carottes à fort taux de sédimentation. Ces carottes de sédiments marins couvrent

l'ensemble du fond des océans. Mais évidemment certaines zones sont privilégiées, par exemple l'Atlantique Nord. Ces enregistrements représentent des périodes de temps pouvant atteindre un million d'années pour certaines zones géographiques mais avec une faible résolution, qui diminue d'autant plus que l'on remonte dans le temps.

Ils renseignent sur l'évolution des températures océaniques de surface et en profondeur, ainsi que sur l'évolution de la salinité, de la circulation océanique et du volume des glaces continentales.

- Les carottes glaciaires (de longueur physique de quelques kilomètres), quant à elles, permettent de remonter dans le temps jusqu'à 800 000 ans pour l'Antarctique et 135 000 ans pour le Groenland. Au vu de leurs situations géographiques et de l'épaisseur de glace à forer (plusieurs km), les campagnes de carottages sont encore plus chères et donc plus rares. Moins de dix forages profonds glaciaires existent.

Ils indiquent les températures locales, les taux de précipitation, les conditions des sources d'humidité, la puissance du vent, les teneurs de gaz à effet de serre, les poussières, les événements volcaniques et les particules cosmogéniques, parfois à la résolution de l'année.

- Les enregistrements continentaux (de longueur physique de quelques décimètres à quelques mètres) sont les plus nombreux et donnent une information locale ou globale, parfois très précise. Nous pouvons dénombrer les analyses des pollens dans les sédiments lacustres, la dendrochronologie, les spéléothèmes, les terrains géologiques. La dendrochronologie (remonte jusqu'au millier d'années) et les spéléothèmes (jusqu'à quatre à cinq cycles climatiques) ont la particularité d'être obtenus par méthode directe (sans hypothèses sous-jacentes). On obtient directement la température sans faire de trop nombreuses hypothèses : ainsi leur datation (Uranium/Thorium) est très précise. Les pollens peuvent remonter au million d'années mais sont difficiles à dater au-delà de 25 000 ans (à cause de l'incertitude liée à l'étalonnage de la méthode de datation déduite des sédiments marins). Les lacs varvés, enfin, reconstruisent les variations climatiques à partir d'ostracodes et de pollens. De tels enregistrements continentaux sont très rares en Antarctique au vu de la petite superficie de surface non englacée (paragraphe suivant 2.2.1).

Ils donnent l'évolution de la température locale, du couvert végétal, des précipitations, du cycle hydrologique.

Les carottages peu profonds (moins de 2 m) dans la glace complètent les informations issues des carottages profonds et ne concernent que le climat actuel. Ces carottes, longues d'environ 1.5 m demandent moins de main d'œuvre et sont moins coûteuses. Elles sont, par conséquent, plus nombreuses. Elles indiquent les variations du climat des dernières années, dont l'accumulation neigeuse, avec une forte précision car certaines sont prélevées en zone côtière, à forte accumulation neigeuse.

Les forages de glace sont un outil privilégié qui indique les variations climatiques atmosphériques sur plusieurs cycles climatiques de façon précise, mais les sites de forages ne couvrent pas toute la superficie des continents englacés.

2.1.2 Quelques stations : carottages profonds de glace

Durant les 20 dernières années, les analyses des carottes de glace ont complètement bouleversé l'étude des paléoclimats. Les archives issues des carottages profonds de glace (Figure 2.1.1) au Groenland et en Antarctique permettent de retracer l'évolution du climat jusqu'à environ 120 000 ans au Groenland [NGRIP, 2004] et jusqu'à environ 800 000 ans en Antarctique [EPICA, 2004]. Les premiers forages profonds de glace ont été réalisés dans les années 1950-1970 en Antarctique (Vostok, Byrd, figure 2.1.1) et au Groenland (Camp Century, figure 2.1.1) [Landais, 2004]. Les premiers enregistrements des variations des cycles glaciaires-interglaciaires proviennent du forage russe de Vostok. Les données issues

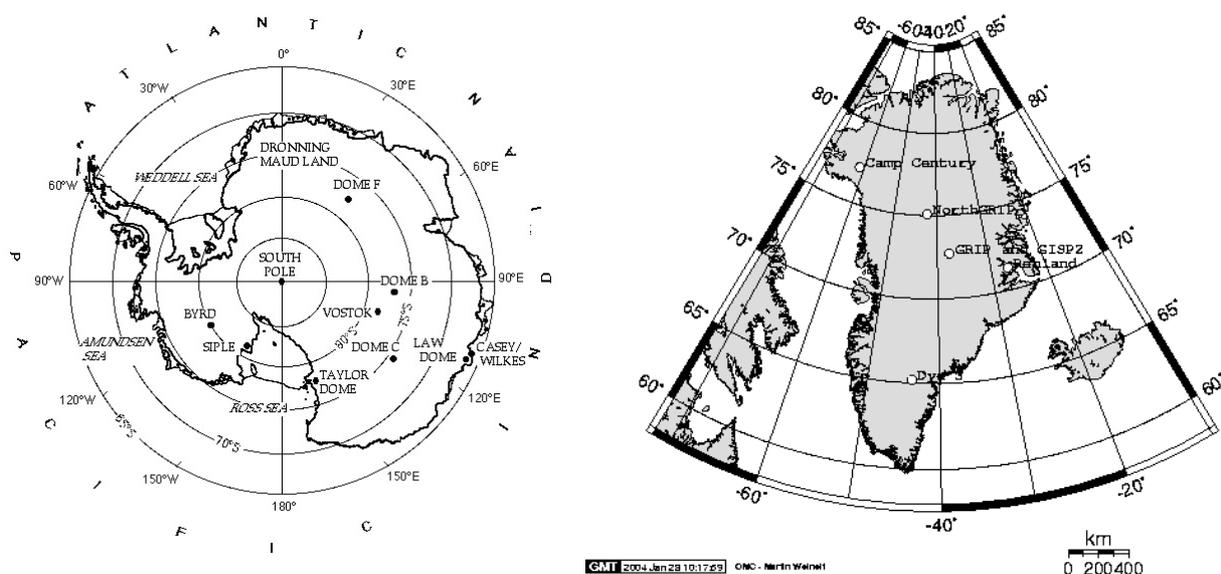


Fig. 2.1.1: Sites de forages profonds en Antarctique (à gauche) et au Groenland (à droite) (extrait de la thèse d'Amaëlle Landais [2004]).

de ce carottage mettent en évidence les quatre derniers cycles climatiques (-420 000 ans jusqu'à aujourd'hui) et donnent notamment les évolutions de la température et de la composition des gaz atmosphériques [Petit et al., 1999]. De plus, l'analyse de la glace de Vostok montre, pour la première fois, la correspondance entre la température de l'air de surface antarctique et la concentration en CO₂ atmosphérique sur les derniers 420 000 ans [Barnola et al., 1987]. A la suite de ce succès dans l'acquisition des données climatiques via les carottages profonds, de nombreuses équipes (européennes, japonaises, chinoises, américaines) ont entrepris de nouveaux forages sur d'autres sites (Figure 2.1.1). Les carottages profonds au Groenland, GRIP, GISP2, NGRIP [Grootes et al., 1993; NGRIP, 2004], quant à eux, décrivent avec une très grande précision des réchauffements abrupts de 10°C d'amplitude, pour le dernier cycle glaciaire [Landais, 2004] suivis de refroidissements progressifs. Les enregistrements climatiques les plus longs se trouvent actuellement à EPICA Dôme C en Antarctique, avec des données couvrant plus de 800 000 ans en Antarctique, et plus de 120 000 ans à la station NorthGRIP au Groenland (Figure 2.1.1). Le contenu de la carotte de glace, de diamètre de 10 cm, est analysé par différentes équipes. Les différentes analyses effectuées sur toute la longueur de la carotte portent sur [Landais, 2004] :

- **les isotopes.** Ils sont contenus dans les bulles d'air emprisonnées dans une glace plus vieille à cause de la densification de la glace (qui augmente avec la profondeur) [Barnola et al., 1987]. Par exemple, on distingue le CO₂ et le δ¹⁸O de l'air. D'autres isotopes, les isotopes stables de la glace, tels que le deutérium et l'oxygène 18, permettent de déduire les variations locales de température. Les isotopes cosmogéniques (¹⁰Be, ³⁶Cl) renseignent sur le taux de précipitation, l'activité solaire et les variations du champ magnétique terrestre. Les datations des carottes de glace servent à mieux contraindre ces isotopes .
- **les aérosols.** Le comptage et l'analyse chimique de Na⁺, Cl⁻, Ca²⁺, SO₄²⁻, NO₃⁻, indiquent l'intensité de la circulation atmosphérique, les éruptions volcaniques, l'origine des masses d'air et aussi l'état des régions sources de ces éléments (feux de forêts, aridité continentale).
- **échelle d'âge.** La datation de la carotte de glace est déterminée par un modèle d'écoulement de glace [Parrenin et al., 2001; Ritz, 1992; Ritz et al., 2001]. L'évaluation de la différence d'âge entre le gaz et la glace environnante est prise en compte pour déterminer l'âge des gaz contenus dans la carotte de glace. Les points, appelés,

“points de contrôle”, servent à caler l'échelle d'âge à travers ce modèle d'écoulement. Ces “points de contrôle” sont, par exemple, les terminaisons des cycles : en climat interglaciaire, le δD et le $\delta^{18}O$ sont moins négatifs qu'en climat glaciaire. Les éruptions volcaniques ou les événements magnétiques, comme la diminution de l'intensité du champ magnétique lors de l'événement de “Laschamp” (à -40400 ans) en font également partie.

A l'heure actuelle, la plupart des stations en Antarctique sont occupées saisonnièrement ; seules une quarantaine de stations (dont Dôme Corcordia, Dumont d'Urville et Vostok, au Pôle Sud) sont dites “permanentes”. Durant l'hiver austral, quelques “hivernants”, près de 1000 personnes (scientifiques ou techniciens pour la plupart), dont le nombre triple en été austral, travaillent dans ces stations.

2.1.3 Carottes de sédiments marins

Les carottes marines forées au fond des océans sont moins nombreuses en région australe que dans l'Atlantique Nord. Dans cette partie, nous allons exposer les carottes de sédiments marins près de l'Antarctique puisque cette thèse repose essentiellement sur le comportement de l'Antarctique.

Les carottes existantes (Figure 2.1.2) couvrent le pourtour du continent Antarctique et notamment à travers les différents fronts (au-delà de la couverture estivale de glace de mer). Sont extraits de ces carottes, les fossiles des micro-organismes sédimentés comme les foraminifères benthiques, planctoniques ou les diatomées par exemple. L'âge, obtenu à partir des carbonates dissous dans l'eau, tient compte de la correction d'âge **réservoir** [Waelbroeck et al., 2001]. Cette correction ne s'effectue que pour les carbonates et pas au-delà de 20 000 ans (après cette date, la barre d'erreur de l'âge calendaire, déduit à partir du ^{14}C est gigantesque). Ces auteurs déterminent, dans deux carottes de l'Atlantique Nord, l'âge réservoir des événements climatiques des derniers 20 000 ans. Cet âge est à rajouter à l'âge ^{14}C atmosphérique pour le convertir en âge calendaire.

Différentes causes peuvent faire varier le ^{14}C :

- Le rayonnement cosmique a varié ; le taux de production du ^{14}C atmosphérique a aussi varié.
- Le champ magnétique terrestre a varié (celui-ci dévie les rayons cosmiques).
- L'effet des bombes fait que la teneur en ^{14}C a pratiquement doublé entre 1960 et 1962.

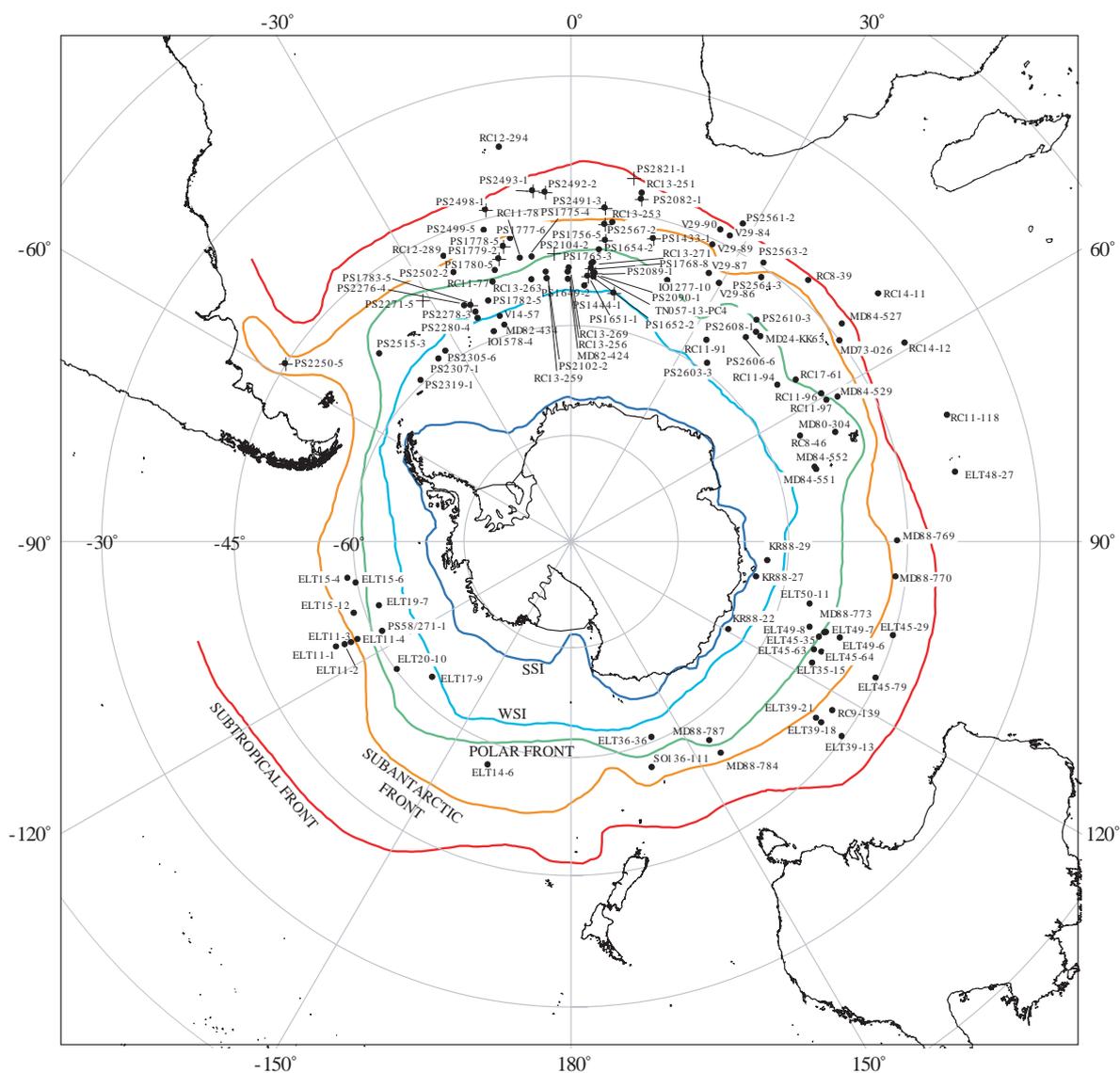


Fig. 2.1.2: Sites de forages sédimentaires profonds en océan austral pour les reconstructions DMG [Gersonde et al., 2005]. Les sites notés avec les cercles clos désignent des reconstructions basées sur les diatomées ; ceux avec une croix indiquent les reconstructions basées sur les radiolaires. Les fronts océaniques sont déterminés par Belkin and Gordon [1996]. La distribution de la glace de mer provient des données de Comiso [2003]. WSI (ligne bleue) correspond à une étendue supérieure à 15% de la moyenne de glace de mer présente en septembre (entre 1979 et 1999) ; SSI présente l'équivalent pour la glace de mer estivale, en février.

- D'autre part, les variabilités de la taille des différents réservoirs de radiocarbone (i.e. atmosphère, océan, biosphère) et des taux d'échanges entre ces différents réservoirs impliquent que la taille de ces réservoirs et que les taux d'échanges sont fortement affectés par le taux de ventilation de l'océan mondial.

Le ^{14}C atmosphérique est échangé avec l'océan par le CO_2 . Le carbone, ^{14}C est extrait des foraminifères des sédiments marins. Il reflète le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'eau dans laquelle le foraminifère s'est calcifié. Ce dernier est d'autant plus grand que le temps de résidence du CO_2 dans la masse d'eau est élevé. L'âge réservoir d'une masse d'eau actuelle est comprise

entre 400 et 1200 ans suivant les latitudes [Waelbroeck et al., 2001]. Ainsi, les organismes carbonatés apparaissent entre 400 et 1200 ans plus vieux que l'âge indiqué par rapport atmosphérique [Waelbroeck et al., 2001].

Les carottes sédimentaires sont un outil complémentaire aux carottes de glace. Elles couvrent de plus grandes superficies océaniques et indiquent en général, les variations climatiques de la surface océanique et/ou du fond océanique. L'âge de ces carottes est plus difficile à déterminer et est souvent moins précis que pour les carottes de glace. Les carottes marines, ainsi que les carottes de glace, sont des archives indispensables pour l'étude des paléoclimats.

A l'opposé des carottes de glace ou des carottes de sédiments marins, réduites en nombre, qui donnent des informations sur le dernier million d'années, les techniques modernes (réseau de mesures automatiques et satellites) couvrent la quasi-totalité du continent et permettent d'accéder à une image physique et climatique plus précise d'une Antarctique plus récente (dizaines d'années).

2.1.4 Réseau de mesures automatiques

Les premières stations météorologiques datent du début du siècle dernier. Elles mesuraient notamment la température, la vitesse et la direction du vent et la pression atmosphérique. Actuellement, la couverture antarctique est surveillée par une petite centaine de stations automatiques. Le réseau automatique des stations climatiques (AWS en anglais, pour *Automatic Weather Station*) a été mis en place dans les 20 dernières années par les américains sur le continent Antarctique mais aussi sur le Groenland. Ce réseau permet de recueillir des informations sur la météorologie du sol antarctique par le biais d'une centaine de stations fonctionnant automatiquement en milieu hostile pour l'homme. Ces données sont retransmises par les satellites et accessibles toutes les 10 minutes.

Les mesures d'accumulation sont difficiles à obtenir via ce réseau de mesures. En effet, le relief local et le vent ne favorisent pas une mesure précise des précipitations.

Ce réseau de stations automatiques est complété par des lâchés de ballons sonde, qui donnent une indication précise des teneurs des gaz atmosphériques.

2.1.5 Satellites

Le premier satellite russe *Sputnik I* lancé dans l'espace dans les années 60, se fait entendre sur le continent antarctique par son *Bip Bip* [Rémy, 2003]. Actuellement, entre 1000 et 2000 satellites en cours d'acquisition et non militaires observent la Terre. Une partie de ces satellites (entre 1000 et 1400) sont dits "héliosynchrones", c'est à dire le satellite repasse au même point géographique terrestre à la même heure solaire locale. Ces satellites passent sur le même cercle de latitude et à la même heure solaire. Ces satellites sont donc polaires. Par exemple, les satellites *Spot*¹ ou *ERS*² survolent les pôles avec une inclinaison de 82°. En plus, de présenter des images spatiales des pôles, les satellites procurent des informations sur l'albédo, le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, la concentration de la glace de mer et le déplacement de quantité de glace pour n'en citer que quelques uns [Rémy, 2003]. Par exemple, entre le 31 janvier et le 7 mars 2002, le satellite MODIS³ de la NASA observe le détachement d'un morceau de 3275 km² de glace de la plate-forme flottante du Larsen B (Figure 0.0.1) [Hulbe et al., 2004]. Notons que les icebergs proviennent d'un vêlage des plateaux glaciaires (définis dans le paragraphe suivant) et non de la glace de mer. Il est fréquent que ces icebergs dérivent sous l'effet du fort courant circumpolaire. En novembre 2006, par exemple, deux icebergs étonnamment proches de la Nouvelle-Zélande ont été observés. Ces icebergs proviennent de la plate-forme Ronne en mer de Weddell.

Les satellites sont donc des outils privilégiés pour l'observation mais aussi de l'accélération de certains glaciers groenlandais et antarctiques, [Rignot and Kanagaratnam, 2006; Rignot and Jacobs, 2002; Rignot et al., 2002; Joughin et al., 2005; Scambos et al., 2004]. Actuellement, l'observation de l'Antarctique est privilégiée par les satellites suivants, présentant une inclinaison proche du pôle :

- CALIPSO d'inclinaison 98.2°.
- ICESat d'inclinaison 94°. Zwally et al. [2002] mesurent par exemple, une augmentation de la durée de fonte de la glace groenlandaise. Cette eau de fonte traverse l'épaisseur de la glace et atteint le socle, ce qui se traduit par une accélération du glissement à la base de la calotte. Par conséquent, le Groenland se vide de sa glace par des accélérations rapides de la glace vers la mer. Scambos et al. [2004] montrent, avec ICESat, qu'après l'effondrement en mars 2002 d'un morceau de la plate-forme

¹Système pour l'observation de la Terre

²satellite européen, *European Remote Sensing satellite system*

³*Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer*

Larsen, les glaciers alentours répondent à la disparition de la plate-forme qui servait d'arc-boutant en montrant notamment un amincissement observé de 38 m du glacier Hektoria.

- GRACE (89°). Wahr et al. [2000] déduisent de ce satellite l'évolution du bilan de masse en Antarctique pendant les 5 dernières années. La précision de cette observation est de 7 mm/an sur l'ensemble du bilan de masse de la calotte.

Les satellites et le réseau de mesures automatiques sont indispensables pour observer les calottes de glace actuelles, et notamment, pour valider les résultats de simulations faites sur l'Actuel à partir d'un modèle. Ces archives donnent des données récentes et très précises des variations de géométrie, des variations climatiques mais sont très dépendantes de la météorologie locale (présence de nuages, vents violents,...).

2.2 Aspects climatiques actuels de l'Antarctique

Les archives climatiques exposées ci-dessus permettent pour la plupart de donner une description du climat de l'Antarctique que nous développons dans cette partie. Cette description, esquisse actuelle du pôle Sud, sera reprise dans les chapitres ultérieurs dédiés à la présentation des résultats de simulations. Le chapitre 4 fait référence à l'évolution de l'Antarctique entre le climat glaciaire (-21 000 ans) et le climat actuel. Nous verrons, dans cette partie, que les champs climatiques sont dépendants du relief et de la géographie particulière de ce continent.

L'Antarctique est le continent des superlatifs pour reprendre les propos de Rémy [2003]. Il est le continent le plus froid, le plus venté, et le plus désertique de la Terre. En effet, la température terrestre la plus froide mesurée a été atteinte à la station Vostok le 21 juillet 1983, avec -89.2°C . Le record de vent a été enregistré en juillet 1972 à la station Dumont d'Urville à 327 km/h. Enfin, ce continent est un désert froid par les très faibles précipitations. Les quelques plantes qui survivent dans l'Antarctique se concentrent dans les régions non recouvertes de glace, soit seulement 0,4% de la surface totale. Il n'y a pas d'arbres sur ce continent et la végétation est composée en grande partie de lichens, de mousses et d'algues.

2.2.1 Géographie du pôle Sud

L'Antarctique (Figure 0.0.1), située au pôle Sud couvre une surface totale de 13 661 000 km², d'après les sources du SCAR⁴, comité scientifique des recherches en Antarctique. Cette superficie représente 25 fois la superficie de la France, 1,5 fois celle des Etats-Unis et environ 10% des terres émergées. Ce continent est cerné par les océans. L'altitude moyenne de l'Antarctique se situe à 2500 m. La figure 0.0.1 nous indique que ce continent est composé essentiellement de deux parties, l'Antarctique de l'Ouest et l'Antarctique de l'Est, séparées par la chaîne Transantarctique. Le sommet le plus haut est atteint au Massif du Mont Vinson qui culmine à 4897 m.

La presque totalité de l'Antarctique est recouverte de glace, qui au total, atteint presque les 30 millions de km³ [Rémy, 2003]. Seulement 0,4% du continent est composé de roches exposées à l'air libre, soit une superficie de 48 310 km² (sources SCAR). Le volume de glace total est équivalent à 90% des glaces terrestres, à environ 75% des réserves d'eau douce de la planète [Rémy, 2003]. L'épaisseur moyenne de la glace est estimée à environ 2200 m, mais dans certaines régions comme les dômes en Antarctique de l'Est, cette épaisseur dépasse les 4000 m. La fonte totale de la glace antarctique représenterait une élévation d'environ 60 m du niveau des mers [IPCC, 2001], dont la majorité viendrait directement de la fonte de la partie Est du continent.

En effet, tandis que l'Est du continent est composé essentiellement de glace posée, glace reposant sur un socle au-dessus du niveau de la mer, l'Ouest est composé d'une calotte marine, c'est à dire que la glace à l'Ouest se situe en majorité en-dessous du niveau de la mer ; la glace est posée sur le socle rocheux ou forme des plates-formes de glace flottante, c'est-à-dire s'avancant sur la mer. Ces plates-formes de glace flottante, 11% de la surface totale, sont confinées dans les baies de la mer de Weddell, de la mer de Ross et de la mer d'Améry (Antarctique de l'Est) pour les plus importantes. La surface couverte par le plateau glaciaire "Ross" est de 490 000 km² et celui appelé Ronne-Filchner (mer de Weddell) représente 449 000 km², soit un peu moins de la superficie de la France.

L'Antarctique de l'Ouest est de ce fait plus sensible aux variations du niveau des mers et ainsi, aurait tendance à réagir plus vite au réchauffement climatique. Par opposition à l'important volume de glace à l'Est du continent, 26 039 200 km³, le volume de l'Antarctique de l'Ouest est estimé à 3 262 000 km³ dont 227 100 km³ de glace attribuée à la Péninsule Antarctique.

⁴<http://www.scar.org>

2.2.2 Températures et accumulation

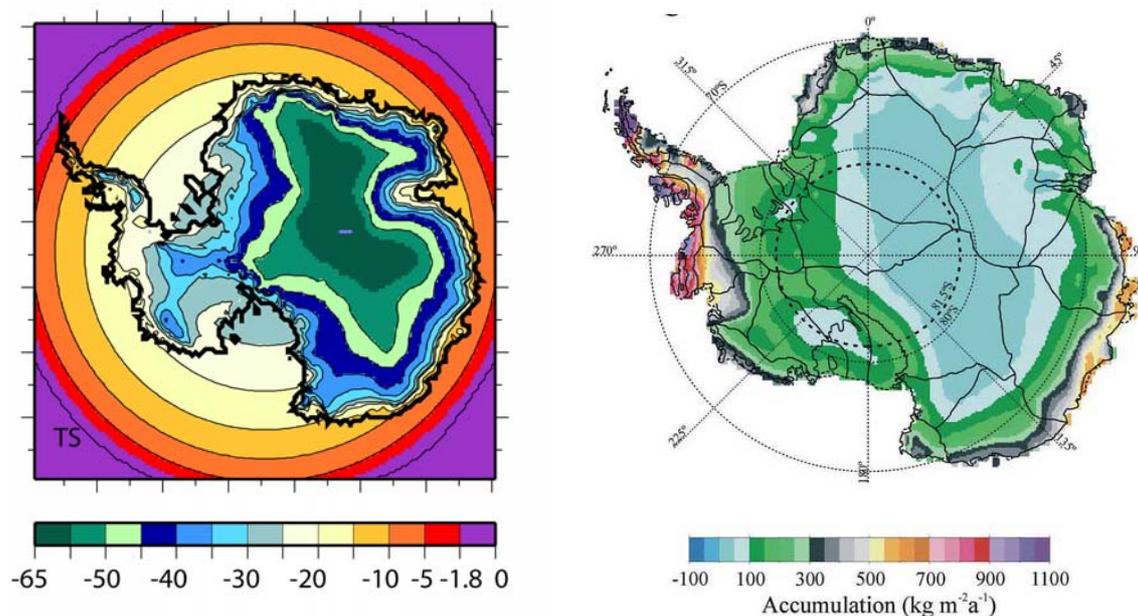


Fig. 2.2.1: Température annuelle de surface de la glace (à gauche) issue d'une compilation d'observations [Huybrechts et al., 2000] et accumulation annuelle en $\text{kg/m}^2/\text{an}$ (à droite) obtenue par satellite [Zwally et al., 2005].

La carte des températures en Antarctique (Figure 2.2.1 à gauche) montre que ces dernières suivent au premier ordre le relief antarctique. Les températures les plus froides se situent au centre du plateau antarctique, à l'Est du continent où le relief dépasse 4000 m. Ce phénomène est accentué par la forte réflexion des rayons solaires sur sa surface blanche (albédo). D'après les sources du SCAR, les températures de surface atteignent -40°C sur le plateau, en été, contre -68°C en hiver. En comparaison, la côte antarctique présente des températures plus chaudes, proches de 0°C en été, contre -18 à -29°C en hiver. Au niveau de la Péninsule et des îles, les températures hivernales sont de -9°C .

La carte d'accumulation en Antarctique (Figure 2.2.1 à droite) montre que cette dernière est faible sur tout le continent. A l'intérieur, il ne neige que quelques centimètres par an contre quelques mètres par an sur la Péninsule qui bénéficie de l'humidité provenant des courants marins. L'accumulation de neige sur la moitié du continent représente en un an l'équivalent en eau du Bassin Parisien reçue en un mois, soit 5 cm d'eau [Rémy, 2003]. Bien que les précipitations soient faibles, elles représentent 2200 km^3 d'accumulation de glace chaque année, ce qui représenterait, si elle fondait et se retrouvait dans l'océan, à une élévation de 6 mm du niveau des mers [Rémy, 2003].

2.2.3 L'océan austral

Comme son nom l'indique, l'océan austral se situe près de l'Antarctique entre 35 et 40°S. Il représente 21 % de la surface de l'océan mondial [Crosta, 1998]. Le Courant Circumpolaire Antarctique (AACC) est le courant le plus important de cet océan. Il est situé entre 35-38°S et 60-65°S [Carmack, 1990] et son débit est de 134 Sv en moyenne annuelle. L'eau profonde circumpolaire constitue la masse d'eau la plus importante de l'océan austral, soit 58(%) du volume [Jacques and Tréguer, 1986]. Dans l'océan austral, elle se situe entre la sub-surface et 3000 m de profondeur [Crosta, 1998]. Elle provient du mélange de la NADW et des eaux profondes des océans Pacifique et Indien avec les eaux du AACC [Crosta, 1998].

La AABW (*Antarctic Bottom Water*) est formée en mer de Weddell par le mélange de nombreuses masses d'eau. Elle représente 80 à 90(%) de la formation des eaux profondes de l'océan austral [Weppernig et al., 1996]. Deux mécanismes expliquent sa formation [Crosta, 1998]. Le refroidissement hivernal de la couche superficielle des polynies et l'augmentation de salinité par les rejets de saumures lors de la formation de glace de mer. De plus, l'eau froide issue de l'eau intermédiaire sous les plates-formes de glace flottante alimente également AABW [Crosta, 1998]. En mer de Weddell, son débit est estimé à environ 38 Sv [Hay, 1993]. AABW s'écoule le long de la pente du plateau continental pour atteindre des profondeurs d'environ 3000 m. Elle alimente en eau de fond les autres océans et peut atteindre 20°N dans l'océan Atlantique. Cette zone d'influence peut être modulée lors des transitions glaciaires-interglaciaires.

2.2.4 La glace de mer

L'étendue de la glace de mer varie saisonnièrement entre un minimum, en mars, à 4 000 000 km², et un maximum, cernant tout l'Antarctique, en septembre, à 22 000 000 km² (sources SCAR). L'accostage des bateaux se produit seulement pendant les six mois de l'année, quand la couverture est réduite principalement en mer de Weddell et sur la côte ouest de la Péninsule Antarctique (*National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder, US*).

La glace de mer se forme lorsque la température de l'eau océanique de surface atteint le point de congélation, équivalent à -1.8°C pour une salinité de 35 ‰. L'épaisseur de la glace de mer est d'environ 1.5 m en Antarctique depuis les années 1970. En comparaison, la

banquise en Arctique diminue considérablement à partir de la même période (sa superficie moyenne est actuellement d'environ 7 millions de km²); elle perd 42% de son épaisseur qui passe de 3.1 à 1.8 m.

Crosta [1998] propose une méthode pour reconstruire la glace de mer dans le passé. Les diatomées sont des algues qui vivent dans, sous ou sur la glace de mer. Les fossiles de ces organismes rejoignent les sédiments marins. La méthode de Crosta [1998] permet de reconstruire les variations de la glace de mer dans le passé, du moins jusqu'au DMG. Pour ce faire, Crosta [1998] élabore un atlas actuel de taxons de diatomées et les relie à la température, à la salinité de l'océan austral et à l'étendue de glace de mer. Il crée des fonctions de transfert pour pouvoir remonter dans le passé.

2.3 Conclusions et enjeux pour la modélisation

Ce chapitre tente d'expliquer les moyens dont nous disposons pour étudier le comportement de la calotte de glace antarctique en réponse aux variations climatiques actuelles et passées. Nous avons décrit différentes archives climatiques, certaines renseignent sur le passé jusqu'au million d'années tandis que d'autres fournissent des informations sur les dernières décennies. Puis, nous avons dressé un aperçu de l'Antarctique actuelle. L'Antarctique est restée longtemps moins étudiée, aussi bien pour la période récente que sur l'échelle de temps des cycles glaciaires-interglaciaires. Les chapitres 5 et 6 montrent le comportement de l'Antarctique et, plus largement, des calottes de glace au travers de deux études. Aujourd'hui, les satellites et aussi le réseau de mesures au sol rendent l'Antarctique bien plus accessible que les forages glaciaires, les plus anciens au monde, ce qui permet d'étudier avec des modèles comment ce continent va réagir à des variations brutales et lentes du climat.

Avec ces deux premiers chapitres, nous avons introduit le contexte de l'étude des paléoclimats, de la modélisation et des archives climatiques. Dans le chapitre suivant, nous allons montrer que nous disposons désormais d'outils numériques appropriés afin de répondre à ces questions scientifiques (variations brutales et lentes du climat).

Chapitre 3

Description des outils de modélisation

3.1 CLIMBER 2.3

Le modèle de climat CLIMBER, développé par le *Postdam-Institut für Klimafolgenforschung* [Petoukhov et al., 2000; Ganopolski et al., 1998], est un modèle basse résolution et se situe dans la classe des modèles de complexité intermédiaire (cf. §1.2.2) [Claussen et al., 2002]. Ce modèle incorpore une représentation simplifiée de l’atmosphère, de l’océan et de la végétation. Ces composantes sont reliées entre elles par le transfert de certaines quantités physiques telles que les flux d’énergie, la quantité de mouvement, le contenu en eau. Ces transferts sont assurés par un module spécifique qui gère l’interface entre l’atmosphère et la surface. Une description exhaustive du modèle se trouve dans Petoukhov et al. [2000]. Nous ne mentionnerons ici que les principales caractéristiques nécessaires à la compréhension de cette étude.

Du fait de sa faible résolution et de la représentation simplifiée de chacune de ses composantes, le modèle CLIMBER peut être utilisé pour effectuer de nombreuses simulations sur plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de milliers d’années, et permet notamment d’examiner l’influence de divers paramètres (insolation, CO₂, volume de glace ...).

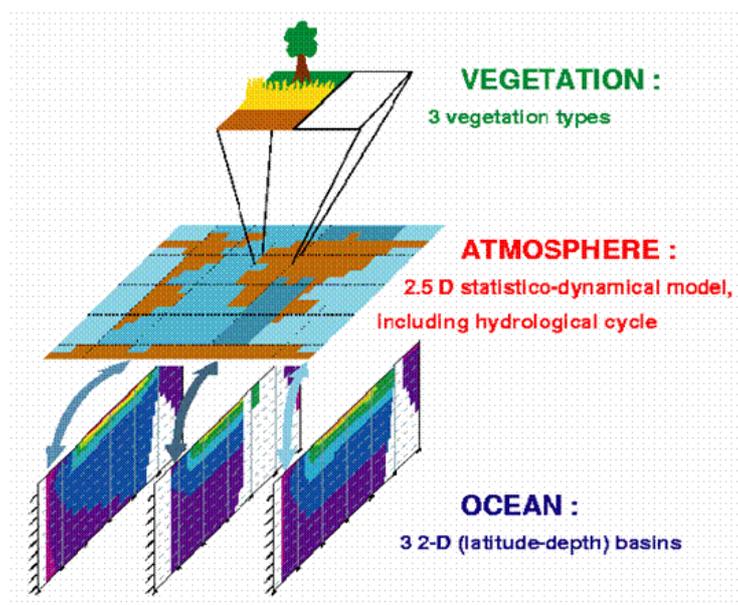


Fig. 3.1.1: Vue très schématique du modèle CLIMBER 2.3 (d’après M. Kageyama). L’atmosphère est composée de 7 secteurs longitudinaux et de 18 bandes de latitude ; l’océan est constitué de 3 bassins en latitude-profondeur (respectivement $2.5^\circ \times 20$ niveaux verticaux) ; la végétation est réduite à des forêts, de la prairie et des sols nus. Une fraction de glaciers existe et est imposée en tant que conditions aux limites.

3.1.1 Le module atmosphérique

Le module atmosphérique, POSTDAM¹ [Petoukhov et al., 2000; Ganopolski, 1999] est un modèle statistico-dynamique à “2.5 dimensions”. Il décrit l’évolution des principales caractéristiques de l’atmosphère : la vitesse du vent, la température, l’humidité, les précipitations, la couverture nuageuse ou encore les flux radiatifs. La résolution, régulière sur tout le globe, est de 51° en longitude et 10° en latitude.

L’approche statistico-dynamique suppose que les caractéristiques principales de l’évolution à long terme de l’atmosphère peuvent s’exprimer en fonction d’un certain nombre de variables atmosphériques dont l’échelle spatiale est de l’ordre de 1000 km, et l’échelle temporelle correspond à celle de la saison. Cette approche repose également sur le fait que les perturbations synoptiques sont décrites par leurs caractéristiques statistiques moyennes. Autrement dit, bien que le modèle n’inclut pas de représentation explicite des perturbations synoptiques, leurs effets sur les autres variables atmosphériques sont pris en compte. Le module atmosphérique calcule de manière pronostique les champs de température et d’humidité en 2 dimensions. Des hypothèses faites sur l’universalité de la structure verticale de l’atmosphère [Petoukhov et al., 2000], permettent de reconstruire la structure 3-D

¹modèle atmosphérique statistico-dynamique de Potsdam, *Potsdam Statistical-Dynamical Atmosphere Model*

des champs de température et d'humidité afin de calculer le transport horizontal (vent, énergie, ...) et les flux radiatifs. Bien que le modèle ne possède pas de résolution verticale propre, la vitesse du vent, les transports d'énergie et de vapeur d'eau sont calculés sur 10 niveaux verticaux, et les flux radiatifs sont eux, définis, sur 19 niveaux.

Ainsi l'une des spécificités de CLIMBER dans la classe des modèles de complexité intermédiaire, réside dans le fait que celui-ci calcule le bilan d'énergie en effectuant un bilan radiatif classique, auquel s'ajoute le calcul de l'énergie transportée par les grandes structures comme les cellules de Hadley, ou encore les ondes stationnaires et transitoires, qui sont paramétrées dans le modèle comme des phénomènes diffusifs. L'autre avantage de CLIMBER par rapport aux autres modèles simplifiés du climat est qu'il inclut une représentation complète du cycle hydrologique.

Un cycle hydrologique complet Les précipitations sont fonction de la couverture nuageuse, du contenu en eau dans l'atmosphère et du temps de résidence de l'eau dans l'atmosphère. L'humidité spécifique est elle-même calculée de manière pronostique dans le modèle et son évolution est fonction du transport d'humidité par la circulation atmosphérique et du contenu maximal en eau dans l'atmosphère. Deux types de nuages sont considérés dans le modèle : les stratiformes de grande échelle spatiale et les cumuli qui dépendent de la vitesse verticale effective et de l'humidité spécifique de surface [Petoukhov et al., 2000]. La relation entre les précipitations et l'humidité relative est très forte. Si le taux d'humidité relative excède 95 %, le contenu en eau se transforme en précipitation. De plus, les précipitations neigeuses sont une fonction linéaire de la température de surface. Si cette température est inférieure à -5°C , toutes les précipitations se retrouveront sous forme neigeuse ; si cette température est supérieure à 5°C , les précipitations se retrouveront exclusivement sous forme liquide. Entre ces deux valeurs, la fraction solide des précipitations dépend linéairement de la température.

L'interface surface-atmosphère Un module spécifique (ASI²) basé sur le schéma de transfert BATS³ [Dickinson et al., 1986] entre la biosphère et l'atmosphère, décrit les processus de surface au-dessus des continents. ASI décrit les processus de la surface terrestre et assure l'interface entre l'atmosphère et les autres modules (océan et végétation) à travers les échanges de flux d'énergie et de matière. Ce module distingue 6 types de surface :

²*Atmosphere Surface Interface*

³*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*

océan, glace de mer, forêt, prairie, déserts et glaciers. Pour chaque type de surface, il calcule la température de surface, la couverture neigeuse (fraction et épaisseur), l'albédo, le ruissellement et les flux d'énergie. L'albédo de la surface "glacier" conserve la valeur élevée de la neige pure (0.95) tandis que l'albédo des autres surfaces est fonction de l'albédo de la neige pure auquel s'ajoute une fonction d'âge qui vieillit la neige en la rendant plus sale. Si l'on tient compte du vieillissement de la neige, l'albédo peut diminuer jusqu'à atteindre la valeur 0.5. Cette fonction représente le changement des structures cristallines de la neige et la déposition de poussières à la surface, amenée par le vent. Ce dernier point sera repris dans un paragraphe ultérieur.

3.1.2 Le module océanique

Le modèle d'océan (MUZON⁴), basé sur celui de Stocker et al. [1992] décrit la dynamique et la thermodynamique océanique ainsi que la glace de mer, pour trois bassins océaniques 2-D (Atlantique, Indien, Pacifique), interconnectés au niveau de l'océan Arctique et de l'océan Austral, via le Courant Circumpolaire. Ce modèle contient 20 niveaux verticaux, avec une couche supérieure de mélange de 50 m. Sa résolution en latitude est de 72° (ou 72 points).

Le modèle simule la température moyenne zonale et la salinité. D'un point de vue dynamique, il décrit essentiellement les variations de la circulation thermohaline. Deux courants régissent cette circulation : la plongée d'eau profonde Nord-Atlantique⁵, NADW, et les eaux de fond antarctiques⁶, AABW. Pour les courants circumpolaires, le module calcule les composantes moyennes de vitesse zonale issues des gradients de densité méridionaux.

Le modèle de glace de mer, ICE, est un modèle thermodynamique. Il calcule la fraction de glace de mer ainsi que son épaisseur. Du fait de la faible résolution spatiale du modèle, un traitement est réalisé pour tenir compte des hétérogénéités sous-maille de la glace de mer. Ainsi, la glace de mer peut apparaître à l'intérieur d'une maille quand les températures océaniques de surface sont négatives, c'est à dire comprises entre la valeur du point de congélation (i.e. -1.8°C) et 0°C. Dans cet intervalle, la fraction de glace de mer augmente linéairement suivant la décroissance de la température. Quand la température

⁴*Multibasin Zonal Ocean Model*

⁵*North Atlantic Deep Water*

⁶*Antarctic Bottom Water*

atteint la valeur du point de congélation, la fraction d'eau libre est supposée inversement proportionnelle à l'épaisseur de la glace de mer.

La glace de mer est transportée librement par advection et par diffusion horizontale. La rhéologie de la glace n'est pas considérée. Pour prendre en compte les conditions particulières qui règnent autour de l'Antarctique, en mer de Weddell et en mer de Ross (forts vents catabatiques), sièges de la formation des eaux de fond antarctiques, une faible vitesse (0.05 m/s) dirigée vers le Nord est ajoutée à la vitesse de la glace dans les mailles océaniques atlantiques et pacifiques dans la bande de latitude 70-80°S.

3.1.3 Le module de végétation

Le modèle de végétation terrestre VECODE⁷ [Brovkin et al., 1997] décrit les caractéristiques de trois types de surface non englacées (les forêts, les prairies, les déserts). Ces différents types de surface peuvent être partiellement ou totalement recouvertes de neige et sont déterminés en fonction du climat calculé par le module atmosphérique. Ils imposent en retour des conditions à la surface évoluant dans le temps. Par exemple, la couverture végétale modifie le climat en fonction de l'albédo, la rugosité de surface ou la transpiration des plantes.

Le pas de temps des modules atmosphérique et de végétation est de un jour tandis que celui correspondant au module océanique est de cinq jours.

Le modèle CLIMBER a été validé par l'équipe du PIK par rapport au climat actuel [Ganopolski et al., 1998; Ganopolski and Rahmstorf, 2001]. Par ailleurs, les variations entre climat glaciaire et climat actuel sont situées dans la gamme des variations données par les GCMs [IPCC, 2001].

3.1.4 Poussières et leurs effets sur l'albédo

Au cours de ma dernière année de thèse, un nouveau développement a été réalisé par Aurélien Quiquet [2006] (stage M1, mai-août 2006) pour tenir compte de l'impact des poussières sur l'albédo. Aurélien s'est basé sur des cartes de concentration de poussières

⁷ *Vegetation Continuous Description Model*

fournies par Mahowald et al. [1999] pour le DMG et la période actuelle. En particulier, ces données indiquent des taux de poussières au-dessus de l'Alaska et de la Sibérie orientale variant entre 5 et 50 g/m²/an au DMG, alors que cette concentration est nulle à l'Actuel au-dessus de ces mêmes régions. Aurélien s'est basé sur une paramétrisation proposée par Calov et al. [2005] pour déduire l'évolution du taux de poussières en fonction du temps, et sur l'étude de Warren and Wiscombe [1980] pour déduire l'impact des dépôts sur l'albédo. Ainsi la paramétrisation obtenue par Aurélien, a pour effet de réduire de 40% l'albédo de la neige pour les concentrations comprises entre 300 et 450 ppm. Nous verrons dans le chapitre 5 que cette paramétrisation a d'importantes conséquences sur la modélisation de la dernière déglaciation (-21 000 ans à aujourd'hui).

3.2 GREMLINS

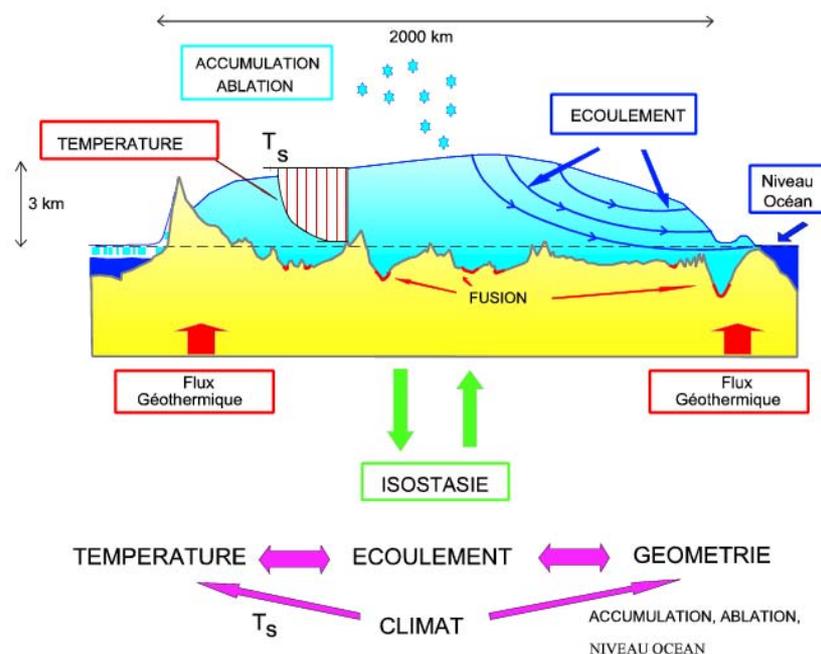


Fig. 3.2.1: Schéma du modèle de glace GREMLINS (C. Ritz)

Le modèle de glace de l'hémisphère nord, GREMLINS⁸, développé à Grenoble par Catherine Ritz et al. [1997], est un modèle thermo-mécanique et tridimensionnel, qui calcule l'évolution de la géométrie des calottes de glace en réponse à une variation climatique donnée, ainsi que les champs de température et de vitesse dans la glace. GREMLINS rend

⁸GREnable Model for Land Ice of Northern hemiSphere

compte uniquement de la glace posée sur le socle rocheux ; les plateaux glaciaires (glace flottante sur la mer) ne sont pas considérés. Sa résolution ($45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$) est bien plus fine que celle de CLIMBER et les équations d'évolution sont calculées sur une grille cartésienne (241×231 points). Nous ne présenterons ici qu'une description sommaire de ce modèle, la thèse d'Adeline Fabre [1997] décrivant de façon détaillée le modèle de glace GREMLINS.

L'évolution d'une calotte de glace est conditionnée par son bilan de masse en surface et par son écoulement dû à la déformation de la glace elle-même.

Le bilan de masse Le bilan de masse en surface est déterminé par la différence entre l'accumulation et l'ablation. L'accumulation neigeuse est obtenue à partir d'observations ou de sorties de modèles climatiques. L'ablation est calculée à partir d'une loi empirique du degré-jour positif (PDD) de Reeh [1991], qui relie les températures de l'air avec le taux de fonte en surface. Le taux de fonte dépend ainsi du nombre de degrés-jours positif, c'est à dire, le nombre de jours durant l'année où la température est positive [Fabre, 1997]. Le PDD est donné par une distribution gaussienne et représente l'intégrale de toutes les probabilités d'obtenir des températures positives.

$$PDD = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{year} \int_0^{\infty} \exp\left(-\frac{(T - T_d)^2}{2\sigma^2}\right) dT dt, \quad (3.2.1)$$

où t est le temps ; T_d est la température moyenne journalière ; σ est l'écart-type (égal à 5°C) autour de T_d . Du fait de l'écart-type σ , cette méthode autorise la fonte de la glace même lorsque la température moyenne journalière est négative.

Cette loi empirique a été étalonnée sur la partie Ouest du Groenland par les observations faites au climat actuel. Elle suppose que la température durant l'année T_d suit un cycle sinusoïdal :

$$T_d(t) = T_{ann} + (T_{jja} - T_{ann}) \cos \frac{2\pi t}{A}, \quad (3.2.2)$$

où T_{jja} et T_{ann} représentent respectivement les températures moyennes de l'air estivales et annuelles. A représente une année.

Le nombre PDD est ensuite converti en taux de fonte annuel : la neige fond d'abord à un taux C_{neige} , égal à $3 \text{ mm j}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ («j» représente «jour»). Une partie de l'eau ainsi obtenue, percole à travers la neige et peut regeler en profondeur en formant de la glace

surimposée⁹. Reeh [1991] estime cette fraction à 60% de l'accumulation. Le reste de la neige fondue est évacué sous forme liquide. La glace surimposée et la glace de la calotte fondent ensuite au taux C_{glace} , égal à $8 \text{ mm j}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$. La différence de taux de fonte entre la neige et la glace permet de prendre en compte leur différence d'albédo.

Écoulement de la glace L'écoulement de la glace se produit du centre de la calotte vers les bords en suivant la ligne de plus grande pente. L'évolution de l'épaisseur de glace H de la calotte est régie par une équation de continuité :

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial (\overline{U}_x H)}{\partial x} - \frac{\partial (\overline{U}_y H)}{\partial y} + M - b_{melt}, \quad (3.2.3)$$

où \overline{U}_x et \overline{U}_y sont respectivement les vitesses horizontales moyennées sur l'épaisseur. $\overline{U}_x H$ représente le flux de glace traversant la colonne. M est le bilan en surface (accumulation - ablation) et b_{melt} , la fusion basale. Ainsi tout ce qui est accumulé sur la calotte doit être évacué par la fonte et l'écoulement de la glace ou se traduire par des variations d'épaisseur. Le calcul des vitesses dans la glace est obtenu à partir d'une loi empirique qui relie les contraintes au taux de déformation. Ce calcul repose sur l'approximation de la couche mince à l'ordre zéro qui tire parti du rapport d'aspect des calottes (dimensions verticales \ll dimensions horizontales) et qui revient à négliger les variations horizontales devant les variations verticales. Ainsi, les déformations de la glace posée sont dues essentiellement aux contraintes de cisaillement dans le plan vertical.

Champ de température La température de la glace intervient également dans le calcul du champ de vitesses car elle influe sur la viscosité de la glace et donc sur l'écoulement. Dans la partie posée d'une calotte de glace, les contraintes augmentent avec la profondeur. De plus, comme la glace est un isolant, un gradient de température s'installe entre la surface (plus froide) et la base (plus chaude). Les processus mis en jeu dans la déformation de la glace ne sont donc pas les mêmes à la base et à la surface de la calotte. Dans le modèle GREMLINS, le mouvement à la base de la calotte est déterminé par le glissement de la base sur le lit rocheux, à condition toutefois que la température de la glace atteigne le point de fusion. L'équation de conservation de la masse est résolue suivant un schéma semi-implicite, avec un pas de temps variable en fonction de la vitesse maximum sur le

⁹glace qui se forme à la base d'un névé saturé d'eau de fonte, au contact de glace imperméable froide, c'est-à-dire à température négative

domaine, ce qui limite les instabilités numériques (sensibilité des vitesses d'écoulement avec la pente).

Le champ de température est calculé dans la glace et dans le socle rocheux (le socle étant une source de chaleur) [Fabre, 1997; Dumas, 2002]. Les flux de chaleur proviennent de la conduction dans la glace, et la chaleur produite par la déformation de la glace elle-même. Le champ de température dans le socle dépend à la fois de la diffusion verticale de chaleur, mais aussi du flux géothermique issu de la radioactivité des roches. A l'initialisation du modèle, le profil vertical de température est linéaire. Au fur et à mesure des intégrations successives en temps de calcul du modèle et suivant les climats, ce profil vertical s'adapte avec les conditions de surface.

Isostasie Dans le modèle GREMLINS, l'enfoncement du socle terrestre sous le poids de la glace, encore appelé « ajustement isostatique », est pris en compte par une méthode dite « relaxée-régionale ». Autrement dit, en un point donné, cet enfoncement varie avec l'épaisseur de glace présente en ce point, avec un temps de latence de 3000 ans. Ce temps de latence est dû au fluage de l'asthénosphère en réponse à la charge glaciaire.

La rigidité de la lithosphère est également prise en compte; la charge ne provoque pas uniquement un enfoncement local de la lithosphère, mais de toute la plaque lithosphérique. La réponse isostatique est loin d'être un phénomène négligeable. On estime, en effet, qu'une calotte de glace épaisse de 3000 m, induit un enfoncement de 1000 m de la croûte terrestre. La réponse isostatique détermine l'altitude de la calotte de glace et par là même, sa température en surface. Elle influe fortement sur son bilan de masse, puisque celui-ci est fonction des variations de température de surface. Dans GREMLINS, l'isostasie est dite «relaxée» car le délai dans la réponse asthénosphérique peut être représenté simplement par une exponentielle décroissante du temps. Par ailleurs, le temps de latence de la réponse isostatique (d'environ 3000 ans) fait varier la position de la ligne d'équilibre de la calotte (définie comme frontière virtuelle où la calotte passe d'un régime d'accumulation à un régime d'ablation), bien après que la charge glaciaire ayant engendré cette variation a été modifiée. Cette variation vient donc amplifier les effets des changements de température dus aux variations du système climatique. Il existe d'autres modèles comme ceux de L. Fleitout and Cailletaud [2005, 2006] de Peltier and Jiang [1996], de Lambeck et al. [1990], ou encore de Meur and Huybrechts [1996], plus complexes, avec notamment une approche sphérique et une absence de dissociation géométrie-chronologie; mais ces derniers

sont plus lourds à utiliser.

3.3 GRISLI

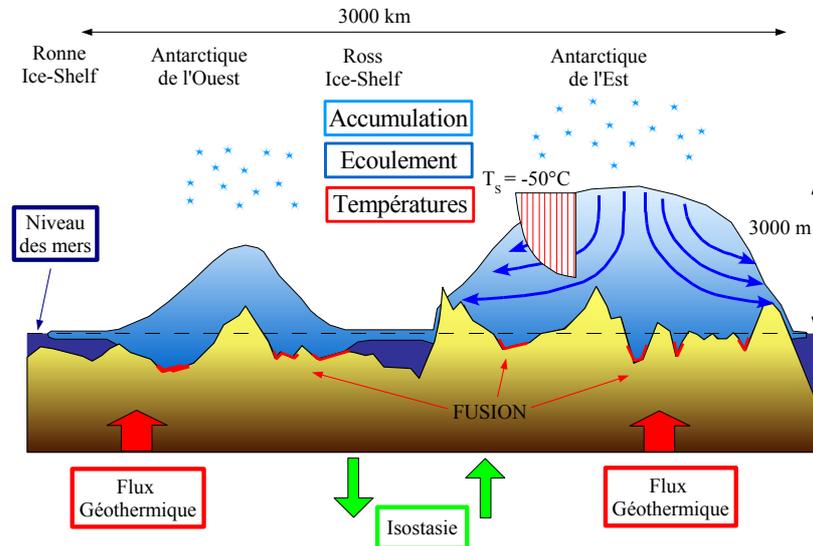


Fig. 3.3.1: Schéma du modèle de glace GRISLI (C. Dumas)

Le modèle GRISLI¹⁰ [Ritz et al., 2001; Dumas, 2002] décrit l'évolution de la calotte antarctique. Tout comme GREMLINS, il s'agit d'un modèle thermo-mécanique tri-dimensionnel. Toutefois, la différence majeure entre ces deux modèles relève du fait que GRISLI ne tient pas seulement compte de la glace posée, mais calcule également l'écoulement de la glace à travers les plateaux glaciaires. La prise en compte de la dynamique de ces plates-formes de glace flottante est indispensable car celles-ci jouent le rôle "d'arc-boutant" pour la glace posée en amont. Les équations du modèle sont résolues sur une grille cartésienne de 40×40 km (soit 141×141 points).

Zones à fort écoulement de glace L'Antarctique est également caractérisée par des fleuves de glace qui sont des zones où l'écoulement est considérablement accéléré (environ de l'ordre de la centaine de mètres par an). Ces fleuves de glace remontent largement en amont de la calotte et on estime qu'ils contribuent à l'évacuation de près de 90% de la glace [McIntyre, 1985] depuis le centre vers les bords, alimentant ainsi les plates-formes de glace flottante.

¹⁰GRenoble model for Ice Shelves and Land Ice

La résolution du modèle ne permet pas de représenter explicitement les fleuves de glace. Toutefois, un critère sur la pression effective, (i.e. $N = \text{pression de la glace} - \text{pression de l'eau}$) permet d'identifier ces zones de fort écoulement :

$$N = \rho g H - P_w, \quad (3.3.1)$$

avec P_w , la pression d'eau sous-glaciaire et g , l'accélération de la gravité (9.81 m/s^2). Ainsi si N est inférieure à une valeur N_{limit} , fixée à 50 bars dans le modèle GRISLI, la zone correspondante sera traitée comme un fleuve de glace. Le frottement à la base du fleuve τ_b est relié à la pression effective par un paramètre f d'ajustement :

$$\tau_b = f N \quad (3.3.2)$$

Les zones de glace flottante, où la vitesse d'écoulement peut atteindre 1000 m/an , sont déterminées par un critère de flottaison, dérivé du principe d'Archimède :

$$\rho_w (Sl - B) = \rho H, \quad (3.3.3)$$

où Sl est le niveau des mers ; B est l'élévation du socle rocheux ; ρ_w est la densité de l'eau de mer ; ρ est la densité de la plate-forme de glace et H son épaisseur de glace.

Le niveau des mers provient des données des sédiments marins issues, pour les études figurant dans cette thèse, des reconstructions établies par Imbrie et al. [1984], Bassinot et al. [1994] et Waelbroeck et al. [2002]. Ces données ont été obtenues à partir des variations en $\delta^{18}\text{O}$ benthiques.

Le régime d'écoulement à travers les plates-formes de glace flottante est très différent de celui de la glace posée. En effet, alors que la glace posée est caractérisée par un régime de cisaillement dans le plan vertical, les contraintes prédominantes appliquées aux plateaux glaciaires sont les cisaillements horizontaux et les forces de pression exercées par la mer, que ce soit la poussée d'Archimède à la base ou la pression au front. La déstabilisation de ces plateaux glaciaires est due essentiellement à la variation du niveau des mers, mais aussi à la fusion basale sous ces mêmes plateaux. Celle-ci est donc liée aux températures océaniques à la base des plates-formes de glace flottante et à l'énergie dépensée par les courants océaniques au niveau du front des plates-formes. Dans le modèle GRISLI, la fusion basale est paramétrée à partir des températures océaniques à 550 m de profondeur

et de la distance au talus continental.

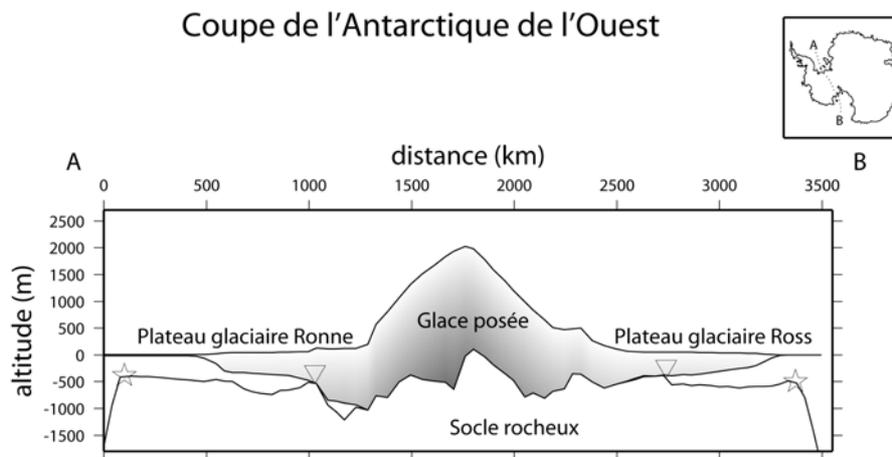


Fig. 3.3.2: Coupe de l'Antarctique de l'Ouest entre les points A et B. En grisé apparaît la calotte. La ligne d'échouage est marquée par un triangle inversé. Elle sépare la glace posée de la plate-forme de glace flottante en mer de Weddell et en mer de Ross. Le talus continental se situe à l'extrémité des plate-formes de glace flottante (étoiles). Cette coupe représente le relief actuel en Antarctique [Huybrechts et al., 2000].

Migration de la ligne d'échouage La glace posée et la glace flottante sont séparées par une ligne virtuelle dite "ligne d'échouage" (voir figure 3.3.2). Pour simuler correctement l'évolution de la calotte antarctique au cours des cycles climatiques, il est indispensable de simuler de manière interactive la dynamique de la ligne d'échouage du fait du rôle d'arc-boutant exercé par les plateaux glaciaires sur la glace posée en amont. Cet effet est particulièrement significatif au niveau des deux plus grosses plates-formes situées en mer de Weddell et en mer de Ross où la géométrie des baies est très confinée (Figure 0.0.1). D'après les travaux de Christophe Dumas [2002], la migration de la ligne d'échouage dépend principalement de deux paramètres : le niveau des mers et la fusion basale (cf. §3.4.3). Lors d'un englacement de la calotte antarctique, la ligne d'échouage avance (vers le large) sous l'effet de chacun de ces deux paramètres. Leurs effets sont additifs. Par contre, le retrait de cette ligne (vers l'intérieur des terres) se traduit par une augmentation du niveau des mers menant à la fragilisation de l'effet d'arc-boutant des plateaux glaciaires et d'une augmentation de la fusion basale sous les plates-formes de glace flottante (Enfin, dans le modèle GREMLINS, l'ajustement isostatique a une influence sur l'altitude et donc le bilan de masse). En Antarctique, pour les larges portions de la partie Ouest de la calotte, le socle est situé sous le niveau de la mer. Ainsi, outre l'effet sur l'altitude de la calotte et le bilan de masse, évoqué précédemment dans la description du modèle GREMLINS, la prise en compte des variations d'altitude du socle est essentielle dans le modèle GRISLI

pour simuler correctement les avancées et les reculs de la ligne d'échouage.

Dans la configuration actuelle, les plates-formes sont en équilibre et la ligne d'échouage ne migre pas. Toutefois, les données géologiques montrent que cette ligne d'échouage a varié dans le passé. A titre d'exemple, Anderson et al. [2002] montrent que la ligne d'échouage était située près du talus continental en Antarctique, et Conway et al. [1999] ont mesuré un recul d'environ 1300 km de la ligne d'échouage en mer de Ross depuis le dernier maximum glaciaire.

3.4 Couplage CLIMBER-modèle de glace

La description des différents modèles utilisés dans cette étude met en lumière la différence de résolution entre le modèle de climat et les modèles de glace. Ainsi, les équations utilisées pour le calcul de la dynamique de la glace sont beaucoup plus complexes et sont calculées à une échelle plus fine que celles utilisées dans les modules du modèle de climat. En ce qui concerne la glace posée, la procédure de couplage entre GREMLINS et CLIMBER est la même qu'entre les modèles GRISLI et CLIMBER.

Il s'agit d'une part du couplage des champs atmosphériques calculés par CLIMBER avec les modèles de glace et du couplage de l'eau de fonte issues des calottes avec le module océanique. Le couplage, avec les champs atmosphériques et GREMLINS, avait été réalisé, avant ma thèse, par Sylvie Charbit [Charbit et al., 2005] et Masa Kageyama [Kageyama et al., 2004] tandis que le couplage avec l'eau de fonte issue des calottes de l'hémisphère Nord a été effectué avec ces mêmes chercheurs au début de ma thèse. Le modèle CLIMBER-GREMLINS a été utilisé pour simuler l'entrée en glaciation [Kageyama et al., 2004]. Cette étude montre le rôle essentiel de la végétation, précédemment suggéré par [deNoblet et al., 1996] pour la formation des calottes de glace. De plus, Charbit et al. [2005] ont étudié les mécanismes physiques responsables de la dernière déglaciation et montrent que la dynamique de la calotte Nord Américaine dépend de celle de la Fennoscandie.

La première partie de ma thèse a consisté à adapter cette procédure de couplage pour les modèles CLIMBER-GRISLI. J'ai, par ailleurs, développé une paramétrisation, suggérée par les travaux de thèse de Christophe Dumas [2002] pour calculer la fusion basale sous les plateaux glaciaires à partir des températures océaniques calculées par CLIMBER et de la distance au talus continental. Je reviendrai plus en détail sur cette paramétrisation

dans le paragraphe 3.4.2. L'ensemble de ce travail a été effectué en collaboration avec Christophe Dumas.

3.4.1 Couplage atmosphère-calotte

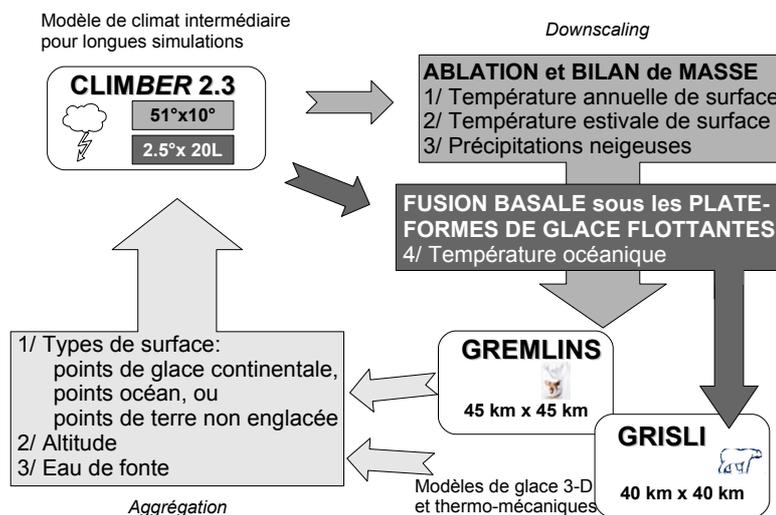


Fig. 3.4.1: Schéma général du couplage. Un exemple : le modèle de climat «tourne» (cet abus de langage signifie que le modèle calcule lui-même les champs climatiques à partir de ses propres équations) pendant 20 ans. Le “downscaling” a lieu sur les 3 dernières années, CLIMBER fait les moyennes des champs climatiques sur la dernière année. Ces champs sont transmis aux deux modèles de glace. Ces derniers tournent pendant 20 ans et transmettent l’altitude, les fractions et la quantité d’eau qui en résultent. Le cycle peut ainsi continuer.

Le couplage est basé sur le schéma ci-dessus (Figure 3.4.1). Les modèles de glace, GREMLINS et GRISLI, utilisent les champs atmosphériques calculés par CLIMBER pour calculer leurs bilans de masse en surface. Les champs climatiques échangés sont les températures moyennes annuelles et estivales de surface de l’air ainsi que les précipitations neigeuses annuelles. Les champs de température interviennent dans le calcul du PDD et donc dans l’ablation, tandis que les précipitations neigeuses permettent d’accéder directement à l’accumulation. En retour, CLIMBER utilise les fractions de terres englacées et non englacées, ainsi que la fraction d’océan libre et l’altitude des surfaces continentales, calculées par les modèles de glace.

Interpolation sur la verticale Les champs climatiques de CLIMBER utilisés pour le couplage (températures, précipitation neigeuse) sont extrêmement dépendants de la topographie [Krinner and Genthon, 1998]. Dans le modèle CLIMBER, le relief est très lissé,

du fait de la résolution grossière de sa maille ($51^\circ \times 10^\circ$ pour le module atmosphérique), en comparaison du relief “vu” par les modèles de glace ($45 \text{ km} \times 45 \text{ km}$ pour GREMLINS et $40 \text{ km} \times 40 \text{ km}$ pour GRISLI)¹¹. Ainsi, le problème principal du couplage est posé par la différence de résolution. Il est donc nécessaire de redistribuer les champs climatiques à

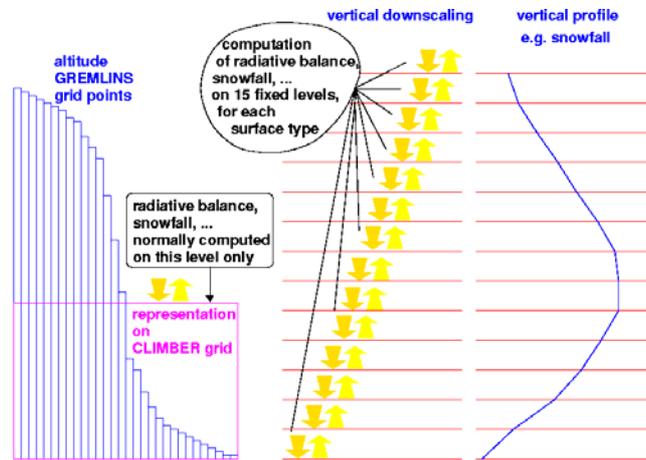


Fig. 3.4.2: Schéma de la descente d'échelle (“downscaling”) (M. Kageyama)

une altitude correspondante à celle “vue” par les modèles de glace. Pour cela, le calcul du bilan radiatif et le calcul de la fraction neigeuse, habituellement effectués à l'altitude de la maille CLIMBER uniquement, sont recalculés sur 15 niveaux d'altitude fixes (de 0 à 4200 m d'altitude). Cela permet de calculer pour chaque point du modèle CLIMBER, la température à une altitude correspondant à celles des mailles de GREMLINS ou GRISLI. Une interpolation linéaire est effectuée entre les températures calculées pour les deux niveaux verticaux de CLIMBER encadrant l'altitude de la maille des modèles de glace. Pour tenir compte de la diminution du contenu en eau avec l'altitude, le profil d'humidité est calculé en fonction du profil de température mentionné précédemment. Ainsi, la dépendance des précipitations avec l'altitude est prise en compte via la relation altitude-température.

Interpolation horizontale Le calcul des champs de température dans CLIMBER dépend de la nature du sol (i.e. végétation, océan, glace de mer, glaciers). Les températures utilisées pour le couplage avec le modèle de glace vont tenir compte du fait que le point est considéré comme une surface de terre englacée ou non englacée ou comme une surface océanique. Pour chacun de ces types de surface, les températures correspondent à la moyenne pondérée des températures régnant au-dessus des surfaces couvertes par les

¹¹A ce titre, deux points à la résolution de la maille atmosphérique représentent le Groenland et quatorze points représentent le continent antarctique

déserts, les prairies ou les forêts (terre non englacée), par l’océan ou la glace de mer (surface océanique). Pour les points englacés, la température est celle au-dessus des points de glace.

De même, la température d’une maille du modèle de glace correspondant à un type de surface donné est obtenue par interpolation bi-linéaire (ou tri-linéaire pour l’altitude) des températures des 4 points CLIMBER (Nord, Sud, Est, Ouest) entourant cette maille et correspondant au même type de surface.

La méthode perturbative Une autre méthode consiste à utiliser une méthode perturbative pour forcer le modèle de glace. Cette méthode a été développée par Charbit et al. [2002b] pour la déglaciation des calottes de glace de l’hémisphère Nord. Cette méthode consiste à utiliser les champs d’anomalie de la température et des précipitations (définies respectivement par une différence et par un rapport entre le DMG et le climat actuel). Les champs climatiques à la surface de la calotte de glace sont donc reconstruits en utilisant les anomalies de température et de précipitation venant du modèle CLIMBER.

Ainsi, une simulation comportant la méthode perturbative aura ses conditions initiale et finale, pour les températures et précipitations, déterminées au lieu d’avoir une condition finale indéterminée, comme dans le couplage décrit dans les paragraphes précédents.

Aggrégation Le passage entre les modèles de glace et le modèle CLIMBER consiste à “informer” CLIMBER de l’altitude de la calotte et de la nature des points. Ce transfert s’effectue via une procédure d’aggrégation qui consiste à faire une moyenne spatiale de toutes les mailles du modèle de glace incluses dans une maille CLIMBER.

Couplage avec l’eau de fonte L’accumulation de neige au-dessus d’une calotte est un puits d’eau douce pour l’océan, alors que la fonte de la calotte de glace représente une source d’eau douce pour l’océan. Ainsi, les variations de volume de glace sont converties en variations de flux d’eau douce. Dans le cas où la calotte fond, l’eau douce issue de la fonte, est relarguée dans l’océan austral ou dans les bassins océaniques de l’hémisphère Nord. L’eau douce peut se déverser dans un ou plusieurs bassins océaniques de CLIMBER suivant le point d’origine de la fonte de la calotte de glace.

Le pas de temps choisi pour le couplage est de 20×20 ans. Autrement dit, CLIM-

BER appelle les modèles de glace tous les 20 ans ; a leurs tours, GREMLINS et GRISLI, sont intégrés pendant 20 ans ; et le cycle recommence. Ce pas de temps correspond au pas de temps du modèle de glace. Un pas de temps plus petit et ajustable existe également, pour calculer les écoulements rapides de glace et, dans le cas de GRISLI, pour permettre le calcul de la variation de la nature des points de grille (flottant-posé ou posé-flottant), ainsi que la nature du point (posé, flottant, fleuve de glace).

3.4.2 Fusion basale sous les plates-formes de glace flottante

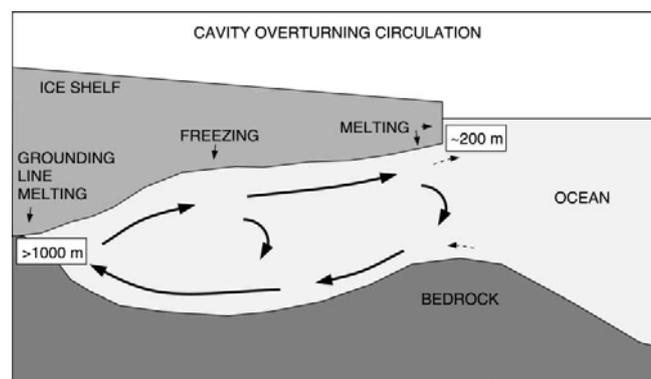


Fig. 3.4.3: Schéma de la circulation océanique et des phénomènes de fonte-regel sous les plates-formes flottantes de glace [Beckmann and Goosse, 2003]. La *grounding line* représente la ligne d'échouage.

Paramétrisation Qu'est-ce la fusion basale ? Les plates-formes de glace flottante, pour le modèle GRISLI, sont sensibles à la chaleur venant de l'océan. En effet, le dessus de la plate-forme de glace interagit avec l'atmosphère de CLIMBER de la même façon qu'un point englacé du modèle. Par contre, sous cette plate-forme, une circulation océanique locale se met en place (Figure 3.4.3) : l'océan apporte de la chaleur. A proximité de la ligne d'échouage, la plate-forme fond à sa base. Cette fusion basale est initiée par les marées qui perturbent la stratification naturelle de l'océan et apportent de ce fait de la chaleur à la base du plateau glaciaire [MacAyeal, 1984]. L'eau douce ainsi formée, plus légère que l'eau salée environnante, remonte à une vitesse de dix centimètres par seconde environ le long de la base de la plate-forme flottante de glace [Jenkins, 1991]. Ce panache d'eau douce, dévié vers la gauche par la force de Coriolis, échange masse, énergie et sel avec le milieu environnant. Quand la densité de l'eau de fonte devient égale à celle de l'eau de mer, ce panache se sépare de la base de la plate-forme. Cette circulation particulière de l'eau sous les plateaux glaciaires provoque de fortes différences de fusion basale suivant la zone de la plate-forme où l'on se situe (Figure 3.4.3) et permet d'expliquer

au moins qualitativement les observations. Une partie de ces eaux quittent la cavité et se mélangent avec des eaux sous la plate-forme (à haute salinité) pour devenir une des sources de AABW. Nous pouvons distinguer trois zones où le régime de fusion n'est pas le même [Dumas, 2002] :

- **zone de forte fusion : la ligne d'échouage.** La fusion résulte de la diffusion de la chaleur et du sel au niveau de l'interface glace-eau de mer [Jenkins and Bombosch, 1995]. Cette fusion, à plus de 500 mètres de profondeur, dépend de l'écart entre le point de congélation et la température de l'eau de mer.
- **sous la plate-forme de glace flottante, une zone de regel.** En effet, la fusion basale y est très faible, on assiste même à un regel, car l'eau au contact de la glace est refroidie et est de faible salinité. Ceci parce que cette eau a été mélangée avec l'eau de fusion de la ligne d'échouage.
- **le front de la plate-forme en fusion.** La glace est exposée au courant et à l'eau plus chaude de l'océan, ce qui favorise la fusion.

La paramétrisation adoptée dans notre modèle Pour paramétrer la fusion basale dans le modèle GRISLI, Christophe Dumas [2002] s'est inspiré, pour ses travaux de thèse, de l'étude de Beckmann and Goosse [2003] en mer de Weddell, où sont identifiées les trois zones précédemment définies de la plate-forme.

Le module océanique de CLIMBER ne permet pas de reprendre la même paramétrisation de Beckmann and Goosse [2003], car ceux-ci utilisent un modèle régional océanique. C'est pourquoi, dans notre étude, nous allons adapter cette paramétrisation afin d'obtenir les mêmes résultats que ces auteurs. Notre paramétrisation repose largement sur la paramétrisation développée par Dumas [2002] qui distingue trois zones : la fusion au niveau de la ligne d'échouage, la fusion au niveau du talus continental et la zone de regel entre ces deux limites. La figure 3.4.4 montre que les deux principaux plateaux glaciaires en mer de Weddell et en mer de Ross comportent ces trois zones observées et paramétrées par Beckmann and Goosse [2003]. La fusion basale est ainsi une fonction décroissante de la distance au talus continental. Dans notre cas, nous la représentons par :

$$F_{basale}(i, j, k, l) = \alpha(i, j, k, l) \cdot \beta(k), \quad (3.4.1)$$

où F_{basale} est la fusion basale en m/an. α , en m/an, est un paramètre défini dans le tableau 3.4.1 ci-dessous. i et j représentent les indices de la grille cartésienne de surface du

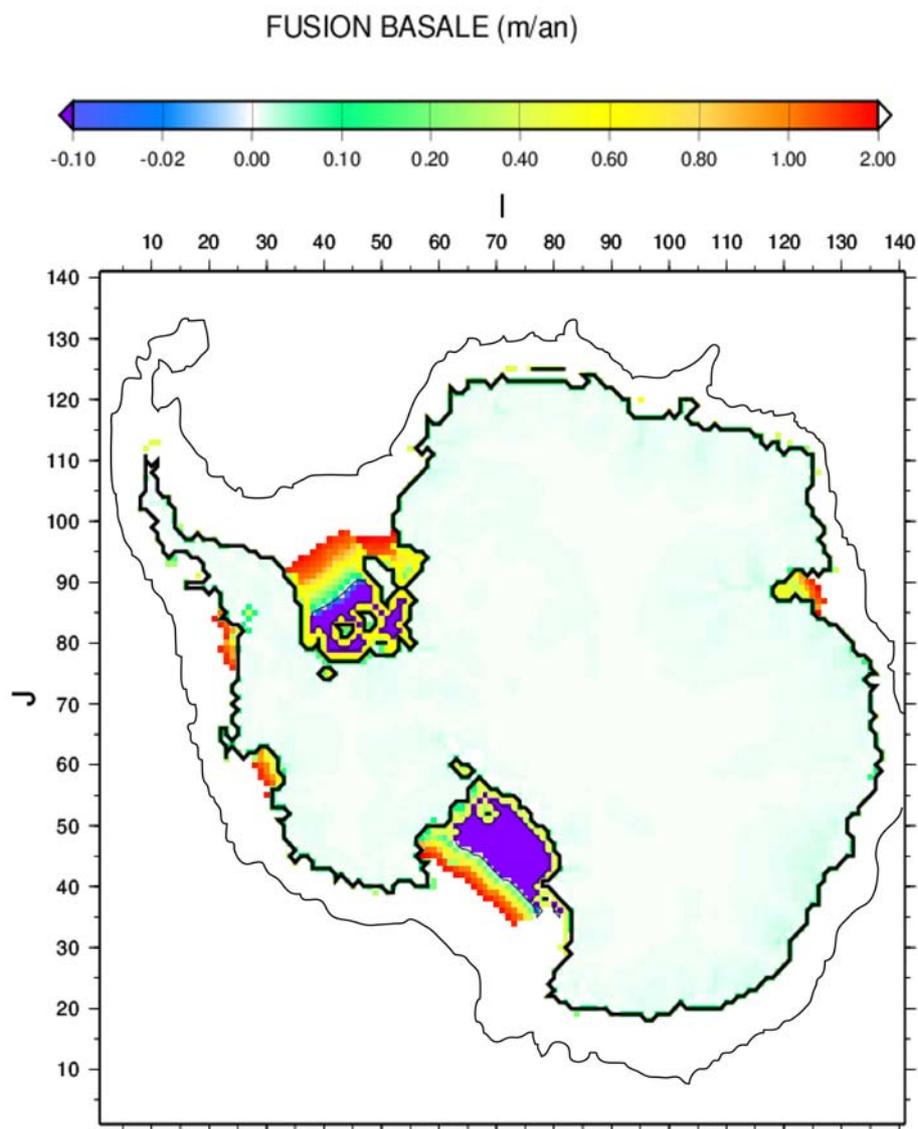


Fig. 3.4.4: Aperçu de la paramétrisation de la fusion basale dans notre modèle. Le climat ici représente le climat actuel. La fusion est d'environ 50 cm/an le long de la ligne d'échouage (en noir), le regel, au centre des plates-formes de glace flottante, s'élève à 10 cm/an et enfin près du talus continental (en trait fin noir), la fusion basale approche 5 m/an.

modèle alors que k représente les trois bassins océaniques de CLIMBER ($k=1$ Atlantique, $k=2$ Indien, $k=3$ Pacifique) et l représente l'une des trois zones bathymétriques. Enfin (à l'inverse des travaux de Christophe Dumas [2002], où β ne varie qu'en fonction de la température DMG obtenue dans la carotte de glace Vostok), β est ici un paramètre en fonction de la température dans le modèle de climat :

$$\beta(k) = 1 + \frac{T_{ocean}(k) - T_{0k}(k)}{T_{DMG}(k)}, \quad (3.4.2)$$

où T_{ocean} est la température prise dans chaque bassin à 550 m de profondeur et à 61°S. Ce point a été choisi, d'une part, parce qu'il correspond aux variations représentatives de la

Tab. 3.4.1: Tableau des paramètres utilisés pour la variable α pour le calcul de la paramétrisation de la fusion basale dans notre modèle.

L = LIGNE D'ÉCHOUE	
k=1	0.6 m/an
k=2	0.5 m/an
k=3	0.4 m/an
L = TALUS CONTINENTAL	
k=1,2 ou 3	0.5 m/an
L = ENTRE LA LIGNE D'ÉCHOUE ET LE TALUS CONTINENTAL	
k=1	$-1.1 + \exp\left(\frac{800\,000 - d_{\text{talus}}}{331\,805}\right)$ m/an (1)
k=2 ou 3	$-1.1 + \exp\left(\frac{500\,000 - d_{\text{talus}}}{176\,963}\right)$ m/an (2)
où d_{talus} est la distance en mètres par rapport au talus continental (Figure 3.4.4)	
(1) regel à 800 km du talus et fusion basale de 5 m/an à 200 km du talus	
(2) regel à 520 km du talus et fusion basale de 5 m/an à 200 km du talus	

chaleur de l'océan sur des cycles glaciaires-interglaciaires et, d'autre part, parce qu'à cette profondeur, l'eau est susceptible de circuler sous les plates-formes de glace flottante. T_{0k} et T_{DMG} sont deux paramètres qui représentent respectivement la température océanique actuelle et celle du DMG. β est donc proche de zéro au DMG et de un au présent (voir tableau 3.4.2).

Tab. 3.4.2: Tableau des paramètres T_{0k} et T_{DMG} utilisés pour la variable β , intervenant dans le calcul de la fusion basale dans notre modèle.

$T_{0k}(k)$	k=1	3.62°C
	k=2	3.68°C
	k=3	3.79°C
$T_{DMG}(k)$	k=1	2.17°C
	k=2	2.11°C
	k=3	2.12°C

Chapitre 4

Comparaison modèle-données en Antarctique : climat glaciaire et climat actuel

Avant d’entreprendre l’étude de la variabilité climatique aux échelles de 1000 à 100 000 ans, il est important de comparer la réponse du modèle en terme de température et de taux d’accumulation par rapport aux données. Nous allons comparer dans ce chapitre les résultats des champs climatiques simulés par le modèle CLIMBER couplé à GRISLI avec les données existantes en Antarctique. L’effet et la difficulté du couplage pourra être perceptible. GREMLINS n’est pas inclu car nous souhaitons avant tout étudier les rétroactions CLIMBER-GRISLI et limiter les rétroactions de la calotte de glace groenlandaise sur le climat. Une attention particulière sera portée sur les champs climatiques utilisés dans le couplage entre les deux modèles. Nous examinerons les différences entre le DMG et l’Actuel. La deuxième partie de ce chapitre concerne les biais du modèle par rapport aux observations dont nous tenterons d’identifier l’origine.

4.1 Comparaison modèle-données

4.1.1 Bilan de masse en Antarctique

Les variables intervenant dans le calcul du bilan de masse du modèle antarctique, GRISLI, sont les températures moyennes de surface de l’air annuelles et estivales (été

austral), ainsi que les précipitations neigeuses annuelles et les températures océaniques à environ 550 m de profondeur et à 61°S (voir chapitre 3). Dans cette section, nous allons comparer ces différentes variables simulées par notre modèle avec les observations du climat actuel.

Plusieurs jeux de données existent [Comiso, 2004; Vaughan et al., 1999]. Nous avons choisi d'utiliser les réanalyses ERA-40 du centre européen de prévision climatique ECMWF [Uppala et al., 2005] pour les comparaisons avec le bilan de masse en surface (accumulation-ablation) de la calotte. Ces réanalyses sont obtenues à partir de radiosondages dans l'atmosphère entre les années 1980 et 2000. Elles couvrent toute la surface englacée de l'Antarctique grâce à l'interpolation réalisée par le modèle numérique du centre européen. Les mesures des stations [EPICA, 2004; Petit et al., 1999], plus fines, viendront compléter ces informations.

4.1.1.1 Température

Les cartes de température issues des réanalyses ERA-40 (Figure 4.1.1) montrent que les moyennes annuelles sont très froides à l'intérieur du plateau continental (environ -50°C), avec une hausse de 20 à 25°C en saison chaude. Les figures 4.1.2 représentent les températures annuelles de l'air à la surface de la glace simulées par le modèle CLIMBER-GRISLI. Les températures interpolées sur le modèle de glace mettent en évidence une structure différente de celle obtenue à partir des réanalyses (Figures 4.1.1 et 4.1.2). Une zone plus chaude se situe au-dessus du plateau glaciaire du Ross (-5 à 0°C en été contre -10 à -5°C selon les réanalyses) et sur les terres de Victoria (-15°C jusqu'à plus de 0°C en été alors que les réanalyses vont de -25 à -10°C); une zone plus froide se trouve sur le reste du plateau continental, la Péninsule Antarctique et la Terre d'Ellsworth (-15 à -10°C en été, soit 5°C plus froid que les réanalyses), à l'Ouest du continent. Ces figures montrent que les températures ne suivent pas exactement la même structure que celles des réanalyses (Figures 4.1.1), mais que l'amplitude du contraste saisonnier est respectée. En effet, les températures estivales sont environ 20°C plus chaudes que les températures annuelles.

Le modèle CLIMBER (Figure 4.1.3) simule également les deux zones, une froide et une autre chaude, concordantes avec la structure de températures reproduite par le modèle CLIMBER-GRISLI (Figures 4.1.2). Cette figure montre que les biais de température observés avec le modèle CLIMBER-GRISLI, sont similaires avec ceux simulés par CLIMBER

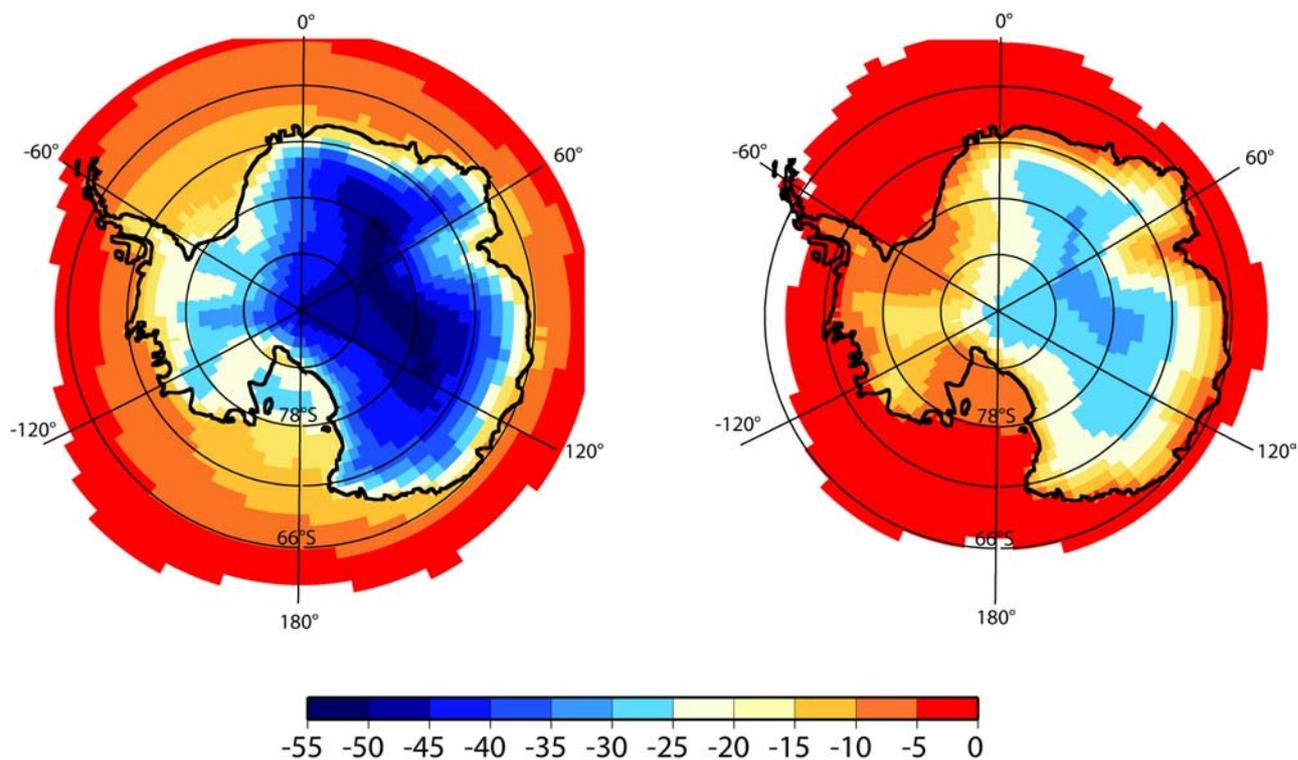


Fig. 4.1.1: Températures annuelles en °C (gauche) et estivales (droite) à 2 m au-dessus du sol issues des réanalyses ERA-40. Les températures représentent la moyenne des années 1980 à 2000.

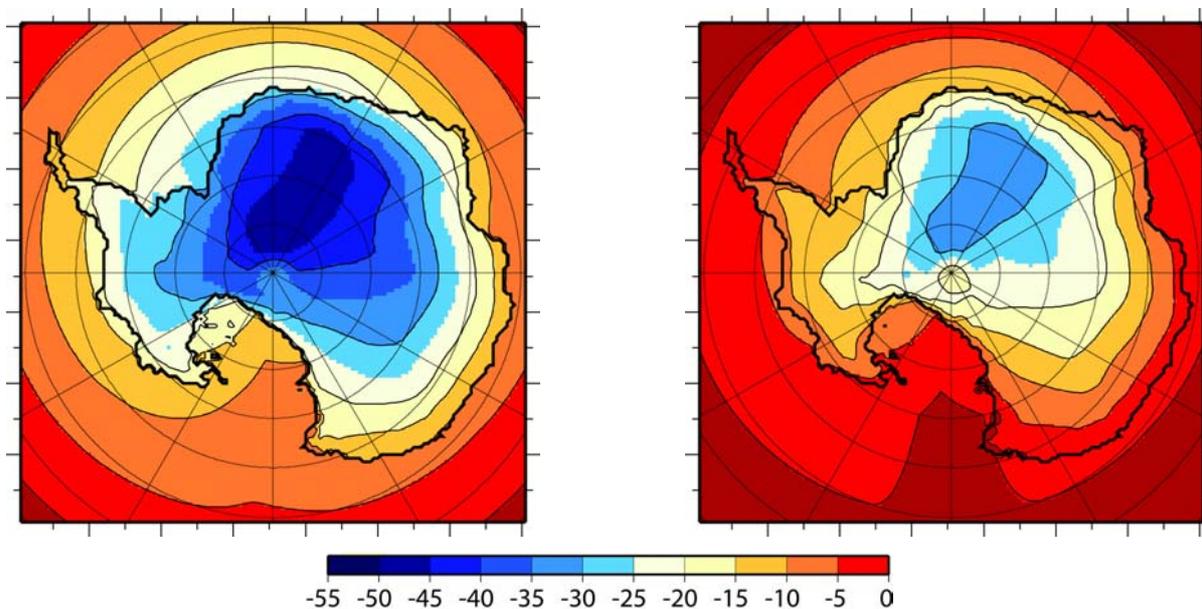


Fig. 4.1.2: Températures de l'air à la surface du sol (en °C) annuelles (gauche) et estivales (droite) simulées par le modèle CLIMBER-GRISLI.

seul, notamment près de la mer de Ross. Ainsi, en comparaison des réanalyses ERA-40 (Figure 4.1.4), les différences de températures estivales sont plus faibles qu'en moyenne annuelle. Les zones d'extrema de température sont étendues à la côte Est du continent,

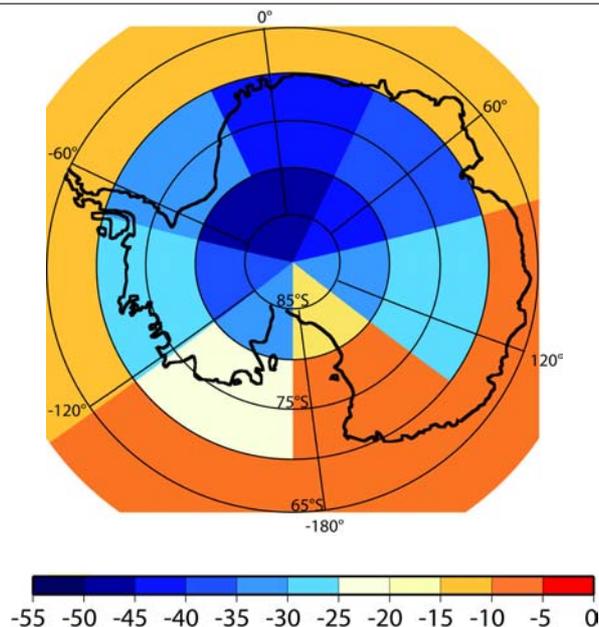


Fig. 4.1.3: Températures annuelles de l'air à la surface du sol (en °C) simulées par le modèle CLIMBER seul.

vers la mer de Ross, avec une différence de 10 à 20°C en moyenne annuelle (Figure 4.1.4). L'extrema opposé concerne la région des terres d'Ellsworth et de Marie Byrd, à l'Ouest du continent, avec des températures atteignant -10 à -5°C en moyenne annuelle (Figure

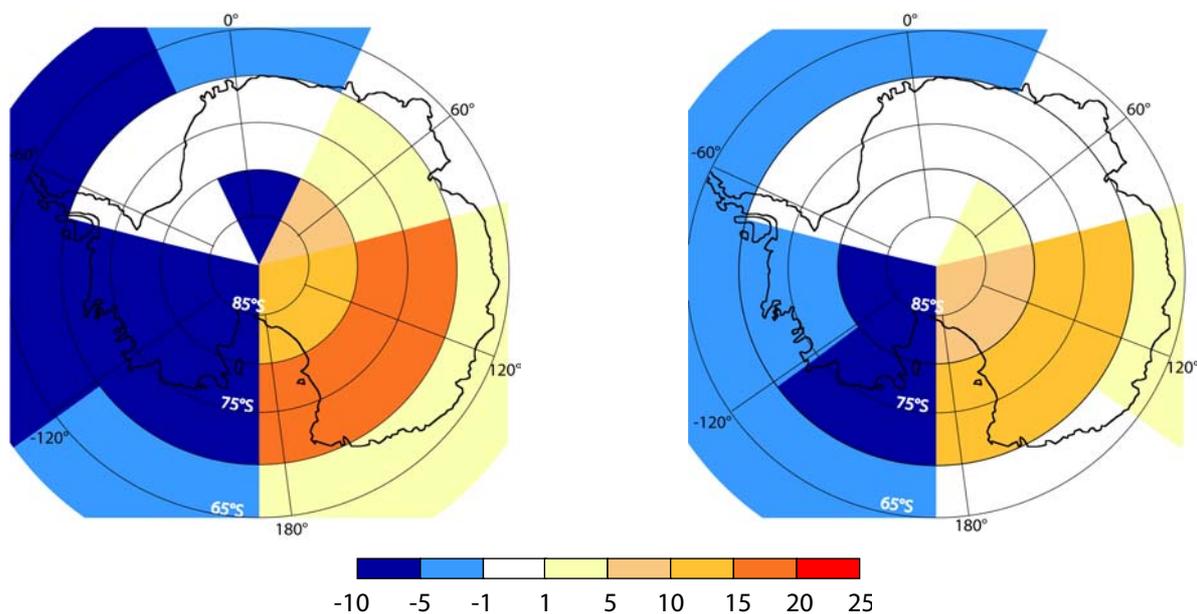


Fig. 4.1.4: Différence entre les températures annuelles de l'air à la surface du sol simulées par CLIMBER-GRISLI et obtenues par les réanalyses ERA-40 (en °C). A gauche, la carte montre la différence de température annuelle et à droite, la différence de température estivale.

4.1.4).

En moyenne estivale, le contraste de température est moins marqué : nous trouvons des

biais froids de CLIMBER de -10 à -1°C à l'Ouest du continent alors qu'à l'Est les biais chauds s'échelonnent entre 5 et 15°C (Figure 4.1.4).

La lecture du tableau 4.1.1 permet de préciser les biais de température existants sur la calotte. Tout d'abord CLIMBER-GRISLI calcule une température annuelle ou estivale plus chaude que celle indiquée par les mesures des stations étudiées. De plus, les différences les plus faibles entre les mesures et les simulations se situent en Antarctique de l'Ouest et en Terre de la Reine Maud tandis que les plus fortes se situent au pôle et à l'intérieur du plateau continental. En effet, pour les stations Byrd, Siple et Dôme F, les différences de température, entre mesures et modèle, sont comprises entre 2.8 et 11.4°C en moyenne annuelle. Pour les stations Pôle Sud, Vostok et Dôme C, les différences de température sont comprises entre 18.5 et 24.3°C . Pour toutes ces stations, l'écart le plus faible entre modèle et données se produit en été. Ainsi, le biais en température est essentiellement marqué sur la moyenne annuelle et est donc lié à la composante hivernale, quand la glace ne reçoit pas l'énergie émise du Soleil.

Par ailleurs, les variations entre la moyenne annuelle et la moyenne estivale entre les mesures et le modèle donnent des résultats plus satisfaisants (Tableau 4.1.1). Ces variations sont toutes plus faibles pour le modèle sauf pour la station Byrd qui suit un comportement différent par rapport aux autres stations. Par ordre croissant, les différences entre

Tab. 4.1.1: Comparaisons des températures de surface entre les observations de 1995 à 1957 pour les plus longues obtenues par Jacka and Budd [1998] et Fujita and Abe [2006] pour plusieurs stations en Antarctique et celles calculées par le modèle CLIMBER-GRISLI aux mêmes sites. Comparaisons des moyennes annuelles et estivales (décembre-janvier-février). Les deux dernières colonnes représentent les variations entre les moyennes annuelles et estivales.

Stations	TEMPÉRATURE ANNUELLE ($^{\circ}\text{C}$)		TEMPÉRATURE ESTIVALE ($^{\circ}\text{C}$)		VARIATION DE TEMPÉRATURE ($^{\circ}\text{C}$)	
	Mesures	Modèle	Mesures	Modèle	Mesures	Modèle
Pôle Sud	-49.3	-30.8	-32.2	-15.0	-17.1	-15.8
Vostok	-55.3	-34.0	-36.2	-20.2	-19.1	-13.8
Dôme C	-53.8	-29.5	-25.0	-15.7	-28.8	-13.8
Dôme F	-56.8	-45.4	-38.3	-31.8	-18.5	-13.6
Byrd	-28.1	-25.3	-16.2	-11.4	-11.9	-13.9
Siple	-24.6	-15.0	-14.3	-5.3	-10.3	-9.7

moyenne annuelle et estivale sont les suivantes : 0.6°C pour Siple, 1.3°C pour Pôle Sud,

4.9°C pour Dôme Fuji, 5.3°C pour Vostok et 15.0°C pour Dôme Concordia. La station Byrd, quant à elle, possède une variation de température de 2.0°C plus froide dans le modèle par rapport aux mesures. Cette différence provient d'une hétérogénéité dans les données ou par la position particulière de la station Byrd. En effet, dans le modèle, la station Byrd se situe au-dessus d'une zone de fusion basale, où les vitesses d'écoulement viennent déstabiliser la station. Ceci peut expliquer la sensibilité de la température à des changements d'altitude. Ainsi la station Dôme C se démarque des autres stations avec une différence entre moyenne annuelle et estivale non négligeable.

Par rapport aux réanalyses ERA-40 (Figure 4.1.1), les températures des carottes de glace sont en moyenne plus froides jusqu'à 5°C de différence en moyenne annuelle et estivale.

Quels processus peuvent induire une si forte surestimation hivernale de CLIMBER et CLIMBER-GRISLI, surtout à l'intérieur du continent ? Nous reviendrons à la fin de ce chapitre sur l'analyse détaillée de ce biais.

4.1.1.2 Accumulation

Les réanalyses montrent qu'il ne neige quasiment pas sur le plateau antarctique alors que les accumulations sur la Péninsule peuvent atteindre plus de 1 m/an (Figure 4.1.5 a). Comme le montre la figure 4.1.5 c, les accumulations neigeuses de CLIMBER sont trop faibles sur le plateau, à l'Est du continent, et sur la région de Marie Byrd à l'Ouest. Sur la Péninsule Antarctique, l'accumulation neigeuse simulée par CLIMBER varie entre 0.2 et 0.5 m/an contre 0.7-1.2 m/an pour ERA-40. Les zones bleues de la figure 4.1.6 identifient les régions de faibles précipitations pour CLIMBER-GRISLI par rapport aux réanalyses. Ainsi, le modèle est plus humide vers le Pôle Sud, à l'Est du continent, au-dessus de la plate-forme du Ronne, et sur le territoire de la Reine Maud, à l'Est ; toutes les autres régions sont trop sèches, y compris toutes les larges étendues côtières du continent à l'exception de la région de Weddell. La structure de l'accumulation sur l'Antarctique est similaire aux données dans le modèle CLIMBER-GRISLI à l'exception de la Péninsule Antarctique (Figures 4.1.5 a et b). L'observation des cartes de la figure 4.1.5 montre que les grandes structures du taux d'accumulation simulé par CLIMBER-GRISLI sont cohérentes avec celles données par les réanalyses.

Le rapport des précipitations issu du tableau 4.1.2 entre CLIMBER-GRISLI et les données des forages montre que seules les stations Pôle Sud et Dôme Concordia possèdent un

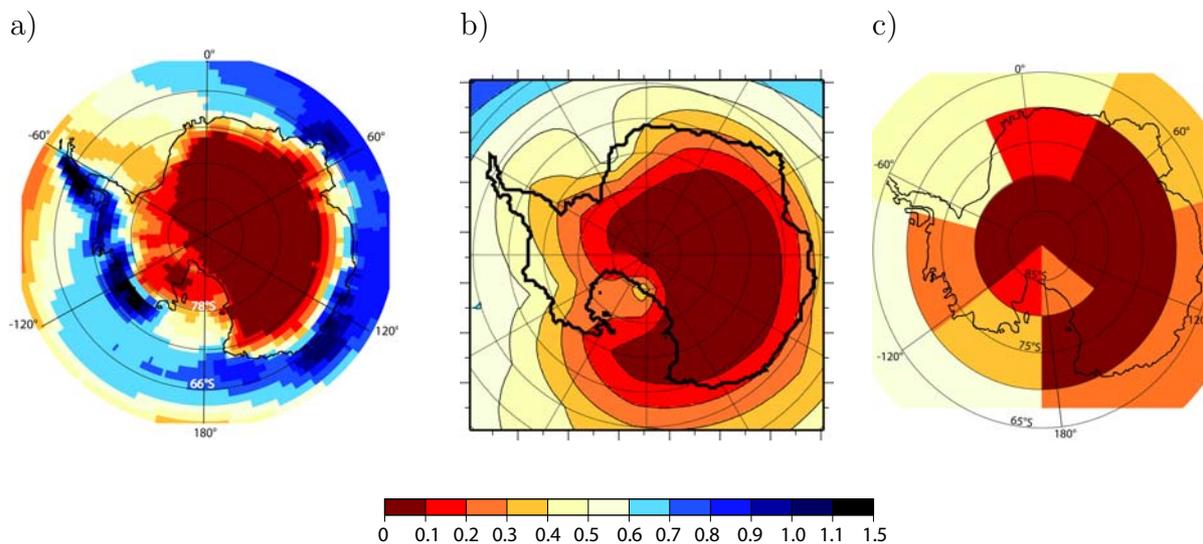


Fig. 4.1.5: a) Accumulation neigeuse (en m/an) issue des réanalyses ERA-40. Les moyennes sont prises entre les années 1980 et 2000. b) Précipitations annuelles neigeuses (m/an) pour le modèle couplé CLIMBER-GRISLI et en c) l'équivalent pour le modèle CLIMBER seul.

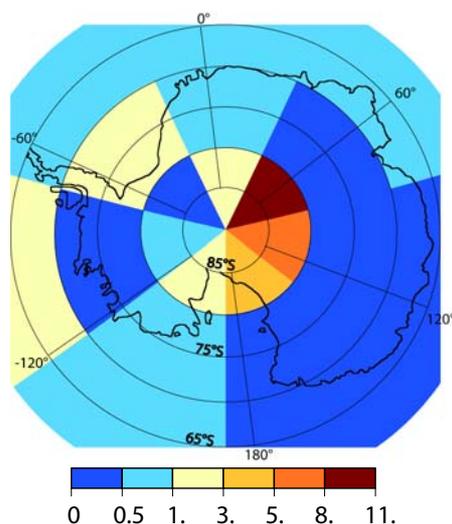


Fig. 4.1.6: Rapport des précipitations neigeuses entre CLIMBER-GRISLI et ERA-40.

rapport inférieur à 1. Ainsi, pour ces stations, les précipitations simulées dans le modèle sont plus faibles que celles indiquées par les mesures. En ce sens, ce résultat contredit les réanalyses ERA-40 (Figures 4.1.5 a et 4.1.6). A l'inverse, et toujours en contradiction avec ERA-40, l'accumulation est plus élevée dans le modèle CLIMBER-GRISLI que celle enregistrée aux stations Byrd, Siple, Vostok et Dôme F.

Tab. 4.1.2: Accumulations (en m_{glace}/an) mesurées dans différentes stations en Antarctique et simulées par CLIMBER-GRISLI. La dernière colonne correspond aux rapports des précipitations entre le modèle et les mesures.

STATIONS	Mesures	CLIMBER-GRISLI	Rapport
PÔLE SUD	0.082 ^a	0.065	0.8
VOSTOK	0.0219 ^b	0.05	2.3
DÔME C	0.031 ^c	0.	0.
DÔME F	0.0333 ^d	0.066	2.0
BYRD	0.10-0.12 ^e	0.254	2.1-2.6
SIPLE	0.092-0.135 ^f	0.239	1.8-2.6

^a[Legrand and Kirchner, 1990]

^b[Petit et al., 1999]

^c[EPICA, 2004]

^d[Watanabe et al., 2003]

^e[Hammer et al., 1994]

^f[Hamilton, 2002; Taylor et al., 2004]

4.1.1.3 Température océanique

Le *National Oceanographic Data Center*¹ a réalisé une base de données océaniques, le *World Ocean Atlas 2005* [Locarnini et al., 2006; Conkright et al., 2001], obtenue à partir d'une compilation de données océaniques interpolées sur l'océan mondial. Les températures océaniques à 550 m et à 61°S, utilisées dans notre modèle pour le calcul de la fusion

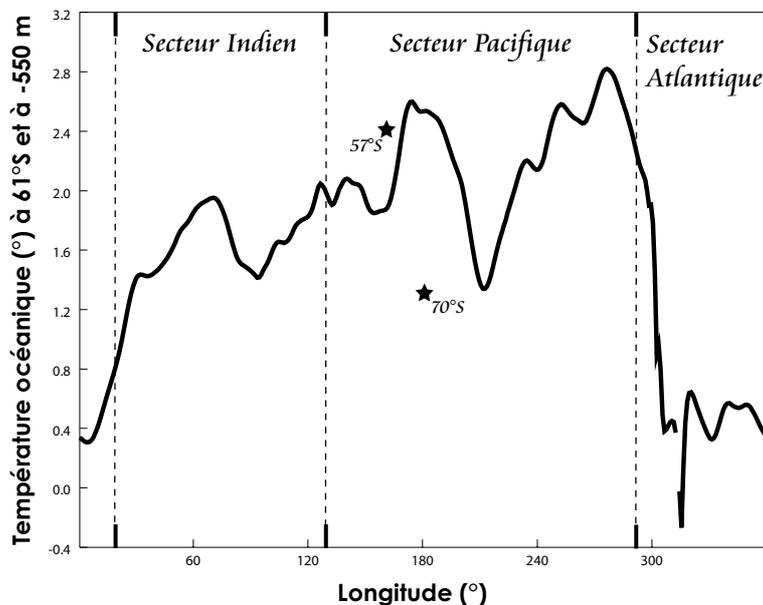


Fig. 4.1.7: Température océanique à 61°S et à 550 m de profondeur. Les données de la courbe proviennent de Conkright et al. [2001] et les étoiles viennent de la mission "Érebus".

¹www.nodc.noaa.gov

sous les plates-formes de glace, sont comparées aux données issues de cette base mais aussi à des données locales obtenues par l'expédition "Érebus" de Jean-Louis Etienne durant l'été austral 1994 (autour de la mer de Ross, figure 4.1.7). Au niveau du bassin Est Pacifique, la latitude 61°S coupe le Courant Circumpolaire Antarctique [Rintoul et al., 2001]

Tab. 4.1.3: Comparaisons entre les températures annuelles océaniques à 550 m et à 61°S pour le NODC, pour la mission "Érebus" et calculées par CLIMBER-GRISLI.

Océans	NODC	Érebus	CLIMBER-GRISLI
Atlantique	[0.5-1.0]	-	3.9
Indien	[1.5-2.0]	-	4.0
Pacifique	[1.5-3.0]	-	4.2
70°S;179°W	1.3	1.3	2.8
44°S;148°E	8.7	9.0	9.2
57°S;162°E	2.8	2.4	4.5
77°S;165°E	-1.7	-1.9	-0.2

alors que dans les autres bassins, ce courant circule plus au nord que 61°S.

La lecture du tableau 4.1.3 montre que la température océanique calculée par CLIMBER est de 2 à 3°C trop chaude dans les différents bassins océaniques.

4.1.1.4 Les variations de température et d'accumulation entre le DMG et l'Actuel

La section précédente nous a permis de mettre en évidence que CLIMBER ne permettait pas de reproduire parfaitement les températures et les taux d'accumulation au-dessus de la calotte. Ainsi le bilan de masse simulé par le modèle ne s'accorde pas complètement avec les observations. Dans cette partie, nous allons comparer les différences de température calculées par le modèle CLIMBER-GRISLI et le rapport d'accumulation entre le climat du DMG et le climat actuel. Nous étairons ces résultats avec les données issues des carottages dans la glace et dans les sédiments marins.

Températures de surface continentale La lecture du tableau 4.1.4 nous indique que les données et le modèle CLIMBER-GRISLI enregistrent ou simulent un climat plus sec et plus froid au DMG qu'à l'Actuel. Les variations de température entre le DMG et l'Actuel sont du même ordre de grandeur pour les cinq stations citées dans le tableau 4.1.4 et

couvrant l'Antarctique, alors que le modèle prévoit des variations de température plus fortes en Antarctique de l'Ouest (Siple et Byrd). De plus, 34 et 54% des variations de température à l'Est de l'Antarctique sont reproduites par CLIMBER-GRISLI alors qu'à l'Ouest, ce modèle surestime ces variations d'un facteur 2 environ ($\times 2.1$ et $\times 1.7$).

Tab. 4.1.4: Comparaisons des variations de température annuelle de surface (en °C) et des rapports d'accumulation, calculés entre le DMG et le climat actuel.

STATIONS	DONNÉES		CLIMBER-GRISLI	
VOSTOK ^a	-8.12° C	0.51	-4.4° C	1.11
DÔME C ^b	-9.0° C	0.47	-4.8° C	0.52
DÔME F ^c	-8.30° C	0.52	-2.8° C	0.76
SIPLE ^d	-9.7° C	0.33	-20.1° C	0.44
BYRD ^e	-7.5° C	0.25	-13.1° C	0.64

^a[Petit et al., 1999]

^b[EPICA, 2004; Schwander et al., 2001]

^c[Watanabe et al., 2003]

^d[Hamilton, 2002; Taylor et al., 2004]

^e[Johnsen et al., 1972; Hammer et al., 1994]

Accumulation neigeuse Par ailleurs, modèle et données s'accordent sur les variations d'accumulation en ce sens que les précipitations au DMG sont plus faibles qu'à l'Actuel. La situation est inverse pour la station Vostok à l'Est du continent, où l'accumulation simulée est plus importante au DMG par rapport à l'Actuel. Dans les données, les rapports de précipitation à l'Ouest du continent sont plus faibles que ceux à l'Est, l'écart entre les précipitations au DMG et à l'Actuel est ainsi très important à l'Ouest du continent. Ce résultat se retrouve seulement à la station Siple dans le modèle et non à Byrd, comme c'est le cas dans les données. Par ailleurs, la station Byrd présente l'écart le plus important entre données et modèle, soit d'un facteur 2.6 par rapport aux données. A titre d'exemple, les autres stations, mis à part Vostok, ont des rapports de précipitation

Ainsi, ces résultats identifient les biais propres à CLIMBER-GRISLI : sur le plateau continental, les variations de température, entre le DMG et l'Actuel, sont trop faibles d'environ 50% par rapport aux données et les variations de précipitations sont quasiment nulles par rapport aux accumulations issues des forages ; sur les terres de la Reine Maud, les variations de température sont également trop faibles, d'environ 66%, alors que les variations d'accumulation concordent avec les données sauf à Vostok, où les précipitations

sont plus importantes au DMG qu'à l'Actuel ; enfin, à l'Ouest, les variations de température sont surestimées, d'un facteur 2, ainsi que les variations d'accumulation (d'un facteur entre 1.3 et 2.6).

Température océanique Au DMG, les températures océaniques à 550 m et à 61°S calculées pour le couplage, sont plus froides, respectivement de 0.7 (Atlantique et Indien) et 0.9°C (Pacifique). En l'absence d'estimation de température à cette profondeur au DMG, nous allons comparer les variations de température, entre le DMG et l'Actuel au niveau de la surface et du fond océanique.

Waelbroeck et al. [2002] mesurent le rapport $\delta^{18}\text{O}$ de l'oxygène isotopique issu des foraminifères benthiques. La carotte MD 94-101 (2920 m de profondeur), située dans l'océan indien à 42°30S et à 79°E, donne la différence de température du fond océanique (DMG - Actuel) d'environ 2.5°C alors que CLIMBER-GRISLI calcule une différence de 0.7°C (à 41.25°S et à -2750 m). Cette unique valeur de température profonde ne permet pas d'aggréger une valeur pour tout le bassin zonal Indien de CLIMBER mais donne une idée de la variation de température au fond de l'océan.

Le figure 4.1.8 nous indique que le modèle reproduit raisonnablement les variations de température océanique de surface entre le DMG et le climat actuel. Notamment, l'isoline -0.5°C est superposable avec les données issues des diatomées pour les bassins Indien et Pacifique. Pour le bassin Atlantique, cette isoligne ainsi que celle à -2°C demeurent à environ 10° de latitude trop au sud dans le modèle. En Atlantique, à 50°S, les données montrent que l'isoline -4°C caractérise cette région tandis que le modèle calcule une isoligne de -2°C. Toutefois, dans les autres bandes de latitude, le modèle CLIMBER-GRISLI calcule des variations de température océanique australe de surface concordantes avec les données. Il est utile de souligner que cette remarque ne préjuge pas des variations de température de sub-surface à 550 m et à 61°S. En effet, ces températures dépendent de la circulation océanique dans le modèle. Néanmoins, la bonne reproduction des variations de température océanique de surface donne confiance pour celles de sub-surface. De plus, les variations de températures océaniques du fond océanique indien sont sous-estimées dans notre modèle. Ces conditions sont nécessaires mais non suffisantes pour conclure sur la validité des variations de température océanique utilisées dans le modèle.

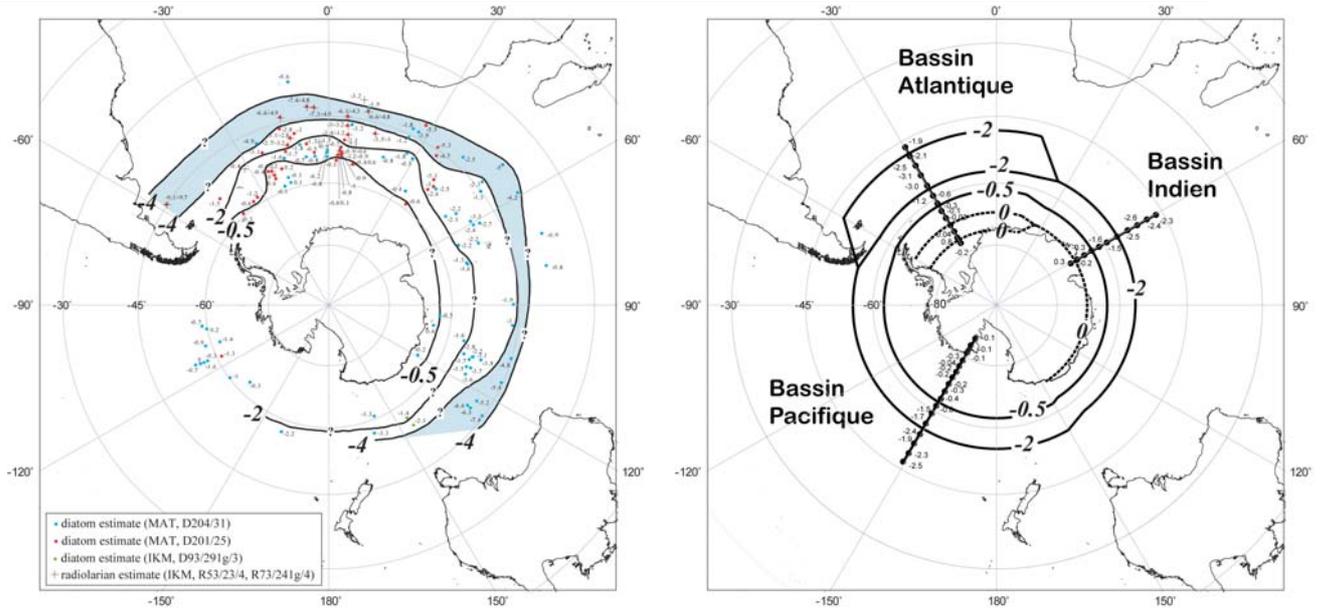


Fig. 4.1.8: Estimation des anomalies (DMG-Actuel) de SST estivales à partir des diatomés [Gersonde et al., 2005] et isothermes d’anomalies moyennes (à gauche). Anomalies des températures océaniques à 25 m de profondeur, simulées par le modèle CLIMBER-GRISLI (à droite).

4.2 Quelques hypothèses pour remédier aux biais du modèle

A la lecture de ce chapitre, nous avons montré qu’il existait des biais importants dans le modèle CLIMBER. Ce paragraphe s’attache à apporter quelques explications sur ces biais et à donner quelques hypothèses supplémentaires pour essayer de les réduire.

4.2.1 Le biais chaud de CLIMBER

Le relief antarctique, vu à la résolution de CLIMBER, engendre un biais chaud au niveau de la maille située à cheval sur la pointe Est du continent et sur la moitié de la plate-forme de glace flottante du Ross (Figure 4.1.3). Différentes pistes peuvent être abordées pour résoudre ce problème et sont développées dans la suite.

4.2.1.1 Réduire la maille atmosphérique

Une solution serait de réduire la résolution spatiale du modèle de climat pour obtenir un relief moins lissé. Par exemple, dans la version actuelle, le relief près de la mer de Ross, est issu de la moyenne entre les hauts reliefs du plateau continental et les bas reliefs

de la plate-forme de Ross. En effet, la maille CLIMBER moyenne l'altitude du plateau continental (plus de 2000 m) avec la hauteur de la plate-forme flottante au-dessus de la mer (moins de 50 m) (Figure 0.0.1). Il en résulte une altitude moyenne qui ne distingue plus ce fort contraste de relief. Il pourrait y avoir une paramétrisation sous-maille qui prendrait mieux compte du relief. Si la résolution était divisée d'un facteur 2, cette région aurait une structure de relief radicalement différente, et ainsi, la température calculée sur la nouvelle maille (i.e. avec un relief plus haut) serait plus froide. Or ce modèle a été conçu et validé avec la résolution atmosphérique de 51° en longitude et 10° en latitude. Tous les mécanismes de la dynamique atmosphérique ne sont pas explicitement représentés. L'effet des perturbations synoptiques, par exemple, sur la dynamique atmosphérique à grande échelle est paramétré en fonction de cette résolution. Ainsi, changer la résolution atmosphérique se traduit par une nouvelle validation du modèle, qui n'est pas envisageable dans le cadre de cette thèse.

4.2.1.2 Inversion de température

Observations La structure de température dans l'atmosphère montre que les températures diminuent avec l'altitude, du moins dans la troposphère. Dans les régions continentales couvertes de glace, le profil vertical de température suit un autre comportement en raison d'une basse atmosphère plus chaude que la surface. Connolley [1996] et Philpot and Zillman [1970] observent, en effet, une inversion de température dans la couche limite au-dessus de Vostok à partir de données de radiosondages.

Plus récemment, Hudson and Brandt [2005] réalisent le même type d'étude pour la station Pôle Sud et parviennent à la même conclusion. La figure 4.2.1 illustre l'évolution de cette inversion de température au cours de l'année. Au lieu de mesurer une décroissance de la température avec l'altitude, Hudson and Brandt [2005] et Connolley [1996] mesurent une augmentation de température sur quelques centaines de mètres dans l'atmosphère, cette inversion étant plus forte pendant l'hiver austral (Figure 4.2.1) : -34°C en hiver austral et seulement -15°C en été austral. Hudson and Brandt [2005] et Connolley [1996] attribuent ce phénomène à l'aridité du plateau continental.

Le modèle CLIMBER, lui, ne reproduit pas cette inversion de température (Figure 4.2.2) car il manque des processus pour reproduire un tel phénomène, ce qui peut expliquer que la température modélisée sur le secteur 75°S , 160°E est trop élevée. Par exemple, la température estivale actuelle simulée varie de -5 à 0° sur ce secteur (Figure 4.1.3), soit 10

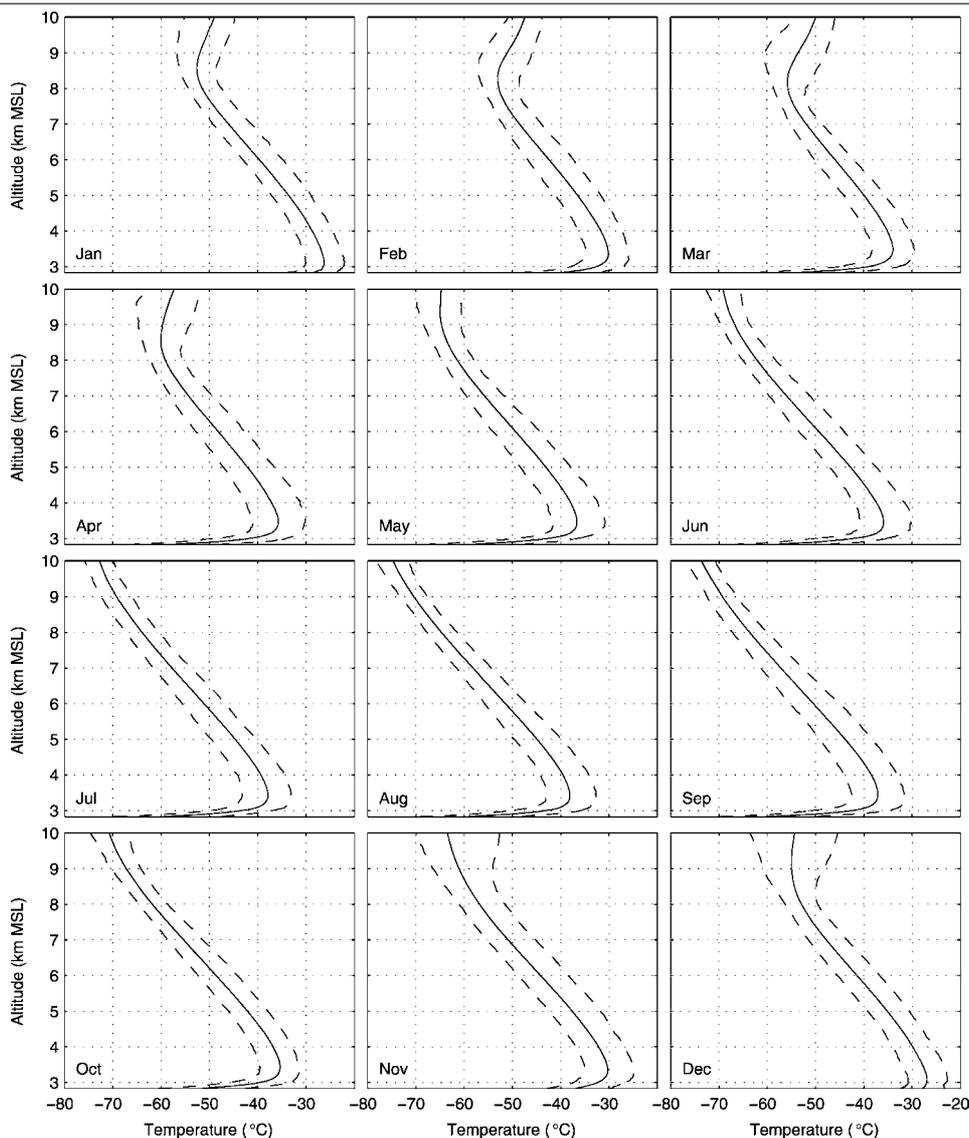


Fig. 4.2.1: Profil de température moyenne atmosphérique au Pôle Sud au cours de l'année entre 2 m au-dessus de la surface (altitude de la station 2850 m) et 10 km [Hudson and Brandt, 2005]. Les lignes en pointillés représentent les 10^{eme} et 90^{eme} pourcentiles de la température à chaque altitude. Ces données proviennent d'une compilation entre 1994 et 2003.

à 15°C de plus que la température donnée par les réanalyses. La température estivale est donc très proche du point de fusion. D'ailleurs d'après la figure 4.2.2, la température au mois de décembre est égale à 2°C. Cette région apparaît donc en régime d'ablation.

Expériences : J'ai tenté avec le modèle CLIMBER-GRISLI de reproduire l'inversion de température avec différentes hypothèses. Philpot and Zillman [1970] définissent l'intensité de l'inversion de température I , mesurée par

$$I = T_S - T_M,$$

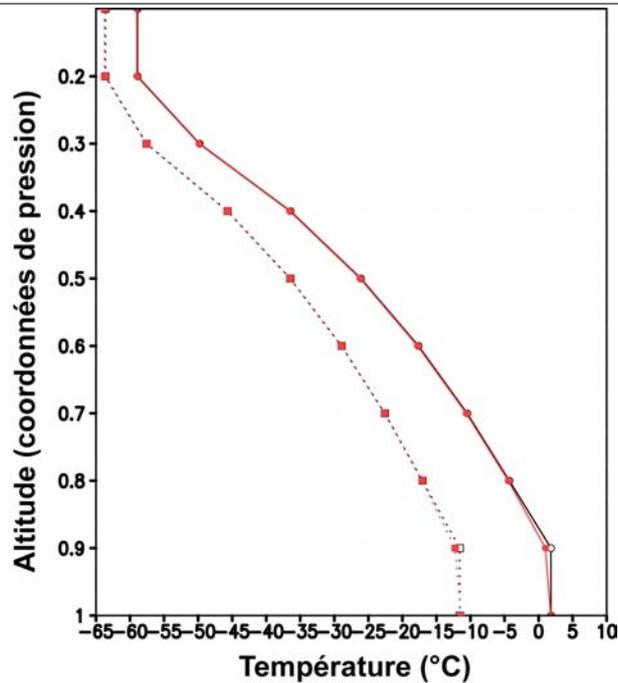


Fig. 4.2.2: Profil de température (en degrés) en fonction des 10 niveaux verticaux (niveaux uniformes de coordonnées de pression) au-dessus du secteur chaud, à 75°S et 160°E. En trait plein, le profil vertical au mois de décembre et en pointillés, le mois de juillet. Les courbes noires représentent l'expérience standard et celles en rouge, l'expérience reprenant l'hypothèse de Connolley [1996].

avec T_S la température de surface et T_M la température troposphérique maximale.

1/ L'inversion de température, telle que décrite dans Connolley [1996], est approximée par une fonction de la température en surface :

$$I = -0.37 T_S - 2.1$$

I représente la différence entre la température au point d'inflexion, T_M , de la courbe (Figure 4.2.1) et la température en surface T_S (en degrés).

Ainsi, la température corrigée T_i devient :

$$T_i = T_S - 0.37 T_S - 2.1 = 0.63 T_S - 2.1$$

Cette hypothèse permet de refroidir la surface de l'Antarctique, en particulier, le secteur de la Reine Maud (Figure 4.2.3). Par contre, cette hypothèse ne convient pas avec le modèle CLIMBER car l'inversion de température ne se produit pas, comme le montre la figure 4.2.2. En effet, d'après la paramétrisation de Connolley [1996], l'inversion de température

se met en place que si les températures sont inférieures à 6°C. Dans le cas contraire, cette paramétrisation a pour effet d'augmenter les températures de surface. Or le secteur qui

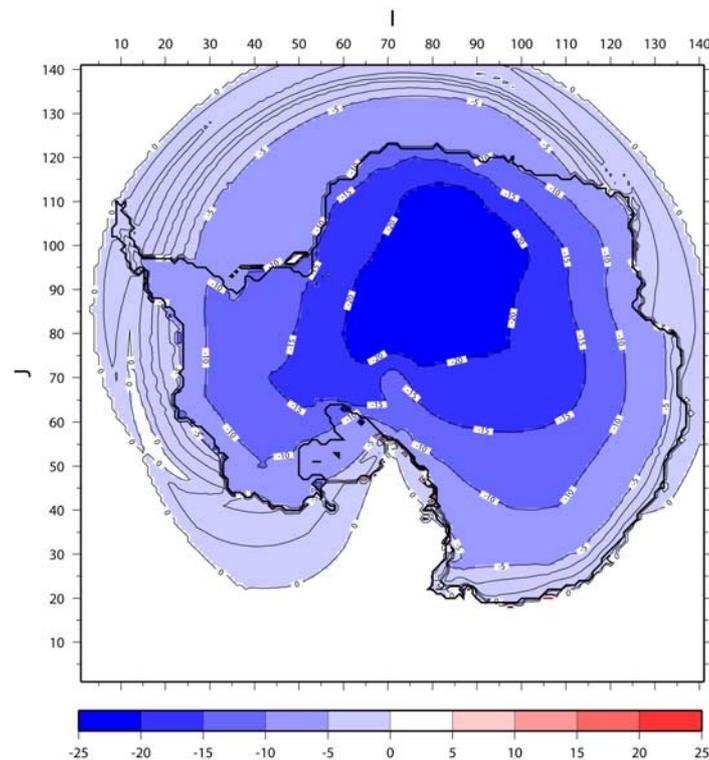


Fig. 4.2.3: Différence de la température moyenne de surface (en degrés) entre l'expérience reprenant l'hypothèse de Connolley [1996] par rapport à une expérience standard effectuée avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI et au bout de 1000 ans de simulation.

nous intéresse (75°S, 160°E) possède une température moyenne annuelle comprise entre -5 et 0°C (Figure 4.1.3). Par effet du couplage, la température n'est refroidie que de 5 à 10°C et est réchauffée jusqu'à 5°C en mer de Ross. Ainsi, la paramétrisation de Connolley [1996] est inappropriée pour notre modèle car les températures de surface à 75°S, 160°E ne sont pas suffisamment basses.

2/ J'ai également effectué d'autres expériences en définissant l'inversion de température en fonction de l'épaisseur de glace, H . Ces expériences ne s'appuient pas sur des phénomènes physiques observés en Antarctique mais visent seulement à obtenir une température de surface proche des données.

– i) J'ai appelé hypothèse 1 la paramétrisation suivante :

$$I = H / 200$$

I représente l'inversion et H l'épaisseur de glace. Le but de cette hypothèse est de définir une inversion nulle à la surface et égale à une correction de 20°C à 4000 m d'épaisseur de glace.

- ii) Dans l'hypothèse 2, on effectue l'inversion de température en Antarctique de l'Est uniquement. Celle-ci est fonction de l'altitude, S :

$$\begin{cases} I = S \times -50/2500 + 10, & \text{jusqu'à 3000 m d'altitude,} \\ I = S \times -15/1000 - 5, & \text{au-delà de 3000 m.} \end{cases}$$

Le but de cette hypothèse est de reproduire des températures très froides à l'intérieur du plateau continental, conséquence de l'inversion.

- iii) L'hypothèse 3 ne s'intéresse également qu'à l'Antarctique de l'Est. J'ai pour cela considéré deux zones distinctes dans lesquelles j'ai appliqué les paramétrisations suivantes :

$$\begin{cases} I = 10, & \text{dans la zone de la mer de Ross et au-dessus de la plate-forme,} \\ I = 25, & \text{ailleurs, c'est-à-dire en Terres de Wilkes, Adelie et Victoria.} \end{cases}$$

Cette dernière hypothèse reproduit, loin de la physique de la relation d'inversion de Connolley [1996], une température de surface en Antarctique, proche des données.

Toutes ces paramétrisations et hypothèses refroidissent les températures de surface au-dessus du plateau continental. L'hypothèse ad hoc 3 obtient des résultats plus proches des données pour le refroidissement de la température à 75°S, 160°E. Mais toutes ces hypothèses ne reproduisent pas l'amplitude de l'inversion de température mesurée en Antarctique [Hudson and Brandt, 2005; Connolley, 1996], même l'hypothèse de Connolley [1996] qui, en fait, est inadaptée avec les températures proches de zéro de CLIMBER.

De plus, la prise en compte de toutes ces paramétrisations entraîne pour les variations de température entre le DMG et l'Actuel une moins bonne correspondance en amplitude avec les données issues de la station Vostok, que dans le cas "standard" où nous n'introduisons pas de paramétrisation de l'inversion dans notre modèle². C'est en effet, ce que nous montre la courbe de température issue de notre simulation de déglaciation (Figure 4.2.4, courbe bleue).

Par ailleurs, nous trouvons seulement la moitié de la variation de température à Vostok

²La version du modèle dans ce chapitre est légèrement différente de celle du chapitre suivant.

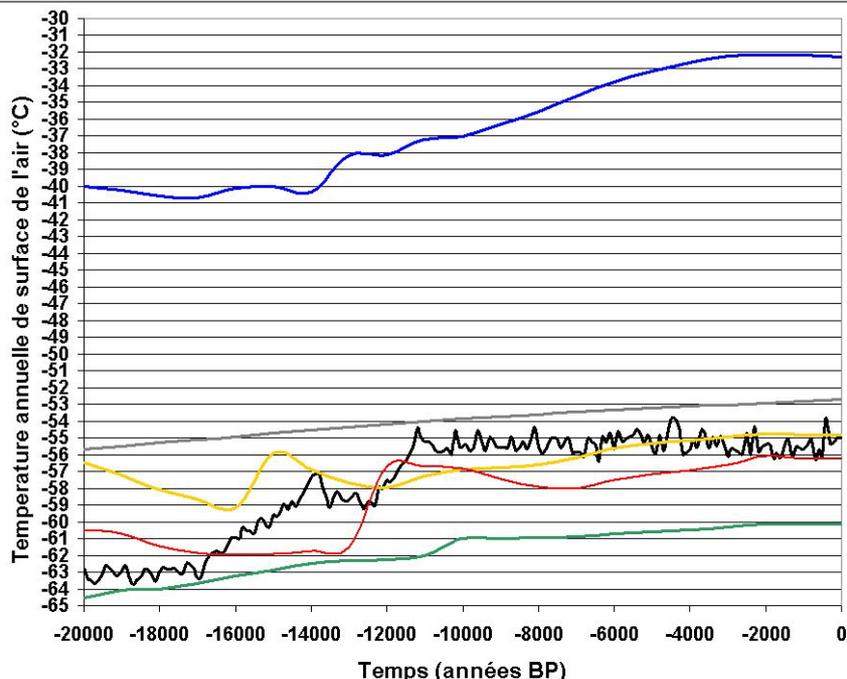


Fig. 4.2.4: Evolution de la température annuelle de surface de l'air à la station Vostok entre -20 000 ans et aujourd'hui. La courbe noire représente les données issues du carottage [Petit et al., 1999]. Pour les autres courbes, une simulation de déglaciation a été effectuée (voir chapitre suivant) avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI et la température annuelle et estivale dans le couplage est corrigée par l'hypothèse de Connolley [1996] (courbe rouge), l'hypothèse 1 (courbe jaune), l'hypothèse 2 (courbe grise) et par l'hypothèse 3 (courbe verte). La courbe bleue est issue d'une déglaciation sans aucune paramétrisation.

entre le DMG et l'Actuel (3°C par exemple, Figure 4.2.4). Cette valeur est inférieure à celle obtenue avec le modèle CLIMBER-GRISLI sans aucune paramétrisation : on obtient une variation de 4.4°C (Tableau 4.1.4). La différence entre les températures simulées entre le DMG et l'Actuel ne peut s'expliquer par une variation importante de l'altitude à Vostok puisque seulement 100 m de différence sont simulés entre le DMG et l'Actuel (ce qui correspond à environ 0.7°C de différence en température en prenant le gradient vertical de température en Antarctique de Krinner and Genthon [1998]).

4.2.1.3 Méthode perturbative

Cette méthode consiste à reconstruire les températures et les précipitations à la surface de la calotte à partir des anomalies de température et de précipitation des champs climatiques donnés par la climatologie (c'est-à-dire en fonction de la différence de température et du rapport de précipitation entre le Dernier Maximum Glaciaire, -21000 ans, et l'Actuel). Cette méthode des anomalies est couramment utilisée pour le projet PMIP³.

³<http://www.pmip2.cnrs-gif.fr/>

L'idée sous-jacente à cette méthode est de réduire les erreurs systématiques du modèle, en supposant que celles-ci sont les mêmes dans le passé et à l'Actuel.

J'ai testé cette méthode avec une expérience de dernière déglaciation (voir le chapitre suivant), entre -21000 ans et aujourd'hui. Ainsi, au cours de la simulation, la structure de température suit les contours du relief et les températures sont très froides au-dessus du plateau continental. Néanmoins, les variations de température annuelle (DMG - Actuel) obtenues par cette méthode sont égales à -2°C à Vostok. Ce résultat montre que cette méthode implique une moins bonne correspondance entre les variations de température entre le DMG et l'Actuel ($+2.4^{\circ}\text{C}$) et les variations obtenues avec le modèle CLIMBER-GRISLI en mode couplé (Tableau 4.1.4) : Avec la méthode perturbative, la variation des températures entre le DMG et l'Actuel représente que 25% de la variation issue du forage glaciaire de Vostok ; avec la méthode couplée, l'amplitude des variations de température entre passé et présent atteint 50% de celle indiquée par les données de carottage.

Les hypothèses envisagées pour tenter de réduire le biais chaud de température au-dessus de la région de la mer de Ross et de l'Est du continent diminuent le biais de température actuel. Par contre, ces hypothèses réduisent la variation de température calculée entre le DMG et l'Actuel. Dans l'étude des variations climatiques qui nous intéressent ici, il est essentiel d'avoir un bon accord entre modèle et données pour les variations DMG - Actuel. C'est pourquoi, nous choisissons d'utiliser le modèle CLIMBER-GRISLI en mode couplé et de ne pas appliquer d'hypothèses qui viseraient à réduire le biais chaud de température.

4.3 Conclusions

Ce chapitre tend à définir les biais que possèdent nos modèles, CLIMBER et CLIMBER-GRISLI, par rapport aux observations et aux archives climatiques existantes en Antarctique. Ces biais résultent pour la plupart d'un relief CLIMBER trop lissé. Cette comparaison se concentre sur les champs échangés lors du couplage entre les modèles, à savoir, les températures moyennes annuelles et estivales de surface de l'air, les précipitations annuelles et les températures océaniques près des plates-formes de glace flottante, à 61°S et à 550 m de profondeur. De plus, la comparaison s'effectue pour le climat actuel, mais aussi pour le climat glaciaire au DMG.

Ainsi, la comparaison entre ces différents champs climatiques montre que le modèle utilisé

comporte de nombreuses différences au climat actuel par rapport aux données. La variation de température entre le DMG et l'Actuel obtenue par le modèle reproduit environ la moitié des variations issues des carottages glaciaires.

Nous avons mis en évidence un important biais sur le point situé à 75°S, 160°E de CLIMBER. Notamment, cette maille reproduit des températures trop chaudes durant l'année et proches du point de fusion. Ce biais peut être réduit par des hypothèses sur l'inversion de température, non reproduite par notre modèle. Néanmoins, la prise en compte de ces hypothèses réduit encore plus la variation de température entre DMG et Actuel dans cette région, et s'éloignent ainsi d'autant plus des données.

Ainsi, aux échelles de temps glaciaires-interglaciaires qui nous intéressent ici, la meilleure façon d'appréhender le problème est de simuler les températures avec le mode couplé du modèle CLIMBER-GRISLI, malgré le biais chaud des températures sur un secteur bien particulier (75°S, 160°E). De plus, l'amplitude des variations de température et d'accumulation calculées par le modèle est relativement cohérente avec les données. C'est pourquoi, le modèle CLIMBER-GRISLI nous paraît suffisamment bien adapté à l'étude des cycles glaciaires-interglaciaires.

Chapitre 5

Etude des calottes de glace dans un contexte de déglaciation

Dans ce chapitre, nous employons le modèle GRISLI dont nous avons testé les limites par rapport aux données dans le précédent chapitre. De plus, nous utilisons le modèle GREMLINS couplé à CLIMBER, qui a été utilisé pour simuler l'entrée en glaciation à -115 000 ans [Kageyama et al., 2004] et la dernière déglaciation [Charbit et al., 2005] (-21 000 ans à aujourd'hui).

Ainsi, le développement du nouveau modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI permet d'étudier les interactions entre le climat et les calottes de glace. Ce chapitre met l'accent sur l'étude du comportement de l'Antarctique durant la dernière déglaciation. Dans le cadre de cette étude, j'ai en particulier exploité la possibilité qui m'était offerte d'évaluer, pour la première fois, avec un modèle intégré du système Terre, la contribution à la remontée du niveau des mers de l'Antarctique d'une part, mais aussi des autres calottes de l'hémisphère Nord.

5.1 La dernière déglaciation : le contexte

5.1.1 La Terre vue en climat glaciaire

5.1.1.1 Présence de larges calottes glaciaires au Nord et au Sud

Les analyses des carottes de sédiments marins et de glace montrent que la dernière période glaciaire remonte à environ -21 000 ans (cf. §1.1.2), ce qui correspond à l'étendue

maximale de glace continentale. Les reconstructions du dernier cycle glaciaire du groupe QUEEN (*Quaternary Environments of the Eurasian North project*) délimitent l’extension de la calotte de glace eurasiennne à partir de données satellites, de photographies aériennes, de données géologiques, de carottes de sédiments marins et de profils sismiques [Svendsen et al., 2004] pour l’ensemble du dernier cycle glaciaire-interglaciaire et même pour la période Saalienne (\sim -140 000 ans). Par exemple, la présence de moraines, blocs erratiques déposés en bout de langues de glace, ou de vallées en U, témoignent de la présence d’anciens glaciers. D’autre part, l’utilisation de modèles de rebond isostatique contraints par les données géologiques et géophysiques détermine l’évolution en 3-D des calottes des hémisphères Nord et Sud comme celles de Peltier [2004] ou de K. Lambeck (données disponibles avec son accord). Ainsi, l’utilisation de méthodes inverses en modélisation, contraintes par des mesures de rebond isostatique, permet de déduire une reconstruction de l’épaisseur et de l’étendue de la calotte eurasiennne [Siegert et al., 2001].

Au Dernier Maximum Glaciaire, la calotte de glace qui couvrait le Canada est appelée

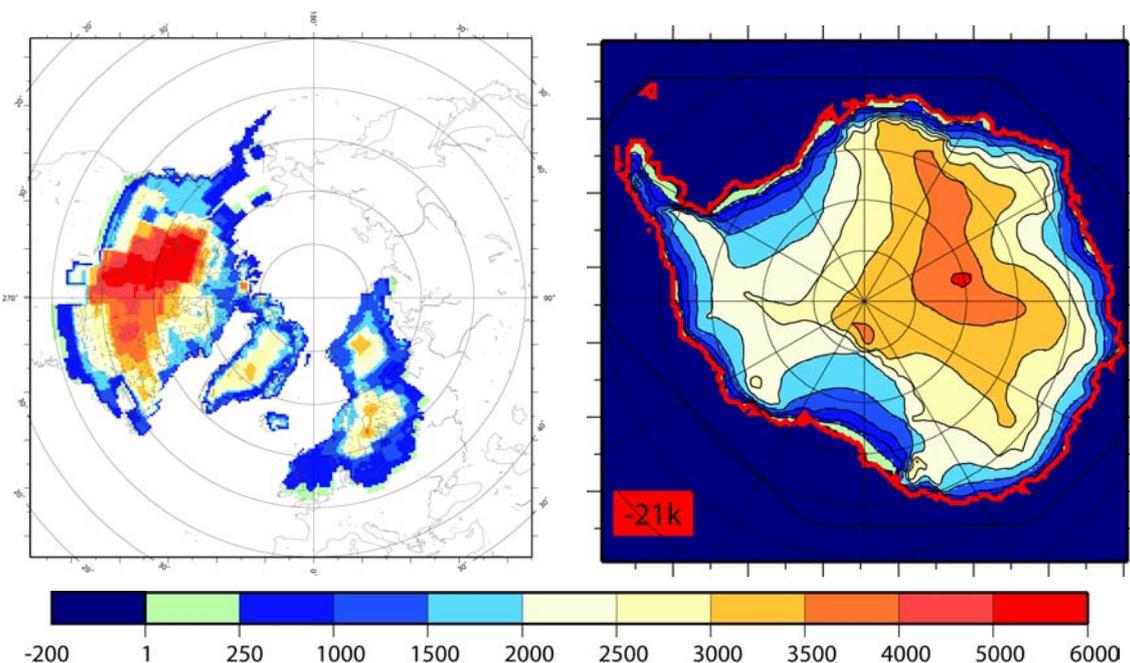


Fig. 5.1.1: Reconstruction de l’épaisseur de glace (en mètres) de ICE-5G au DMG [Peltier, 2004] sur l’hémisphère Nord (gauche) et altitude de la calotte Antarctique à l’issue d’une simulation de quatre cycles climatiques (droite).

“Laurentide”. A cette calotte s’ajoute celle couvrant les Rocheuses (“la Cordillère”). Celle qui s’étend en Europe du Nord et au Nord de la Sibérie se nomme “Fennoscandie”. D’après la nouvelle reconstruction ICE-5G de Peltier [2004], la première culmine à environ 5000 m tandis que la seconde ne dépasse pas 3000 m. En utilisant un modèle climatique de type

GCM forcé par l'ancienne reconstruction ICE-4G au DMG [Peltier, 1994], Krinner and Genthon [1998] montrent que la topographie du Groenland au DMG issue de ICE-4G [Peltier, 1994] est trop élevée, ce qui a été corrigé dans la reconstruction la plus récente, ICE-5G. En effet, dans la partie centrale, cette topographie glaciaire n'est pas cohérente avec les données glaciologiques [Cuffey and Clow, 1997]. Celles-ci suggèrent que le bilan de masse actuel [Dahl-Jensen et al., 1993] est en accord avec celui simulé par le GCM au-dessus du Groenland. Au DMG, ce bilan de masse diminue d'un facteur 3 à 4 [Cuffey and Clow, 1997] par rapport à l'Actuel tandis que le bilan de masse simulé est réduit d'un facteur 10 [Krinner and Genthon, 1998]. De plus, Raynaud et al. [1997] indiquent une plus importante pression de l'air de surface au DMG. Tous ces indices semblent confirmer que la calotte groenlandaise glaciaire issue de ICE-4G [Peltier, 1994] est trop élevée. En Antarctique, les forages à l'Est du continent [Siegert, 2003] indiquent que la calotte était moins épaisse (-200 m) qu'à l'Actuel à cause des précipitations neigeuses environ deux fois moins élevées qu'aujourd'hui. Au contraire, à l'Ouest du continent, les précipitations étaient plus importantes (Tableau 4.1.4). Pour la station Byrd, Johnsen et al. [1972] suggèrent que l'altitude était plus élevée d'environ 80 m. Au DMG (Figure 5.1.1), la glace posée remplace les zones de plates-formes de glace flottante et s'étend jusqu'au talus continental. Au cours des derniers 80 000 ans, la présence de stries et de cannelures sous les plates-formes de glace flottante témoigne de l'ancrage de cette glace flottante sur le substratum rocheux [Anderson et al., 2002].

5.1.1.2 Une circulation océanique ralentie

D'après la revue de Duplessy [2004], la convection hivernale profonde, en climat glaciaire, se forme dans l'océan Atlantique vers 50°N. La densité de ces eaux les faisaient plonger à environ 2000 m, soit environ 1000 m plus haut qu'à l'Actuel. NADW étant moins profonde, elle permet une pénétration au nord des eaux denses de l'hémisphère Sud, AABW. Par ailleurs, le refroidissement des surfaces océaniques tropicales était compris entre 1 et 2° [Pinot et al., 1999].

Pendant les phases glaciaires, la circulation thermohaline a connu des changements drastiques de régime à cause notamment, des événements de Heinrich (cf. §Chapitre I et tableau B.0.1 en annexe). En effet, la fonte liée aux décharges d'icebergs vers 40°N, provoquait une diminution de la salinité des eaux superficielles. C'est ainsi que la circulation thermohaline était ralentie, voire arrêtée. Cet état extrême, caractérisé par un quasi-arrêt

du transport d'eaux chaudes et salées vers les hautes latitudes Nord, n'est observé que pendant les événements de Heinrich. Après ces événements, la circulation reprend. D'ailleurs, Piotrowski et al. [2004] mesurent une augmentation en intensité des eaux NADW avant (entre -18 000 et -17 000 ans) et après (\sim -15 500 ans) l'événement de Heinrich numéro 1. Une autre question demeure ouverte depuis deux décennies : comment l'océan a-t-il pu absorber suffisamment de CO_2 , pour baisser de la valeur interglaciaire de 280 ppm à une valeur de 200 ppm en période glaciaire ? Le modèle dont nous disposons ne permet pas de répondre à cette question puisqu'il n'intègre pas le cycle du carbone dans le système climatique. Pour répondre à la question, Paillard and Parrenin [2004a,b] suggèrent une hypothèse développée dans le paragraphe suivant et qui a des liens avec la problématique de cette thèse.

Deux réservoirs peuvent séquestrer le carbone, une partie de la végétation et l'océan. En période glaciaire, la végétation était remplacée par les calottes de glace de l'hémisphère Nord qui recouvraient les continents jusqu'à environ $40\text{-}50^\circ\text{N}$. Ainsi la baisse de la couverture végétale implique une diminution du stockage en CO_2 . Si la végétation jouait un rôle majeur pour la teneur en CO_2 atmosphérique, les teneurs glaciaires de CO_2 devraient être plus élevées que celles d'aujourd'hui puisque les calottes glaciaires ont une plus faible étendue. Or, les données [Barnola et al., 1987; Petit et al., 1999] indiquent le contraire. Ainsi, Paillard and Parrenin [2004a,b] suggèrent que l'océan austral joue un rôle primordial dans le phénomène d'enfouissement et de relargage du carbone. Naturellement, la dégradation de la matière organique dans les océans entraîne le carbone vers les eaux profondes. En climat glaciaire, le carbone, contenu dans les eaux profondes antarctiques, est piégé car ces eaux sont tellement stratifiées qu'elles ne se mélangent pas aux eaux plus superficielles. Cependant, lors du dernier maximum glaciaire, la calotte Antarctique s'étend sur le plateau continental et ainsi la formation des eaux profondes est perturbée. Ces eaux deviennent moins denses et donc, ont tendance à se mélanger avec les eaux intermédiaires et les eaux de surface. Dans ce cas de figure, les eaux antarctiques vont pouvoir relâcher le carbone vers la surface océanique, qui pénètre dans l'atmosphère sous forme de gaz. Ainsi, le climat se réchauffe, produisant la fonte des calottes Nord Américaine et Fennoscandienne. Avec le modèle CLIMBER-GRISLI, nous avons la possibilité d'étudier le plongement des eaux australes avant, pendant et après le DMG. Nous disposons de simulations de déglaciation à partir du DMG. La circulation australe simulée est active, c'est-à-dire que les eaux de surface sont mélangées avec les eaux en profondeur. Mais

nous ne pouvons pas comparer avec la situation de la circulation océanique avant le DMG pour savoir si les eaux australes sont stratifiées. Pour ce faire, il faudrait disposer d'une simulation d'un cycle climatique complet qui dépasse le cadre de ma thèse.

5.1.2 Le niveau des mers

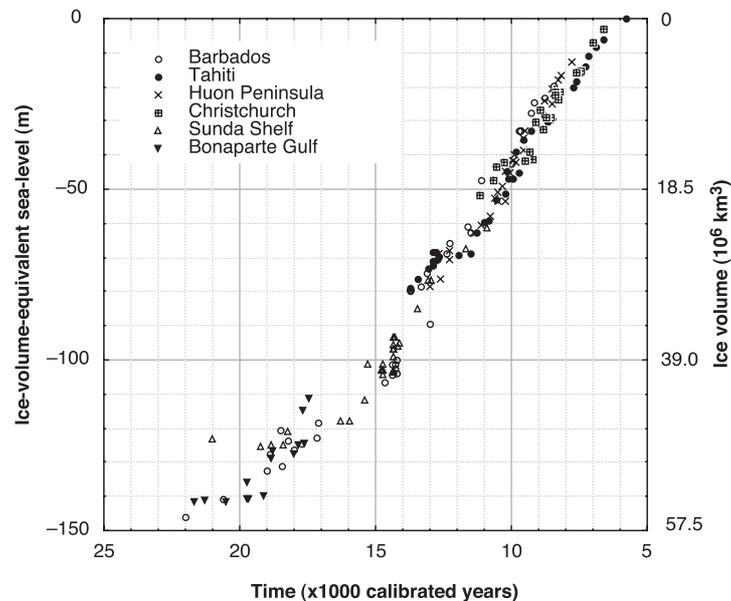


Fig. 5.1.2: Reconstruction du niveau de la mer entre le DMG et -5000 ans à partir des observations [Lambeck and Chappell, 2001]. Le niveau marin correspond au niveau eustatique, c'est à dire l'équivalent du volume de glace en eau .

Pour connaître la variation du niveau de la mer dans le passé, un des moyens est de dater les coraux dans les zones tropicales [Bard et al., 1996, 1990a,b; Fairbanks, 1989, 1990]. En effet, les coraux ne peuvent s'accroître que près de la surface océanique et constituent ainsi de bonnes archives pour les variations du niveau de la mer. Ces données permettent, entre autres, de déterminer le niveau de la mer relatif. Lambeck and Chappell [2001] déduisent ainsi la variation du niveau des mers pendant la dernière déglaciation. La figure 5.1.2 nous indique qu'au DMG la glace posée sur les hémisphères Nord et Sud correspond à un abaissement du niveau des mers d'environ 120 m [Bard et al., 1996].

5.1.3 Le climat glaciaire

Le projet PMIP (*Paleoclimate Modelling Intercomparison Project*) est basé sur l'intercomparaison de modèles de circulation générale atmosphérique à -6000 et -21000 ans tandis que PMIP2 reprend les mêmes périodes mais intercompare des modèles de circu-

lation générale atmosphérique et océanique et des modèles de complexité intermédiaire, dont CLIMBER. L'analyse des résultats issus de ces projets a mis en évidence les caractéristiques du climat glaciaire. Masson-Delmotte et al. [2006] intercomparent les résultats des modèles climatiques utilisés dans ces projets pour estimer la différence de température entre le DMG et le climat actuel par rapport aux scénarios futurs. Ainsi les variations de températures globales entre le DMG et l'Actuel se situent dans la gamme 3.1-6.4°C. En comparaison, un scénario futur qui correspond à un quadruplement de la teneur en CO₂ atmosphérique par rapport à la valeur pré-industrielle, entraîne une augmentation de la température globale actuelle de 3,9 à 6,2°C selon les modèles climatiques utilisés. Plus précisément, la valeur médiane de tous ces modèles climatiques est égale à 4,3°C pour le scénario futur du même ordre de grandeur que celui correspondant à la différence entre le DMG et l'Actuel (3,7-4,9°C).

De plus, Masson-Delmotte et al. [2006] estiment l'amplification de température annuelle au-dessus des régions polaires durant les variations passées et futures. Au-dessus des calottes polaires, le refroidissement est plus important que sur le reste du globe ; le Groenland subit un refroidissement plus important que l'Antarctique. D'après l'étude menée par Masson-Delmotte et al. [2006], le rapport entre les températures glaciaires au-dessus du Groenland et la valeur correspondant à la moyenne globale de l'augmentation de température annuelle serait comprise entre 2,1 et 5 selon les modèles. Pour l'Antarctique centrale, le rapport médian évolue entre 1,2 et 1,9.

5.2 Etude sur la dernière déglaciation de l'Antarctique

5.2.1 Le contexte de l'étude

Cette étude permet de mettre en lumière la contribution de l'Antarctique à la remontée du niveau marin lors de la dernière déglaciation (120 m de niveau marin total). L'aspect novateur de notre démarche repose sur l'utilisation d'un modèle de climat couplé avec deux modèles de calottes polaires, ce qui constitue un outil global et consistant du point de vue du cycle hydrologique.

Cette étude de modélisation se démarque des autres car elle permet de prédire de manière consistante la remontée du niveau marin. Le but de ce travail est de comprendre les mé-

canismes propres à la déglaciation de la calotte de glace Antarctique (il y a 21 000 ans), car peu d'études s'y sont intéressées.

La figure 5.1.1 indique qu'au DMG la ligne d'échouage avait migré jusqu'au talus continental. Ainsi, pour simuler les variations d'épaisseur et d'étendue de l'Antarctique, il est essentiel d'utiliser un modèle qui incorpore une dynamique de la ligne d'échouage. Peu d'études utilisent une représentation dynamique de la ligne d'échouage [Huybrechts and de Wolde, 1999; Huybrechts, 2002; Ritz et al., 2001]. Or dans ces études, les champs climatiques imposés à la calotte de glace sont prescrits par le signal climatique de température de Vostok, et ne sont pas calculés par un modèle climatique couplé à un modèle de calotte de glace, comme dans notre cas. Bien que certaines études concernent les interactions entre climat et calottes de glace via un modèle de climat (e.g. [Calov et al., 2002; Charbit et al., 2005; Crucifix et al., 2002; Gallée et al., 1991, 1992; Kageyama et al., 2004; Tarasov and Peltier, 1999]), peu d'entre elles s'intéressent au continent antarctique [DeConto and Pollard, 2003].

5.2.2 Expérience standard

5.2.2.1 CLIMBER-GREMLINS-GRISLI

Pour cette étude, nous avons utilisé le modèle couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. Dans cette version, l'effet des poussières sur l'albédo de la neige n'est pas pris en compte. Les températures simulées lors d'une simulation de déglaciation adoptent les mêmes variations que la courbe "standard" de la figure 4.2.4. Néanmoins, au lieu d'obtenir une variation d'environ 8°C entre -20 000 ans et l'Actuel, comme sur la courbe, nous obtenons 5°C.

5.2.2.2 Forçage et conditions initiales

Le forçage du modèle CLIMBER comprend l'évolution de l'insolation [Berger, 1978] et du CO₂ atmosphérique [Petit et al., 1999]. Les modèles de glace sont également forcés par la remontée du niveau des mers [Imbrie et al., 1984]. Dans une expérience de sensibilité, nous utiliserons la remontée du niveau des mers issue de Waelbroeck et al. [2002], qui est différente en terme d'amplitude et de "timing".

La reconstruction DMG des calottes de l'hémisphère Nord est ICE-5G [Peltier, 2004].

Pour l’Antarctique, nous utilisons une reconstruction obtenue à partir du modèle GRISLI après 430 000 ans de simulation dans laquelle le forçage climatique est issu du forage de Vostok [Ritz et al., 2001; Dumas, 2002].

5.2.2.3 Principaux résultats

Cette étude est décrite dans l’article qui suit et nous soulignons l’aspect novateur de ce type d’étude. Ici, nous ne reprenons que les principaux résultats par rapport à l’expérience dite “standard”, qui reprend les conditions initiales et le forçage décrit précédemment :

- Le volume de glace antarctique commence à diminuer vers -15 000 ans. Cette diminution correspond à une augmentation des températures océaniques simulées par CLIMBER et utilisées pour le couplage avec la calotte de glace.
- Pendant la déglaciation, la glace posée en mer de Ross se transforme en glace flottante pour créer un plateau glaciaire, mais pas en mer de Weddell, où la glace reste posée.
- A la fin de la déglaciation, la fonte de la calotte engendre une remontée de **9.5 m** de niveau marin pour l’expérience standard et **17.5 m** pour une expérience plus réaliste (la glace posée en mer de Weddell crée la plate-forme du Ronne-Filchner). Cette dernière expérience se distingue de l’expérience standard par une baisse de la bathymétrie de 200 m en mer de Weddell au début de l’expérience.
- Dans ces deux expériences, la fonte totale des calottes de glace des deux hémisphères, contribue à **121.5 et 129.5 m** respectivement, ce qui est concordant avec les données (Figure 5.1.2) [Bard et al., 1996, 1990a,b; Fairbanks, 1989, 1990].

5.2.3 Études des processus

Pour revenir sur le chapitre précédent et le biais chaud sur les températures antarctiques de CLIMBER (75°S, 160°E), ce biais tend à favoriser des températures chaudes dans ce secteur, proches de zéro. Par exemple, dans la simulation standard, certaines températures estivales peuvent dépasser le zéro mais seulement à partir de -8000 ans. Avec l’interpolation des températures issues de CLIMBER sur la maille de GRISLI, les températures interpolées sont alors positives au-dessus du plateau glaciaire en mer de Ross et donc la glace commence à fondre. L’impact local du flux d’eau douce arrivant à l’océan Pacifique, modifie la circulation océanique locale mais n’a pas été étudié ici.

Le deuxième point de cette étude est d'identifier les paramètres gouvernant la fonte de la calotte. Dans ce but, j'ai effectué différentes expériences de sensibilité. Ces dernières diffèrent de l'expérience standard via un seul paramètre (l'insolation, le CO_2 atmosphérique, le niveau des mers, la fusion basale sous les plateaux glaciaires), gardé constant pendant toute la durée de la simulation. Ainsi, dans notre modèle, la fonte de la calotte antarctique est due essentiellement à la remontée du niveau des mers, due elle-même à la fonte des calottes de l'hémisphère Nord : c'est le principal acteur de la déglaciation. En effet, ce dernier déstabilise l'effet d'arc-boutant des plates-formes de glace confinées dans les baies [Ritz et al., 2001]. Toutefois, la déglaciation répond également aux changements d'insolation, de CO_2 atmosphérique et de fusion basale sous les plates-formes de glace flottante. Le CO_2 atmosphérique et la fusion basale ont de plus un impact sur le bilan de masse en surface, puisque le volume simulé de l'Antarctique à l'Actuel est plus important que dans l'expérience standard.

L'augmentation de température océanique à -15 000 ans est liée à une augmentation de 0,1 Sv de la circulation océanique dans l'océan austral. Une des pistes à explorer pour comprendre cette augmentation de température, est de tracer la courbe de température-salinité dans l'océan austral. D'après la figure 5.2.1, dans la région Atlantique, la température océanique nécessaire à la fusion basale sous les plateaux glaciaires augmente de quelques dixièmes de degrés entre -16 000 et -15 000 ans, soit une augmentation de 7% (6% pour le Pacifique) tandis que la salinité s'accroît de quelques centièmes de psu, soit

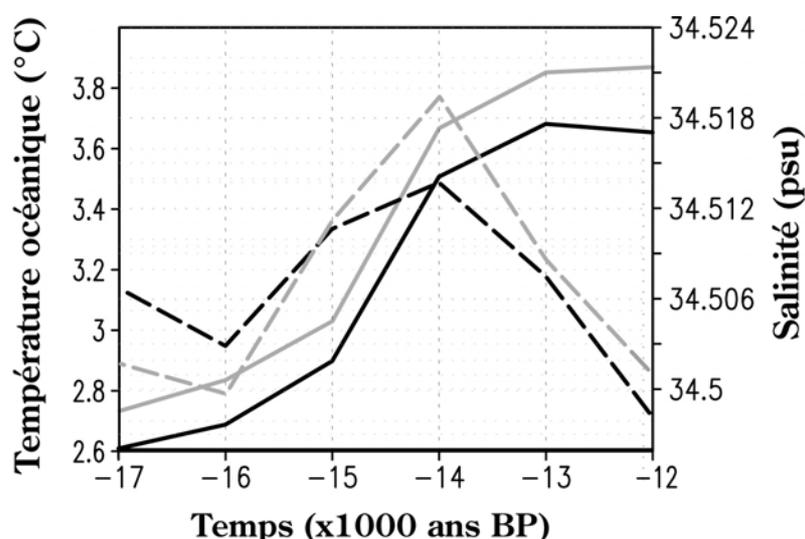


Fig. 5.2.1: Evolutions de la température océanique à 61°S et à 550 m de profondeur (courbe pleine et axe de gauche) et de la salinité au même endroit (courbe en pointillée et axe de droite). En noir est représenté le secteur atlantique tandis que le secteur pacifique est décrit par les courbes grises.

une augmentation de 0,02% pour ces deux bassins océaniques. L'augmentation de température est maximale entre -15 000 et -14 000 ans. D'après la figure, en dehors de la période comprise entre -16 000 -14 000 ans, la température et la salinité augmentent plus faiblement, voire décroissent. Or la densité est une fonction de la salinité et de la température et l'augmentation simultanée de la température et de la salinité implique deux effets opposés sur la densité. Si l'on s'intéresse, entre -16 000 -14 000 ans, à l'effet de la variation seule de température sur celle de la densité et de la variation seule de la salinité sur celle de la densité, nous trouvons que les variations de densité varient davantage si la salinité varie. C'est donc l'augmentation de salinité qui accentue la densité entre -16 000 et -14 000 ans et peut être ainsi corrélée à l'augmentation de 0,1 Sv de la circulation océanique dans l'océan austral.

5.2.4 Article EPSL



ELSEVIER

Available online at www.sciencedirect.com

Earth and Planetary Science Letters 248 (2006) 750–758

EPSL

www.elsevier.com/locate/epsl

Evolution of the Antarctic ice sheet throughout the last deglaciation: A study with a new coupled climate—north and south hemisphere ice sheet model

Gwenaëlle Philippon^{a,*}, Gilles Ramstein^a, Sylvie Charbit^a, Masa Kageyama^a,
Catherine Ritz^b, Christophe Dumas^a

^a LSCE/IPSL, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, UMR CEA-CNRS-UVSQ IS72,
Bât. 701, Orme des Merisiers, 91191 Gif-sur-Yvette, France

^b Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, 38402 Saint-Martin-d'Hères, France

Received 20 December 2005; received in revised form 5 May 2006; accepted 9 June 2006

Available online 24 July 2006

Editor: M.L. Delaney

Abstract

The aim of this paper is to assess, through the understanding of deglaciation processes, the contribution of the Antarctic ice sheet to sea-level rise during the last deglaciation. To achieve this goal, we use an Earth System model in which the interactions between the atmosphere, the ocean, the vegetation and the northern and Antarctic ice sheets are represented. This new tool allows the simulation of the evolution of the Antarctic ice volume, which starts to decrease at around 15 ka. At the end of deglaciation, the melting of the Antarctic ice sheet contributes to an ice-equivalent sea-level rise of 9.5 m in the standard experiment and 17.5 m in a more realistic sensitivity experiment accounting for a different bathymetry in the Weddell Sea which succeeds in producing both major ice shelves (Ross and Ronne-Filchner). In both experiments, the melting of all ice sheets contributes to 121.5 m and 129.5 m, respectively, which is very consistent with data. The new coupled model provides a timing and amplitude of the Antarctic deglaciation different from those previously obtained by prescribing the temperature record from the Vostok Antarctic ice core (78°27'S 106°52'E) as a uniform temperature forcing. Sensitivity experiments have also been performed to analyse the impact of the parameters at the origin of the deglaciation process: insolation changes, atmospheric CO₂ variation, basal melting and sea-level rise. All those parameters have an influence on the timing of the deglaciation. The prescribed global sea level rise is shown to be a major forcing factor for the evolution of the Antarctic ice volume during the last deglaciation. We quantify the direct effect of the sea-level rise due to the northern hemisphere ice sheet melting on the grounding line retreat which, in turn, favours enhancement of grounded ice flow by lowering the buttressing effect of ice shelves.

© 2006 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Last deglaciation; Sea-level; Ice sheets; Climate-ice sheets interactions

1. Introduction

During the last decade, ice sheet models have often been forced by ice core records to simulate the

* Corresponding author. Tel.: +33 1 69 08 31 97; fax: +33 1 69 08 77 16.

E-mail address: Gwenaelle.Phippon@cea.fr (G. Philippon).

evolution of past ice sheets during the last glacial–interglacial cycles [1–8]. An alternative approach consists of using (by forcing or coupling) climate model outputs to derive the surface mass balance of the northern hemisphere ice sheets (NHIS) [9,10]. Most of these studies concern the NHIS which produced the largest contribution to the sea-level rise when melting. Very few modelling studies have been devoted to the evolution of the Antarctic ice sheet (AIS). Among those, DeConto and Pollard [11] succeeded in simulating the onset of glaciation of Antarctica ~ 34 m.y. ago, with a 3-D ice sheet model. However, to achieve this goal, they did not account for the dynamics of the grounding line, which splits the grounded ice from the floating ice shelves. Only two 3-D AIS models include a representation of a dynamical behaviour of both the Ross and Ronne-Filchner ice shelves and of the grounding line [6,8,12]. All the numerical experiments using these models have been carried out prescribing a climate forcing computed from the data from the Vostok Antarctic ice core ($78^{\circ}27'S$ $106^{\circ}52'E$). Assuming that the past temperature evolution over the entire AIS was parallel to the one derived from Vostok remains a large approximation. Moreover, in such experiments, the feedbacks between climate and massive ice complexes are not represented. On the other hand, a few modelling studies based on climate models of intermediate complexity coupled either with a 2-D vertically integrated ice sheet models [1–3,13,14] or with a 3-D thermo-mechanical coupled ice sheet models [15–18] have been designed to explore the interactions between ice sheets and climate. However, these studies only focused on the history of the northern hemisphere ice sheets during past ages.

The aim of this study is to assess the contribution of the AIS to the sea-level rise during the last deglaciation through a detailed analysis of the different processes occurring during this large climatic transition. To achieve this goal, we have developed a numerical tool that is able to simulate the main mechanisms responsible for the evolution of this ice sheet. We have therefore developed a coupling procedure between a 3-D AIS model and a climate model previously coupled with a northern hemisphere ice sheet model [16,17]. To our knowledge, this new tool is the only one which offers a representation of the entire atmosphere–ocean–vegetation system coupled to all major ice sheets and can be run for durations greater than 10,000 yr. In the present study, we first examine whether a reasonable deglaciation scenario can be obtained with this new tool only forced by insolation and CO_2 variations and starting from an LGM reconstruction. We also investigate, through a series of sen-

sitivity experiments, the role of the different processes responsible for deglaciation.

2. Models and coupling strategy

2.1. The climate model: CLIMBER

The CLIMBER model (CLIMate-BiosphERe) used in this study is a climate model of intermediate complexity [19,20]. This model is based on simplified representations of the atmosphere, the vegetation, the ocean and the sea-ice, and describes the interactions between these components. In our study, all CLIMBER components are used. This includes interactive atmosphere, ocean and dynamic vegetation. The atmospheric module has a resolution of 51° in longitude and 10° in latitude and it includes a full description of the hydrological cycle. The oceanic model is composed of three 2-D (latitude–depth) basins for the Atlantic, Indian and Pacific oceans. The resolution in each basin is 2.5° in latitude \times 20 vertical levels. These three basins are connected around Antarctica.

2.2. The ice sheet models: GRISLI and GREMLINS

The Antarctic ice sheet model, GRISLI [8] (GRenoble model for Ice Shelves and Land Ice) is a 3-D ice sheet model ($40\text{ km} \times 40\text{ km}$). It predicts the evolution of the geometry of the AIS and accounts for thermomechanical coupling between velocity and temperature fields. It deals with inland ice and includes a representation of the ice flow through the ice shelves. The position of the grounding line is also dynamically computed. The northern hemisphere ice sheet model GREMLINS (GRenoble Model for Land Ice in the Northern hemisphere, $45\text{ km} \times 45\text{ km}$) is developed in the same way than GRISLI, except that it only deals with inland ice [7].

In the present state of the art, these models do not reproduce sub-grid scale processes, such as the flow from glaciers, which has recently been shown to be a major process for the acceleration of the Greenland ice melting [21,22]. However, they include a representation of the main mechanisms responsible for slower processes and can be reasonably used for the simulation of the last deglaciation.

2.3. The coupling strategy

The coupling strategy between GREMLINS and CLIMBER is described in Charbit et al. [16] and Kageyama et al. [17]. The coupling method between the atmosphere of CLIMBER and the AIS surface is based on the same procedure: the annual and summer surface air

temperatures and annual snowfall are given to the ice sheet model for the calculation of the surface mass balance.

The specificity of the Antarctic model lies in the representation of the dynamics of the ice shelves. In our model, the basal melting under the ice shelves is derived from the parameterization described in Beckmann and Goosse [23] and used by Dumas [24]. Observations [25] show that the basal melting is maximal near the grounding line and above the continental shelf. On the contrary, in our model, a basal freezing is produced under the centre of the major Ronne-Filchner and Ross ice shelves. Therefore, the basal melting is an exponential function of both the distance to the continental shelf and the CLIMBER oceanic temperatures at 61°S and 550 m depth. When GRISLI is not coupled to CLIMBER, the basal melting parameterization uses a climatic index derived from the Vostok temperature record, which varies with time, instead of the CLIMBER oceanic temperature.

In turn, the altitude and the nature of each ice sheet model grid point is returned to CLIMBER (land-ice or ice shelf, ice-free land and oceanic area). The fresh water due to the melting of the ice sheets is also released to the ocean, and if the ice sheet grows, the equivalent liquid water is subtracted from the runoff to the ocean. Fields are exchanged every 20 yr between CLIMBER and GREMLINS and CLIMBER and GRISLI.

2.4. Initial conditions

For the Antarctic ice sheet, a simulation (with GRISLI) is necessary by using the climatic fields derived from the Vostok ice core from 430 ka to the LGM [26]. This procedure gives an initial state at LGM reaching the geologic data (ice thickness, topography and bedrock elevation) and also includes a reasonable temperature profile in the ice.

This procedure differs from the one chosen for the northern hemisphere. This is justified because in the northern hemisphere surface characteristics are more rapidly propagated towards the base of the ice sheet due to higher accumulation rates, and hence, the ice temperature equilibrium is obtained more rapidly.

For the northern hemisphere, the initial topography is given by the ICE-5G LGM reconstruction [27]. This reconstruction gives the ice thickness, the topography and the bedrock elevation at the Last Glacial Maximum (LGM).

The last step is to perform a 10 kyr LGM (21 ka) equilibrium simulation using the CLIMBER model only, forced by the LGM ice sheets reconstructions. For this simulation, the CO₂ is fixed at 190 ppm and we use the 21 ka insolation [28].

3. Description of the standard and sensitivity experiments

The external forcing factors used for the CLIMBER-GREMLINS-GRISLI simulations are the variations of insolation [28] and atmospheric CO₂ obtained from the Vostok ice core [29]. In addition, the ice sheet models (ISM) are forced by the global sea-level reconstruction derived from the SPECMAP benthic δ¹⁸O [30].

In a first step, we prescribe the sea-level rise using SPECMAP. In the future, we plan to prescribe the sea-level rise directly from ice sheet melting. We did not do it in this study because of uncertainties on location of the large amount of freshwater input from melting ice sheets.

Table 1 summarizes the experimental setup for the baseline experiment (STD) and the following sensitivity experiments, which in all cases simulate the deglaciation. Simulation SLW is similar to STD except that the ice sheet models are forced by the Waelbroeck et al. [31] sea-level reconstruction. The Antarctic ice sheet model is consistently initialised using the 21 ka state obtained after a four climatic cycle (GRISLI only experiment) forced by the sea-level [31]. In experiment RONNY, the seafloor in the Weddell Sea in GRISLI is lowered by 200 m, which remains within the error bars of the bathymetry in this region.

SL21 experiment has been obtained with a constant sea-level fixed at –127.5 m; the INSO21 and the CARB21 experiments respectively correspond to a constant LGM insolation and to a constant atmospheric CO₂ fixed at 200 ppm. Finally, the FUS21 experiment is obtained by assuming that no basal melting occurs under the ice shelves.

Table 1
Overview of model deglaciation experiments

Experiment	Description
STD	Standard experiment CLIMBER-GREMLINS-GRISLI
SLW	Same as STD, but with the Waelbroeck [31] sea-level forcing
RONNY	Same as STD, but with –200 m in the Weddell Sea
SL21	Same as STD, but with fixed sea level at –127.51 m
INSO21	Same as STD, but with LGM insolation
CARB21	Same as STD, but with CO ₂ fixed at 200 ppm
FUS21	Same as STD, but with no basal melting under the ice shelves
GRISLLALONE	GRISLI forced by Vostok climatic fields (in STD configuration for the bathymetry)
PERTURB	Same as STD, but with a climatic perturbative method

GRISLLALONE simulation is performed with the GRISLI model only, forced by the Vostok climatic fields [8,24]. The temperature in each point above Antarctica is reconstructed as a function of the Vostok temperature, topography and latitude. The accumulation is a function of the calculated temperature. The initial conditions imposed to the ice sheet model are the same than in STD experiment.

PERTURB experiment consists of using the anomaly fields for temperature and precipitation (defined respectively as a difference for temperature between past and present and as a ratio for precipitation) instead of the temperature and precipitation directly obtained by CLIMBER.

4. Simulation of deglaciation: standard experiment

4.1. Ice volume variation

In the standard experiment (STD), the melting of the northern hemisphere ice sheets provides a contribution to sea-level rise of 85 m (Laurentide, LIS) and 25 m (Fennoscandia, FIS), which are close to the results from Peltier [27]. The total grounded Antarctic ice volume starts to decrease after 15 ka (Fig. 1a), which is consistent with geomorphologic evidence from Anderson et al. [32], who reported the triggering of the deglaciation between 15 ka and 12 ka in Antarctica. Anderson [32] addresses the onset of contribution to sea-level rise due to Antarctica. In our simulation, the East AIS (EAIS) retreats after 15 ka and the West AIS (WAIS) after 13 ka (not shown). At the end of the simulation, the grounded ice volume is $30.6 \times 10^{15} \text{ m}^3$ ($24.0 \times 10^{15} \text{ m}^3$ for EAIS and

$6.6 \times 10^{15} \text{ m}^3$ for WAIS). The East Antarctic ice volume is very similar to the observed one ($24.6 \times 10^{15} \text{ m}^3$) [33]. However, the West Antarctic ice volume is overestimated compared to the observations ($4.8 \times 10^{15} \text{ m}^3$) [33]. The final ice volume, after 21 kyr of simulation, is quite satisfactory since it is only 4% greater than the observed one. This is due to the major contribution of the EAIS to the overall mass balance. In our simulation, the grounding line has retreated in the Ross Sea at the present-day period and, therefore, creates the Ross ice shelf (Fig. 2a). However, the Ronne-Filchner region remains covered by grounded ice, contrary to observations (Fig. 2c) [33]. This is at the origin of the overestimation of the ice volume in the WAIS.

4.2. Sea-level rise

Since the variations of the oceanic area from the LGM to the present-day period are small, the oceanic area is assumed to be constant for this calculation. The sea-level rise is thus estimated by dividing the Antarctic ice volume variation (grounded plus floating ice) by the present-day oceanic surface ($3.64 \times 10^{14} \text{ m}^2$ [27]). Our STD simulation (Fig. 1b) leads to an Antarctic contribution to the sea-level rise since the LGM of 9.5 m (3.0 m from EAIS and 6.5 m from WAIS). In this simulation, the coupled model simulates a deglaciation of ice sheets which corresponds to a global sea level of 121.5 m (AIS+LIS+FIS+Greenland IS=9.5+85.0+25.0+2.0). This global estimate is consistent with the values provided by the sea-level reconstructions from coral dating [34–38].

4.3. Why does the ice melt?

In the STD run, at around 15 ka, the oceanic temperature (61°S, 550 m depth) increases by more than 1.5 °C (Fig. 3). This appears to be related, in the ocean model, to an enhancement of the North Atlantic Deep Water formation leading to a global change in oceanic circulation and temperature, and to a southward shift of the isotherms across the 61 °S latitude. As a consequence, the basal melting under the ice shelves is more active. Secondly, the basal melting tends to thin the ice shelf, which acts in favour of a decrease of the buttressing effect, and thus, destabilizes the upstream grounded ice. Therefore, the ice thinning accelerates the ice flow, and the grounding line retreats across the Ross Sea. This grounding line retreat is also associated with a decreasing of grounded ice volume [8]. Then, the ice grounded surface collapses (Fig. 3) and acts in favour of an increase of the melting of the AIS (Fig. 1a).

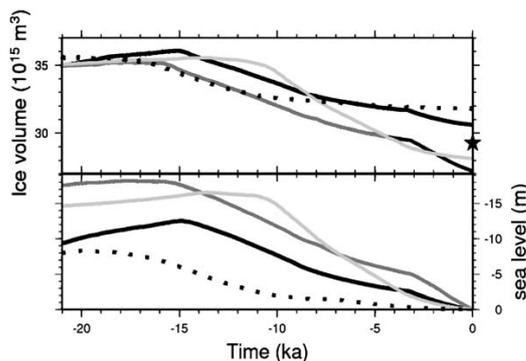


Fig. 1. (a) Evolution of the Antarctic total grounded volume throughout the deglaciation for the STD experiment (black curve), for the RONNY experiment (dark grey curve), for the GRISLLALONE experiment (light grey curve) and for the SLW experiment (dot black curve). The star corresponds to the present-day grounded ice volume [33]. (b) Evolution of the Antarctic contribution to sea-level rise for the same experiments.

754

G. Philippon et al. / Earth and Planetary Science Letters 248 (2006) 750–758

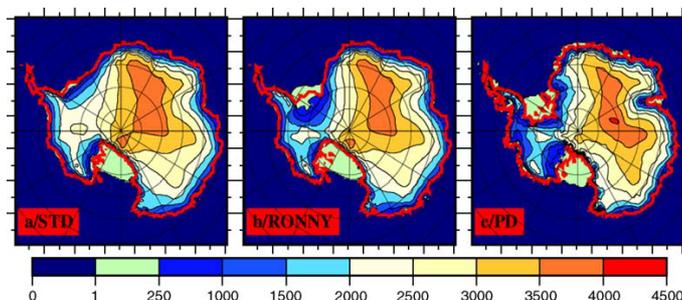


Fig. 2. (a) Simulated altitude (in meters) of the ice sheet for the present-day period in the STD experiment. The red line represents the grounding line; the light green areas correspond to the ice-shelves. (b) Simulated altitude of the ice sheet for the present-day period in the RONNY experiment. (c) Observed ice sheet elevation from Huybrechts [33].

4.4. Sensitivity to the external sea-level forcing

To evaluate the link between the Antarctic ice sheet deglaciation and the sea-level forcing, we performed the SLW sensitivity experiment, forced by the Waelbroeck et al. [31] sea level instead of the SPECMAP one used in the STD experiment. In SLW, the Antarctic grounded ice volume starts decreasing at 18 ka, that is 3 kyr earlier than in the STD case (Fig. 1a). This can be explained by the fact the sea-level signal provided by Waelbroeck et al. [31] starts to increase 2 kyr earlier than the SPECMAP signal. The total present-day grounded ice volume obtained at the end of the run is $31.8 \times 10^{15} \text{ m}^3$. This value is 8% greater than the observed ice volume. As in the STD simulation (Fig. 2a), the grounding line has retreated in the Ross Sea at present-day period and creates the Ross ice shelf but not in the Weddell Sea (not shown). The contribution of Antarctica to sea-level rise is $\sim 8 \text{ m}$ (Fig. 1b), similar to the STD simulation. Therefore, the use of different sea-level signals to force the ISM has an impact on the timing of the deglaciation.

However, the impact on the diagnosed sea-level contribution coming the Antarctic ice sheet is fully negligible.

5. Impact of the bathymetry: RONNY experiment

5.1. Ice volume and sea-level variations

One of the boundary conditions which is underconstrained in our STD experiment and may explain why the Ronne-Filchner ice shelf is still grounded in our final simulated state (i.e., at present-day) is the bathymetry in the Weddell Sea. To account for the uncertainty in this region [39], we perform the RONNY sensitivity experiment, in which the seafloor in the Weddell Sea is lowered by 200 m, resulting on a deeper Weddell Sea. In this experiment, the evolution of the northern hemisphere ice volume does not differ from the STD one, but the Antarctic grounding line retreats both in the Ross and in the Ronne-Filchner regions (Fig. 2b), leading to a significant decrease of the grounded ice volume (Fig. 1a).

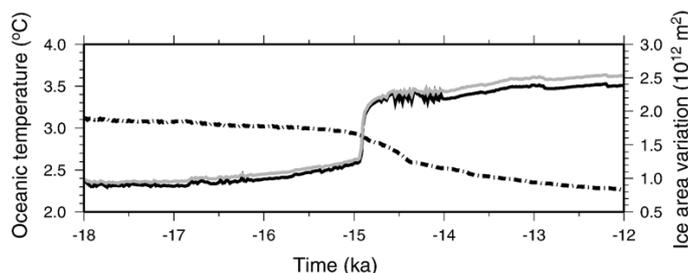


Fig. 3. Evolution of Atlantic (black curve, left axis) and Pacific (grey curve) oceanic temperature in $^{\circ}\text{C}$ (61°S and 550 m depth) used for the basal melting under the ice shelves for the STD experiment. Evolution of the ice grounded surface variation in 10^{12} m^2 between the time of simulation and the present-day simulated surface (dashed dot curve, right axis).

For the Ross ice shelf, the same mechanisms as the ones previously described in the STD experiment are observed, but the increase of the oceanic temperature occurs 1 kyr earlier (16 ka) than in the STD case. As a consequence, the total grounded ice volume starts decreasing at 16 ka (Fig. 1a). At 3.5 ka, the Atlantic oceanic temperature (61 °S, 550 m depth) increases by 2.5 °C (not shown). The consequence of a deeper seafloor in the Weddell Sea is that a part of the ice which was previously grounded is transformed in floating ice. This enhances the basal melting under the ice shelf and acts in favour of the melting the Ronne-Filchner grounded ice, leading thus the Ronne-Filchner ice shelf to be created. Consequently the grounding line retreats and the ice volume decreases (see Section 4.3). At the end of the run, the simulated ice volume obtained in this simulation is $27.6 \times 10^{15} \text{ m}^3$ ($24.5 \times 10^{15} \text{ m}^3$ for EAIS and $3.1 \times 10^{15} \text{ m}^3$ for WAIS).

This experiment shows that the migration of the grounding line in the Weddell Sea in our model is clearly sensitive to the bathymetry. The resulting ice-equivalent sea-level rise is 17.5 m (6.0 m from EAIS and 11.5 m from WAIS) instead of 9.5 m in STD. Although the Ronne-Filchner ice shelf is not completely deglaciated, this new simulation estimate of the ice-equivalent sea-level rise is more realistic because the final step simulated by our model the present day is more consistent with the observations and with a deglaciated Ronne-Filchner ice shelf.

5.2. Comparison of our Antarctic contribution to sea-level rise since LGM in the literature

Although our experiments still present some discrepancies with observations, our values for the contribution of the AIS to sea-level rise are consistent with the large spectrum of values (from 7.0 to 19.2 m) found in the literature (Denton and Hughes [40], glacial and marine geologic data, 14 m; Ritz et al. [8] and Huybrechts [6], glaciological model, 7 m and 14–18 m, respectively;

Bentley [41], onshore and offshore glacial geology, 6.1–13.1 m; Peltier [42], constrained by corals and by geologic data, 16.8 m). However, our results clearly disagree with the contribution to sea-level rise found by Colhoun et al. [43] (reconstruction of the LGM extent based on raised beaches in the Ross Bay and in AIS; 0.5–2.5 m), Nakada and Lambeck [44] (rheological model constrained by observed relative sea level near the sites of the former northern ice sheets; 37 m), Budd and Smith [45] (glaciological model but overestimated present-day ice extent; 38 m), Oerlemans [46] (glaciological model; 27.5 m) and CLIMAP [47] (ice margins, equations of flow lines; 24.7 m) which are below or above our results. Since we account for large uncertainties on a weakly constrained parameter (i.e., bathymetry of Weddell Sea), we consider that our estimates in the STD and the RONNY experiments cover the spectrum of realistic values we may reach with this modelling approach.

6. Impact of different parameters on the Antarctic ice sheet deglaciation

To examine the relative importance of each parameter at the origin of the deglaciation process, we have performed sensitivity experiments. Previous sensitivity experiments devoted to the northern hemisphere [16] have shown that the insolation is a key parameter for the melting of the ice sheets (especially for Fennoscandia). In our work, climate experiments have been run using the same methodology, taking the STD experiment as a basis. In each of them, one forcing factor is kept constant during the simulation (see Table 1 and Section 3 for the definition of the experiments). The comparison of these sensitivity experiments (Fig. 4) shows that in CARB21, FUS21 and INSO21, the beginning of the deglaciation lags that of the STD experiment by 2 kyr. Moreover, the CARB21 and FUS21 present-day simulated ice volumes are, respectively, 5% and 4% higher than their STD counterpart (1% lower in INSO21). The present-day

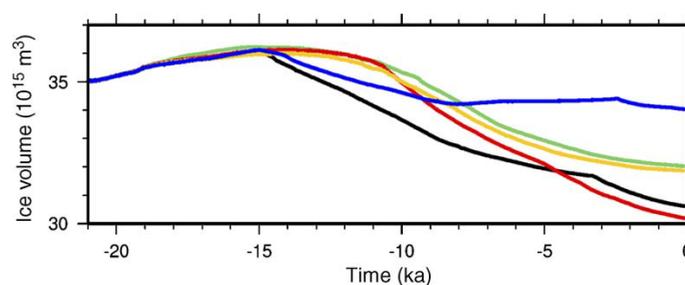


Fig. 4. Evolution of the Antarctic total grounded volume throughout the deglaciation for the STD experiment (black curve), for the SL21 experiment (blue curve), for the INSO21 experiment (red curve), for the FUS21 experiment (yellow) and for the CARB21 experiment (green curve).

756

G. Philippon et al. / Earth and Planetary Science Letters 248 (2006) 750–758

simulated ice volume in SL21 is 11% greater than in the STD case.

These results clearly demonstrate that insolation, atmospheric CO₂ and basal melting all have an influence on the triggering of the deglaciation process. Moreover, basal melting and atmospheric CO₂ also have an impact on the overall surface mass balance. However, the greatest influence is observed in the SL21 experiment, showing that sea level is a crucial parameter for the deglaciation through its impacts on the formation of the ice-shelves (simulation SL21 forms more than one third Ross ice shelf compared to the STD one) and consequently on the inland grounded ice. This confirms the conclusions previously reached by Huybrechts et al. [4] and Ritz et al. [8].

7. Comparison with a simulation forced by the Vostok data

In previous sections we showed that the RONNY simulation succeeds in producing a realistic deglaciation of all ice sheets and a realistic present-day Antarctic topography. To investigate the impact of the coupling between ice sheets and climate, we compare the STD and RONNY experiments with GRISLLALONE (see definition in Table 1 and Section 3).

7.1. GRISLLALONE results

The beginning of the deglaciation in GRISLLALONE occurs at around 13.5 ka, 1.5 kyr later than in STD (Fig. 1a). In the STD simulation, the ice volume starts to decrease at around 15 ka due to basal melting, and after 13 ka in the GRISLLALONE experiment. The activation of the basal melting tends to retreat the grounding line, and therefore, the ice volume decreases. Compared to GRISLLALONE, the STD experiment tends to accumulate ice over the Ronne-Filchner ice shelf and to slightly melt grounded ice in the Pacific part of the EAIS. These differences are mainly due to locally higher CLIMBER precipitation in the Weddell Sea and to a lower basal melting.

In the Weddell Sea, the grounding line retreats in the GRISLLALONE simulation only, whereas it retreats in the Ross Sea in both GRISLLALONE and STD experiments. Because the grounded ice flows in both Weddell and Ross Seas, the present-day GRISLLALONE grounded ice is lower than the STD one and the contribution to sea-level rise is higher in the GRISLLALONE simulation. The ice-equivalent sea-level rise obtained in GRISLLALONE is 15.0 m for the AIS (i.e., 13.0 m for WAIS and 2.0 m for EAIS), a higher value compared to that provided by the STD experiment.

7.2. Antarctic inversion temperature

The largest difference between the STD and GRISLLALONE simulations resides in the surface temperature forcing of ice sheet. To compare these temperatures, we focus on ice cores on the Antarctic plateau, especially above domes because at these locations the accumulation is low and the sliding is limited. At Vostok, our STD coupled model simulates a 4.8 °C decrease of annual ice surface temperature warming between 20 ka and the present-day period (5.4 °C variation for RONNY experiment). Petit et al. [29] infer a 7.8 °C warming from the ice core.

Therefore, our model yields a temperature variation between the LGM and the present-day period which only catches 61% (STD) and 69% (RONNY) of the ice core signal. However, the simulated present-day annual surface temperature for STD is largely underestimated, –33.5 °C at Vostok instead of the observed –57.1 °C at this site [29]. This large discrepancy of ice surface simulated temperature when compared to the present-day reconstruction is explained by a lack of representation of the temperature inversion over the Antarctic plateau in CLIMBER [48,49] and therefore is especially overestimated in winter. To account for the mismatch, we performed a last experiment which accounts for more realistic surface temperature representation. A sensitivity experiment (PERTURB) based on a perturbative method [9] was carried out. The timing of the Antarctic deglaciation is delayed by more than 1 kyr and results in a present-day grounded ice volume very similar to observations ($24.6 \times 10^{+15} \text{ m}^3$ for EAIS and $5.9 \times 10^{+15} \text{ m}^3$ for WAIS). The contribution of Antarctica to sea-level rise is very similar to that obtained in the standard experiment (not shown). Therefore, the more realistic temperature over the EAIS does not change the contribution to sea-level rise. Owing to the fact that the inversion temperature profile is not simulated, CLIMBER overestimates temperature over Antarctica. On the other hand, because the temperature simulated remains very cold ($\sim -30 \text{ °C}$), the evolution of Antarctica through the deglaciation is not drastically affected in terms of contribution to sea-level rise. The major change is the timing of deglaciation which starts at 14 ka.

8. Conclusion

We have developed a model simulating the interactions between the atmosphere, the ocean, the vegetation, the northern and Antarctic ice sheets (CLIMBER-GREMLINS-GRISLI). This model has been used to study the last deglaciation period with an emphasis on the evolution of Antarctica.

The standard experiment shows that the total grounded Antarctic ice volume starts to decrease at 15 ka, due to an increase of oceanic temperature, which leads to the retreat of the grounding line and the decrease of the ice grounded surface and ice volume. During the deglaciation process, the grounding line retreats in the Ross Sea and therefore creates the Ross ice shelf, whose final state is in very good agreement with observations [33], whereas the Ronne-Filchner region is still covered by grounded ice. This is related, in terms of ice-equivalent sea-level rise, to an Antarctic contribution of 9.5 m for the deglaciation, which is certainly an underestimation due to the fact that we are not able to create the Ronne-Filchner ice shelf in the STD experiment. Nevertheless, from a global point of view, the melting of all ice sheets gives a global simulated sea-level contribution of 121.5 m which is very consistent with data [34–38]. In order to give a better estimate of the contribution from Antarctica, and because the bathymetry of the Weddell Sea is poorly constrained, a second experiment has been performed with a lowered bathymetry in the Weddell Sea. In this simulation, the Antarctic grounding line retreats both in the Ross and in the Ronne-Filchner regions. The corresponding ice-equivalent sea-level rise is 17.5 m and the global sea-level rise is 129.5 m. The Antarctic sea-level contributions (9.5–17.5 m) are in agreement with Denton and Hughes [40], Ritz et al. [8], Huybrechts [6], Bentley [41], Peltier [42], but are not consistent with Colhoun et al. [43], Nakada and Lambeck [44], Budd and Smith [45], Oerlemans [46] and CLIMAP [47].

Sensitivity experiments have been performed to identify which parameters trigger the decrease of the ice volume. These results clearly demonstrate that insolation, atmospheric CO₂ and basal melting have an influence on the triggering of the deglaciation process. Basal melting and atmospheric CO₂ also impact the overall surface mass balance. However, the greatest influence is that of the sea-level rise due to the NHIS melting, which is a crucial parameter for the deglaciation of Antarctica through its impacts on the destabilization of the ice shelves and, consequently, on the inland grounded ice. To test the impact of simulating the climate throughout the deglaciation period rather than prescribing it from the Vostok reconstruction, we compared the fully coupled experiment to a GRISLI only one forced by the Vostok data series. We showed that the difference in sea-level rises (9.5 m for the former and 15.0 m for the latter) is mostly due to the underestimating the surface temperature over the ice sheet. Therefore, we performed a last sensitivity experiment where we used a perturbative method to produce more realistic temperatures over the ice sheet. This last simulation yields a similar sea-level rise, but different deglaciation timing.

Since we obtained a realistic deglaciation scenario, we were able to show that the sea level is a crucial parameter for the melting of Antarctica. The sea level produced by the melting of ice sheets in our model will be prescribed to CLIMBER in future work instead of using SPECMAP sea-level rise curve.

In this work we do not account for high-frequency variability occurring during the deglaciation (Heinrich events, Younger Dryas, Bølling-Allerød). A future step is to investigate the impact of such events during the deglaciation process. In particular the impact of Heinrich Event 1 in terms of freshwater perturbation may be addressed to infer whether it may change the timing of deglaciation of our standard experiment.

Acknowledgments

We thank Andrey Ganopolski and the CLIMBER team for providing their model, Valérie Masson-Delmotte and Didier Paillard for helpful advice and Claire Carvallo. The authors appreciate the constructive comments of M.L. Delaney and anonymous reviewers. This work has been supported by PNEDC French National Programs IMPAIRS. Computing was carried out at LSCE, supported by CEA.

References

- [1] M. Crucifix, M.F. Loutre, P. Tulkens, T. Fichefet, A. Berger, Climate evolution during the Holocene: a study with an Earth system model of intermediate complexity, *Clim. Dyn.* 19 (2002) 43–60.
- [2] H. Gallée, J.P. van Ypersele, T. Fichefet, I. Marsiat, C. Tricot, A. Berger, Simulation of the last glacial cycle by a coupled 2-D climate-ice sheet model. I—The climate model, *J. Geophys. Res. Atmos.* 96 (1991) 13,139–113,161.
- [3] H. Gallée, J.P. van Ypersele, T. Fichefet, I. Marsiat, C. Tricot, A. Berger, Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate—ice sheet model. II—response to insolation and CO₂ variations, *J. Geophys. Res. Atmos.* 97 (1992) 15,713–15,740.
- [4] P. Huybrechts, The Antarctic ice sheet during the last glacial–interglacial cycle: a three-dimensional experiment, *Ann. Glaciol.* 14 (1990) 115–119.
- [5] P. Huybrechts, Basal temperature conditions of the Greenland ice sheet during the glacial cycles, *Ann. Glaciol.* 23 (1996) 226–236.
- [6] P. Huybrechts, Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 203–231.
- [7] C. Ritz, A. Fabre, A. Letréguilly, Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Clim. Dyn.* 13 (1997) 11–24.
- [8] C. Ritz, V. Rommelaere, C. Dumas, 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 (2001) 31943–31964.

758

G. Philippon et al. / Earth and Planetary Science Letters 248 (2006) 750–758

- [9] S. Charbit, C. Ritz, G. Ramstein, Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat: sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 243–265.
- [10] S.J. Marshall, L. Tarasov, G.K.C. Clarke, W.R. Peltier, Glaciological reconstruction of the Laurentide ice sheet: physical processes and modelling challenges, *Can. J. Earth Sci.* 37 (2000) 769–793.
- [11] R.M. DeConto, D. Pollard, A coupled climate-ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 198 (2003) 39–52.
- [12] P. Huybrechts, J. de Wolde, The dynamic response of the Greenland and Antarctic ice sheets to multiple-century climatic warming, *J. Clim.* 12 (1999) 2169–2188.
- [13] G. Deblonde, W.R. Peltier, Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial–interglacial cycle: experiments with a one-level seasonal energy balance model including realistic geography, *J. Geophys. Res.* 96 (1991) 9189–9215.
- [14] I. Marsiat, Simulation of the Northern Hemisphere continental ice sheets over the last glacial–interglacial cycle: experiments with a latitude–longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model, *Palaeoclimatology* 1 (1994) 59–98.
- [15] R. Calov, A. Ganopolski, V. Petoukhov, M. Claussen, R. Greve, Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model, *Geophys. Res. Lett.* 29 (2002) 2216.
- [16] S. Charbit, M. Kageyama, D. Roche, C. Ritz, G. Ramstein, Investigating the mechanisms leading to the deglaciation of past continental Northern Hemisphere ice sheets with the CLIMBER-GREMLINS coupled model, *Glob. Planet. Change* 48 (2005) 253–273.
- [17] M. Kageyama, S. Charbit, C. Ritz, M. Khodri, G. Ramstein, Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophys. Res. Lett.* 31 (2004) L24203.
- [18] L. Tarasov, W.R. Peltier, Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle, *J. Geophys. Res. Atmos.* 104 (1999) 9517–9545.
- [19] A. Ganopolski, S. Rahmstorf, V. Petoukhov, M. Claussen, Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity, *Nature* 391 (1998) 351–356.
- [20] V. Petoukhov, A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, S. Rahmstorf, CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity: part I. Model description and performance for present climate, *Clim. Dyn.* 16 (2000) 1–17.
- [21] E. Rignot, P. Kanagaratnam, Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet, *Science* 311 (2006) 986–990.
- [22] J.A. Dowdeswell, The Greenland ice sheet and global sea-level rise, *Science* 311 (2006) 963–964.
- [23] A. Beckmann, H. Goosse, A parameterization of ice shelf-ocean interaction for climate models, *Ocean Model.* 5 (2003) 157–170.
- [24] Ch. Dumas, Modélisation de l'évolution de l'Antarctique depuis le dernier cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au futur: importance relative des différents processus physiques et rôle des données d'entrée, Université Joseph Fourier Grenoble, 2002.
- [25] E. Rignot, S.S. Jacobs, Rapid bottom melting widespread near Antarctic ice sheet grounding lines, *Science* 296 (2002) 2020–2023.
- [26] E. LeMeur, P. Huybrechts, A comparison of different ways of dealing with isostasy: examples from modelling the antarctic ice sheet during the last glacial cycle, *Ann. Glaciol.* 23 (1996) 309–317.
- [27] W.R. Peltier, Global glacial isostasy and the surface of the Ice-Age Earth: The ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32 (2004) 111–149.
- [28] A. Berger, Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes, *J. Atmos. Sci.* 35 (1978) 2362–2367.
- [29] J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature* 399 (1999) 429–436.
- [30] J. Imbrie, J. Hays, D. Martinson, A. McIntyre, A. Mix, J. Morley, N. Pisias, W. Prell, N. Shackleton, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record, *Milankovitch Clim.* 1 (1984) 269–305.
- [31] C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J.C. Duplessy, J.F. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, M. Labracherie, Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 295–305.
- [32] J.B. Anderson, S.S. Shipp, A.L. Lowe, J.S. Wellner, A.B. Mosola, The Antarctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum and its subsequent retreat history: a review, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 49–70.
- [33] P. Huybrechts, D. Steinhage, F. Wilhelms, J. Bamber, Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling, *Ann. Glaciol.* 30 (2000) 52–60.
- [34] E. Bard, B. Hamelin, M. Arnold, L. Montagnoni, G. Cabioch, G. Faure, F. Rougerie, Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature* 382 (1996) 241–244.
- [35] E. Bard, B. Hamelin, R.G. Fairbanks, A. Zindler, U–Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, *Nature* 346 (1990) 456–458.
- [36] E. Bard, B. Hamelin, R.G. Fairbanks, A. Zindler, Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U–Th ages from Barbados corals, *Nature* 345 (1990) 405–410.
- [37] R.G. Fairbanks, A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature* 342 (1989) 637–647.
- [38] R.G. Fairbanks, The age and origin of the “Younger Dryas climate event” in Greenland ice cores, *Paleoceanography* 5 (1990) 937–948.
- [39] R. Robertson, Mixing and Heat Transport Mechanisms in the Upper Ocean in the Weddell Sea, Oregon State University, 1999.
- [40] G.H. Denton, T.J. Hughes, Reconstructing the Antarctic Ice Sheet at the Last Glacial Maximum, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 193–202.
- [41] M.J. Bentley, Volume of Antarctic Ice at the Last Glacial Maximum, and its impact on global sea level change, *Quat. Sci. Rev.* 18 (1999) 1569–1595.
- [42] W.R. Peltier, On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene, *Quat. Sci. Rev.* 21 (2002) 377–396.
- [43] E.A. Colhoun, M.C.G. Mabin, D.A. Adamson, R.M. Kirk, Antarctic ice volume and contribution to sea-level fall at 20,000 yr BP from raised beaches, *Nature* 358 (1992) 316–319.
- [44] M. Nakada, K. Lambeck, The melting history of the late Pleistocene Antarctic ice sheet, *Nature* 333 (1988) 36–40.
- [45] W.F. Budd, I.N. Smith, Large scale numerical modelling of the Antarctic ice sheet, *Ann. Glaciol.* 3 (1982) 42–49.
- [46] J. Oerlemans, A model of the Antarctic ice sheet, *Nature* 297 (1982) 550–553.
- [47] CLIMAP, The Surface of the Ice-Age Earth, *Science* 191 (1976) 1131–1137.
- [48] W.M. Connoley, The Antarctic temperature inversion, *Int. J. Clim.* 16 (1996) 1333–1342.
- [49] S.R. Hudson, R.E. Brandt, A look at the surface-based temperature inversion on the Antarctic Plateau, *J. Clim.* (2005).

5.2.5 Perspectives

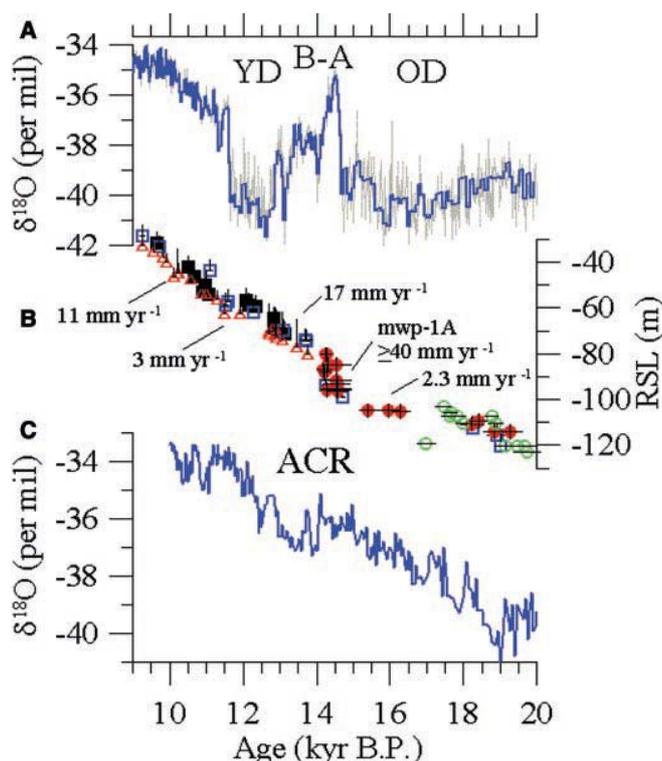


Fig. 5.2.2: Figure extraite de Weaver et al. [2003] correspondant au climat et aux enregistrements du niveau des mers lors de la dernière déglaciation. (A) Enregistrement de l'isotope de l'oxygène via le projet (GISP2), *Greenland Ice Sheet Project 2* [Grootes et al., 1993; Stuiver and Grootes, 2000]. OD est la période froide du Dryas ancien et YD la période froide du Dryas récent. (B) Enregistrements du niveau des mers relatif d'après plusieurs sites. Les taux moyens de l'élévation du niveau des mers relatif (RSL) sont notés pour les périodes 19-14.6, 14.6-14.1, 14.1-12.9, 12.9-11.6, et 11.6-6 ka. Ces données proviennent du Golfe Bonaparte (cercles ouverts verts) [Yokoyama et al., 2000], des coraux datés par la méthode U/Th aux Barbades [Bard et al., 1990a], de Sunda Shelf [Hanebuth et al., 2000], de Tahiti (triangles ouverts rouges) [Bard et al., 1990a], et de Nouvelle-Guinée (carrés fermés noirs) [Edwards et al., 1993]. (C) L'enregistrement de l'isotope de l'oxygène dans la carotte de glace Byrd suivant l'échelle de temps de GISP2 [Blunier and Brook, 2001]. ACR est le *Antarctic Cold Reversal*.

Weaver et al. [2003] étayent l'hypothèse d'une importante source d'eau douce, datée à -14 600 ans et qui contribuerait à une remontée du niveau des mers de 20 m en environ 500 ans (Figure 5.2.2). Les données proviennent des coraux [Fairbanks, 1989] dans le Golfe de la Barbade (le *meltwater pulse 1A*). Notre modèle de glace ne permet pas de générer un meltwater pulse 1A [Clark et al., 2004; Alley et al., 2005; Weaver et al., 2003] (Figure 5.2.2), ou d'accélération de l'écoulement à -11 500 ans due à la fragilité de la plate-forme de glace flottante [Domack et al., 2005]. Avec leur modèle de complexité intermédiaire, Weaver et al. [2003] attribuent ce large flux d'eau douce à l'Antarctique de l'Ouest. Ce point sera discuté dans le chapitre suivant : on applique un forçage externe d'eau douce dans l'océan austral. D'autre part, les processus à petite échelle de fort écoulement de glace,

comme ceux observés actuellement pour le Groenland [Rignot and Jacobs, 2002; Rignot and Kanagaratnam, 2006] et l'Antarctique [Domack et al., 2005; Pudsey and Evans, 2001; Brachfeld et al., 2003; Bentley et al., 2005; Rignot et al., 2002; Joughin et al., 2005], ne sont pas encore pris en compte dans notre modèle.

Une des pistes à explorer est d'étudier l'impact de ces événements rapides sur la déglaciation, en particulier l'événement Heinrich 1. Cet événement pourrait déclencher la déglaciation selon certains scientifiques (via le déstabilisation des plateaux glaciaires, suite à une remontée du niveau marin par exemple).

5.3 Influence des poussières

La déglaciation issue de l'article EPSL donne les résultats suivants pour les calottes de l'hémisphère Nord : La calotte Nord-Américaine déglace entre -10000 et -6000 ans et contribue à une remontée du niveau des mers de 85 m. A l'inverse, le volume de la calotte fennoscandienne décroît dès le début de la simulation jusqu'à -9000 ans et contribue à 25 m de la remontée en niveau des mers. A la fin de la simulation, il reste une calotte de glace couvrant l'Est de la Sibérie et l'Alaska. Actuellement, une telle calotte de glace n'existe pas, nous cherchons donc à expliquer une telle différence.

L'implémentation du dépôt des poussières qui modifie, avec un forçage très simple, l'albédo de la neige (paragraphe 3.1.4) a considérablement amélioré les résultats de la dernière déglaciation, puisque la calotte formée en Sibérie Orientale a désormais disparu [Quiquet, 2006]. Sans cette paramétrisation, l'expérience donne un volume de glace à l'Actuel qui correspond à $7 \times 10^{15} \text{ m}^3$, soit l'équivalent d'une variation d'environ 19 m du niveau des mers (courbe noire, figure 5.3.1). Avec cette implémentation, à l'Actuel, la glace de l'Est sibérien disparaît mais reste présente au-dessus de l'Alaska. Le volume de l'Alaska équivaut à un volume de $4 \times 10^{15} \text{ m}^3$ (courbe bleue), et à une variation d'environ 15 m du niveau des mers contre un volume de $5 \times 10^{15} \text{ m}^3$ sans l'implémentation (ce qui équivaut à 12 m, courbe noire). L'effet des poussières avance la déglaciation des calottes de l'hémisphère Nord. D'ailleurs, Calov et al. [2005] montrent que l'augmentation du taux de poussières atmosphériques entraîne une rétroaction négative sur la croissance de la calotte de glace durant le dernier cycle glaciaire, via les effets d'albédo. Dans notre étude, la Fennoscandie et la calotte Nord Américaine sont complètement déglacées à -12 000 et -9000 ans respectivement, contre -9000 et -6000 ans sans l'introduction des poussières (Figure

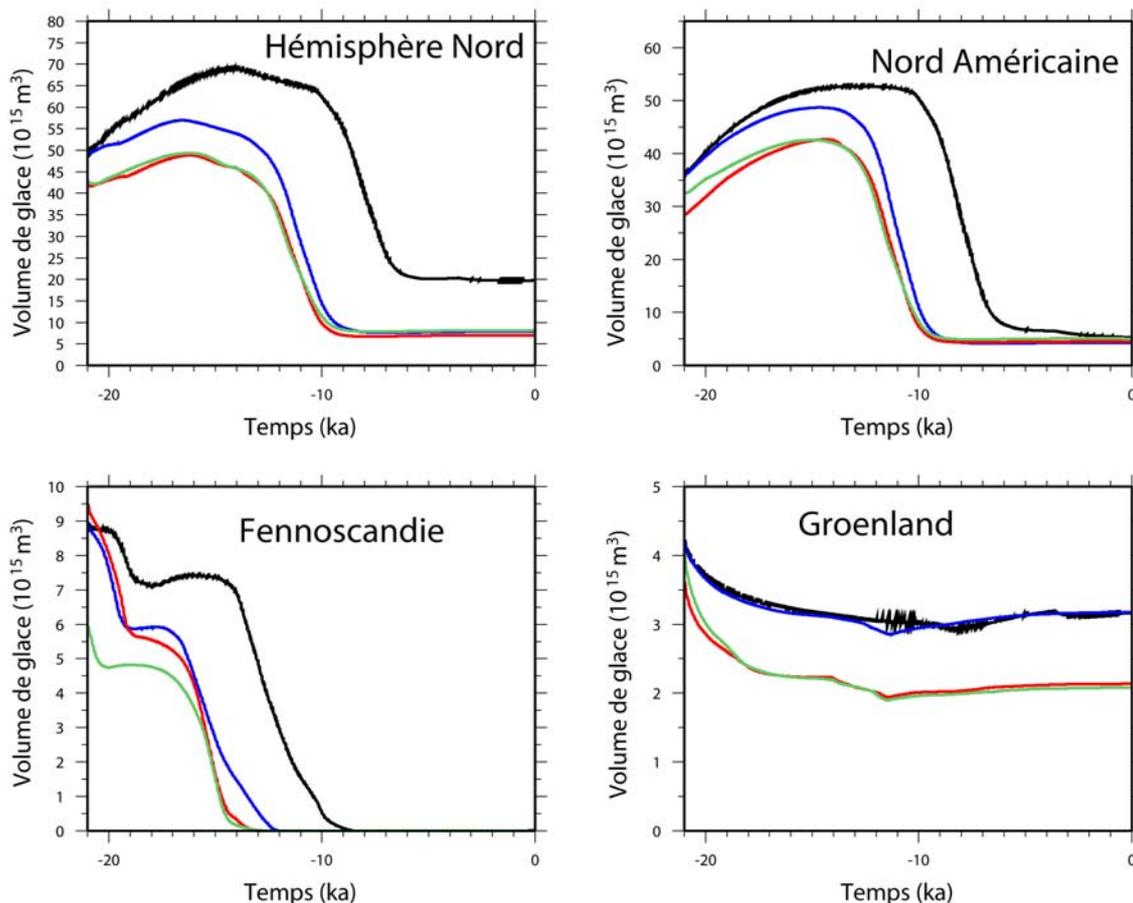


Fig. 5.3.1: Evolution du volume de glace pour les calottes de l'hémisphère Nord durant la dernière déglaciation. La courbe noire représente une déglaciation utilisant ICE-5G [Peltier, 2004] comme condition initiale, sans l'introduction des poussières dans le code ; la courbe bleue représente l'équivalent mais avec l'introduction des poussières durant la simulation ; la courbe rouge, avec l'introduction des poussières et la condition initiale de Luce Fleitout [L. Fleitout and Cailletaud, 2005, 2006] ; la courbe verte, avec l'introduction des poussières et la condition initiale de Kurt Lambeck.

5.3.1, courbes noires et bleues).

5.4 Influence de la condition initiale

Le volume des calottes de glace de l'hémisphère Nord au DMG contribue à environ 100 m de l'élévation du niveau total des mers durant la dernière déglaciation. Nous allons voir que dans nos simulations, avec l'implémentation du dépôt des poussières, cette variation du niveau des mers dépend en partie au volume initial reconstruit au DMG. Jusqu'à présent, nous avons utilisé la reconstruction ICE-5G (hémisphère Nord) de Peltier [2004] qui présente l'avantage de donner une reconstruction 3-D des calottes polaires au DMG. Dans cette partie, nous testons l'influence de cette condition initiale sur les déphasages

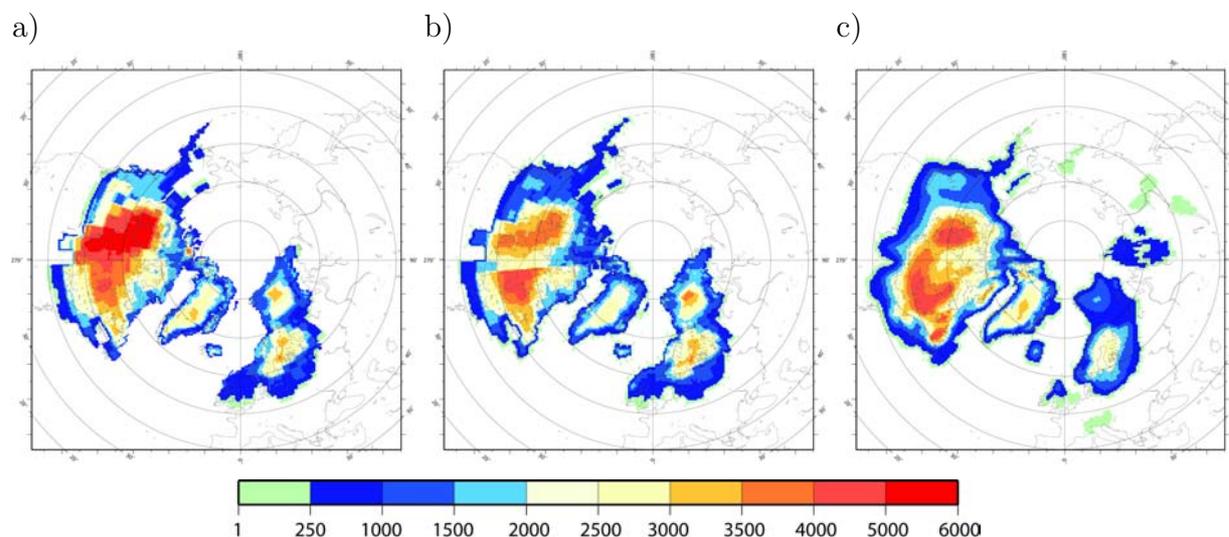


Fig. 5.4.1: Reconstruction de l'épaisseur de glace au DMG sur l'hémisphère Nord (en mètres). a) Reconstruction ICE-5G [Peltier, 2004]; b) Reconstruction de Luce Fleitout [L. Fleitout and Cailletaud, 2005, 2006]; c) Reconstruction de Kurt Lambeck.

éventuels obtenus lors de la dernière déglaciation, avec deux autres reconstructions, celle de Luce Fleitout [L. Fleitout and Cailletaud, 2005, 2006] et celle de Kurt Lambeck (données disponibles avec son accord). Ces dernières sont obtenues de la même manière que la reconstruction de ICE-5G de Peltier [2004], c'est-à-dire en contraignant les modèles respectifs de rebond isostatique par les données géologiques et les données de niveaux marins. Néanmoins, des différences entre ces trois reconstructions au DMG apparaissent. Celles-ci concernent à la fois l'épaisseur de glace et l'étendue des calottes de l'hémisphère Nord (Figures 5.4.1). La reconstruction de Luce Fleitout au DMG attribue un volume de glace plus important à la Fennoscandie ($9,6 \times 10^{15} \text{ m}^3$) et un volume moins important pour la Laurentide ($28,7 \times 10^{15} \text{ m}^3$) et le Groenland ($3,7 \times 10^{15} \text{ m}^3$) par rapport aux calottes ICE-5G ($9,0 \times 10^{15} \text{ m}^3$, $36,1 \times 10^{15} \text{ m}^3$ et $4,3 \times 10^{15} \text{ m}^3$ respectivement). Les calottes de glace de Kurt Lambeck, quant à elles, reconstruisent un volume moins important pour la Fennoscandie ($6,0 \times 10^{15} \text{ m}^3$), pour la Laurentide ($32,8 \times 10^{15} \text{ m}^3$) et pour le Groenland ($4,1 \times 10^{15} \text{ m}^3$) par rapport à ICE-5G.

La figure 5.3.1 montre l'évolution des calottes de glace de l'hémisphère Nord issues des différentes reconstructions au cours de la dernière déglaciation. Tout d'abord, en comparant les courbes issues des trois reconstructions, nous remarquons que la calotte fennoscandienne fond complètement à l'issue de la simulation, comme c'était déjà le cas avec la reconstruction ICE-5G. Par ailleurs, le Groenland fond davantage au cours de la déglaciation par rapport à la simulation faite avec ICE-5G ; dans les trois cas, le comportement de

la Laurentide est quasiment identique. Les nouvelles reconstructions avancent la déglaciation définitive de la Laurentide et de la Fennoscandie d'environ 1000 ans. Le volume de la Laurentide commence à décroître à partir de -15 000 ans avec la reconstruction de Kurt Lambeck (appelée par la suite "KL") et à -14 000 ans avec celle de Luce Fleitout (appelée par la suite "LF"); celle de ICE-5G décroît à -14 500 ans. Le volume de la Fennoscandie fond en deux étapes. Le premier palier correspond au fort retrait de la calotte de glace en mer de Barents [Charbit et al., 2005]. Cette glace fond jusqu'à -19 500 ans pour ICE-5G, ce qui concorde avec la reconstruction LF (à -19 200 ans), tandis qu'avec la reconstruction KL, ce palier est atteint à -20 500 ans. La fonte du reste de la Fennoscandie se produit à partir de -17 500 ans pour ICE-5G alors que pour les autres reconstructions, cette fonte est plus précoce, et intervient à partir de -19 000 ans.

Le tableau 5.4.1 présente les variations du niveau des mers dues à la fonte (variation négative) et à l'épaississement (variation positive) de chaque calotte de glace de l'hémisphère Nord. Par exemple, la formation de la calotte de glace en Alaska contribue à un biais de

Tab. 5.4.1: Tableau représentant les variations du niveau des mers (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord au cours de la dernière déglaciation. Pour la même simulation de déglaciation (CLIMBER-GREMLINS-GRISLI avec l'introduction des poussières), nous utilisons la reconstructions de ICE-5G [Peltier, 2004], la reconstruction de L. Fleitout and Cailletaud [2005, 2006] et celle de Kurt Lambeck (données disponibles avec son accord). L'avant-avant-dernière ligne "HN fonte" correspond à la somme des fontes des calottes alors que "HN au final" correspond à la somme des fontes et de la formation de la calotte en Alaska. "TOTAL fonte" correspond à l'ajout de cette contribution sur "HN fonte" alors que "TOTAL au final" correspond à l'ajout de cette contribution sur "HN au final".

	RECONSTRUCTIONS DES CALOTTES DE GLACE		
	ICE-5G	Luce Fleitout	Kurt Lambeck
Fennoscandie	-25	-26	-16
Groenland	-2.5	-4	-5
Laurentide	-88	-67	-76
Alaska	+12	+13	+14
Sibérie	0	0	+1
Antarctique	-14	-14	-15
HN fonte	-115.5	-97	-97
HN au final	-103.5	-84	-82
TOTAL fonte	-129.5	-111	-112
TOTAL au final	-117.5	-98	-97

12 à 14 m. A la lecture du tableau, nous constatons que les contributions à l'élévation

du niveau des mers entre le DMG et l'Actuel pour l'hémisphère Nord sont proches de 100 m. Les calottes Nord Américaine et la Fennoscandie fondent totalement avec les trois conditions initiales. Leurs contributions en terme de niveau marin, dépendent du volume de glace de la condition initiale. La reconstruction ICE-5G présente la contribution légèrement plus importante (i.e. volume initial plus élevé) par rapport aux autres. L'Alaska possède une plus forte contribution en niveau marin pour les reconstructions LF et KL. Ceci amène à la question suivante : Est-ce que notre modèle augmenterait le volume en Alaska suite à une réorganisation atmosphérique des perturbations synoptiques dont la cause serait une Laurentide et un Groenland moins hauts ?

La Sibérie s'englace seulement dans la simulation avec la reconstruction KL. Les étendues des calottes au DMG et leurs altitudes sont distinctes dans cette reconstruction de celles de ICE-5G et LF. Notre modèle semble donc sensible à l'une ou l'autre de ces hypothèses. Les reconstructions induisent des contributions de l'Antarctique à l'élévation du niveau des mers similaires. Néanmoins, la reconstruction KL fournit 1 m de plus. On peut donc se demander si l'Antarctique fond davantage lorsque la contribution en niveau des mers de l'hémisphère Nord est moins importante ?

La comparaison de trois conditions initiales pour l'hémisphère Nord met en évidence des comportements semblables pour les scénarios de fonte. Néanmoins, elles soulèvent des questions sur l'influence de l'altitude et l'étendue ds calottes dans l'hémisphère Nord sur la déglaciation de l'Antarctique, ainsi que sur la formation de glace en Sibérie et en Alaska, via une éventuelle réorganisation de la circulation atmosphérique.

5.5 Conclusions

Ce chapitre décrit l'utilisation du nouveau modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI pour la dernière déglaciation, entre -21 000 ans et aujourd'hui. La première partie tente de retracer brièvement le contexte du DMG (-21 000 ans) et de définir le volume plus important qu'occupaient les calottes de glace, avec notamment l'apparition de la Laurentide et de la Fennoscandie (au-dessus du Canada et de l'Eurasie du Nord-Ouest respectivement). Les variations du niveau des mers obtenues par nos simulations de la fonte de l'Antarctique (9.5 à 17.5 m) pendant cette période se situent dans la gamme de valeurs des données et autres études de modélisations (7.0 à 19.2 m).

Plus largement, nous avons estimé la contribution de la fonte des calottes de glace de

l'hémisphère Nord, qui est de 117.5 à 129.5 m. La première valeur est calculée avec l'introduction des poussières dans le modèle et la deuxième, sans cette paramétrisation. Nous avons, de plus, étudié l'influence de la reconstruction au DMG des calottes du Nord par le biais de trois reconstructions.

Compte tenu de ces résultats satisfaisants pour la déglaciation de l'Antarctique et même pour les calottes de glace de l'hémisphère Nord, nous pouvons nous pencher sur les relations inter-hémisphériques à travers le modèle de climat. Dans le chapitre suivant, nous essaierons de reproduire des variations rapides du climat en terme de forçage en eau douce puisque de telles intrusions d'eau peuvent modifier la circulation océanique et générer des changements climatique abrupts.

Chapitre 6

Impact d'événements abrupts de décharge d'eau douce sur les calottes de glace

Le précédent chapitre discute des variations lentes du système climatique. Le premier chapitre présente les variations du climat, telles qu'elles sont enregistrées dans les archives climatiques, c'est-à-dire à la fois les variations lentes (glaciaires-interglaciaires) et rapides. Dans ce chapitre, nous allons tester la réponse du modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI vis-à-vis de ces événements rapides. Puisque ces événements ne peuvent être reproduits directement par les modèles de glace [Peyaud, 2006], nous les simulons en les imposant comme un forçage externe de flux d'eau douce. En produisant un très grand nombre de simulations avec des forçages d'eau douce variant en intensité et en durée, Roche et al. [2004] ont été capable de caractériser l'événement rapide "Heinrich 4" (-40 000 ans). Pour ce faire, les auteurs ont comparé leurs résultats qui incluaient dans le code CLIMBER un calcul du proxy $\delta^{18}\text{O}$ lui-même avec les variations de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques. Mais malheureusement, la plupart des forçages en eau douce pour les événements "Dansgaard-Oeschger" ou "Heinrich" ne sont pas suffisamment contraints par les données pour les caractériser facilement. Nous avons donc choisi l'approche développée par Ganopolski and Rahmstorf [2001] qui consiste à perturber le modèle de climat par un flux d'eau douce prescrit et compatible avec ces deux types d'événements (Dansgaard-Oeschger et Heinrich). Notre originalité par rapport aux travaux de Ganopolski and Rahmstorf [2001] repose, d'une part, sur un modèle incluant la réponse des calottes et, d'autre part, sur le

fait d'imposer des perturbations non seulement dans l'hémisphère Nord mais aussi dans l'hémisphère Sud, comme elles le sont suggérées par Kanfoush et al. [2000] par exemple.

6.1 Introduction : L'eau douce coule dans la bibliographie récente concernant les événements abrupts

Nous allons montrer dans cette introduction comment des flux d'eau douce sont potentiellement capables de déstabiliser la circulation océanique et comment les calottes de glace des hautes latitudes des deux hémisphères ont enregistré ces variations rapides. Notre motivation vient du décalage du $\delta^{18}\text{O}$ et du méthane observé entre les carottes de

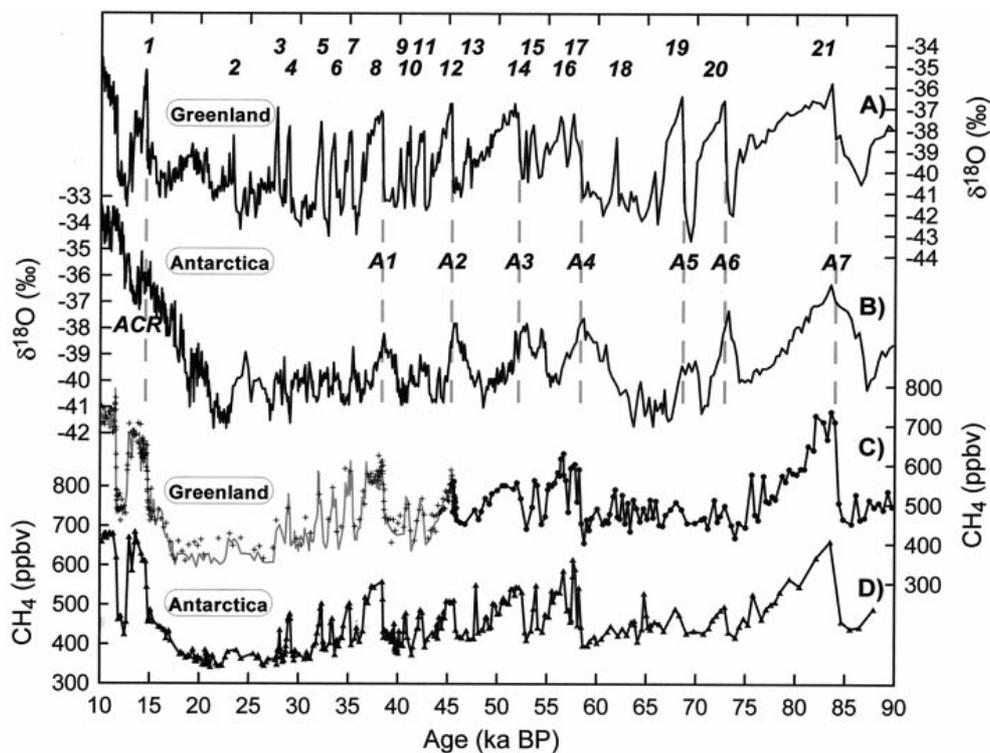


Fig. 6.1.1: Figure extraite de l'article de Blunier and Brook [2001]. Comparaison des données CH_4 et $\delta^{18}\text{O}$ entre des forages profonds de glace au Groenland et en Antarctique sur l'échelle d'âge de GISP2. Les lignes en pointillées indiquent le début des Dansgaard-Oeschger importants. (a) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace de la carotte GISP2 au Groenland [Grootes et al., 1993]. (b) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace de la carotte Byrd, en Antarctique de l'Ouest [Johnsen et al., 1972]. (c) CH_4 issu des carottes GISP2 et GRIP [Blunier et al., 1998; Brook et al., 1999; Dällenbach et al., 2000]. (d) CH_4 extrait de la carotte Byrd [Blunier et al., 1998].

glace en Antarctique et au Groenland (Figure 6.1.1) [Blunier and Brook, 2001]. Outre les variations rapides enregistrées en climat glaciaire dans les carottes de glace (Figures 1.1.3 et 1.1.5), la figure 6.1.1 montre que le lent réchauffement de l'Antarctique (vers

des $\delta^{18}\text{O}$ moins négatifs) devance de 1000 à 2000 ans le réchauffement du Groenland lors des variations rapides. Même si de nombreuses études tentent d'expliquer ce phénomène, la "balance" de température inter-hémisphérique reste très controversée. En particulier, Steig et al. [1998] montrent que les variations de température au Groenland et à Taylor Dôme, en Antarctique, sont synchrones, et donc, sont en contradiction avec les autres stations en Antarctique [Blunier and Brook, 2001]. Selon une grande partie de la communauté scientifique, le déphasage des températures dans les carottes groenlandaises et antarctiques mis en évidence sur la figure 6.1.1 [Blunier and Brook, 2001; EPICA, 2006] suggère un comportement "anti-phasique" de la circulation thermohaline, comportement que nous allons expliciter dans le paragraphe suivant.

Broecker [1998] et Stocker [1998] font partie des précurseurs pour invoquer le rôle de l'océan dans la redistribution de chaleur entre l'hémisphère Nord et l'hémisphère Sud. Notamment, d'après eux, les perturbations dans les hautes latitudes Nord (fonte de calottes de glace) entraînent des différences dans la circulation thermohaline de l'Atlantique Nord. A travers la variation du flux méridional de chaleur en Atlantique, les amplitudes des signaux climatiques sont importants en Atlantique Nord, là où la perturbation a lieu, et sont faibles et varient en sens opposé dans l'hémisphère Sud [Stocker, 1998] (Figure 6.1.2). Ce phénomène se nomme "balance inter-hémisphérique" ou "*seesaw*" en anglais. Cette ba-

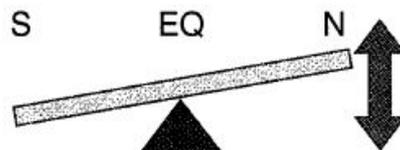


Fig. 6.1.2: Schéma représentant la balance inter-hémisphérique forcée dans les régions de l'Atlantique Nord extrait de Stocker [1998]. Les amplitudes des signaux climatiques sont importants dans les régions autour de la perturbation (en Atlantique Nord) et faibles et de signe opposé dans l'autre hémisphère.

lance s'exprime donc par une intensification de la formation des eaux denses NADW (les températures aux hautes latitudes Nord augmentent) tandis que le transport de chaleur est ralenti dans l'hémisphère Sud (Les températures de surface antarctiques diminuent). Et inversement, un ralentissement de NADW provoque un plus grand transfert vers le sud et donc un réchauffement des températures antarctiques de surface et un refroidissement des températures des hautes latitudes Nord. Cette balance inter-hémisphérique est mise en relation avec les enregistrements des événements abrupts du dernier cycle climatique glaciaire disponibles dans les carottes de glace [Dansgaard et al., 1982, 1993]. Pour confor-

ter les données de Steig et al. [1998], Schmittner et al. [2003] montrent, avec un modèle GCM, que les changements de température au Groenland précèdent de 400 à 500 ans les variations de température en Antarctique, ce qui contredit l'interprétation de Broecker [1998] mais aussi l'étude de Blunier and Brook [2001]. De plus, d'après Schmittner et al. [2003], le décalage de 1000 à 2000 ans entre l'Antarctique et le Groenland observé par Blunier and Brook [2001] est en fait une conséquence des événements Dansgaard-Oeschger de l'hémisphère Nord et ne provient pas de l'hémisphère Sud. Bien que l'objet de ce chapitre soit d'évaluer l'influence du climat à différentes perturbations en eau douce, le modèle tout couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI permet d'avoir l'ensemble de la séquence et d'objectiver sur les déphasages Nord-Sud et Sud-Nord.

Ganopolski and Rahmstorf [2001] et Paillard [2001] sont les premiers à mettre en évidence que le climat glaciaire est moins stable que le climat actuel. Pour ce faire, Ganopolski and Rahmstorf [2001] imposent des perturbations d'eau douce dans les zones de convection de l'Atlantique Nord à leur modèle CLIMBER. La stabilité du climat est déterminée grâce aux courbes d'hystérésis qui lient NADW avec les variations en intensité du flux d'eau douce. Ces auteurs montrent essentiellement, en réponse à l'intensité du flux d'eau imposé, le passage du mode "actif" de la circulation thermohaline à un mode très ralenti de la circulation océanique en climat glaciaire. A l'Actuel, avec la même perturbation, ces auteurs obtiennent une circulation arrêtée, dite en mode "off". Ces ralentissements de la circulation océanique se traduisent à la fois par une diminution de température dans l'hémisphère Nord et de manière synchrone, par une augmentation de température dans l'hémisphère Sud. Notre étude s'inscrit dans le cadre de ces travaux mais présente l'avantage d'utiliser un modèle plus complet, une plus grande variété de situations climatiques et enfin des perturbations imposées soit au Nord, soit au Sud.

D'autre part, Wang [2005] tente d'expliquer les processus liés à la reprise de la circulation thermohaline depuis un mode "off" en climat actuel. Pour cela, il utilise un modèle de complexité intermédiaire, comparable à CLIMBER, pour identifier les rétroactions du système climatique sur la reprise de la circulation thermohaline depuis un mode "off" simulé à l'Actuel. En l'occurrence, il met en évidence deux processus capables de redémarrer la circulation océanique : l'augmentation et le transport de glace de mer ainsi que la croissance rapide d'une calotte de glace de l'hémisphère Nord favorisent la reprise de la circulation thermohaline.

Pour une autre période, à -115 000 ans, et avec le modèle CLIMBER, Khodri et al. [2003]

déterminent à 0.02 Sv le seuil en eau douce donnée à l'océan nécessaire pour définir le passage d'un mode interglaciaire à un mode glaciaire. Ce seuil correspond à une circulation thermo-haline plus faible et à l'accumulation de neige pérenne aux hautes latitudes Nord. Kageyama and Paillard [2005], quant à eux, attribuent une accumulation de neige pérenne lors de la phase de refroidissement de chaque événement Dansgaard-Oeschger. Ils obtiennent ce résultat avec le même modèle climatique mais couplé à un modèle de glace simplifié de la Fennoscandie. Enfin, Calov and Ganopolski [2005] utilisent le modèle CLIMBER couplé au modèle de glace de l'hémisphère Nord, SICOPOLIS [Greve, 1997], pour construire l'hystérésis entre le volume de glace et l'insolation estivale à 65°N pour différentes valeurs de CO₂ atmosphérique et relie ce cycle d'hystérésis à la stabilité du système climat-calottes de glace. Ils montrent ainsi qu'une baisse du CO₂ atmosphérique décale le diagramme de stabilité vers des plus hautes valeurs d'insolation estivale à 65°N (forçage Milankovitch) sans changer la forme du diagramme. Ce décalage équivaut à 10% de l'impact radiatif lié à l'insolation. D'après leurs travaux, le forçage de Milankovitch exerce donc un rôle moteur dans ce système climatique, le CO₂ ne jouant qu'un rôle de modulateur.

Mis à part les travaux de Calov and Ganopolski [2005] qui utilisent le modèle SICOPOLIS, nous avons constaté qu'aucune étude n'incorporait de modèles dynamiques de glace Nord et Sud. Notre étude se distingue par le fait de coupler le modèle de climat avec des modèles de calottes de glace du Nord et du Sud. L'idée de base est celle de Ganopolski and Rahmstorf [2001] qui examinent la réponse du climat à une perturbation d'eau douce dans les zones de convection Atlantique Nord pour l'Actuel et le DMG. Nous étendons cette étude à différents contextes climatiques (un climat glaciaire et deux climats interglaciaires) et à différentes zones de convection (Atlantique Nord et Sud). Le DMG est étudié car ce climat est sensible aux perturbations en eau douce en Atlantique Nord [NGRIP, 2004] et au Sud [Kanfoush et al., 2000]. De plus, le climat actuel est étudié car la déstabilisation potentielle du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest [Alley et al., 2005] peut affecter le climat. D'ailleurs, les travaux de Sylvie Charbit portent sur le climat futur avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI (communication personnelle). Le scénario d'augmentation du CO₂ correspond à un quadruplement du CO₂ par rapport à la valeur pré-industrielle (i.e. 280 ppm) sur 290 ans. Ce scénario est introduit comme forçage dans le modèle. Ainsi, en 2500 ans, le Groenland a complètement déglacé, tandis

que l'Antarctique perd 5% de son volume. Ces deux fontes produisent une augmentation de 9.8 m du niveau des mers [Charbit et al., 2006]. Enfin, le dernier interglaciaire, à - 115 000 ans pourra être comparé au climat actuel. La particularité de cette période est le passage très rapide en glaciation, accompagné de variations rapides du climat [Landais, 2004; Waelbroeck et al., 2002]. Les théories décrites dans ce paragraphe, notamment le comportement “anti-phasique” de la circulation thermohaline, pourront être rediscutées avec les expériences réalisées au cours de ce travail.

6.2 Etat des lieux des climats glaciaires et actuels : Comparaison entre les deux simulations CLIMBER- PIK et CLIMBER-LSCE

Avant de décrire nos expériences avec deux types de perturbation (i.e. Nord et Sud) dans trois contextes climatiques différents avec un modèle totalement couplé (CLIMBER-GREMLINS-GRISLI), nous avons comparé les résultats obtenus avec notre propre version de CLIMBER à ceux publiés par Ganopolski and Rahmstorf [2001]. Ce faisant, nous nous assurons que, malgré des différences liées à des versions différentes du modèle, les réponses dans les deux modèles au même type de perturbation sont très similaires.

6.2.1 “Stabilité” du climat glaciaire : Diagramme d’hystérésis

Pour évaluer la stabilité du système climatique au climat actuel et glaciaire, Ganopolski and Rahmstorf [2001] suggèrent qu’au-dessus d’un certain seuil, la quantité de flux d’eau douce en Atlantique Nord déstabilise la circulation océanique, NADW. Ainsi, si le flux d’eau douce dépasse une valeur seuil, NADW quitte brusquement sa branche d’équilibre (NADW active) pour une branche basse (NADW ralentie ou nulle) [Paillard, 2001]. Cette branche correspond à une circulation réduite, et ainsi le transport de chaleur tropique-pôle est moins efficace et les températures aux hautes latitudes sont plus froides [Paillard, 2001]. De plus, quand la perturbation en eau douce disparaît, NADW ne retourne pas à sa valeur initiale, mais reste ralentie. La circulation ne retrouve son état initial que pour une perturbation en eau douce négative, c’est à dire, par évaporation ou par diminution du ruissellement. [Paillard, 2001]. Ce comportement est de type “hystéré-

sis”.

Les diagrammes d’hystérésis des figures 6.2.1 et 6.2.3 ont été obtenus en forçant l’océan Atlantique entre 51 et 76°N par des perturbations variant de 0 à -0.25 Sv, puis de -0.25 à

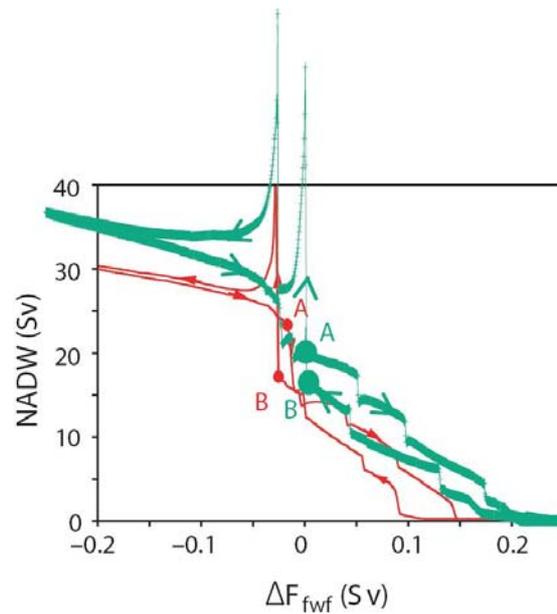


Fig. 6.2.1: Diagramme d’hystérésis au DMG pour la circulation océanique Atlantique (NADW en Sv en ordonnées) avec CLIMBER seul. En abscisse, la perturbation d’eau douce est rajoutée à la latitude 50-70°N (courbe rouge) et 51-76°N (courbe verte). En rouge, les diagrammes issus de l’étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] (“GANO”) et en vert, notre étude (“LSCE-21”).

0.25 Sv, et enfin de 0.25 à 0 Sv, avec une variation de 0.05 Sv en 1000 ans.

L’hystérésis LSCE-21 au DMG (Figure 6.2.1, courbe verte) a la même forme que l’hystérésis GANO (en rouge). Par contre, pour une perturbation d’eau douce identique, la NADW de LSCE-21 a une réponse plus forte que la NADW de GANO (courbe rouge). Enfin, les points A et B de la figure 6.2.1 désignent la largeur de stabilité du diagramme, c’est-à-dire le flux d’eau douce nécessaire pour basculer dans la branche haute (NADW > 20 Sv) ou basse (NADW < 20 Sv) de l’hystérésis. Pour GANO, ils se trouvent au niveau du forçage négatif en eau douce, alors que dans notre modèle, ils correspondent à de très faibles perturbations en eau douce. Ainsi, notre modèle est plus instable que GANO et peut “plus facilement” passer dans la branche basse de l’hystérésis.

En comparaison avec le diagramme d’hystérésis de l’Actuel de Ganopolski and Rahmstorf [2001] (Figure 6.2.3), notre diagramme montre que la zone d’instabilité est plus réduite car les deux branches verticales de l’hystérésis sont plus resserrées, ce qui est donc potentiellement générateur d’instabilité. Les branches stables se situent au niveau des traits proches de l’horizontal. De même que les travaux de Ganopolski and Rahmstorf [2001],

notre modèle possède un diagramme d'hystérésis à l'Actuel plus stable que celui au DMG.

Le modèle CLIMBER seul ne permettant pas de générer les événements abrupts ayant ponctué la dernière période glaciaire (i.e. événements de Dansgaard-Oeschger et de Heinrich), Ganopolski and Rahmstorf [2001] ont réalisé des expériences où les événements sont imposés comme un forçage externe en flux d'eau douce, représenté par une succession d'oscillations. Cette procédure leur permet ainsi d'explorer la réponse du système climatique lors des événements rapides. Afin de comparer les réponses respectives de nos modèles, nous avons tout d'abord suivi cette méthode. L'amplitude de nos simulations est respectivement de +0.03 Sv (i.e. forçage de -0.03 Sv à +0.03 Sv) pour les événements de Dansgaard-Oeschger, et de +0.15 Sv pour les événements de Heinrich. La succession de ces perturbations est présentée par la figure 6.2.2 (a) et correspond d'abord à 2 oscillations faibles (DO), puis 1 oscillation de large amplitude (H), puis à nouveau 2 oscillations faibles (DO). Cette séquence est identique à celle de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. Néanmoins, nous laissons 1000 ans non perturbés au début de la simulation pour permettre à CLIMBER de s'équilibrer avec les conditions limites données par les calottes de glace (Figure 6.2.2 a) ; ce temps correspond au temps de réponse de l'océan et notamment de AABW. Ganopolski and Rahmstorf [2001] n'utilisant que le modèle CLIMBER n'ont pas à utiliser cette procédure.

Nous avons choisi d'axer notre étude sur trois champs climatiques (Figure 6.2.2) : la circulation NADW, qui paraît importante pour expliquer les transferts de chaleur et d'humidité entre les tropiques et les pôles, et les températures de surface au Nord et au Sud, qui dépendent de cette circulation océanique.

- Figure 6.2.2 (b) : Dans notre modèle, NADW a une valeur initiale plus élevée que celle issue des simulations de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. Sans perturbation, elle vaut environ 20 Sv (courbe verte), contre 14 Sv pour GANO (courbe noire). Ces résultats concordent avec le diagramme d'hystérésis présenté sur la figure 6.2.1. Quand la perturbation du flux d'eau douce est négative (ajout de sel), le maximum de NADW est compris entre 60 et 70 Sv alors que, dans GANO, il est compris entre 46 et 50 Sv (Figure 6.2.1). Dans l'expérience LSCE-21, la circulation océanique non perturbée est plus active que celle de GANO, il est cohérent qu'elle soit plus active lors des événements DO et H.

Pendant l'événement H, NADW subit une forte chute pour atteindre 7 Sv (LSCE-

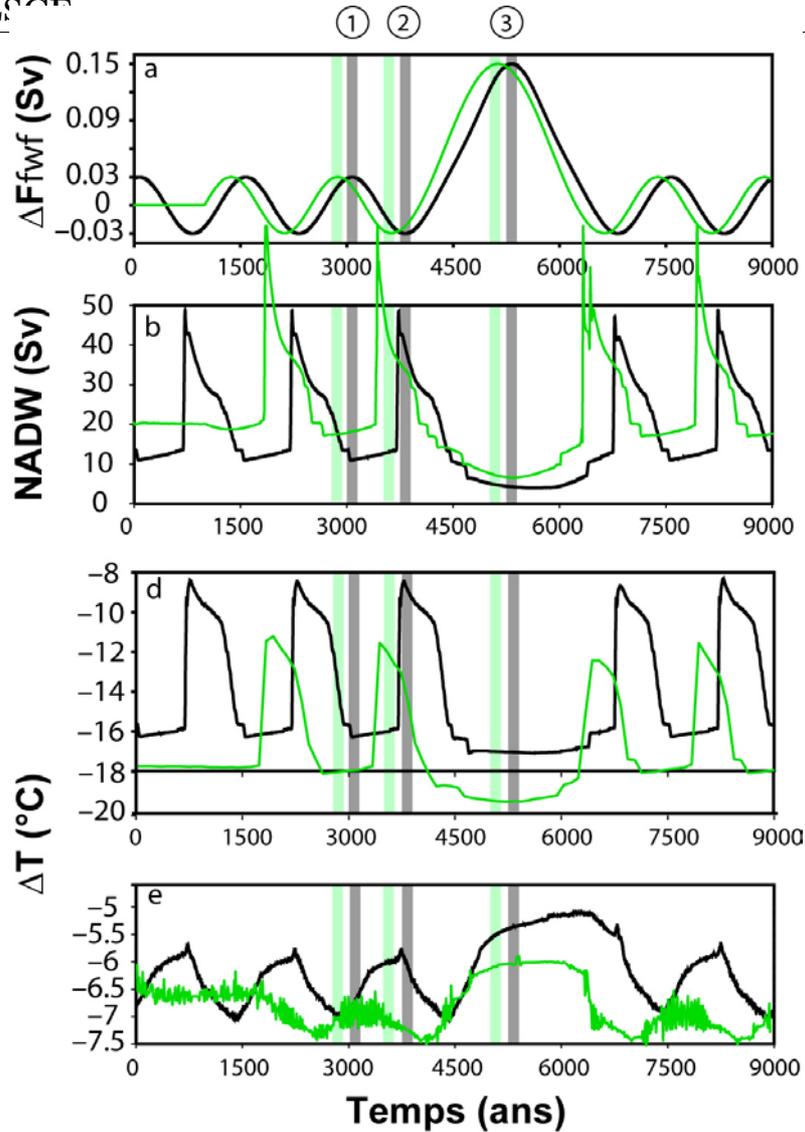


Fig. 6.2.2: Figure modifiée à partir de l'article de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. La courbe noire représente les résultats de Ganopolski and Rahmstorf [2001] (“GANO”); la verte correspond à nos résultats avec CLIMBER seul pour la même période, DMG (“LSCE-21”). (a) Forçage en Atlantique entre 50 et 76°N. (b) La circulation océanique en Atlantique Nord. (c) Variation de température à 65°N en Atlantique. La différence entre la température de la simulation glaciaire et la température actuelle simulée, égale à -5°C dans LSCE-21. (d) Variation de température en Antarctique entre le glaciaire et l'Actuel. La température à l'Actuel vaut -30.4°C dans LSCE-21. Les traits verticaux correspondent à trois événements différents : l'événement 1 correspond au flux d'eau douce maximum d'un événement Dansgaard-Oeschger (noté DO); l'événement 2, au flux d'eau douce minimum (négatif) d'un événement Dansgaard-Oeschger; l'événement 3, au flux d'eau douce maximum pendant l'événement de Heinrich (noté H).

21) et 4 Sv (GANO) (Figure 6.2.2). Les comportements de la NADW face à la séquence de perturbations imposées sont semblables dans les deux expériences. Mais les résultats que nous avons obtenus sont de plus forte intensité aussi bien pour la valeur de NADW sans perturbation qu'au cours des perturbations.

– Figure 6.2.2 (d) : Le pic de NADW concorde avec les pics de température à 65°N

en Atlantique, comme cela se produit pour GANO. Ainsi, quand NADW augmente, la variation de température entre le glaciaire et l'Actuel diminue. Le mécanisme engagé dans ce cas est le transfert de chaleur entre les tropiques et les hautes latitudes Nord [Broecker, 1998; Stocker, 1998]. La latitude 65°N est donc réchauffée par l'activité plus intense de NADW [Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001] et ainsi les variations de température (DMG-Actuel) diminuent. Nous verrons que ce mécanisme est vrai quelque soit l'événement considéré.

Globalement, les variations de NADW dans GANO et LSCE-21 sont en phase avec les variations des températures atlantiques à 65°N suivant le phénomène décrit précédemment.

- Figure 6.2.2 (e) : Le comportement des variations de température de surface antarctique entre le DMG et l'Actuel est semblable dans les deux modèles. Pour chaque perturbation et à chaque hausse brutale de NADW, la température au en antarctique commence à diminuer tandis que celle à 65°N augmente. Le fait que les deux modèles aient un même comportement prouve qu'il s'agit des mêmes réponses aux mécanismes inter-hémisphériques [Broecker, 1998; Stocker, 1998]. En effet, lorsque NADW augmente, le transfert de chaleur augmente entre les tropiques et les hautes latitudes Nord et le transfert de chaleur ralentit entre les tropiques et les hautes latitudes Sud. Si ce phénomène se révèle prépondérant, les températures antarctiques de surface sont ainsi refroidies. Comme c'était le cas pour les températures atlantiques à 65°N , les températures antarctiques de surface des deux modèles suivent le même comportement. Par contre, notre courbe LSCE-21 (verte) est beaucoup plus bruitée, traduisant peut-être une réponse aux conditions initiales. Les amplitudes des variations de température sont plus faibles avec notre modèle, comme c'était le cas avec les températures atlantiques à 65°N . Par exemple, lors des événements DO, l'amplitude du signal de température est d'environ 0.5°C pour LSCE-21 (courbe verte) contre environ 1.4°C pour GANO (courbe noire). Lors de l'événement H, cette amplitude s'élève à 1.5°C (LSCE-21) et à un peu moins de 2°C pour GANO.

Dans cette partie, nous avons identifié les mêmes mécanismes inter-hémisphériques entre le modèle CLIMBER de Ganopolski and Rahmstorf [2001] et le nôtre, même si la version du modèle est différente et que les conditions initiales sont également distinctes, ce qui induit bien évidemment des différences dans les résultats. Notamment, les variations de

température en Atlantique à 65°N et de température de surface en Antarctique sont plus faibles dans notre modèle que dans celui de Ganopolski and Rahmstorf [2001].

6.2.2 “Stabilité” du climat actuel : Diagramme d’hystérésis

Ganopolski and Rahmstorf [2001] tentent également d’évaluer la stabilité du climat actuel, en comparaison de celle du climat glaciaire. Suivant la position du climat sur l’hystérésis, le climat sera stable s’il se trouve sur une branche stable de NADW ou instable. Mais encore, les auteurs concluent que le climat actuel est beaucoup plus stable que le climat glaciaire, car les branches de l’hystérésis (Figure 6.2.3) sont moins resserrées (Figure 6.2.1). De même, notre étude (Figure 6.2.3) montre que les branches de l’hystérésis sont plus larges que celles du climat glaciaire (Figure 6.2.1), et confirme ainsi, à l’instar de Ganopolski and Rahmstorf [2001], que le climat glaciaire, dans notre modèle, est plus instable que le climat actuel.

La perturbation d’environ 0.06 Sv en eau douce, correspondant au point d’inflexion 1 de la figure 6.2.3, favorisera le mode “off” de la circulation océanique pour notre modèle (courbe verte) tandis que ce mode est atteint pour le modèle de Ganopolski and Rahmstorf [2001]

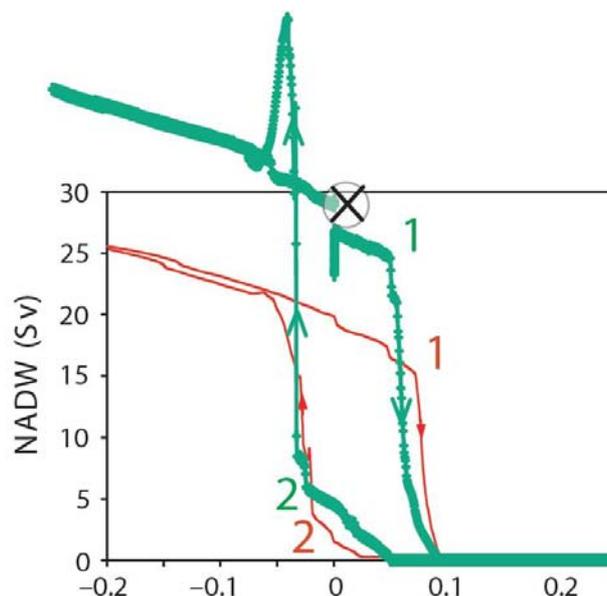


Fig. 6.2.3: Diagramme d’hystérésis à l’Actuel pour la circulation océanique Atlantique (NADW en Sv en ordonnées) avec CLIMBER seul. En abscisse, la perturbation d’eau douce est rajoutée à la latitude 50-70°N (courbe rouge) et 51-76°N (courbe verte). En rouge, les diagrammes issus de l’étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] et en vert, notre étude. La croix et les chiffres correspondent à différentes étapes du cycle d’hystérésis et seront repris dans le texte.

(courbe rouge) pour environ 0.08 Sv. Ainsi, dans notre modèle, une plus faible valeur en

flux d'eau douce sera nécessaire pour faire passer la circulation d'un mode "actif" à un mode "off". A l'inverse, pour passer d'un mode "off" à un mode "actif" de la circulation, notre modèle aura besoin d'une "évaporation" équivalente à un ajout de sel, ou d'un flux d'eau douce inférieur de -0.05 Sv (courbe verte, point d'inflexion 2) alors que pour le modèle de Ganopolski and Rahmstorf [2001], ce flux atteindra environ -0.02 Sv. Ainsi, dans notre modèle, le passage entre mode "actif" de la circulation océanique atlantique et mode "off" s'effectue avec une plus faible variation de flux d'eau douce que pour les expériences de Ganopolski and Rahmstorf [2001].

Bien que nous ayons mis en évidence des différences existant entre le modèle CLIMBER de Ganopolski and Rahmstorf [2001] et le nôtre, les comportements de la circulation océanique, des températures en Atlantique Nord et en Antarctique sont très semblables. Dans nos simulations, au DMG et à l'Actuel, les amplitudes de NADW sont plus fortes pour une même perturbation d'eau douce (NADW atteint des valeurs absolues plus élevées). Notre modèle est plus sensible aux variations de flux d'eau douce. Par contre, les variations de température atlantique à 65°N et à la surface de l'Antarctique simulées par notre modèle réagissent avec une plus faible amplitude aux perturbations par rapport à celles issues du modèle de Ganopolski and Rahmstorf [2001].

6.3 "Stabilité" du système climatique dans trois contextes climatiques

Dans le but d'explorer les comportements du climat et des calottes de glace dans différents contextes climatiques, en réponse à la perturbation d'eau douce, nous effectuons différentes séries d'expériences regroupées en :

- 3 périodes climatiques : l'Actuel, le DMG et le dernier interglaciaire, à $-115\ 000$ ans (cf. Introduction).
- 2 perturbations d'eau douce. Celle en Atlantique Nord est identique à celle de Ganopolski and Rahmstorf [2001], entre 51 et 76°N (variations entre -0.03 , 0.03 et 0.15 Sv suivant l'événement DO froid, le DO chaud et l'événement H). Une perturbation est appliquée dans l'océan austral, entre 68 et 90°S . Cette perturbation a été multipliée par 3.3 en amplitude pour éviter d'avoir un signal trop lissé dû au fait que le courant circumpolaire mélange les eaux des trois bassins. Elle vaut

- respectivement -0.1, 0.1 et 0.5 Sv pour les trois événements. Nous pouvons noter que 0.15 Sv correspond à une fonte d'un volume de glace équivalent à $0.9 \times 10^6 \text{ km}^3$ en 200 ans ; 0.1 Sv à $0.6 \times 10^6 \text{ km}^3$ en 200 ans ; et 0.5 Sv à $3 \times 10^6 \text{ km}^3$ en 200 ans.
- 4 modèles utilisés : CLIMBER seul, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI, CLIMBER-GREMLINS et CLIMBER-GRISLI. La réponse de chaque modèle de glace va donc pouvoir être étudiée séparément lorsque l'effet des calottes des hémisphères Nord ou Sud pourra être mis en évidence spécifiquement. Nous en discuterons dans l'analyse des résultats.

6.3.1 Comparaison entre le modèle CLIMBER et le modèle couplé aux deux calottes de glace lors de la perturbation de flux d'eau douce en Atlantique Nord

Dans cette partie, nous allons nous intéresser aux différences entre les simulations effectuées avec le modèle CLIMBER seul, décrit au paragraphe précédent, et le modèle tout couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. Les trois contextes climatiques seront étudiés. NADW constitue a priori un bon diagnostic de l'impact du forçage (Figure 6.2.2), donc c'est un indicateur important que nous allons regarder via les diagrammes d'hystérésis.

6.3.1.1 Comparaison des hystérésis dans les trois contextes climatiques

Les figures 6.3.1, 6.3.2 et 6.3.3 et représentent les diagrammes d'hystérésis pour les deux périodes interglaciaires (i.e. l'Actuel et -115 000 ans) et pour le DMG obtenues avec le modèle CLIMBER seul et le modèle tout couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI (CGG). Dans le cas du modèle tout couplé, nous visualisons sur l'hystérésis la réponse immédiate de la calotte de glace. Ces deux modèles suivent des comportements équivalents pour les trois périodes considérées. La comparaison des figures 6.3.1 et 6.3.2 avec le diagramme du DMG (Figure 6.3.3) montre que les interglaciaires sont plus stables. En effet, dans les deux modèles, la largeur de l'hystérésis au DMG est comprise entre 0.01 et 0.02 Sv alors que pour le dernier interglaciaire, celle-ci se situe dans la gamme 0.06-0.08 Sv et vaut entre 0.08 et 0.09 Sv à l'Actuel. Ainsi seulement de fortes perturbations en eau douce peuvent déstabiliser le système à une perturbation de 0.05 Sv. Enfin, si les situations interglaciaires sont comme on s'y attendait plus stables que les contextes glaciaires, il y a au sein des deux interglaciaires (Actuel et -115 000 ans) des différences. Il apparaît comme on peut

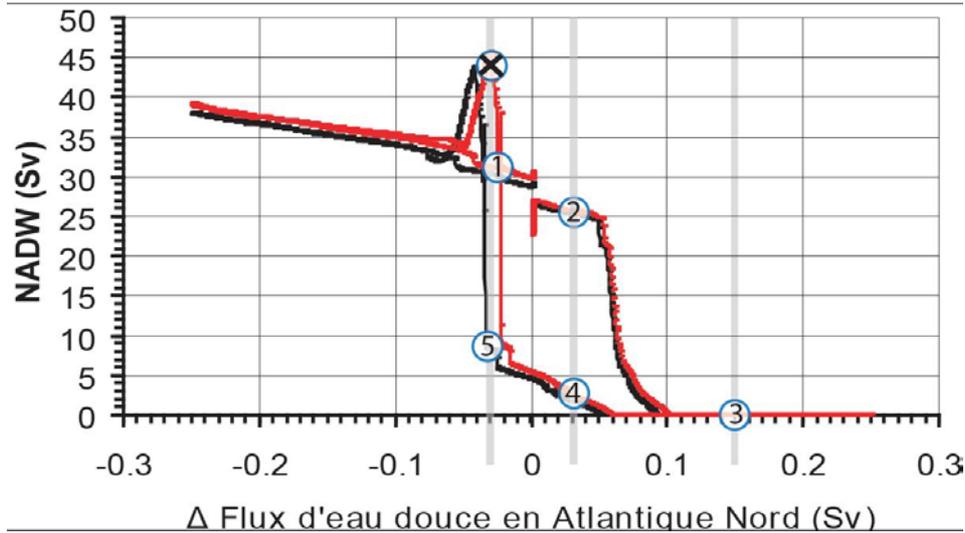


Fig. 6.3.1: Diagramme d'hystérésis pour la simulation à l'Actuel avec la perturbation dans l'Atlantique Nord. En noire, l'hystérésis obtenue par le modèle CLIMBER seul et en rouge, par le modèle couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. Les bandes grisées représentent le forçage des événements Dansgaard-Oeschger (-0.03 et 0.03 Sv) et de l'événement Heinrich (+0.15 Sv). La croix et les chiffres correspondent à différentes étapes du cycle d'hystérésis et seront repris dans le texte.

s'en douter que l'Actuel est plus stable que le climat à -115 000 ans qui correspond à la fin d'un interglaciaire (Figure 1.1.3). Le climat glaciaire (Figure 6.3.3), au contraire, possède

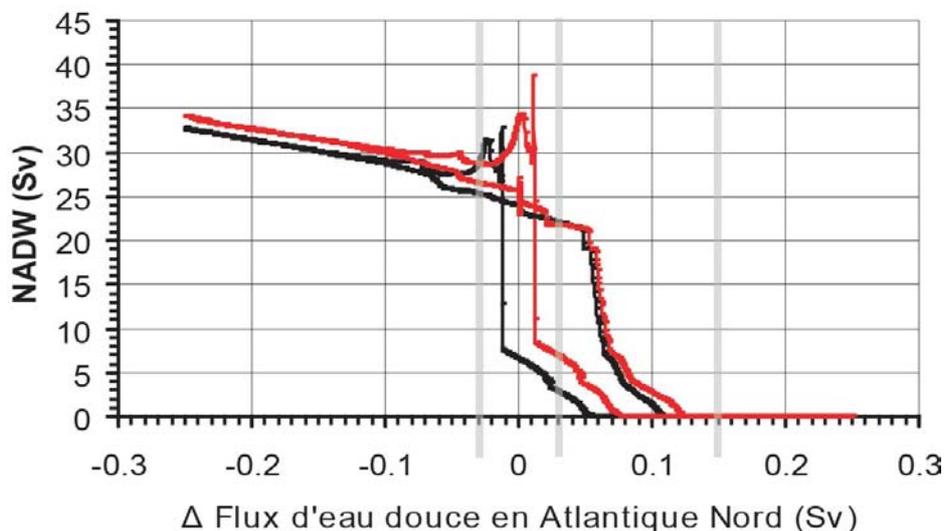


Fig. 6.3.2: Diagramme d'hystérésis pour la simulation à -115 000 ans. Ce diagramme est l'équivalent de la figure 6.3.1.

un diagramme différent, comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents. Dans ce dernier, le point A indique le passage à la branche basse de l'hystérésis (NADW ralentie) tandis que le point B signale le passage à la branche haute de l'hystérésis (NADW plus active). La circulation se déstabilise pour les faibles valeurs de flux d'eau douce (~ 0.03

Sv), que nous avons imposées au système comme forçage externe. Les points A et B sont très proches et environ 0.01 Sv suffit pour faire passer le système d'un état à l'autre : En effet, l'hystérésis glaciaire montre que NADW ralentit pour une perturbation comprise entre 0.03 et 0.15 Sv, pour s'arrêter complètement lorsque le flux d'eau douce devient supérieur à 0.2 Sv. A l'inverse, lors des périodes interglaciaires, de fortes perturbations sont nécessaires (0.11 et 0.12 Sv) pour que la circulation thermohaline “s'écroule”.

Même si les comportements sont proches entre CLIMBER seul et le modèle tout couplé (CGG), il existe des différences. Notamment, à -21 000 ans, la figure 6.3.3 indique que pour une même perturbation d'eau douce, le modèle tout couplé a une réponse en NADW plus marquée que le modèle CLIMBER seul. Pour les deux interglaciaires, l'hystérésis du modèle tout couplé est plus étroite que celle de CLIMBER seul.

Pour l'Actuel, les deux modèles se déstabilisent pour la même valeur positive de flux d'eau douce (~ 0.05 Sv). Par contre, pour la reprise de NADW, depuis la branche basse de l'hystérésis (suite à une forte perturbation en eau douce), le modèle tout couplé (CGG)

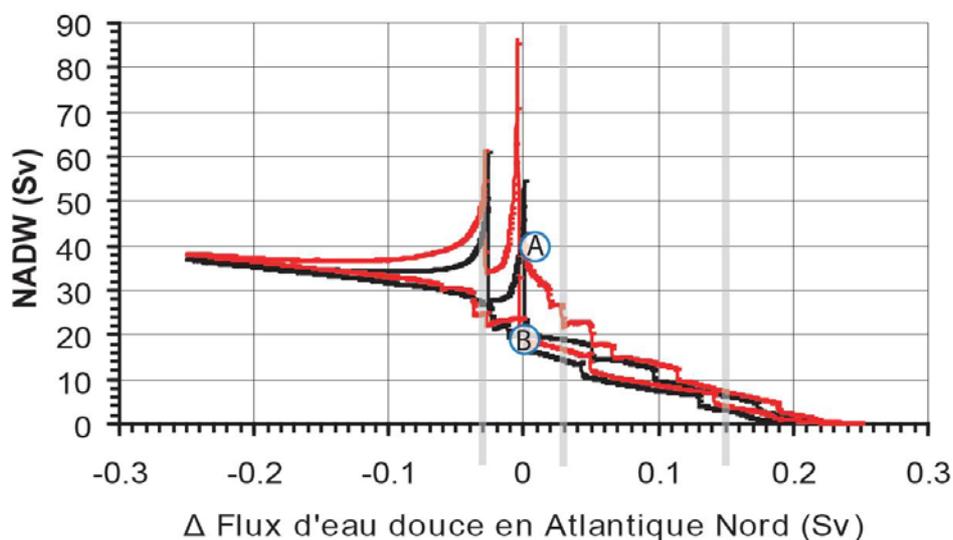


Fig. 6.3.3: Diagramme d'hystérésis pour la simulation à -21 000 ans. Ce diagramme est l'équivalent de la figure 6.3.1. Les points A et B représentent la largeur de l'hystérésis.

reprend sa circulation thermohaline à partir d'une valeur de flux de sel, qui est inférieure à celle pour CLIMBER seul. Dans la branche haute de l'hystérésis, la reprise de NADW est comparable en intensité dans les deux modèles.

A -115 000 ans, les deux modèles se différencient davantage. Les deux modèles se déstabilisent à partir de la même valeur d'intensité positive de flux d'eau douce. Par contre, NADW devient nulle à partir de 0.12 Sv pour le modèle tout couplé, contre 0.11 Sv pour CLIMBER seul. Comme pour l'Actuel, quand la perturbation baisse en intensité, la cir-

culution océanique reprendra plus précocément dans le modèle tout couplé (CGG) que dans le modèle CLIMBER seul. Par exemple, NADW redevient active à partir de 0.08 Sv pour le modèle tout couplé (CGG) et à partir de 0.05 Sv pour CLIMBER seul. De plus, la reprise en intensité de NADW s'accompagne de plus fortes valeurs de NADW pour le modèle tout couplé que pour CLIMBER seul.

Les diagrammes d'hystérésis montrent des réponses différentes de NADW vis-à-vis d'un forçage en flux d'eau douce. Les deux interglaciaires possèdent des diagrammes plus stables par rapport au glaciaire, comme Ganopolski and Rahmstorf [2001] l'avaient montré dans leur article. De plus, le climat au dernier interglaciaire possède une hystérésis plus étroite qu'à l'Actuel. Ce climat est donc plus sensible aux variations de flux d'eau douce. Par ailleurs, on s'attend à ce que l'apport des calottes de glace au modèle CLIMBER déstabilise davantage le système climatique en resserrant l'hystérésis. En effet, la fonte potentielle de la calotte de glace apporte un flux d'eau douce supplémentaire à l'océan. D'ailleurs, pour les deux interglaciaires, l'apport des modèles de glace au modèle CLIMBER resserre l'hystérésis. Par ailleurs, le climat glaciaire est plus instable avec l'apport des calottes de glace. Ainsi pour le modèle tout couplé (CGG) en climat interglaciaire, NADW diminue et passe dans la branche basse de l'hystérésis pour une plus forte valeur de flux d'eau douce. A l'inverse, NADW se réactive et reprend sa position dans la branche haute de l'hystérésis pour une baisse moins importante du flux d'eau douce. Le système est donc plus instable avec l'ajout des calottes de glace. Mais paradoxalement, le modèle tout couplé (CGG) atténue les perturbations par rapport à CLIMBER seul. Par exemple, comme nous le verrons à la fin de ce chapitre, à -115 000 ans, le modèle tout couplé (CGG) favorise la croissance d'une nouvelle calotte de glace dans l'hémisphère Nord. Entre 5000 ans et 10000 ans de simulation, cette calotte stocke en moyenne l'équivalent d'environ 0.03 Sv sur les 0.64 Sv provenant du forçage en flux d'eau douce. Autrement dit, sur les 0.64 Sv provenant de ce forçage, 0.03 Sv sont retirés pour former une calotte de glace. En ce sens, l'ajout du modèle de glace atténue légèrement les perturbations en flux d'eau douce.

6.3.1.2 Le DMG

Le modèle tout couplé simule une NADW de 5 Sv supérieure à CLIMBER seul, qui a une NADW d'environ 20 Sv, pour l'ensemble des événements DO mis à part pour les pics abrupts de NADW (Figure 6.3.4). Il se produit également un déphasage entre les deux

simulations de plus de 200 ans durant l'événement 1 reporté sur la figure 6.2.2 (maximum d'intensité en eau douce lors de l'événement DO précédent l'événement H). Durant l'événement de Heinrich, NADW s'effondre et est seulement augmentée d'environ 1 Sv, soit d'environ 14% pour le modèle tout couplé. Cette baisse de NADW peut être associée à l'effondrement de la circulation thermohaline en Atlantique, suite à un fort refroidissement de surface lors de l'événement Heinrich 4 (entre -34 200 et -36 200 ans) [Paillard and Cortijo, 1999].

D'après des méthodes isotopiques, Landais et al. [2005], ainsi que Huber et al. [2006] estiment l'amplitude des variations de température au Groenland au cours des événements DO 1 à 25 (jusqu'à -110 000 ans environ). Ces amplitudes sont comprises entre 5 et 16°C. Plus spécifiquement, le DO 1 daté avant -15 000 ans, a une amplitude de 11°C au Groenland [Landais et al., 2005; Huber et al., 2006]. Dans les deux modèles, cette variation atteint environ 7°C au maximum, et est donc sous-estimée par rapport aux données.

La variation de température en Atlantique Nord s'exprime par un retard de 200 à 300 ans pour le modèle tout couplé par rapport à la simulation CLIMBER seul pour l'ensemble de la simulation excepté le premier événement DO suivant l'événement H (entre 6000 et 7000 ans). L'amplitude est donnée par la valeur de température au temps t par rapport à la valeur de température à $t = 1000$ ans, représentant l'absence de perturbation. Bien que les températures en Atlantique Nord soient plus élevées lorsque l'on utilise CGG, l'amplitude des variations de température, elle, est plus faible : de 1 à 6°C pour les événements DO et -2°C pour l'événement H alors que CLIMBER seul donne +7°C pour les événements DO et 1.5°C pour l'événement H. A l'événement H, l'amplitude atteint presque 2°C entre les deux modèles, pour des températures de -22.5°C dans le cas du modèle tout couplé. Ainsi l'apport des calottes de glace de l'hémisphère Nord atténue légèrement les variations de température en Atlantique Nord dans le modèle tout couplé. D'après l'hystérésis de la figure 6.3.3, le modèle tout couplé (CGG) possède une hystérésis plus resserrée et est donc potentiellement moins stable que le modèle CLIMBER seul. Cependant, les expériences réalisées à partir de la perturbation en eau douce montrent que l'amplitude de NADW est plus faible, ce qui amène des températures plus faibles. Donc la calotte va avoir pour effet de tamponner l'impact thermique de la perturbation mais également de la retarder. Comme il est observé sur la figure 6.2.2, l'augmentation de NADW du modèle tout couplé entraîne une intensification du transfert de chaleur entre l'équateur et les hautes latitudes Nord, qui conduit à une augmentation des températures à 65°N en Atlantique. De même,

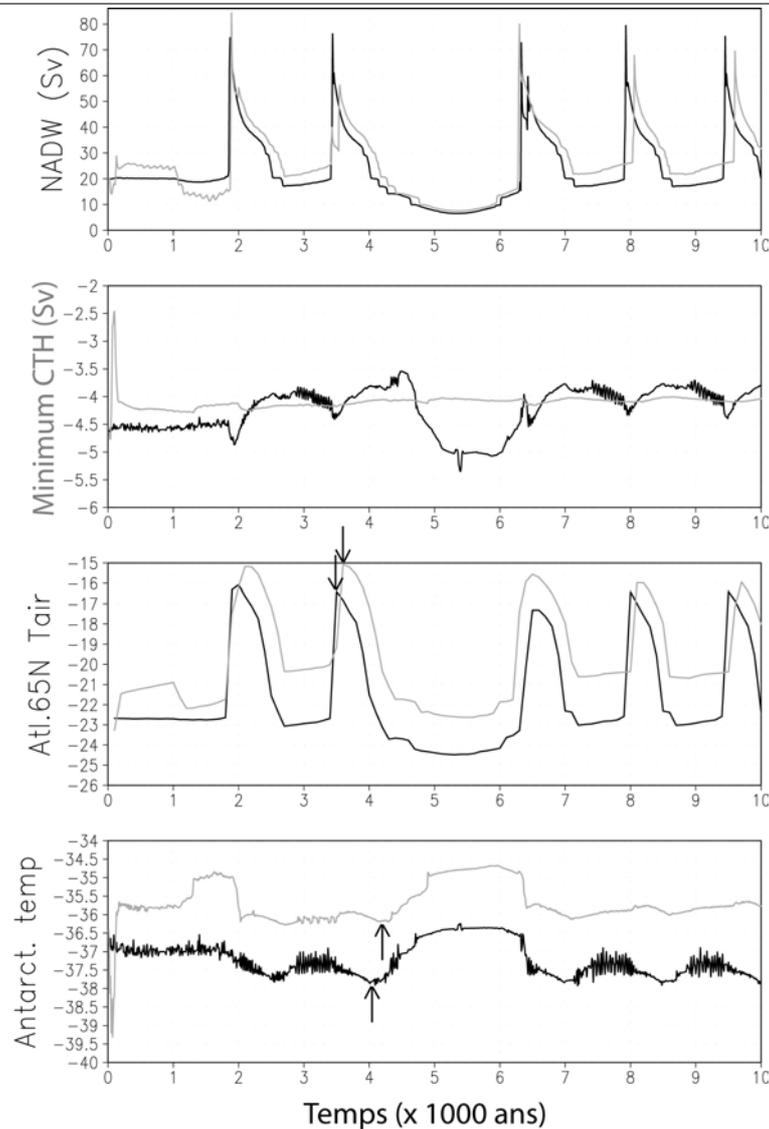


Fig. 6.3.4: Au DMG, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique, à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. Le minimum de CTH est négatif car il tourne en sens opposé à NADW. L'intensité du courant augmente quand sa valeur devient plus négative. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

la diminution de NADW correspond à un ralentissement du transfert de chaleur et ainsi, ces mêmes températures diminuent. Les variations de température en Atlantique Nord s'expriment donc avec un déphasage de 200 à 300 ans après les variations en NADW pour le modèle tout couplé alors qu'avec le modèle CLIMBER seul (Figure 6.3.4), elles sont quasiment en phase. Ceci est lié à la grande inertie du modèle et à la procédure de couplage (couplage tous les 100 ans).

D'après les nouveaux résultats issus de la carotte EPICA Dronning Maud Land située

près du bassin Atlantique, EPICA [2006] montrent que les variations de température de surface en Antarctique dans ce secteur ont atteint jusqu'à 3°C pour les événements DO 1 à 25 par rapport à des températures d'environ -50°C . De plus, le DO 1 induit une diminution des températures de moins de 1.5°C [EPICA, 2006]. Dans le modèle couplé, les variations de température suivant les perturbations en flux d'eau douce de 0.03 Sv sont de l'ordre de 0.5°C , soit moins de la moitié de l'amplitude indiquée par les données. Ainsi, le modèle CLIMBER seul se retrouve plus proche des données que le modèle tout couplé car les températures sont d'environ 1.5°C plus froides que celles du modèle tout couplé pour tous les événements et approchent -37°C en absence de perturbation.

La variation de température de surface en Antarctique et la variation de température en Atlantique Nord sont de sens opposé. L'opposition de phase entre ces deux températures est de l'ordre de 500 ans pour les deux modèles (flèches sur la figure 6.3.4). De plus, le déphasage pour les températures antarctiques de surface entre CLIMBER et le modèle tout couplé vaut environ 200 ans. Nous pouvons ajouter que le déphasage entre les températures atlantiques à 65°N et les températures antarctiques de surface est d'environ 500 ans pour le modèle CLIMBER seul et de 800 ans pour le modèle tout couplé (CGG). Ces résultats montrent que le déphasage Nord-Sud n'est pas nul comme les données de Steig et al. [1998] le suggèrent.

6.3.1.3 Au DMG, GRISLI trouble CLIMBER

L'introduction du modèle de glace Antarctique peut déstabiliser le minimum de la circulation thermo-haline (CTH) par une fonte massive de glace de la calotte. Dans notre étude, on observe que les variations de ce minimum sont quasiment nulles pendant toute la simulation. Malgré tout, les variations de température antarctique de surface sont similaires à celles du modèle CLIMBER seul, mais comme nous l'avons vu, les températures du modèle tout couplé sont d'environ 1.5°C plus chaudes que celles de CLIMBER pour tous les événements. Nous montrerons que le modèle de glace Antarctique GRISLI atténue les variations de le minimum de CTH dues aux perturbations en Atlantique Nord. En effet, les courbes représentant les variations du minimum de CTH et les températures de surface en Antarctique sont similaires pour les modèles CLIMBER seul et CLIMBER-GREMLINS. En comparaison, les courbes décrivant le minimum de CTH et les températures de surface en Antarctique sont similaires pour le modèle CLIMBER-GRISLI et le modèle tout

couplé. Dans la suite des analyses, nous allons comparer les comportements du modèle CLIMBER seul par rapport à celui de CLIMBER-GRISLI. Les variations de température de surface en Antarctique peuvent provenir de différentes origines. Tout d'abord, nous vérifierons l'altitude du relief antarctique car la température diminue avec l'altitude. Puis, nous regarderons les transports méridiens de chaleur via l'atmosphère et l'océan.

Le relief Antarctique La figure 6.3.5 représente la différence d'altitude moyenne entre CLIMBER-GRISLI et CLIMBER seul sur tout le continent Antarctique au cours des 10 000 ans de perturbation en eau douce. Ainsi cette figure montre qu'au cours des événements DO et Heinrich, le relief antarctique issu de la simulation CLIMBER-GRISLI est entre 255 et 280 m plus élevé que le relief issu de CLIMBER seul. A partir d'un GCM, Krinner and Genthon [1998] estiment à partir de GCMs le gradient vertical de température

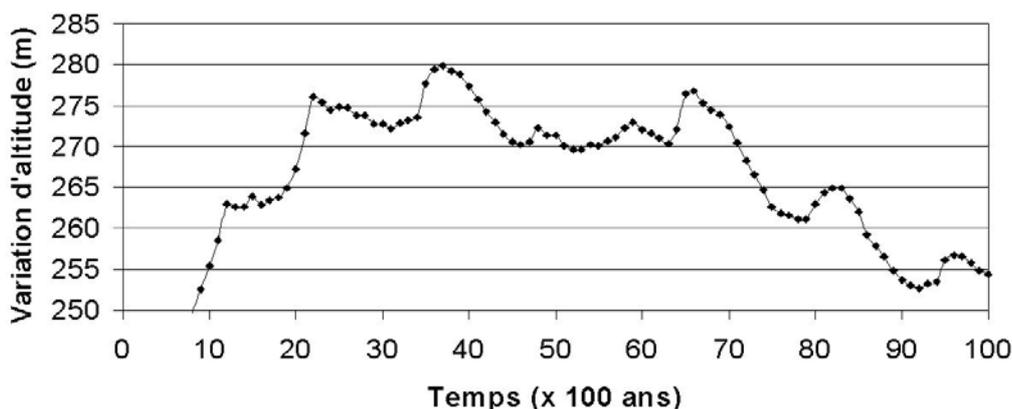


Fig. 6.3.5: Différence d'altitude (m) entre CLIMBER-GRISLI et CLIMBER du relief Antarctique au cours des événements DO et Heinrich entre CLIMBER-GRISLI et CLIMBER seul.

dans l'atmosphère au DMG. Selon eux, la température de l'air en Antarctique diminue de 7°C tous les 1000 m. Ainsi les 255-280 m de différence d'altitude se traduisent par une diminution d'environ 2°C de la température de surface en Antarctique dans CLIMBER-GRISLI par rapport à CLIMBER seul. La figure 6.3.4 montre, au contraire, que cette température est d'environ 1.5°C plus chaude dans CLIMBER-GRISLI pour tous les événements par rapport à la température de CLIMBER seul. Ce n'est donc pas la différence de relief qui explique les variations de températures antarctiques de surface entre CLIMBER et CLIMBER-GRISLI. Nous cherchons donc un autre mécanisme.

Les transports méridiens de chaleur Deux types de transport méridien de chaleur peuvent avoir une influence sur les températures de surface antarctiques. D’une part, le transport méridien de chaleur atmosphérique et, d’autre part, le transport océanique.

Le transfert méridien de chaleur dans l’atmosphère montre qu’entre 80 et 45°S, le modèle CLIMBER-GRISLI transporte jusqu’à 0.2×10^{15} W de moins vers le Sud que le mo-

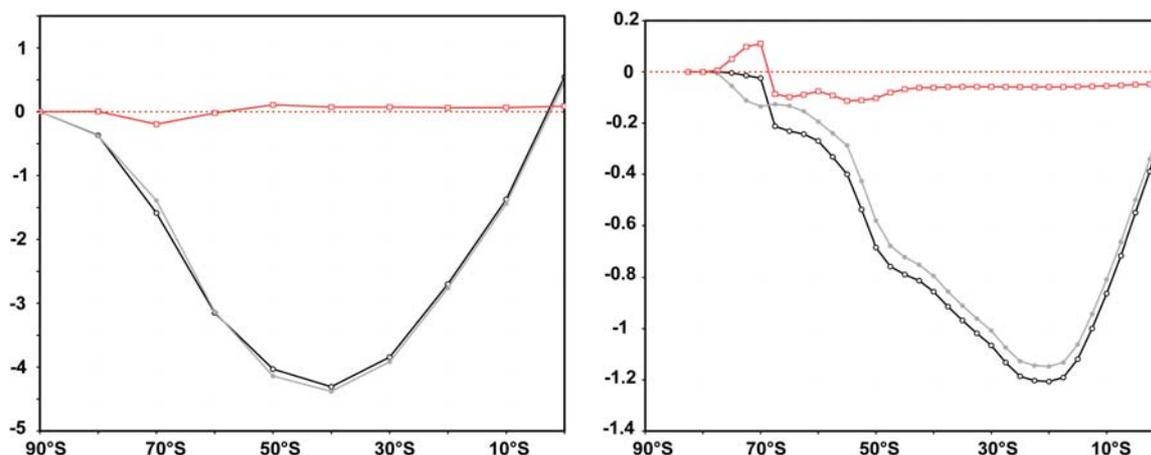


Fig. 6.3.6: Transport méridional de chaleur (en petaW) de l’hémisphère Sud pour l’atmosphère (gauche) et pour les océans Atlantique et Pacifique (droite) lors de l’événement Heinrich (5000 ans). La courbe noire représente le transport simulé par le modèle CLIMBER et celle en gris, le transport simulé par le modèle CLIMBER-GRISLI. Les valeurs négatives signifient que ce transport s’effectue du nord au sud. La courbe rouge représente la différence du transport entre CLIMBER et CLIMBER-GRISLI. Le transport via l’océan Indien n’est pas représenté sur le graphique de droite car ce bassin descend jusqu’à 70°S de latitude seulement, juste au bord des côtes antarctiques.

dèle CLIMBER seul (Figure 6.3.6 à gauche) pendant l’événement de Heinrich. Et ceci se confirme au travers de tous les événements de perturbation en eau douce. Ainsi, la surface du continent Antarctique de CLIMBER seul (entre 90 et 70°S dans le modèle), serait réchauffée par le transport de chaleur atmosphérique sensible et latent. Or là encore, cette hypothèse ne concorde pas avec la figure 6.3.4 qui montre des températures antarctiques de surface plus froides pour CLIMBER et non pour CLIMBER-GRISLI.

Pendant l’événement de Heinrich, le transport méridien de chaleur via l’océan indique, au contraire du transport atmosphérique, qu’au Sud de 70°S le transport est plus important dans le modèle CLIMBER-GRISLI que dans CLIMBER seul (Figure 6.3.6 à droite). Pour les événements DO et en l’absence de perturbation, le transfert méridien océanique de chaleur est identique à celui de l’événement Heinrich, du moins entre 90 et 70°S de latitude.

Pour déterminer par quelle voie le transport méridien domine, nous avons effectué l’intégrale des transports méridiens pendant l’événement Heinrich entre 90 et 70°S pour chaque

modèle. Puis, nous avons calculé la différence de l'intégrale de CLIMBER avec celle de CLIMBER-GRISLI (Figure 6.3.6, courbes rouges). Nous avons trouvé $-211\ 126 \times 10^{15}$ W pour la différence d'intégrale du transport atmosphérique contre $+30\ 566 \times 10^{15}$ W pour le transport des trois bassins océaniques. Cela signifie que, dans le cas atmosphérique, le transport de chaleur est plus actif dans CLIMBER seul que dans CLIMBER-GRISLI et que dans le cas océanique, c'est l'inverse. Ainsi, dans le premier cas, le continent Antarctique est plus réchauffé par la simulation CLIMBER seul et dans le second cas, le continent Antarctique est plus réchauffé par la simulation CLIMBER-GRISLI. Maintenant, nous pouvons dire que, dans nos simulations, c'est le transport méridien océanique de chaleur plus intense dans la simulation CLIMBER-GRISLI, et qui a pour conséquence de réchauffer la surface, de 1.5°C d'après la figure 6.3.4.

Zoom sur l'océan Pour essayer de comprendre le mécanisme océanique mis en place dans le transfert de chaleur, nous cherchons à identifier le comportement de l'océan dans CLIMBER seul et dans CLIMBER-GRISLI.

Les zones de convection du minimum de CTH se situent à environ 70°S de latitude (bassins en Atlantique et en Pacifique) pour les modèles CLIMBER seul et CLIMBER-GRISLI. Or ces zones sont influencées par le gradient de densité des eaux. La figure 6.3.7 représente les

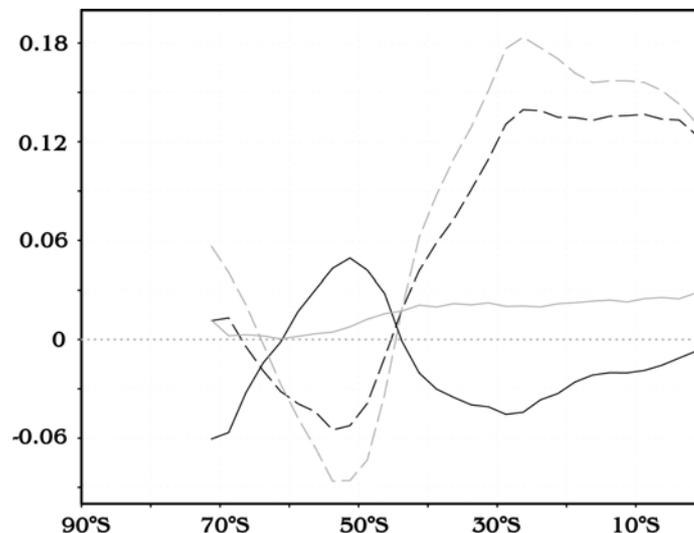


Fig. 6.3.7: Au DMG, évolution de la densité des eaux antarctiques (kg/m^3) entre la surface et 400 m de profondeur. La moyenne a été réalisée dans les trois bassins océaniques de l'hémisphère Sud. En noir, le modèle CLIMBER seul, et en gris, le modèle CLIMBER-GRISLI. En trait plein, la différence entre la densité des eaux à 1000 ans de simulation (sans perturbation) et la densité des eaux à 4000 ans (événement DO), diff_{DO} , et en trait pointillé la différence entre 1000 ans et 5000 ans (événement Heinrich), diff_H .

densités entre la surface et 400 m de profondeur pour les modèles CLIMBER et CLIMBER-

GRISLI. Nous effectuons les anomalies de densité entre la densité avant les perturbations en eau douce (à 1000 ans) avec un événement DO (à 4000 ans), nommées diff_{DO} , et entre la densité avant les perturbations en eau douce (à 1000 ans) avec l'événement Heinrich (à 5000 ans), nommées diff_H . Le mouvement des eaux océaniques est directement lié au gradient de densité sur les latitudes. Les eaux de forte densité rejoignent les eaux de faible densité. Ce sont ces mouvements à l'origine de la redistribution des eaux chaudes des tropiques et des eaux froides des hautes latitudes. La densité, entre 50 et 70°S, est plus faible à 4000 ans qu'à 1000 ans pour CLIMBER-GRISLI. Pour CLIMBER seul, la densité est plus faible à 4000 ans par rapport à 1000 ans pour 50°S et plus forte à 70°S, ce qui amène davantage de transport océanique dans ce cas. Pour diff_{DO} , le modèle CLIMBER seul apporte plus de chaleur entre 50°S et 70°S que le modèle CLIMBER-GRISLI. A ces latitudes, l'anomalie du gradient de densité entre la situation à 4000 ans et celle à 1000 ans est très marquée avec des valeurs plus élevées à 50°S qu'à 70°S. Ainsi, la circulation se met en place des zones denses vers les zones moins denses, de 50°S vers 70°S. Comparativement, pour le modèle CLIMBER-GRISLI, l'anomalie de densité entre 50 et 70°S est nettement moins marquée que dans le cas du modèle CLIMBER seul (Figure 6.3.7). D'autre part, les anomalies de gradient de densité entre 30°S et 50°S lors de l'événement H sont plus importantes dans les deux modèles que lors des événements DO. Ainsi, les températures antarctiques de surface sont réchauffées lors de l'événement Heinrich (Figure 6.3.4) pour les deux modèles par rapport aux événements DO. De plus, cette anomalie est plus élevée dans le modèle CLIMBER-GRISLI que dans le modèle CLIMBER seul pendant l'événement H. C'est l'inverse pour l'événement DO. Ainsi la différence de gradient est à l'origine de l'écart de 1.5°C entre les deux modèles (voir aussi le paragraphe précédent). C'est pourquoi la courbe des températures de surface antarctiques du modèle CLIMBER-GRISLI possède les mêmes variations d'amplitude que celle du modèle CLIMBER mais translatée de 1.5°C.

Nous avons expliqué la différence entre les températures antarctiques de surface de CLIMBER seul et de CLIMBER-GRISLI. Nous cherchons maintenant à comprendre pourquoi le minimum de CTH dans le modèle CLIMBER-GRISLI ne varie pas durant les perturbations en eau douce imposées dans l'Atlantique Nord. Les densités sont fonction de la salinité et de la température. Pour comprendre le comportement du minimum de CTH, il faut regarder la salinité. Dans le modèle CLIMBER-GRISLI et sans perturbation, les cent premiers mètres de l'océan à 65°S sont moins salés de 0.6 psu sur la valeur d'environ

34 psu par rapport à CLIMBER seul. Le modèle de calotte de glace perd de sa masse et la restitue à l'océan. Ainsi en l'absence de perturbation, le minimum de CTH est davantage proche de 0 dans le modèle CLIMBER-GRISLI. A cause d'une densité plus faible en surface, l'intensité minimale de ce minimum de CTH se trouve à environ 70°S et à 800 m de profondeur. Au contraire l'intensité minimale du modèle CLIMBER seul se trouve à 55°S et à 4000 m de profondeur (D'après le NODC [Locarnini et al., 2006; Conkright et al., 2001], les densités maximales sont atteintes au-delà de 60°S et en profondeur, à partir de 3000 m). Lors des perturbations en flux d'eau douce, la haute latitude du minimum de CTH associée à une fonte de la calotte Antarctique favorise une variation de l'intensité de ce minimum plus petite que celle du modèle CLIMBER seul, qui est située à une latitude plus au Nord.

Les liens inter-hémisphériques sont respectés entre les températures des hautes latitudes Nord et celles de l'Antarctique. Nous avons montré que la circulation océanique exerçait un rôle important dans la redistribution de chaleur du modèle incorporant le modèle de glace GRISLI. Ainsi, ce modèle engendre une circulation AABW qui plonge plus au Sud et moins profondément.

6.3.1.4 Le dernier interglaciaire : -115 000 ans

Nous reprenons la comparaison entre CLIMBER et le modèle tout couplé. Lors de la dernière entrée en glaciation, le Groenland était quasiment identique à sa configuration actuelle. En revanche, l'Antarctique, avait un volume un peu moins important, avec un volume total posé simulé d'environ $29.2 \times 10^{15} \text{ m}^3$ contre $29.3 \times 10^{15} \text{ m}^3$ à l'Actuel (0.3% de moins). Ce sont les conditions initiales de l'expérience, obtenues par le modèle.

Par rapport au contexte du DMG, les variations à -115 000 ans sont moins marquées entre les deux modèles (Figure 6.3.8). La courbe de NADW avant l'événement H est quasiment identique entre les deux modèles. Durant l'événement H, NADW s'effondre. La circulation redémarre avec 200 ans d'avance pour le modèle tout couplé par rapport au modèle CLIMBER seul. Après l'événement H, l'intensité de la NADW dans le modèle tout couplé est plus intense que celle issue du modèle CLIMBER seul (jusqu'à 3 Sv).

La variation de température en Atlantique Nord suit le comportement de NADW, ce qui est comparable à la situation DMG. Après l'événement H, un déphasage de 200 ans se produit. En effet, le modèle tout couplé favorise une hausse plus rapide des températures,

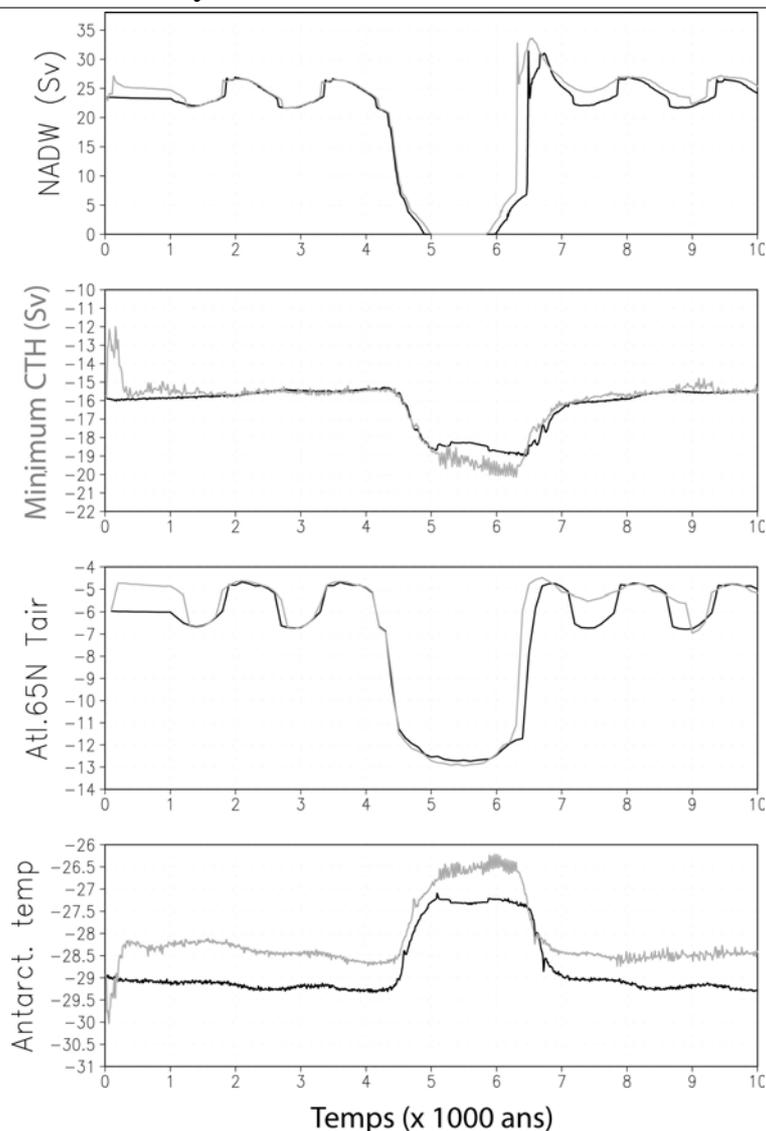


Fig. 6.3.8: A -115 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps. La courbe noire représente la simulation réalisée avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

l'écart de température pouvant atteindre 1°C mais est la plupart du temps nul. Après l'événement H, la hausse de NADW dans le modèle tout couplé est à relier à la construction d'une calotte de glace au Canada (cf. paragraphe suivant) : un accroissement de la NADW favorise l'export d'humidité depuis les basses latitudes vers les hautes latitudes Nord.

Les conclusions liant NADW et les températures en Atlantique Nord via le transfert de chaleur océanique observé au DMG peuvent être appliquées au dernier interglaciaire. Du point de vue des données, le DO 25 daté à environ -115 000 ans augmente de 5°C les températures au Groenland [Landais et al., 2005; Huber et al., 2006]. Dans les deux modèles,

les variations de température sont égales à 1.5°C pour l'ensemble des DO simulés.

L'évolution de la température de surface antarctique s'exprime par une température absolue, de 0.5 à 1°C plus élevée pour le modèle tout couplé par rapport à CLIMBER seul. En valeurs absolues, ces variations valent environ 0.1°C pour les événements DO contre moins de 1.5°C pour les données [EPICA, 2006]. Dans le modèle, ici encore, les variations sont sous-estimées par rapport aux données.

La situation entre le minimum de CTH du modèle tout couplé est ici distincte du minimum de CTH au DMG. Dans le modèle tout couplé et dans CLIMBER seul, l'effondrement de NADW lors de l'événement H correspond à une diminution du minimum de CTH de 3.5 à 4.5 Sv par rapport à -16 Sv, valeur correspondante au mode non perturbé. Le modèle tout couplé possède une diminution plus importante de ce minimum par rapport à CLIMBER seul. L'intensification du minimum de CTH, dans les deux modèles, est à mettre en relation avec un plus fort transfert de chaleur équateur-antarctique, et donc à une augmentation des températures de surface antarctiques. En effet, les mécanismes impliquant le transfert de chaleur sont similaires à ceux identifiés dans le cas du DMG. De plus, le déphasage pendant l'événement H, entre NADW et le minimum de CTH est de 100 à 200 ans. A l'inverse du climat glaciaire, la balance entre NADW et le minimum de CTH s'explique clairement. De plus, les variations de la circulation océanique impliquent des variations des températures atlantiques à 65°N et des températures antarctiques de surface.

6.3.1.5 L'Actuel

Le comportement de cet interglaciaire ne suit pas celui de la période $-115\ 000$ ans. Après l'événement H, le modèle couplé diverge par rapport à CLIMBER seul. La figure 6.3.9 montre qu'à 8000 ans, soit 3000 ans après l'événement H, NADW atteint des valeurs de 22 à 35 Sv plus élevées avec le modèle tout couplé qu'avec CLIMBER seul. Ceci est mis en valeur par la courbe d'hystérésis (Figure 6.3.1). Avant l'événement H, les valeurs de NADW se situent aux points 1 et 2 de la figure 6.3.1. A l'événement H, NADW descend au point 3. Aux événements DO suivants, CLIMBER seul oscille entre les points 4 et 5 (courbe noire). Pour le modèle tout couplé (courbe rouge), la perturbation en flux de sel fait passer NADW dans la branche haute de l'hystérésis, au niveau de la croix noire. Ainsi, pour les événements DO suivants, NADW oscille entre les points 1 et 2 initiaux.

De plus, cette hausse de NADW se traduit par un transfert de chaleur et d'humidité vers

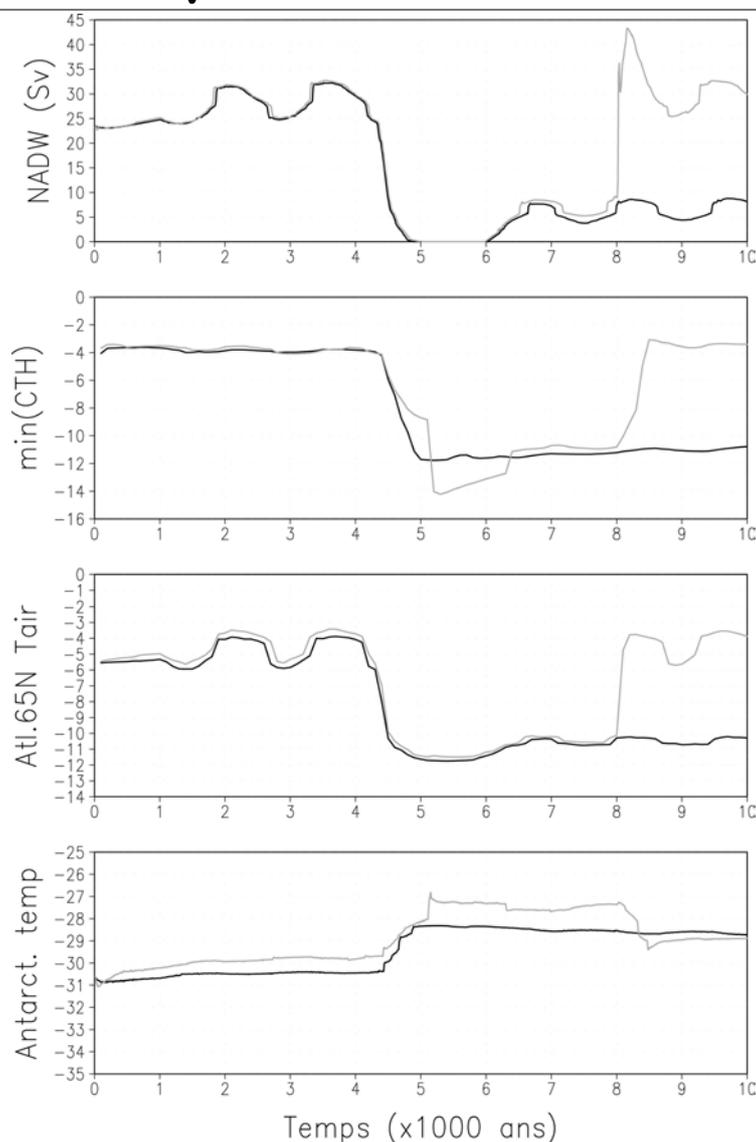


Fig. 6.3.9: A l’Actuel, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

les pôles ; le Groenland, en conséquence a son volume de glace qui augmente de 2.5% entre les années 8000 et 10000 de la simulation (cf. paragraphe suivant).

La variation de température en Atlantique Nord est liée aux variations de NADW. A 8000 ans, cette variation est de 5 à 6.5°C plus forte dans le modèle tout couplé pour atteindre des valeurs comprises entre -4 et -6°C.

Le comportement du minimum de CTH rejoint celui à -115 000 ans. Ainsi s’exprime la balance inter-hémisphérique entre NADW et le minimum de CTH. Le ralentissement de NADW est à mettre en relation avec une intensification du minimum de CTH et vice-versa. Les intensifications du minimum de CTH en valeur absolue pendant l’événement

H coïncident avec les augmentations de température de surface en Antarctique. Ainsi, la variation de température antarctique, quant à elle, atteint des valeurs entre 0.5 et 1°C plus chaudes dans le modèle tout couplé par rapport à CLIMBER seul avant l'événement H, alors qu'après l'événement H, les températures du modèle tout couplé sont plus froides d'un peu moins de 0.5°C par rapport à -28°C, qui est la température atteinte au début de l'événement H.

De plus, nos travaux rejoignent ceux de Wang [2005]. Après le mode "off" de la circulation océanique, dans notre modèle comme dans celui de Wang [2005], la glace de mer est déplacée au Sud des zones de formation d'eaux profondes en Atlantique Nord et déplace ainsi les sites de convection. La couverture de glace de mer augmente sensiblement après l'événement de Heinrich, d'environ 30% pour les modèles CLIMBER seul et tout couplé. En ce sens, tout comme les travaux de Wang [2005], la formation intense de glace de mer après le mode "off" de la circulation océanique favoriserait la densification des eaux de surface et le retour vers un mode actif de NADW par le rejet de saumure procuré par la formation de glace de mer, et qui densifie les eaux de surface.

La balance inter-hémisphérique entre NADW et le minimum de CTH est mise en évidence dans nos expériences et rejoint donc les idées de Broecker [1998]; Stocker [1998]; Ganopolski and Rahmstorf [2001]. Il est normal qu'une perturbation en Atlantique Nord induise d'abord des variations en Atlantique Nord, puis en Antarctique. Dans nos simulations, les températures antarctiques de surface sont déphasées d'environ 500 ans avec celles en Atlantique à 65°N pour le modèle CLIMBER seul et d'environ 800 ans pour le modèle tout couplé (CGG). Ces résultats montrent que le déphasage nord-sud n'est pas synchrone comme les données de Steig et al. [1998]. Au DMG et à -115 000 ans, les variations de température en Atlantique Nord et en Antarctique sont de plus faibles amplitudes dans le modèle tout couplé que dans CLIMBER seul. De plus, dans les trois contextes climatiques, l'apport des calottes de glace favorise un rétrécissement de l'hystérésis et donc, le système est plus instable vis-à-vis des perturbations en eau douce. La reprise de NADW aux climats interglaciaires est associée à la croissance d'une nouvelle calotte de glace au Canada qui stocke de l'eau douce. D'ailleurs, à l'Actuel, après l'événement Heinrich de grande intensité, les réponses des deux modèles suivent un comportement radicalement différent. Ainsi, le modèle tout couplé retourne vers une NADW de même intensité au moins que celle obtenue avant l'événement Heinrich tandis que NADW issue

de CLIMBER seul garde une NADW de faible intensité.

6.3.2 Perturbation en flux d'eau douce dans l'hémisphère Sud

Dans les simulations suivantes, nous avons effectué les mêmes perturbations qu'en Atlantique Nord mais avec une intensité trois fois supérieure car l'océan représentant l'océan austral se mélange dans les trois bassins du fait du courant circumpolaire et ainsi, la perturbation est atténuée. Cette perturbation est reproduite dans les trois bassins (Atlantique, Indien et Pacifique).

6.3.2.1 Le DMG

Lors de la perturbation en eau douce au Sud (P_{sud}), les variations du minimum de CTH sont naturellement plus importantes que celles obtenues lors de la perturbation en Atlantique Nord (P_{nord}). Les variations de la température de surface antarctique sont également plus importantes, comme on pouvait s'y attendre.

Dans le cas de P_{sud} , les augmentations du minimum de CTH semblent impliquer une hausse des températures de surface antarctiques, et vice-versa (Figure 6.3.10). Ceci est valable à la fois pour CLIMBER seul et le modèle tout couplé (CGG). De même, les augmentations de NADW correspondent à des réchauffements en Atlantique à 65°N, et vice-versa. Le mécanisme engagé dans ces processus est le transfert océanique de chaleur des tropiques vers les hautes latitudes. En effet, les variations du transfert atmosphérique ne sont pas dominantes. On s'est assuré, en comparant les transports océaniques et atmosphériques que lors des perturbations DO et H, ce sont principalement les réorganisations de la circulation océanique qui dominent. A l'inverse des conclusions apportées pour les expériences P_{nord} , NADW et le minimum de CTH ne suivent pas un comportement de balance inter-hémisphérique. Elles ont au contraire un comportement beaucoup plus complexe et non-linéaire. On peut voir sur la figure 6.3.10 d'une part que l'impact de P_{sud} sur l'hémisphère Nord est très différent selon qu'on utilise CLIMBER (peu réactif) ou le modèle CGG mais également que la réponse dans l'hémisphère Nord n'est absolument pas proportionnelle au forçage en eau douce mais réagit plutôt à un seuil. A 5000 ans, lors de l'événement de Heinrich, la figure 6.3.10 montre que NADW et le minimum de CTH sont ralenties, en comparaison des autres événements, mis à part celui à 1000 ans.

La figure 6.3.11 représente les flux de chaleur méridionaux en Atlantique pour le modèle

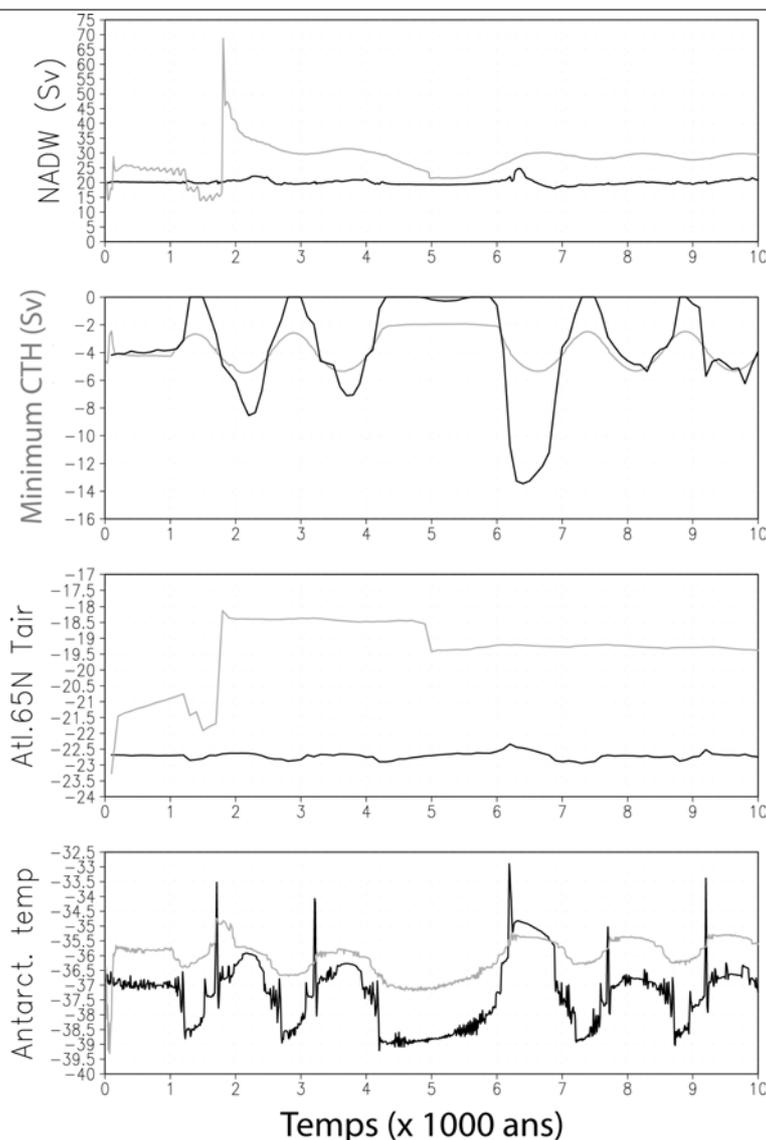


Fig. 6.3.10: A -21 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

CGG, la situation pour le modèle CLIMBER étant similaire à celle de CGG. Nous allons voir que les températures sont régies par ce gradient méridional de chaleur. En effet, sur cette figure, le flux de chaleur au Nord est plus élevé à 3700 ans qu'à 1000 ans (courbes verte et noire), ce qui mène à des températures à 65°N plus élevées à 3700 ans qu'à 1000 ans (Figure 6.3.10). En Antarctique, à 3700 ans, le flux de chaleur méridional dirigé vers le sud diffère peu de celui observé à 1000 ans (Figure 6.3.11). Les températures de surface antarctiques ne changent quasiment pas entre 1000 et 3700 ans (Figure 6.3.10).

Lors de l'événement H, les températures atlantiques à 65°N diminuent, ce qui est la conséquence d'un plus faible transport de chaleur méridional au Nord entre 3700 et 5200 ans

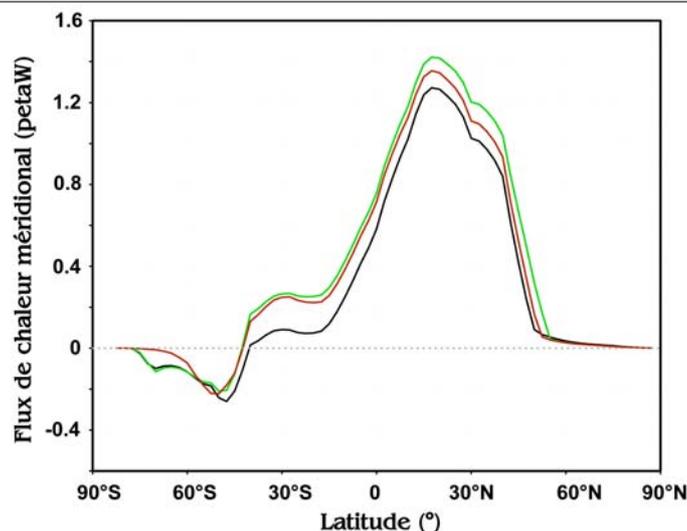


Fig. 6.3.11: A -21 000 ans, Flux de chaleur méridional en Atlantique pour CLIMBER-GREMLINS-GRISLI en fonction de la latitude. Les différentes courbes représentent trois différentes périodes de la simulation : en noir, 1000 ans (sans perturbation); en vert, 3700 ans (événement DO froid) et en rouge, 5200 ans (événement H). Par convention, le transport est positif s'il est dirigé vers le nord.

(Figure 6.3.11, courbes rouge et verte). En Antarctique, les températures de surface diminuent entre 3700 et 5200 ans, dues à la plus faible intensité du transport de chaleur (Figure 6.3.11, courbes rouge et verte). Ainsi l'évolution des températures Nord et Sud suit l'évolution de transport de flux de chaleur océanique méridional, qui est lié aux circulations NADW et du minimum de CTH. Par exemple, à 3700 ans, la figure 6.3.10 montre que NADW est plus intense qu'à 1000 ans. Les températures atlantiques à 65°N sont donc plus chaudes à 3700 ans qu'à 1000 ans. En Antarctique, quand le minimum de CTH ralentit à 5200 ans par rapport à 1000 ans, les températures de surface sont plus froides. Ainsi parce que NADW et le minimum de CTH ne suivent pas la balance inter-hémisphérique, les températures atlantiques à 65°N et les températures de surface antarctiques varient ponctuellement dans le même sens. Ce résultat est encore plus évident sur les courbes issues du modèle CLIMBER (Figure 6.3.10).

Toutefois, une question demeure : Pourquoi à l'inverse des perturbations P_{nord} , NADW et le minimum de CTH sont en phase lors des perturbations P_{sud} ? Pourquoi une perturbation en eau douce en océan austral ralentit NADW ?

La figure 6.3.12 présente les circulations océaniques en Atlantique pour 1000, 3700 et 5200 ans avec le modèle CGG. Lors de la perturbation à 3700 ans, qui amène du sel au Sud (i.e. la perturbation P_{sud} diminue; Figure 6.3.10), le minimum de CTH s'intensifie mais ne va pas au-delà de 50°S. Par contre, NADW plonge plus profondément et s'intensifie.

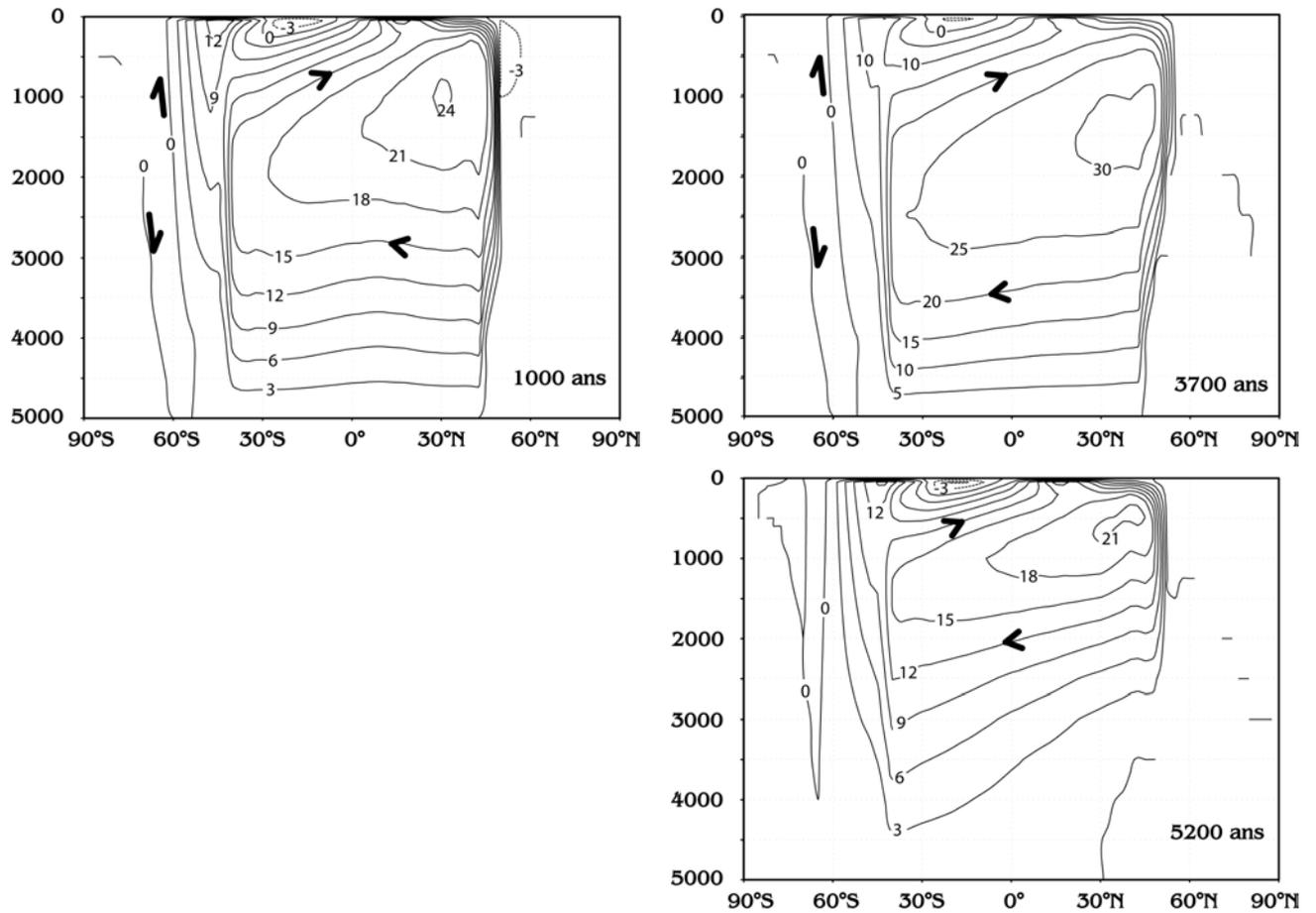


Fig. 6.3.12: Circulation thermohaline au DMG (en Sv) en Atlantique pour le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI en fonction de la profondeur (en m). NADW est donnée par les traits pleins (intensité positive) et le minimum de CTH au-delà de l'isoligne zéro (intensité négative). Les flèches donnent le sens de la circulation. Trois temps sont considérés : 1000 ans, en haut, à gauche ; 3700 ans, en haut à droite et 5200 ans en bas à droite.

A 5200 ans, quand le minimum de CTH s'effondre suite à la forte perturbation en eau douce, NADW plonge moins profondément et a une intensité plus faible qu'à 1000 ans. Il semblerait donc que les variations de le minimum de CTH modifient la profondeur de plongée de NADW, ce qui impacte sur l'intensité même de NADW. C'est ainsi que nous avons expliqué l'absence de comportement inter-hémisphérique dans le cas P_{sud} , qui est bien plus complexe que le cas P_{nord} . Nous avons donné quelques éléments d'explication mais des recherches sont à poursuivre pour explorer les liens hémisphériques dans ce cas. D'autant que peu de données existent pour guider sur ces relations.

6.3.2.2 Le dernier interglaciaire : -115 000 ans

Comme c'était le cas en climat glaciaire, les variations de le minimum de CTH sont plus importantes lors de P_{sud} que dans le cas de P_{nord} . Il en est de même pour les variations de la température de surface antarctique.

En se recentrant sur P_{sud} , le modèle tout couplé possède une température de surface en

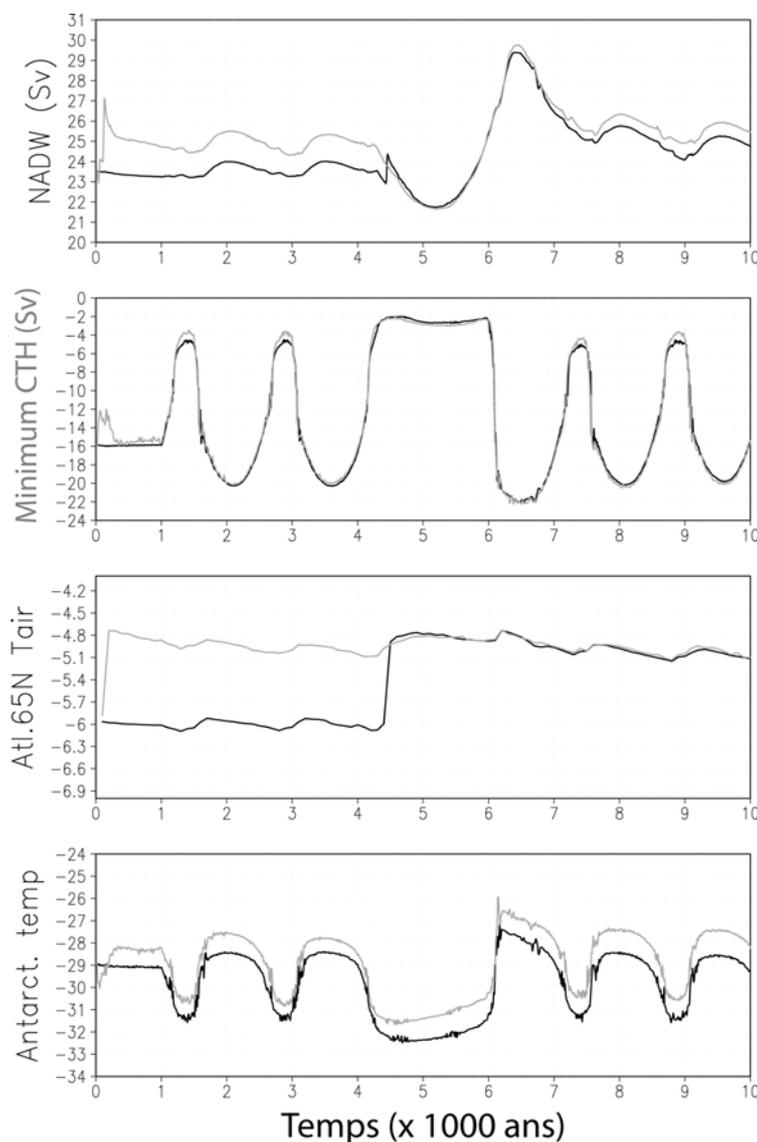


Fig. 6.3.13: A -115 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

Antarctique d'environ 1°C plus chaude que celle du modèle CLIMBER seul pour tous les événements (Figure 6.3.13). Par contre, le minimum de CTH ne varie quasiment pas entre les deux simulations. De même, la structure verticale de le minimum de CTH ne change

pratiquement pas entre les deux modèles. Par contre, la structure des températures océaniques en Atlantique Sud montre que les isolignes de température sont déplacées de 2 à 4° de latitude vers le Sud, dans le modèle tout couplé. Cette différence explique la hausse de 1°C des températures de surface antarctiques du modèle tout couplé par rapport à CLIMBER seul (Figure 6.3.13).

Les différences de variations de NADW et des températures à 65°N de CLIMBER seul et du modèle tout couplé proviennent du modèle de glace GREMLINS. En effet, ces variations sont identiques entre CLIMBER-GREMLINS et en mode tout couplé et différentes entre CLIMBER et CLIMBER-GRISLI. Nous allons donc nous pencher sur la comparaison entre CLIMBER et CLIMBER-GREMLINS. A 1000 ans, donc sans perturbation, l'intensité maximale de NADW de CLIMBER-GREMLINS est d'environ 3 Sv plus élevée que celle de CLIMBER seul, égale à 21 Sv. Cette différence provient de la quantité d'eau qui arrive à l'océan entre 60 et 80°N provenant du ruissellement. Ainsi, dans le modèle CLIMBER-GREMLINS, cette quantité d'eau est de 0.3 mm/jour inférieure à celle simulée par le modèle CLIMBER seul. La calotte de glace groenlandaise fait office de rétention d'eau. Ainsi l'intensité plus importante de NADW dans le modèle CLIMBER-GREMLINS (ou tout couplé) est corrélée à de plus fortes températures à 65°N dans le modèle tout couplé.

Enfin, comme c'était le cas dans le climat glaciaire, NADW et le minimum de CTH suivent les mêmes variations et ne correspondent pas au processus de balance inter-hémisphérique. Les mêmes observations, expliquées dans le précédent paragraphe, se reproduisent au dernier interglaciaire. De plus, les perturbations en eau douce influencent essentiellement le minimum de CTH et les températures de surface antarctiques. Par contre, NADW et les températures à 65°N sont moins perturbées et l'évolution des températures à 65°N suivent celle de la NADW. De plus, une calotte de glace se construit au Canada, comme nous le verrons dans la partie suivante.

6.3.2.3 L'Actuel

Le climat actuel suit le même comportement du climat glaciaire et à -115 000 ans. Ainsi, les variations de le minimum de CTH sont plus importantes lors de P_{sud} que dans le cas de P_{nord} . De plus, pour les événements DO, les variations de la température antarctique de surface sont plus importantes en P_{sud} qu'en P_{nord} .

Dans le modèle tout couplé, les températures antarctiques de surface sont d'environ 0.5°C

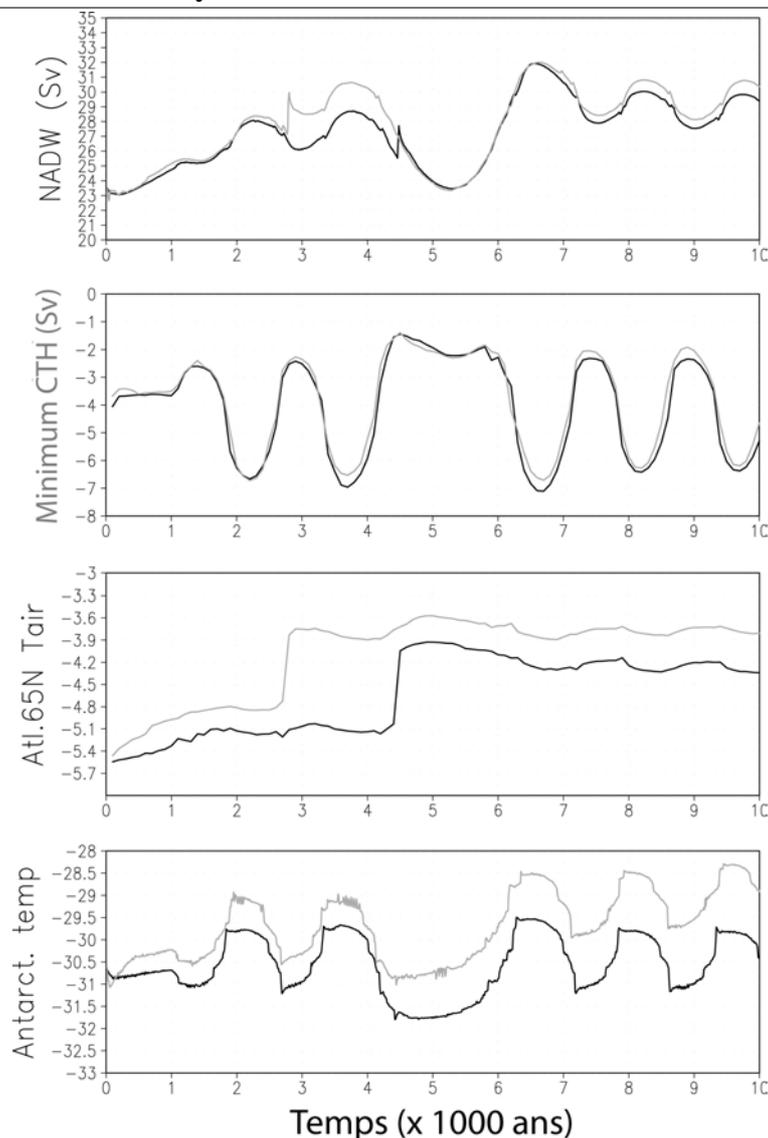


Fig. 6.3.14: A l’Actuel, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI.

plus chaudes que dans CLIMBER seul (Figure 6.3.14). Les valeurs du minimum de CTH montrent que la circulation des deux modèles semble identique. Or dans l’Atlantique, les isovaleurs du minimum de CTH sont décalées au Sud d’un peu moins de 1° de latitude et sont remontées de quelques dizaines de mètres dans le modèle tout couplé par rapport à CLIMBER seul. Ce qui explique que les températures antarctiques de surface dans le modèle tout couplé soit plus chaudes que celles de CLIMBER.

La brusque hausse de la température à 65°N dans CLIMBER seul, à 4500 ans, provient comme au dernier interglaciaire d’une brusque remontée de l’intensité de NADW. Par contre et contrairement au dernier interglaciaire, le décalage pour NADW et les tempé-

ratures à 65°N entre CLIMBER et le modèle tout couplé provient du modèle GRISLI puisque ces deux champs issus du modèle tout couplé ressemblent à ceux de CLIMBER-GRISLI.

Pour le DMG et le dernier interglaciaire, les variations induites sur le minimum de CTH à partir de la perturbation en Atlantique Sud sont plus importantes que celles induites sur le minimum de CTH par la perturbation en Atlantique Nord. Ce résultat est assez intuitif. En effet, malgré l'intensité triple de la perturbation en Antarctique, on se doute que l'océan circumpolaire va largement amortir la propagation de la perturbation vers le nord. Dans nos expériences, il est surprenant que la perturbation au Sud génère une réorganisation du cycle hydrologique suffisante pour construire une calotte de glace au Canada. De plus, dans les trois contextes, les variations de NADW lors d'une perturbation en eau douce au Sud atténuent significativement les variations de température en Atlantique Nord. Enfin, nous avons vu que les relations inter-hémisphériques sont conservées dans le cas seulement d'une perturbation au Nord [Broecker, 1998; Stocker, 1998]. En effet, les températures au Nord et en Antarctique respectent cette balance. Les intensifications de l'une entraînent les diminutions de l'autre et vice-versa. Nous avons vu que les températures antarctiques de surface sont essentiellement liées au transport de chaleur amené par la circulation thermo-haline bien plus que pilotées par l'atmosphère. Les températures de l'océan Atlantique à 65°N sont influencées par l'apport de chaleur donné par NADW ; ce qui montre que CLIMBER couplé concernant cette balance garde le même comportement que celui de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. En outre, nous avons montré que le climat glaciaire est plus instable que le climat interglaciaire [Ganopolski and Rahmstorf, 2001; Paillard, 2001] mais aussi que le dernier interglaciaire est plus instable que le climat actuel.

Nous pouvons maintenant raccrocher notre étude à celle de Weaver et al. [2003], amenée en perspectives du chapitre 5. Weaver et al. [2003] comparent l'effet d'une perturbation Sud en eau douce sur le climat général lors du *meltwater pulse 1 A* (Figure 5.2.2), à partir de à -14 600 ans. Avec leur modèle de complexité intermédiaire, ils estiment notamment la différence des températures Nord et Sud pour la différence entre une expérience où la perturbation d'eau douce se situe en Atlantique Nord, dite "EXP1", et une expérience où elle se trouve en Antarctique, dite "EXP2". Weaver et al. [2003] montrent que les températures en Atlantique Nord sont plus chaudes d'environ 4-6°C, pour la différence EXP2-EXP1, et

celles en Antarctique plus froides de 1 à 6°C suivant l’intensité de la perturbation. Dans notre modèle, nous ne prenons pas la même intensité en eau douce et nous ne disposons pas d’un modèle océanique 3-D comme Weaver et al. [2003], mais nous observons le même comportement pour les trois contextes : -21 000 ans, -115 000 ans et l’Actuel. Ainsi, les processus dans notre modèle seraient similaires à ceux de Weaver et al. [2003].

6.3.3 Perturbation en flux d’eau douce et mise en place d’une nouvelle calotte de glace pour les interglaciaires

Dans cette partie, nous allons voir que le modèle tout couplé a initié la formation de nouvelles calottes de glace au Canada et contribué à l’extension de la calotte glaciaire au DMG.

A l’Actuel, après 5000 ans de simulation, après la perturbation Heinrich, quand NADW s’effondre (Figure 6.3.9), les territoires du Nord-Ouest canadien deviennent plus froids ; la

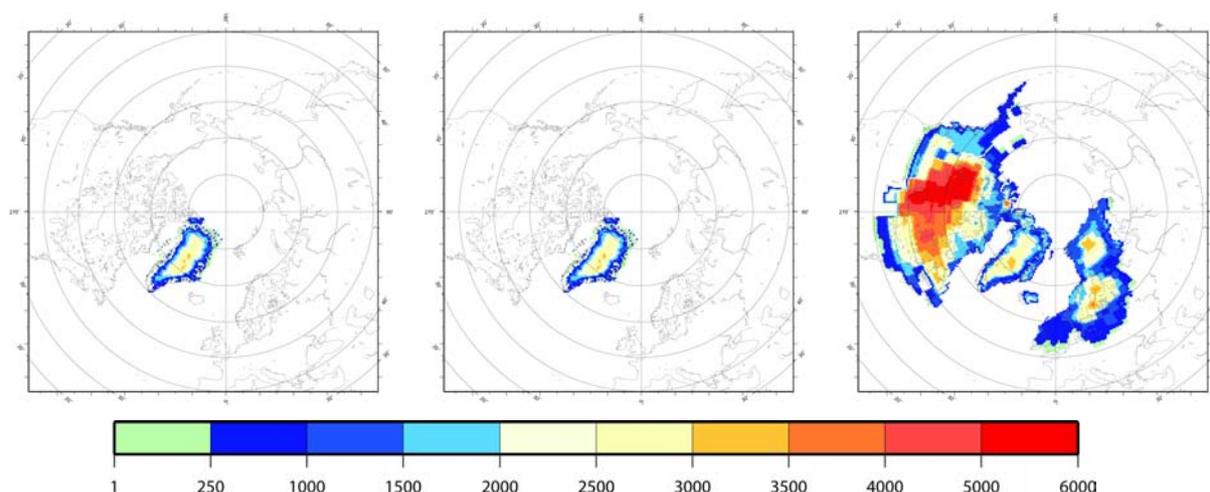


Fig. 6.3.15: Altitude (en mètres) des calottes de glace de l’hémisphère Nord avant la perturbation en eau douce pour l’Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).

température estivale est comprise entre -1 et 1°C. Cette zone perd sa propriété d’ablation ou encore l’équilibre accumulation-ablation est déplacé en faveur de l’accumulation. Ainsi, la neige qui tombe devient pérenne et une calotte de glace se forme (Figure 6.3.16 à gauche par rapport à la figure 6.3.15). A la fin de l’expérience, soit à 10 000 ans de simulation, le volume de glace de cette région atteint $2.1 \times 10^6 \text{ km}^3$, soit presque le volume d’un Groenland (volume égal à $2.7 \times 10^6 \text{ km}^3$). Après l’Heinrich et le mode “off” de la circulation, entre 5000 et 10000 ans, la nouvelle calotte de glace augmente de $3.9 \times 10^2 \text{ km}^3$ en 1000

ans. Or Wang [2005] attribue la reprise de la circulation thermohaline à une croissance rapide de la calotte de glace. Dans ses expériences, la calotte augmentant de 0.4 km^3 en

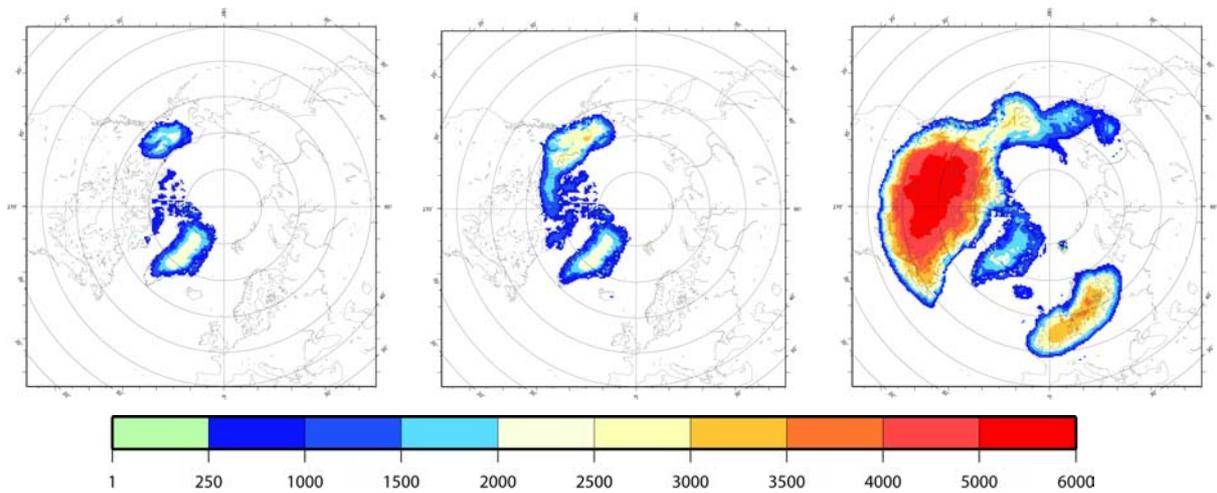


Fig. 6.3.16: Altitude (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord à la fin de la simulation où la perturbation en eau douce est appliquée en Atlantique Nord pour l'Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).

1000 ans a un impact significatif sur la circulation océanique par le stockage d'eau douce. Ainsi, la croissance de la calotte de glace de notre modèle semble avoir un impact sur la reprise de la circulation thermohaline. Ainsi, pour se référer à Wang [2005], seul le transport accru de glace de mer dans les modèles CLIMBER ou tout couplé permet à la circulation océanique de revenir en mode "on".

d'après l'insolation à -115 000 ans, Kageyama et al. [2004] a montré qu'une nouvelle calotte de glace se construisait au Nord-Est canadien. Dans notre simulation, cette nouvelle calotte de glace s'étend jusqu'à recouvrir tout le Nord canadien, avec une altitude maximale qui atteint 3000 m au-dessus des territoires du Nord-Ouest canadien (Figure 6.3.16 au milieu). L'étude de Khodri et al. [2003] montre qu'avec le modèle CLIMBER, la baisse de NADW pour passer d'un mode interglaciaire à glaciaire s'accompagne d'une augmentation sensible du volume de glace. Dans cette étude, il s'agit d'une autre version du modèle CLIMBER et l'expérience n'est pas tout à fait comparable avec la nôtre. Néanmoins, dans l'expérience de Khodri et al. [2003] qui n'utilisait que CLIMBER, la couverture neigeuse au-dessus du Canada augmente d'environ $0.04 \times 10^6 \text{ km}^2$ avec une perturbation en eau douce de 0.02 Sv. La baisse de NADW associée à cette expansion est égale à moins d'1 Sv. Avec notre modèle CLIMBER seul, la perturbation est égale à 0.03 Sv et engendre une couverture neigeuse au Canada de $0.05 \times 10^6 \text{ km}^2$. La baisse de NADW correspondante est égale à environ 2 Sv. Ces deux expériences mettent en avant des réponses similaires même

si l'intensité du flux d'eau prescrit et de la réponse de la calotte est différente. De plus, le modèle CLIMBER utilisé dans l'expérience de Khodri et al. [2003] est plus proche de celui de Ganopolski and Rahmstorf [2001] que du nôtre. On a vu qu'au DMG les variations de température de notre modèle étaient plus faibles que celles de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. On s'attend donc à obtenir la même chose entre notre modèle et celui utilisé par Khodri et al. [2003]. Il semblerait que l'augmentation de couverture neigeuse rapportée au flux d'eau douce est plus importante dans l'étude de Khodri et al. [2003] par rapport à la nôtre.

Dans notre étude, pour les événements DO, entre 1000 et 4000 ans de simulation, le volume de glace augmente d'environ $3.1 \times 10^5 \text{ km}^3$ en 1000 ans ; et à partir de l'événement H, entre 5000 et 10000 ans, il augmente beaucoup plus : de $9.8 \times 10^5 \text{ km}^3$ en 1000 ans. A la fin de la simulation, le volume de glace est égal à $6.5 \times 10^6 \text{ km}^3$, soit le double du volume du Groenland ($2.9 \times 10^{15} \text{ m}^3$).

L'insolation (Figure 1.1.2) et le CO_2 sont plus faibles à -115 000 ans (267 ppm) qu'à l'Actuel (280 ppm) ; des rétroactions (surface-albédo, température-altitude) rentrent en jeu pour amplifier le phénomène d'initialisation de calotte de glace. D'après les figures 6.3.14 et 6.3.13, la NADW sans perturbation est égale à 25 Sv pour -115 000 ans et 24.5 Sv pour l'Actuel. Donc la variation de NADW entre l'événement Heinrich et le début de la simulation, sans perturbation, est égale à une baisse de seulement 1 Sv pour le climat actuel contre 3.5 Sv pour le dernier interglaciaire. Il semblerait que ce soit les variations plus fortes de NADW à -115 000 ans par rapport à l'Actuel qui soient responsables de la croissance de la nouvelle calotte de glace à -115 000 ans.

A -21 000 ans (Figures 6.3.15 et 6.3.16 à droite), la calotte initiale s'étend sur l'Alaska et la Sibérie tandis que la Fennoscandie perd sa glace en mer de Kara. Globalement, les perturbations en eau douce favorisent la croissance des grandes calottes de glace, à l'exception du Groenland qui voit son volume diminuer. Plus précisément, le volume de glace de la Fennoscandie augmente à chaque pic de NADW (Figure 6.2.2), correspondant à un événement DO froid (flux d'eau douce négatif). Ce résultat rejoint celui de Kageyama and Paillard [2005] obtenu avec un modèle très simple de calotte de glace fennoscandienne. Comparativement, les calottes de glace au glaciaire suivent le même comportement que pour la perturbation au Nord. Néanmoins, le volume total de l'hémisphère Nord est de $6.0 \times 10^6 \text{ km}^3$ contre $9.7 \times 10^6 \text{ km}^3$ lors de la perturbation au Nord.

La perturbation en eau douce en Atlantique Sud conduit à l'initialisation d'une calotte de glace au Nord. En effet, l'effet des variations du minimum de CTH implique une baisse de NADW lors des interglaciaires (Figures 6.3.13 et 6.3.14). Lors de l'événement Heinrich, NADW du climat interglaciaire a une intensité d'environ 21.5 Sv contre 23.5 Sv pour l'Actuel. C'est cette baisse de NADW plus forte lors du dernier interglaciaire qui favorise la croissance d'une calotte de glace au-dessus des territoires du Nord-Ouest canadien (Figure 6.3.17). A -115 000 ans, le volume atteint au Canada correspond à un Groenland, soit $2.9 \times 10^6 \text{ km}^3$ à la fin de la simulation. Ce volume équivaut au tiers du volume si-

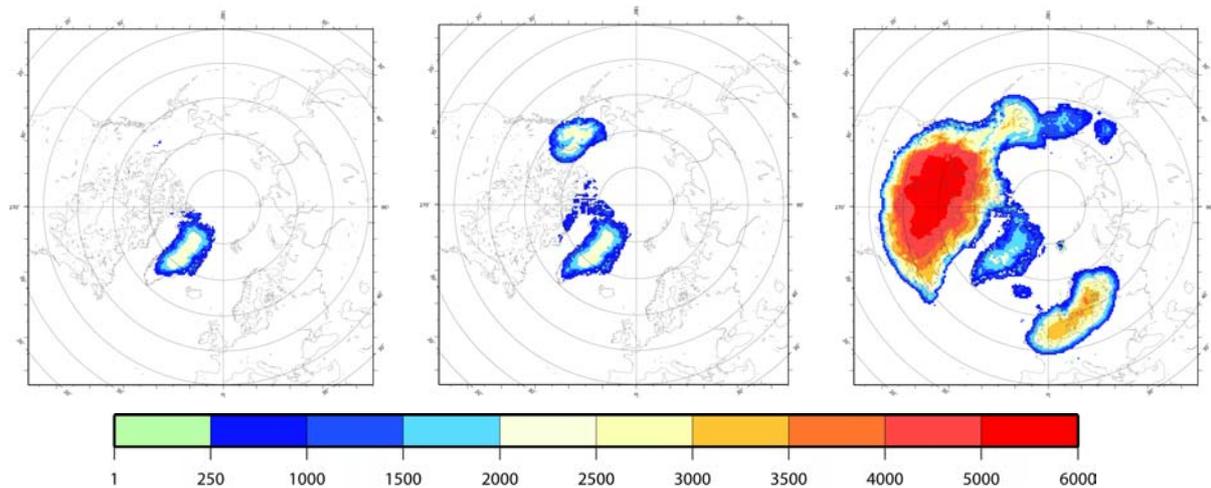


Fig. 6.3.17: Altitude (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord à la fin de la simulation où la perturbation en eau douce est appliquée en océan austral pour l'Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).

mulé à la fin de la simulation de la perturbation au Nord. La raison vient des valeurs de NADW pendant la simulation (Figures 6.3.8 et 6.3.13). Bien que les valeurs de NADW soient égales à la fin des simulations de perturbation au Nord et au Sud, NADW s'effondre seulement lors de la perturbation au Nord et c'est pendant l'événement de Heinrich que les conditions climatiques sont les plus propices à la croissance d'une calotte de glace. A l'Actuel, la croissance de la calotte ne se produit pas puisque les températures estivales sont majoritairement au-dessus du zéro, dans cette région. La fait que la perturbation appliquée au Sud impacte les hautes latitudes Nord via la circulation océanique par un mécanisme atlantique différent de celui de balance Température au Nord / Température au Sud que nous avons déjà décrit, a pour conséquence que la perturbation au Sud produit des effets similaires à la perturbation au Nord. Néanmoins, l'effet direct des perturbations au Nord est bien plus fort sur les calottes glaciaires.

6.4 Conclusion et perspectives

Dans ce chapitre, nous avons introduit un flux d'eau douce en Atlantique Nord comme les travaux de Ganopolski and Rahmstorf [2001], ou en Atlantique Sud pour tester la stabilité des calottes de glace dans trois contextes climatiques : le DMG, l'Actuel et le dernier interglaciaire, à -115 000 ans. Les variations de la circulation océanique se traduisent à la fois par des changements de température dans l'hémisphère où la perturbation a lieu, mais également, du fait du mécanisme de compensation mis en évidence dans ce chapitre sur la balance le maximum de la circulation thermo-haline (NADW) et le minimum de cette circulation par des variations de température dans l'hémisphère opposé. Ces relations avaient été vues par Ganopolski and Rahmstorf [2001] mais dans un cadre plus restreint puisqu'il s'agissait des instabilités glaciaires.

L'apport des modèles de calottes de glace interactifs de l'hémisphère Nord et de l'Antarctique par rapport au modèle de climat CLIMBER contribue à amplifier la réponse de la NADW pour le climat glaciaire et resserre le diagramme de stabilité du climat (hystérésis) pour les deux interglaciaires. Nos résultats avec le modèle tout couplé confirment, que lors des perturbations en eau douce dans le Nord, le modèle de balance inter-hémisphérique (*seesaw*) proposé par Blunier and Brook [2001] est respecté. En effet, une augmentation des températures aux hautes latitudes Nord se traduit par une diminution des températures en Antarctique et une augmentation des températures au Sud implique des températures au Nord plus froides [Broecker, 1998; Stocker, 1998; Paillard, 2001; Ganopolski and Rahmstorf, 2001]. Ainsi, l'humidité et la chaleur sont retransmises entre les tropiques et les pôles à partir de l'intensité de la circulation thermohaline (le transport atmosphérique n'est ici quasiment pas modifié). Dans notre étude, nous avons vu qu'au DMG, une augmentation de NADW se traduit donc par un transfert d'humidité et de chaleur qui réchauffe les températures à 65°N ; une diminution de NADW conduit à une diminution de ces températures. Au Sud, nous avons montré qu'au DMG, ce sont les transferts océaniques de chaleur qui affectent les températures de surface en Antarctique. Ces transferts sont liés au transfert de densité du minimum de CTH.

Les perturbations en eau douce dans l'océan austral amènent un résultat différent de celui des perturbations en Atlantique Nord et ne concordent pas avec l'explication de la balance inter-hémisphérique. Les températures atlantiques à 65°N augmentent quand NADW s'intensifie et les températures antarctiques de surface sont plus chaudes quand le

minimum de CTH diminue, et vice-versa. Les variations de NADW suivent les variations du minimum de CTH. Les deux circulations s'intensifient et diminuent en même temps. Le minimum de CTH semble perturber la profondeur de plongée de NADW et son intensité. De plus, les variations de température sont corrélées aux variations de la circulation.

En outre, l'apport des modèles de glace montre que les perturbations en eau douce favorisent la croissance d'une nouvelle calotte de glace aux interglaciaires sur le Nord-Est canadien (sauf pour la perturbation au Sud à l'Actuel) et l'extension et l'altitude de la Laurentide et de la Fennoscandie pour le climat glaciaire. Ce résultat ne pouvait pas être mis en évidence par l'étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] car elle nécessite un couplage avec un modèle de glace, qui est propre au travail présenté ici. Sont-ce des perturbations de type DO qui favorisent la croissance d'une calotte en Amérique du Nord à la fin du dernier interglaciaire? Cette question rejoint les travaux de Khodri et al. [2001, 2003].

Dans ce chapitre, nous avons utilisé le modèle CLIMBER avec sa faible résolution. En terme de perspectives, nous pourrions envisager de refaire ces expériences avec une résolution plus importante pour CLIMBER. De plus, le forçage en eau douce est appliquée à un bassin océanique 2-D. Un modèle océanique 3-D permettrait d'obtenir une réponse plus locale au forçage. Le groupe de A. Ganopolski, concepteur du modèle CLIMBER, développe d'ailleurs actuellement le couplage de la partie atmosphérique de CLIMBER avec un modèle 3-D océanique, MOM (*The GFDL Modular Ocean Model*). D'autre part, l'application d'un GCM couplé aux modèles de glace pourrait répondre à ces attentes. Le modèle de l'IPSL est actuellement en cours de couplage avec le modèle de glace Antarctique de Ritz et al. [2001].

Chapitre 7

Conclusions générales

Ce travail permet de disposer, pour la première fois, d'un système climatique "modélisé" regroupant les principales composantes du climat comme l'atmosphère, l'océan, la végétation, la cryosphère dans les hémisphères Nord et Sud. Cette étude a été basée sur l'utilisation de trois modèles : (i) un modèle de climat de complexité intermédiaire, CLIMBER, (ii) un modèle de glace de l'hémisphère nord, GREMLINS, et (iii) un modèle de glace de l'Antarctique, GRISLI. La première partie de cette thèse présente le couplage de GRISLI avec le modèle de climat, le couplage CLIMBER-GREMLINS ayant été effectué au préalable. Or très peu de modèles couplés climat-cryosphère existent dans le monde et il n'y a pas de modèles intégrant en plus la physique des plateaux continentaux de la calotte Antarctique. Dans une deuxième partie, j'ai été en mesure d'aborder, avec cet outil approprié, des thématiques liées à la variabilité lente du système climatique comme la contribution de la calotte Antarctique à la remontée du niveau marin. J'ai pu également utiliser de ce modèle pour explorer, dans différents contextes les rétroactions inter-hémisphériques et les perturbations de la circulation thermohaline lors d'un événement abrupt.

7.1 De la variabilité lente à l'estimation du niveau marin

La variabilité lente a été étudiée pour les derniers 21 000 ans (c'est-à-dire depuis le DMG jusqu'à aujourd'hui), ce qui représente la passage d'un climat glaciaire à un climat interglaciaire. Le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI reproduit la fonte de toutes les

calottes de glace et, pour la première fois, permet de déduire la remontée du niveau marin associée à la dernière déglaciation. Notamment, durant cette période, la surface englacée de l'Antarctique a diminué ; la ligne d'échouage s'est reculée et les deux principaux plateaux glaciaires de la mer de Weddell et de Ross se sont formés. Notre modèle reproduit ce comportement de déglaciation excepté pour la plate-forme de glace flottante du Ronne-Filchner. En effet, nous montrons que le modèle GRISLI est sensible à la bathymétrie dans cette région. Une bathymétrie plus profonde favorise le retrait de la glace posée et mène à la formation d'un plateau glaciaire. De plus, différents processus sont étudiés afin de comprendre la déglaciation de la calotte de glace antarctique. Il s'avère que la remontée du niveau des mers pendant la déglaciation est le paramètre-clé pour déglacer la calotte. Les autres paramètres, tels que l'insolation, le CO_2 atmosphérique, la fusion basale agissent plutôt sur son temps de réponse et retardent la déglaciation quand, par exemple, ils restent fixés à la valeur glaciaire. Ces principaux résultats font l'objet d'un article édité par *Earth and Planetary Science Letters* [Philippon et al., 2006].

Puisque notre nouvel outil simule aussi bien la déglaciation de l'hémisphère Nord que celle de l'hémisphère Sud, nous pouvons en déduire le volume total de glace fondue, convertible en remontée du niveau des mers. La déglaciation simulée des calottes de glace engendre une élévation du niveau marin comprise entre 97 et 117.5 m, ce qui est compatible avec les données du niveau marin.

Néanmoins, ce résultat est biaisé par le type de forçage que nous utilisons. En effet, pour être plus réaliste au départ, nous avons forcé la remontée du niveau marin par les courbes de Waelbroeck et al. [2002]; Bassinot et al. [1994]; Imbrie et al. [1984]. Or notre modèle peut prévoir la fonte et donc calculer lui-même la remontée du niveau marin. C'est ce qui sera fait dans l'avenir pour rendre l'étude que j'ai entreprise totalement cohérente.

7.2 Variabilité rapide

La variabilité rapide est testée au travers d'un forçage externe en flux d'eau douce à partir du modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. Nous avons repris l'approche de Ganopolski and Rahmstorf [2001] qui consiste à perturber le modèle de climat par un flux d'eau douce prescrit et compatible avec des événements de type Dansgaard-Oeschger et de type Heinrich. L'originalité de ce travail se distingue des travaux de Ganopolski and Rahmstorf [2001] par l'utilisation d'un modèle de climat incluant la réponse des calottes,

d'une part, et d'autre part, par le fait d'imposer ces perturbations soit dans l'hémisphère Nord soit l'hémisphère Sud. Trois périodes climatiques ont été considérées : le climat actuel, le dernier interglaciaire, à -115 000 ans, et le climat glaciaire, à -21 000 ans. Le dernier interglaciaire se distingue de l'Actuel par le passage très rapide en glaciation, accompagné de variations rapides du climat [Landais, 2004; Waelbroeck et al., 2002].

Ainsi, par rapport à l'étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001], l'apport des modèles de calottes de glace interactifs de l'hémisphère Nord et de l'Antarctique au modèle de climat CLIMBER contribue à amplifier la réponse de la NADW pour le climat glaciaire et resserre le diagramme d'hystérésis pour les deux interglaciaires, ce qui traduit l'existence d'un climat plus instable. Nos résultats avec le modèle tout couplé confirment à chaque fois dans tous les contextes climatiques étudiés de perturbations en eau douce en Atlantique Nord le modèle de balance inter-hémisphérique (*seesaw*) proposé par Blunier and Brook [2001]. En effet, une augmentation des températures aux hautes latitudes Nord se traduit par une diminution des températures antarctiques et une augmentation des températures antarctiques impliquent des températures aux hautes latitudes Nord plus faibles [Broecker, 1998; Stocker, 1998; Paillard, 2001; Ganopolski and Rahmstorf, 2001]. Si la perturbation a lieu dans l'océan austral, l'explication de la balance inter-hémisphérique ne convient pas. En effet, dans ce contexte, les deux températures suivent les mêmes variations.

En outre, l'apport des modèles de glace montre que les perturbations en eau douce (Nord et Sud) favorisent la croissance d'une nouvelle calotte de glace pendant les périodes interglaciaires sur le Nord-Est canadien, ainsi que l'augmentation de l'extension et de l'altitude plus élevée de la Laurentide et de la Fennoscandie pour le climat glaciaire. Ces résultats ne pouvaient pas être mis en évidence par l'étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] car elle nécessite un couplage avec un modèle de glace, qui est propre au travail présenté ici.

7.3 Perspectives

L'étude de la variabilité lente du système climatique se poursuit au travers de la thèse de Stefano Bonelli qui porte sur le dernier cycle climatique (120 000 ans) et qui sera par la suite étendue au futur lointain (i.e. plusieurs millénaires). De plus, Charbit et al. [2006] tentent, avec le modèle couplé, d'évaluer la réponse des calottes polaires suite à l'augmentation anthropique du CO₂ atmosphérique.

Dans notre étude, les événements rapides sont forgés de façon externe. Dans le cadre d'une collaboration avec le LGGE (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement), une des perspectives de ce travail est d'utiliser le modèle de glace de l'hémisphère Nord développé par Vincent Peyaud [2006] qui sera très prochainement disponible au LSCE. A la différence de notre modèle GREMLINS, celui-ci inclut la dynamique des plates-formes de glace flottantes (soit l'équivalent du modèle GRISLI en Antarctique). La dynamique de ce nouveau modèle serait potentiellement capable de générer des décharges rapides de glace. Le couplage de CLIMBER avec ce type de modèles de glace dans le Nord et dans le Sud pourrait ainsi nous permettre d'identifier la cause des événements rapides. De plus, les perspectives futures de couplage entre un modèle GCM et un modèle de calotte de glace nous permettent d'envisager de comparer les mécanismes que nous avons pu identifier avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. C'est cette approche de comparaison GCM-CLIMBER que Khodri [2002] a développée dans sa thèse et que nous pourrions reprendre dans le cadre de cette étude.

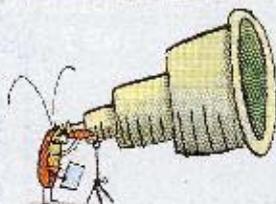
La perspective d'implémenter les isotopes de l'oxygène est possible au travers du travail de Roche [2005], qui a implémenté ces isotopes dans le module océanique de CLIMBER et au travers du travail de Lhomme [2004], qui a introduit les isotopes de l'oxygène dans le modèle GREMLINS au Groenland. L'idée est d'utiliser un modèle global isotopique du système climatique pour pouvoir comparer les résultats de modèle aux enregistrements isotopiques dans la glace et les sédiments marins.

D'un point de vue plus large, ce travail de thèse s'est essentiellement basé sur un travail de modélisation. Maintenant que les outils sont utilisables, une plus grande interaction avec les données serait fructueuse. Par exemple, les données satellites décorréliées des effets tectoniques, amènent une connaissance de la fonte actuelle de la calotte de glace. Ces données très précises pourraient être facilement comparées avec les sorties obtenues par un modèle de type GCM couplé à un modèle de glace, qui en conséquence pourrait servir de base à la validation du modèle utilisé dans cette étude.

Cette thèse peut enfin être considérée comme un travail pionnier pour le *European Research and Training Network (RTN) Network for Ice sheet and Climate Evolution (NICE)* qui débute et vise dans une dizaine de laboratoires européens à former des étudiants sur les rétroactions glace-climat à la fois pour mieux comprendre la future déglaciation potentielle et mieux reproduire la dernière déglaciation.

épisode 36 : ÉTÉS CHAUDS

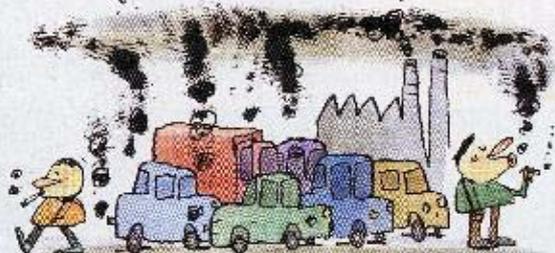
Un milliard de Zome, ça va...



...mais six milliards, toujours les dégâts!



Et surtout, six milliards qui fument, conduisent et polluent!



Les vents sont plus forts...



...vraiment plus forts.



Les étés sont de plus en plus chauds.



Les glaciers fondent.



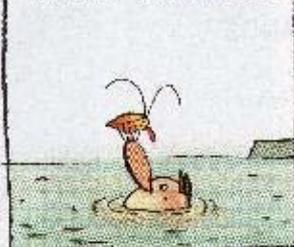
Les orages sont plus violents, les pluies augmentent, les mers se déchaînent!



Et les eaux montent...



...encore et encore.



Enfin, nous, on s'en fiche...

...on sait grimper aux murs!



Degans - Sat

ES UN ANCIEN NIPISSE EN OUI MARCHÉ EN MONTE !

Annexe A

Le fractionnement isotopique

A.1 Les isotopes de l'eau

La molécule d'eau existe sous différents états stables, appelés isotopes. L'eau, par exemple, peut se présenter suivants les isotopes les plus abondants (H_2^{16}O , H_2^{18}O ou HD^{16}O). Durant le trajet et le changement d'état de la molécule d'eau, cette dernière va se fractionner isotopiquement. Les rapports isotopiques sont définis suivant le rapport $R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$ ou D/H par rapport à un standard SMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) qui représente les valeurs isotopiques modernes de l'océan global :

$$\delta = \left(\frac{R_{\text{echantillon}}}{R_{\text{SMOW}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{A.1.1})$$

Plus précisément, lors du transport de la vapeur d'eau des basses vers les hautes latitudes, et des océans vers les continents, les précipitations successives appauvrissent cette vapeur en isotopes lourds (H^{18}O , DO) par rapport aux isotopes légers (H^{16}O). Le $\delta^{18}\text{O}$ de la vapeur des nuages diminue donc avec l'augmentation de latitude (diminution de température et éloignement de la région d'évaporation), et le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations formées à partir de cette vapeur diminue corrélativement. Ceci explique d'une part que les glaces polaires soient formées d'eau très "appauvrie" en isotope lourd ($\delta^{18}\text{O}$ très négatif). D'autre part qu'en période plus froide, comme la température lors du transport de vapeur diminue plus "vite" avec la latitude, l'appauvrissement isotopique de la vapeur est plus prononcé, et le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations pour un site donné diminue. C'est l'origine du "thermomètre isotopique" appliqué aux glaces polaires (Figure A.1.1). Il existe une relation linéaire entre la température de surface locale et le rapport isotopique de l'oxygène [Johnsen et al., 1989;

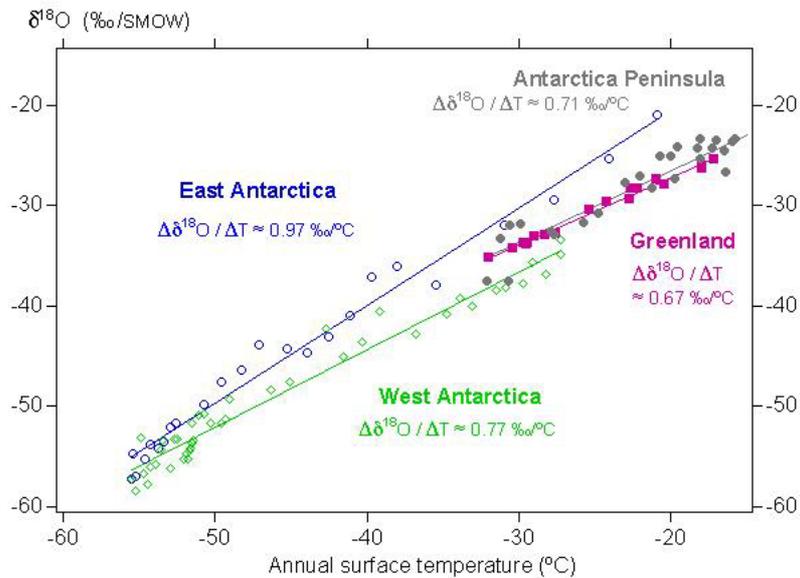


Fig. A.1.1: Thermomètre isotopique : relation entre le $\delta^{18}\text{O}$ et la température annuelle de surface pour différentes stations en Antarctique et au Groenland [Vimeux, 1999].

Lorius et al., 1979].

En période glaciaire, le refroidissement du climat diminue le ($\delta^{18}\text{O}$ des glaces ; et la formation de calottes de glace fait augmenter le ($\delta^{18}\text{O}$ des océans (par conservation de la masse totale d' H_2^{18}O).

A.2 L'isotope néodyme (Nd)

L'isotope du néodyme (Nd) peut servir de traceur de la variabilité de la circulation océanique. Nd a un temps de résidence relativement court dans l'océan, entre 500 et 1000 ans [Scher and Martin, 2006; Tachikawa et al., 2003] alors que le temps mis pour mélanger l'océan prend environ 1500 ans. Les masses d'eau sont donc marquées par la signature de le rapport de isotope Nd exprimé par $\varepsilon_{Nd} = \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$. La valeur du rapport reflète l'origine de ces masses d'eaux. Les principales sources de Nd dans l'océan proviennent de matériaux continentaux (volcanisme) car le flux hydrothermal est négligeable. Des valeurs négatives en ε_{Nd} traduisent d'une contribution de matériaux anciens pour l'océan alors qu'une valeur proche de zéro implique une contribution de matériaux volcaniques jeunes [Tachikawa et al., 2003].

Ce marqueur est entre autre utilisé pour détecter l'envahissement des eaux pacifiques dans celles de l'Atlantique [Scher and Martin, 2006]. Les valeurs de ε_{Nd} sont propres à chaque bassin océanique ; la contribution géologique du Pacifique provient de roches volcaniques

jeunes alors que celles en Atlantique sont beaucoup plus vieilles.

La croûte ferromanganèse (Fe-Mn) et les fossiles de dents de poissons sont les marqueurs du ε_{Nd} des eaux profondes.

Annexe B

Quelques compléments

“Event”, Stage	Estimated age (calendar years)
Holocene	~10 ky BP to present
Holocene maximum warming (also referred to as “climatic optimum”)	Variable?
Last deglaciation	~4.5 to 6 ky BP (Europe) 10 to 6 ky BP (SH)
Termination 1	~18 to 10 ky BP
Younger Dryas	~14 ky BP
Antarctic cold reversal	~12.7 to 11.5 ky BP
Bölling-Alleröd warm period	14 to 13 ky BP
Last glacial	14.5 to 13 ky BP (Europe)
LGM (last glacial maximum)	~74 to 14 ky BP
Last interglacial peak	~25 to 18 ky BP
Termination 2	~124 ky BP
Eemian/MIS stage 5e	~130 ky BP
Heinrich events	~128 to 118 ky BP
Dansgaard-Oeschger events	Peaks of ice-rafted detritus in marine sediments, ~7 to 10 ky time-scale.
Bond cycles	Warm-cold oscillations determined from ice cores with duration ~2 to 3 ky.
Terminations	A quasi-cycle during the last Ice Age whose period is equal to the time between successive Heinrich events. Periods of rapid deglaciation.

Fig. B.0.1: Table des terminologies utilisées en paléoclimatologie depuis les derniers 150 ka.

Annexe C

**Le nouveau chapitre de thèse, un
bilan de compétences**

Valorisation des compétences – un nouveau chapitre de la thèse

par Gwenaëlle Philippon

de l'école doctorale : Sciences de l'Environnement d'Ile-de-France

avec l'aide du « mentor » : Philippe Bertrand

Sujet de thèse : Rôle des calottes glaciaires dans le système climatique : analyse des interactions entre un modèle de calotte de glace Antarctique et un modèle de climat.

effectuée sous la direction de : Gilles Ramstein et Sylvie Charbit

Date probable de soutenance : Février 2007.

I. Contexte, enjeux, objectifs

Le système climatique fait intervenir plusieurs composantes qui interagissent entre elles : l'atmosphère, les océans, la végétation et la faune, le sous-sol terrestre et les espaces englacés. Dans ce dernier sous-système intervient l'Antarctique. Ce continent, situé au pôle Sud, contient 70% des réserves d'eau douce de la planète et est recouvert de 91% de glace qui, si elle fondait, représenterait une élévation de plus de 60 m du niveau de la mer.

Dans le contexte du réchauffement climatique, que subit actuellement la Terre, les régions des pôles nord et sud se trouvent être les plus sensibles. Les observations effectuées par satellites ainsi que sur le terrain montrent d'ailleurs que l'Antarctique connaît et a connu des changements, traduits par des variations rapides de température, et des variations importantes de volume de glace. En effet, les carottes de glace contiennent des bulles d'air emprisonnées et ainsi, la composition de l'atmosphère en gaz à effet de serre peut être déterminée depuis 800 000 ans. Ces changements peuvent se traduire par des débâcles de glace, de la taille d'un pays, dans l'océan et par l'accélération de l'écoulement de la glace, qui entraîne une « vidange » de la glace Antarctique dans l'océan et ainsi, contribue à augmenter le niveau des mers.

Une des pistes pour mieux appréhender le climat futur est de regarder si de tels événements ont déjà eu lieu dans le passé de la Terre. Le but de ma thèse a donc été d'évaluer les relations liant l'Antarctique avec le climat, et notamment de comparer les variations du volume de glace en Antarctique avec celles d'un changement climatique. Il s'agit d'un travail de modélisation numérique à partir de modèles déjà validés par des mesures. Les enjeux de cette thèse se situent à différents niveaux :

- Scientifique et technique :
 1. Faire évoluer l'état des connaissances sur l'Antarctique : comprendre et quantifier les variations de la calotte de glace dans des changements climatiques passés, et appréhender les interactions entre la dynamique du climat et celle des calottes de glace.
 2. Réaliser une procédure de couplage entre un modèle de climat et un modèle de glace Antarctique, la difficulté venant de leurs résolutions très différentes. Cette base technologique peut servir de support pour le couplage avec des modèles de climat plus complexes, même si la technologie sera probablement très différente (transfert

de technologie vers les modèles tels ceux de l'Institut Pierre Simon Laplace ou de Météo France).

3. Enrichir mon laboratoire d'accueil de cette technologie de pointe et novatrice.

- Sociétal et environnemental : mon travail s'inscrit dans le contexte de débats actuels sur le développement durable et le réchauffement climatique. De plus, il permet d'objectiver le débat, via la production de données et de connaissances nouvelles. Dans une perspective à plus long terme, la mise en place d'une stratégie visant à protéger les populations, les écosystèmes, vis-à-vis de la hausse actuelle du niveau des mers, pourrait être envisagée. Cette question est d'autant plus importante qu'aujourd'hui la remontée du niveau marin liée à la fonte des glaciers et à la dilatation de l'eau est de quelques centimètres tandis que la fonte des calottes de glace pourrait produire des variations bien plus grandes.

II. Gestion du projet

1. Contexte

Ma thèse s'est déroulée au sein du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) rattaché à l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). L'IPSL constitue le regroupement, au sein d'un pôle d'excellence, des compétences développées dans plusieurs laboratoires de la région parisienne (le Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, CETP ; le Laboratoire de Biogéochimie et Chimie Marine, LBCM ; le Laboratoire de Météorologie Dynamique, LMD ; le Laboratoire d'Océanographie et du Climat : Expérimentation et Approches Numériques, LOCEAN ; le LSCE ; le Service d'Aéronomie, SA). Cet institut regroupe environ 280 personnes. Par ailleurs, ce projet a été suivi (dans le cadre de ma formation) par des chercheurs du Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (LGGE) à Grenoble.

2. Equipe projet

Au LSCE, je faisais partie d'une équipe de recherche composée d'une trentaine de personnes, dont la moitié était des postes non permanents (dix étudiants en thèse et quelques post-docs). La thématique principale de cette équipe est la modélisation du climat. Les chercheurs travaillant au sein de cette équipe ont des spécialisations diversifiées, touchant, entre autres, les domaines de l'atmosphère, de l'océan, de la végétation, des événements extrêmes climatiques.

Mon projet a mobilisé 10 personnes, dont 7 dans cette équipe de recherche. Le « noyau dur » de mon projet est restreint à 4 personnes. Ce projet a employé ~ 1.8 chercheurs équivalent temps plein par an sur trois ans. Le tableau suivant répertorie au sein de ce projet la fonction, le rôle et l'estimation du temps consacré par chacun des membres de cette équipe.

Le travail fourni durant cette thèse s'est effectué pendant ces trois ans à un rythme soutenu. J'ai participé à quatre conférences, dont trois internationales et une école d'été. Le but de ces réunions est d'échanger, de confronter des idées et d'ouvrir ainsi sa culture scientifique. S'ajoute la préparation aux conférences et notamment la réalisation des présentations ou de posters. Mon engagement personnel sur ce projet, ainsi que le souci de transmettre mes connaissances, m'a poussé à effectuer ~30 heures de cours de géophysique-

géologie et de climat. Mon intérêt pour l'enseignement m'a aussi amené à me confronter à l'exercice de la vulgarisation scientifique, par l'intermédiaire de 6 interventions en binôme auprès d'élèves du premier et second cycle. J'ai aussi assisté à 90 heures de cours de thèse recommandés par mon école doctorale.

Personnes concernées	Fonction	Laboratoire d'appartenance	Estimation du temps passé (en mois)	Rôle dans le projet
Doctorant	Doctorante	LSCE	36	Chef de projet
Sylvie C.	Co-directrice	LSCE	6	Concepteur du projet et encadrant
Gilles R.	Directeur	LSCE	6	Concepteur du projet et encadrant
Christophe D.	Post-doc	LSCE	8	Co-développeur de l'outil informatique et collaborateur sur les parties cryosphère et informatique
Masa K.	Partenaire de l'équipe	LSCE	2	Collaboratrice sur la technique et l'atmosphère
Catherine R.	Partenaire externe au labo	LGGE ¹ (Grenoble)	2	Collaboratrice sur la cryosphère
Didier P.	Partenaire de l'équipe	LSCE	1	Collaborateur sur la partie océan
Vincent P.	Partenaire externe au labo	LGGE ¹ (Grenoble)	2	Collaborateur sur la partie cryosphère
Jean-Yves P.	Partenaire de l'équipe	LSCE	0.5	Spécialiste informatique
François M.	Partenaire externe à l'équipe	LSCE	0.2	Gestion et maintenance des machines de calcul
			= 63.7	

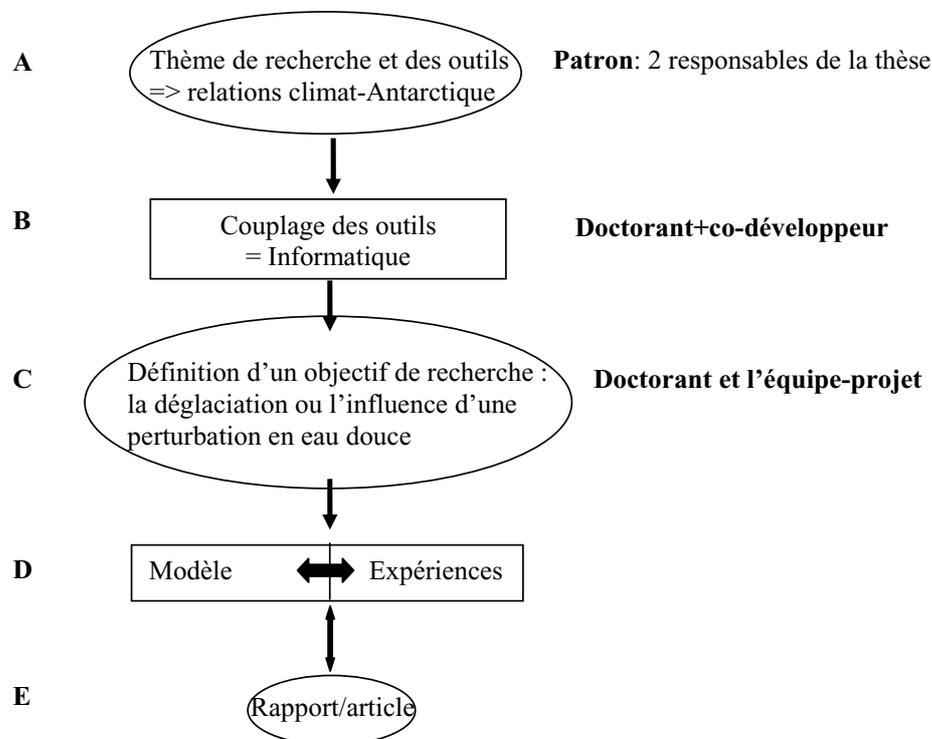
¹ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement (à Grenoble)

3. Clients du projet

Deux types de clients sont a priori intéressés par mon projet :

- D'une part, les scientifiques intéressés par la technique que j'ai développée. Ils font parti de l'IPSL, Météo-France, et les autres équipes internationales. De plus, l'aspect novateur mes recherches est le précurseur d'un projet (Network for Ice sheet and Climate Evolution), qui engage une trentaine de chercheurs, qui orientera les futures pistes de recherche dans le domaine couplage cryosphère/climat.
- D'autre part, les clients attentifs aux résultats de mes simulations et aux différentes conclusions pouvant en être tirées. En particulier, je distingue ici les décideurs publics, sensibles aux problèmes engendrés par la hausse du niveau des mers causée par la fonte des calottes de glace. S'ajoute également les membres du panel d'experts de l'IPCC, Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat.

4. Etapes du travail



Je n'ai perçu les applications scientifiques (A) qu'à partir de la fin de la 1^{ère} année. Auparavant, je m'étais centrée sur la technique (B) associée au développement de l'outil qui sera nécessaire au traitement des questions scientifiques. Cette partie B était déjà définie par mes deux responsables, avant le début de ma thèse. Six mois ont été nécessaires pour développer cette partie. En terme plus large, le temps consacré à la technique est estimé à environ 1 an ½, soit la moitié du temps de thèse. Ce n'est seulement qu'à partir de la 2^{ème} année de thèse que me sont apparues les autres branches de ce projet (C, D, E et A). Une fois la partie B réalisée, mon rôle a été de prendre en main et de m'approprier la partie A grâce à la bibliographie et aux discussions avec les responsables de ma thèse et les chercheurs concernés. J'ai défini, en parallèle, la problématique C. Deux problématiques sont abordées dans ce projet et n'auraient pas pu être explorées sans le nouvel outil que j'ai développé. La première me permettant de tester la partie technique par une expérience facilement comparable à des données ; la seconde me permettant de « comprendre » l'influence d'une perturbation en eau douce dans le système climatique global, du point de vue des calottes de glace. Ces deux expériences m'ont permis de développer deux applications scientifiques

différentes, réalisées avec le même outil. De plus, le fait de disposer d'un nouvel outil a ouvert des perspectives. Il m'a été possible de quantifier pour la première fois le rôle de chaque calotte de glace dans la remontée du niveau marin, mais également de tester l'impact climatique produit lors d'événements rapides (de grandes décharges d'eau douce dans l'océan par exemple). Ainsi ces questions scientifiques rejoignent les débats actuels sur le réchauffement climatique et les questions de fonte des calottes polaires.

La branche D représente l'interaction existante entre les résultats des expériences et l'ajustement des paramètres du modèle. Par exemple, certains résultats dévoilent une erreur liée aux programmes informatiques du modèle quand on les compare avec les processus physiques connus ou avec les observations, et il faut les réajuster. Cette partie du projet a été réalisée conjointement avec les différents membres de l'équipe-noyau du projet.

Enfin, comme je l'ai mentionné, ma thèse a consisté en un lourd travail de développement et d'analyse fine des résultats produits. L'étape de synthèse et de mise en perspective que constitue la rédaction développe d'autres qualités. La partie rédaction (E) est estimée à six mois de temps. Cette phase de recul m'a permis de faire la synthèse du travail élaboré au cours des trois années et de dégager des perspectives pour des expériences futures. De plus, cette partie aboutit sur la publication d'un article scientifique sur mon travail (C) dans une revue réputée, où les publications témoignent d'une recherche novatrice et en constante évolution.

5. Conduite de mon projet

La conduite de mon projet m'a permis de me rendre compte que chaque étape (A à E) a été indispensable. Ces étapes ont pu être traitées dans un ordre non chronologique, qui est différent de celui indiqué par la figure ci-dessus. Les parties A et C sont primordiales pour aborder les suivantes. J'ai dû m'insérer dans une équipe qui développait un modèle couplé – ce qui est un travail de longue haleine. Il m'a donc fallu, dans un premier temps, m'approprier l'outil (le programme est constitué de milliers de lignes), y introduire mes propres programmes informatiques, et enfin exploiter au mieux scientifiquement ce nouvel outil. Dans un contexte de forte concurrence internationale, en recherche climatique, il est en effet déterminant à la fois de disposer du meilleur outil, mais également d'apporter des contributions scientifiques nouvelles.

En dehors de toutes ces étapes du travail, des réunions avec l'équipe-noyau ou l'équipe projet ont eu lieu. Elles ont eu pour but de faire une synthèse et de prendre du recul par rapport au travail effectué. A la demande de mes directeurs de thèse, nous avons convenu de réunions plus régulières afin de faire le point sur mes travaux. En dehors de ces réunions, j'ai conduit mon projet de façon autonome tout en consultant mes responsables.

A un autre niveau, j'ai dû m'occuper occasionnellement de stagiaires, et répondre à leurs questions. Cette expérience a été très enrichissante car elle m'a mise en situation d'encadrement.

Ma forte implication au sein de mon projet m'a obligée à poser des priorités dans la gestion des tâches professionnelles mais également entre la vie professionnelle et personnelle. Il m'est apparu indispensable de respecter les priorités définies pour conduire à bien mon projet de thèse.

6. Les enseignements de la conduite de ce projet

Les trois années consacrées à la conduite de mon projet m'ont permis de mettre en évidence trois enseignements principaux.

- L'organisation : optimisation du temps et des ressources

D'un point de vue personnel, j'aime naturellement aller au fond des choses. J'ai en effet besoin de bien comprendre un problème avant de passer à un stade supérieur. Ceci peut s'entendre par un besoin d'explorer en détails les aspects techniques du modèle. Avec le recul, je me rends compte qu'il faut savoir jongler entre deux états : la capacité de synthèse et l'analyse fine. Au commencement d'un problème, la première est la meilleure approche car elle permet d'identifier le problème avec la vision la plus large possible. De plus, la capacité de synthèse nécessite d'avoir confiance dans ce qui a déjà été fait, et évite de « réinventer la roue ». Dans ce cas, il faut savoir utiliser les compétences des membres de l'équipe-projet. C'est à ce moment que la 2^{ème} approche joue son rôle : consacrer tout son effort à comprendre et résoudre un problème (« mettre la main à la pâte » ou analyse fine). Le juste équilibre entre ces deux états permet d'optimiser le temps et les ressources, et d'améliorer ainsi mon efficacité. A un autre niveau, je me suis rendue compte qu'il faut savoir mettre des priorités sur les objectifs prédéfinis, et même parfois faire des concessions sur ces objectifs.

- Le doute qui fait avancer

Les moments de doute sont nécessaires à la remise en question. Ils ont été nombreux lors de la conduite de ce projet. Par exemple, la compréhension des résultats passe par une connaissance des programmes informatiques qui constituent le modèle. Ces programmes sont complexes et il faut du temps pour arriver à les déchiffrer et comprendre leurs connections. Le problème est de ne pas trop se remettre en question afin d'éviter de trop longs moments de doute, qui nuisent à l'effort de travail et à l'obtention des résultats. Pour remédier à ces « moments noirs » où on a l'impression de régresser, il faut persévérer. On arrive dans la majorité des cas à trouver une solution en cherchant bien. Ces moments sont aussi indispensables pour franchir des marches dans la progression du projet.

- La communication

A posteriori, il m'est apparu que ce mot tenait son importance au sein du travail de recherche, comme dans tout projet faisant jouer « l'humain ». Je distingue deux situations : la première qui est la communication au sein de l'équipe-noyau et la seconde, celle qui me fait interagir avec des personnes extérieures à cette équipe.

J'ai appris lors de cette thèse à optimiser la gestion de mon projet, d'un point de vue du temps et de l'énergie consacrés à sa conduite. Pour ce faire, il m'a semblé nécessaire d'adopter une communication régulière avec les membres de l'équipe-projet : il faut que l'information circule.

Que ce soit dans des conférences, dans le laboratoire ou en dehors, mon effort de communication m'a permis de tisser un réseau de compétences et de connaissances. Elle m'a permis aussi d'acquérir une vision plus large de mon travail et donc de prendre plus de recul par rapport à ce dernier.

7. Eléments financiers

7.1 Dépenses de salaires

Le tableau ci-dessous représente le coût total des dépenses de salaires pour l'ensemble de l'équipe du projet.

Personnes concernées	Temps passé (en mois)	Salaire brut mensuel (€)	Charges (€)	Total (€)
Doctorant	36 ⁽¹⁾	1100	550	59400
Sylvie C.	6	3500	1750	31500
Gilles R.	6	5000	2500	45000
Christophe D.	8	2500	1250	30000
Masa K.	2	2500	1250	7500
Catherine R.	2	2500	1250	7500
Didier P.	1	5000	2500	7500
Vincent P.	2	1100	550	3300
Jean-Yves P.	0.5	3500	1750	2625
François M.	0.2	4000	2000	1200
TOTAL=	63.7			195 525

⁽¹⁾ non-inclus les 30 heures de cours et les 6 interventions que j'ai effectués.

7.2 Coût total du projet

Comme le montre les tableaux, les salaires représentent le coût principal de ce projet. Dans une moindre mesure, nous retrouvons le coût des infrastructures, et enfin celui des déplacements. A noter que les coûts de fonctionnement et les équipements (ordinateur, machines de calcul, programmes, consommable) représentent la part la plus négligeable en terme de coût. Ma part dans cette gestion se situe au niveau des déplacements. En effet, en fonction du budget de l'équipe, j'ai choisi de participer à certaines conférences scientifiques et à une école d'été, qui cadrent le mieux avec mon projet.

Le montant de cette thèse nue, c'est à dire sans instrumentation, représente : 258825/1.8 ~ 144000 € (TOTAL/nombre de chercheurs équivalent à temps plein sur ma thèse). Pour donner un ordre d'idée, une thèse sur instrumentation représente environ le triple, voire le quadruple du total des salaires et des charges obtenus dans ce projet.

I. Salaires + charges (voir tableau 7.1)	195 525 €
II. Investissements :	
- ordinateur	1200 €
- disques durs	250 €
- programmes de calcul	0 € ⁽¹⁾
- mesures	0 € ⁽²⁾
III. Coûts d'infrastructure	55450 € ⁽³⁾
IV. Fonctionnement :	
- consommable	1000 € ⁽⁴⁾
- déplacements	5400 €
Total	258 825 €

⁽¹⁾ pas de coût d'acquisition. Différent pour un tiers extérieur au laboratoire.

⁽²⁾ le coût d'utilisation est nul pour une personne appartenant au LSCE.

⁽³⁾ estimé comme étant égal à la somme des charges salariales

⁽⁴⁾ montant probablement sous-estimé

7.3 Financement du projet

A la lecture de ce tableau ci-dessous, il apparaît que ce projet a été principalement financé par le CEA et le Ministère. Paradoxalement, le laboratoire a financé la plus petite part de ce projet.

CEA	98874 €	38 %
Ministère (bourse MRT)	79844 €	31 %
CNRS	35850 €	14 %
Université Versailles-Saint Quentin	31443 €	12 %
Laboratoire / Equipe	13814 €	5 %
Total	258825 €	100 %

III. Expériences et compétences

Ayant un goût prononcé pour l'environnement et la nature et, par conséquent, sa protection, j'ai choisi de découvrir et d'approfondir ces questions au travers de mon cursus universitaire et de mes loisirs. J'ai ensuite décidé de m'orienter sur l'Antarctique avant tout par l'attrait de ce continent englacé et méconnu. De formation généraliste en environnement, je connais les domaines de la biologie, de la géologie, de la géophysique, et de la dynamique de l'atmosphère et de l'océan. Mes trois années de thèse m'ont permis d'acquérir une spécialisation en climatologie. D'une certaine façon, ces années constituent une suite logique de mon parcours personnel et professionnel. Cette expérience m'a permis de développer principalement quatre compétences.

1. Chercheur : un métier

Mon expérience de 4 ans dans le domaine de la recherche m'a permis d'aborder un problème et de concevoir un projet, d'être en mesure de le résoudre, en respectant au mieux les délais, et surtout de savoir partager les tâches en s'organisant au mieux et travailler en équipe. Même, si tout n'est pas complètement maîtrisé aujourd'hui, la conduite de mon projet m'a permis de mieux cerner toutes les compétences, qui sont nécessaires au métier de chercheur : la programmation, la rigueur d'analyse, l'organisation, la gestion et l'animation d'un projet et bien sûr, la production et la valorisation de résultats. Dans ce cadre, j'ai notamment appris à maîtriser l'analyse bibliographique et à mettre en perspective les résultats de mon travail avec d'autres travaux du domaine. Au final, je pense être en mesure aujourd'hui d'exercer le métier de chercheur dans différents secteurs d'application.

2. La climatologie : un secteur d'application

Mes années d'expérience dans ce domaine m'ont permis d'acquérir une expertise sur l'Antarctique et surtout d'établir un réseau composé de scientifiques travaillant sur le sujet. J'ai développé une certaine expertise sur les sciences de l'atmosphère et de l'océan. Par ailleurs, j'ai été sensibilisée sur les acteurs principaux du changement climatique, leurs enjeux scientifiques et économiques. Mes connaissances acquises sur les régions polaires me permettent de prendre du recul sur le débat concernant le changement climatique.

3. La programmation : une technique

Mon projet m'a permis de développer une compréhension de la modélisation et de la maîtrise de l'outil informatique. Ainsi, je sais programmer en des langages différents (fortran, python, gmt, ferret). De plus, l'outil que j'ai développé pendant ma thèse, est opérationnel et utilisable par d'autres chercheurs de l'équipe. Mais aussi, je sais comment fonctionnent les modèles et je connais leurs limites. Par exemple, j'ai une idée des limites des modèles utilisés pour les prévisions climatiques (Météo-France).

4. Pédagogie et communication

Ma thèse m'a permis d'enseigner à l'université et aussi de faire des séminaires à des élèves plus jeunes. Au niveau des résultats, les quelques retours de ces interventions sont plutôt positifs. En l'occurrence, j'ai pu développer ma capacité à m'exprimer clairement en public, que ce soit en français ou en anglais, à la fois en interne avec les collaborateurs et en externe pour vulgariser les résultats.

Mes années de thèse m'ont éclairée sur un des malaises de la recherche. Bien qu'il y ait des efforts faits dans ce sens, il persiste un réel manque de communication entre les scientifiques (par exemple entre les modélisateurs et les expérimentateurs) mais aussi entre les scientifiques et les décideurs publics. Car chacun a son propre langage, qui est souvent incompréhensible pour l'autre et des motivations différentes.

5. Compétences personnelles

Je pense bien me connaître et ainsi mesurer mes limites. Je crois avoir une grande capacité d'écoute, d'autonomie et d'adaptation. Ces compétences ont été développées ou affûtées dans mon projet de thèse. Par exemple, j'ai tenté de suivre et de respecter les instructions de mes responsables, j'ai su mener à bien mon projet durant ces trois années et j'arrive « facilement » à changer d'environnement, aussi bien du point de vue des programmes informatiques que scientifiquement parlant (discours adapté suivant si je m'adresse à des chercheurs du domaine, à des chercheurs en dehors du domaine, ou à des scolaires). Bien que d'un naturel autonome, je sais travailler en équipe. Je suis ouverte à la critique constructive, ce qui ne constitue pas un frein à l'équipe, bien au contraire. Mes capacités de management n'ont pas été sollicitées dans ce travail et représentent quelque chose de nouveau pour moi. Pour conclure, la thèse a développé mon esprit naturel analytique (analyse fine) mais j'ai appris, également, à savoir synthétiser.

IV. Retombées et perspectives professionnelles

La thèse m'a permis de pouvoir mener un projet à bien et de le faire aboutir (par rapport à l'outil que j'ai développé, puis utilisé). D'un point de vue personnel, ma thèse m'a amené à penser que j'ai une approche plus pragmatique que conceptuelle. L'environnement m'intéresse énormément et je suis tournée vers le concret. J'ai aussi une capacité à intégrer une équipe. J'aime la nouveauté et l'imprévu ; j'arrive, également, à mieux gérer mon stress.

Cela m'oriente vers la recherche appliquée en tant qu'ingénieur de recherche ou enseignant / chercheur. Les entreprises qui chercheraient un spécialiste en climatologie pourraient être Météo-France, EDF, l'INRA.

Une voie, comme celle en développement informatique, pourrait être aussi envisageable. Par exemple l'IPSL est demandeur d'ingénieur en informatique pour gérer leurs programmes.

Etant assez proche de la nature et appréciant particulièrement les activités sportives, j'envisage aussi un métier de plein air, sur le terrain (CEMAGREF, BRGM, métiers d'observations). En complément des compétences que j'ai pu acquérir lors de mes travaux de modélisation, ceci aurait l'avantage de m'apporter une composante instrumentale que je ne possède pas encore.

Annexe D

Articles

Clim. Past, 3, 15–37, 2007
www.clim-past.net/3/15/2007/
© Author(s) 2007. This work is licensed
under a Creative Commons License.



Numerical reconstructions of the Northern Hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle

S. Charbit¹, C. Ritz², G. Philippon¹, V. Peyaud², and M. Kageyama¹

¹LSCE/IPSL, CEA-CNRS-UVSQ, UMR 1572, CE Saclay, Orme des Merisiers, Bat. 701, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France

²LGGE, CNRS, 54, rue Molière-BP96, 38402 Saint Martin d'Hères cedex, France

Received: 28 August 2006 – Published in Clim. Past Discuss.: 26 September 2006

Revised: 21 December 2006 – Accepted: 18 January 2007 – Published: 26 January 2007

Abstract. A 3-dimensional thermo-mechanical ice-sheet model is used to simulate the evolution of the Northern Hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle. The ice-sheet model is forced by the results from six different atmospheric general circulation models (AGCMs). The climate evolution over the period under study is reconstructed using two climate equilibrium simulations performed for the Last Glacial Maximum (LGM) and for the present-day periods and an interpolation through time between these snapshots using a glacial index calibrated against the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ record. Since it is driven by the timing of the GRIP signal, the temporal evolution of the ice volume and the ice-covered area is approximately the same from one simulation to the other. However, both ice volume curves and spatial distributions of the ice sheets present some major differences from one AGCM forcing to the other. The origin of these differences, which are most visible in the maximum amplitude of the ice volume, is analyzed in terms of differences in climate forcing. This analysis allows for a partial evaluation of the ability of GCMs to simulate climates consistent with the reconstructions of past ice sheets. Although some models properly reproduce the advance or retreat of ice sheets in some specific areas, none of them is able to reproduce both North American or Eurasian ice complexes in full agreement with observed sea-level variations and geological data. These deviations can be attributed to shortcomings in the climate forcing and in the LGM ice-sheet reconstruction used as a boundary condition for GCM runs, but also to missing processes in the ice-sheet model itself.

1 Introduction

In addition to Greenland and Antarctica, massive ice complexes covering North America (Laurentide and Cordillera)

Correspondence to: S. Charbit
(sylvie.charbit@cea.fr)

and the northern part of the Eurasian continent (Fennoscandia) developed during the last glacial cycle. The sea-level history inferred from coral dating (Bard et al., 1990; Bard et al., 1996a; Fairbanks, 1989) or the isotopic signals recorded in marine sediments (Bond et al., 1993; Waelbroeck et al., 2002) or ice cores (Andersen et al., 2004; Johnsen et al., 1995) have revealed that this period was characterized by several phases of growth and retreat of the ice sheets.

During the Last Glacial Maximum (LGM) and the subsequent deglacial period, the areal extent of the North American ice sheet is quite well constrained (Clark et al., 1993; Dyke and Prest, 1987). Moreover a reconstruction of the maximum limits of the Eurasian ice sheet for the Late Quaternary period, based on satellite observations of geomorphological features, aerial photographs and various types of geological data has recently been published (Svendsen et al., 2004) within the framework of the QUEEN project (Quaternary Environments of the Eurasian North project). However, as often outlined (Kleman et al., 2002; Marshall et al., 2002; Zweck and Huybrechts, 2005), large uncertainties remain about the shape, the volume and the thickness of these former ice sheets, and their evolution through time. The best way for these characteristics to be better constrained is the use of numerical modeling. In this view, several approaches have been followed during the past decade. The first one relies on glacio-hydro-isostasy models based on relative sea-level observations that account for the temporal evolution of the ice load and the subsequent rheological response of the geoid to surface loading. These models provide an estimate of either the global ice volume at the LGM (Milne et al., 2002; Yokoyama et al., 2000) or a reconstruction of the ice volume equivalent sea-level during the deglacial history (Lambeck et al., 2000; Lambeck et al., 2002) or prior to the LGM (Lambeck and Chappell, 2001). Similar models constrained both by sea-level data sets and by geological reconstructions of the ice margins are designed to give a 3-D picture of individual ice sheet (Lambeck, 1995; Peltier, 1994, 2004). However, these latter approaches only provide

ice-sheet reconstructions during the deglacial period, and not prior the LGM, with the exception of the recent work on the Fennoscandian ice sheet by Lambeck et al. (2006). Moreover, these models present several intrinsic shortcomings. Firstly, they are hand-tuned to fit with relative sea-level data with no meaningful extractable error bar, and in regions in which data is unavailable the ice thickness is often under-constrained. Secondly, they cannot provide a unique solution to reconstruct the temporal history of the ice thickness, and finally they have neither intrinsic glaciological nor climatic self-consistency.

A second approach consists in using ice-sheet models. Two approaches have generally been followed. The first one relies on simplified climate models (energy balance models or Earth climate model of intermediate complexity) coupled to 2-D vertically integrated ice-sheet models (e.g., (Deblonde and Peltier, 1991; Deblonde et al., 1992; Gallée et al., 1992; Marsiat, 1994; Peltier and Marshall, 1995; Tarasov and Peltier, 1997). The second approach is based on the use of 3-D dynamical ice-sheet models asynchronously coupled to an EBM (Tarasov and Peltier, 1999) or used in a forced mode. In this latter case, the climate forcing can simply be derived from ice core data (Greve et al., 1998; Huybrechts, 2002; Ritz et al., 1997) or from GCM climate snapshots interpolated through time using a glacial index generally inferred from the GRIP $\delta^{18}\text{O}$ signal (Charbit et al., 2002; Marshall et al., 2002; Marshall et al., 2000; Tarasov and Peltier, 2004; Zweck and Huybrechts, 2005) which accounts for the rapid climate variability which occurred during the last glacial period. However, the climate recorded at the GRIP site results from the external forcings (i.e. insolation, greenhouse gases, aerosols) added to all internal climate feedbacks that may have occurred, but at the GRIP location only. Therefore, if some feedbacks are only activated at the GRIP site they can produce artifacts in other regions, and conversely, if feedbacks are not seen in the GRIP site but are important in other regions, they will be missing in the climate forcing.

Studies based on simplified climate and/or ice-sheet models generally aim at examining which kind of processes enable a reasonable simulation of the ice volume through the last glacial-interglacial cycle. Although the global ice volume at the LGM is generally quite well reproduced, the reconstruction of the spatial distribution of the individual ice masses and their specific shape often suffers from major drawbacks such as an insufficient southward extent of the North American ice sheet (Deblonde and Peltier, 1991; Gallée et al., 1992; Marsiat, 1994), an erroneous simulation of the Eurasian sector (Deblonde and Peltier, 1991; Deblonde et al., 1992; Tarasov and Peltier, 1997), a too much extended ice-covered area over Alaska, and the growth of ice in the Siberian region (Deblonde et al., 1992; Marsiat, 1994; Peltier and Marshall, 1995). These models often fail in successfully simulating the deglaciation process without incorporating any ad hoc process (Deblonde and Peltier, 1991; Gallée et al., 1992; Peltier and Marshall, 1995).

The evolution of ice sheets during the last glacial cycle is expected to be in better agreement with geological data when using 3-D thermo-mechanical ice-sheet models. However, large differences are observed between the results provided, for example, by the studies of Tarasov and Peltier (1999), Marshall et al. (2000), Bintanja et al. (2002) or Zweck and Huybrechts (2005). These differences appear in the magnitude and in the timing of the maximum ice volume, in the ice thickness and more generally in the shape of the ice sheets, in the repartition of ice between Eurasia and North America, in the erroneous simulation of ice over Alaska and Siberia, and finally in the timing of the deglaciation process.

A third alternative approach proposed by Tarasov and Peltier (2004) consists in taking advantage of both methods. Using a 3-D thermo-mechanical ice-sheet model, they performed a set of simulations where the model parameters were varied in order to explore the large phase space of possible solutions produced by glaciological models, and their reconstruction was constrained by a high resolution digitized ice margin chronology, geodetic observations of the present-day uplift at Yellowknife and gravity measurements. However, this work has only been performed for the North American ice sheet.

The different sources of uncertainties in the approach followed with 3-D ice-sheet modeling may come from the climate reconstruction used to force the ice-sheet model, that is from the climate model or from the basis of the climatic index method and finally from the choice of the index itself. It has been demonstrated that the use of climatic outputs coming from 17 GCMs leads to considerable scatter in the computed mass balance of the ice sheets (Pollard and Groups, 2000). Moreover the GCM climate also depends on the ice-sheet boundary condition for GCM simulations. In turn, the second cause which may be at the origin of the discrepancies between the results provided by different groups lies in the choice of the ice-sheet model, or more specifically in the choice of some physical parameters related to ice flow, that are under-constrained (Marshall et al., 2002).

In this paper we focus on the uncertainties linked to the climate forcing. To this end we used climatic outputs from different atmospheric general circulation models (AGCMs) involved in the first Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP, Joussaume and Taylor, 1995) to force a single 3-D ice-sheet model of the Northern Hemisphere. Among the 22 PMIP models, only 10 of them provided snapshot climate simulations of the LGM and the present-day periods with fixed sea surface temperatures (SSTs) and sea ice cover. We removed from our selection the older version of the GCM developed at the Laboratoire de Météorologie Dynamique (i.e. LMD4), as well as the model which has the lowest resolution. For the present study, we chose six of the eight remaining models to keep a representative range of spatial horizontal resolutions of the PMIP-GCMs.

The aim of the present study is twofold. First it is to document the differences between the simulated spatial distribu-

tions of the ice sheets and the evolution of the ice volumes. Secondly, it is to investigate to which extent it is possible to evaluate the ability of PMIP-GCMs to produce ice sheets in agreement with geological data and observed inferred eustatic sea level variations, and whether the LGM ice sheets are consistent with the reconstruction used as a boundary condition for the LGM GCM runs.

2 Description of the approach

2.1 The ice-sheet model

A full description of GREMLINS (GREnable Model of Land Ice of the Northern Hemisphere) can be found in (Ritz et al., 1997). In the present paper we just recall the main characteristics of the model. It is a three dimensional thermomechanical ice-sheet model which predicts the evolution of the geometry (extension and thickness) of the ice and the coupled temperature and velocity fields. This model only accounts for grounded ice without incorporating a description of ice flow through ice streams and does not deal with ice shelves. The equations are solved on a Cartesian grid (45 km × 45 km) corresponding to 241 × 231 grid points of the Northern Hemisphere. The evolution of the ice sheet surface and geometry is a function of surface mass balance, velocity fields, and bedrock position. The isostatic adjustment of bedrock in response to the ice load is governed by the flow of the asthenosphere with a characteristic time constant of 3000 years, and by the rigidity of the lithosphere. The temperature field is computed both in the ice and in the bedrock by solving a time-dependent heat equation. Changes in the ice thickness with time are computed from a continuity equation and are a function of the ice flow, the surface mass balance and the basal melting. The ice flow results both from internal ice deformation and basal sliding. It is calculated with the zero-order shallow ice approximation.

The surface mass balance is the sum of accumulation and ablation, both of which depending on surface air temperature (colder air leads to increased aridity). The accumulation term is inferred from the AGCM mean annual air temperature and total precipitation fields. The fraction of solid precipitation is considered to be proportional to the fraction of the year with mean daily temperature less than 2 °C. The mean daily temperature is computed from mean annual and summer (June–August) air temperatures provided by the GCM. We use the mean annual and summer AGCM fields, and the seasonal cycle is reconstructed assuming a sine wave with the amplitude given by the difference between summer and annual temperatures. The ablation term is computed using the positive-degree-day (PDD) method, which is based on an empirical relation between air temperatures and melt processes. In the present study, this method is used exactly as the same way as described in (Reeh, 1991) and accounts for

albedo differences between snow and ice and for the production of superimposed ice due to meltwater that refreezes.

Although the ice calving is not explicitly computed in the model, it is parameterized in the following way: the ice lost by calving is set to 0 when ice begins to float. This cut-off condition is not imposed at each time step so that ice is allowed to advance over the continental shelf. Consequently, if the sea-level drops, but there is still water in a given location, the ice sheet can expand over the sea.

2.2 The forcing method

The forcing method is explicitly described in (Charbit et al., 2002). In this section we summarize its basic principles. Due to their high computational cost, the general circulation models can only provide snapshots of climate. Hence, we used two climate snapshots, one for a glacial period, the Last Glacial Maximum (21 kyr BP), and one for the present-day period, representing two extreme climates of the last glacial-interglacial cycle. To obtain a time-dependent climatology over the entire cycle, the AGCM fields used to drive the ice-sheet model are interpolated through time (see below). These fields are the 2-m mean annual and summer surface air temperatures and the annual precipitation and they are used to compute both ablation and accumulation. To minimize the errors due to GCM deficiencies, we use a perturbative method of the present-day climate: the anomaly fields are computed as a difference for temperature and as a ratio for precipitation between simulated control (ctrl) and past (paleo) climates (Fig. 1). As these variables are strongly influenced by local topography, corrections of precipitation are required to account for surface elevation difference between the GCM and the ice-sheet model. For temperature, we apply a vertical gradient derived from empirical observations in Greenland (Ohmura and Reeh, 1991): 8 °C/km and 6.5 °C/km for annual and summer temperature. These lapse rates rather resemble moist adiabatic free-atmosphere lapse rates rather than near-surface values (4 °C/km) reported by Marshall et al. (2006) for the Ellesmere Island region. The sensitivity of our results to less steep lapse rates will be investigated in the future. To account for less moisture at high altitude we assume that precipitation is exponentially dependent on temperature. Therefore a difference of temperature corresponds to a ratio of precipitation. The corrected AGCM anomalies $\Delta T_{\text{cor,GCM}}(t)$ and $\Delta P_{\text{cor,GCM}}(t)$ can be written as:

$$\Delta T_{\text{cor,GCM}}(t) = (T_{\text{paleo,GCM}} - T_{\text{ctrl,GCM}})(t) + \lambda (S_{\text{paleo,GCM}} - S_{\text{ctrl,GCM}})$$

$$\Delta P_{\text{cor,GCM}}(t) = \exp(0.05 (T_{\text{paleo,GCM}} - T_{\text{ctrl,GCM}})) \frac{P_{\text{paleo,GCM}}}{P_{\text{ctrl,GCM}}}(t)$$

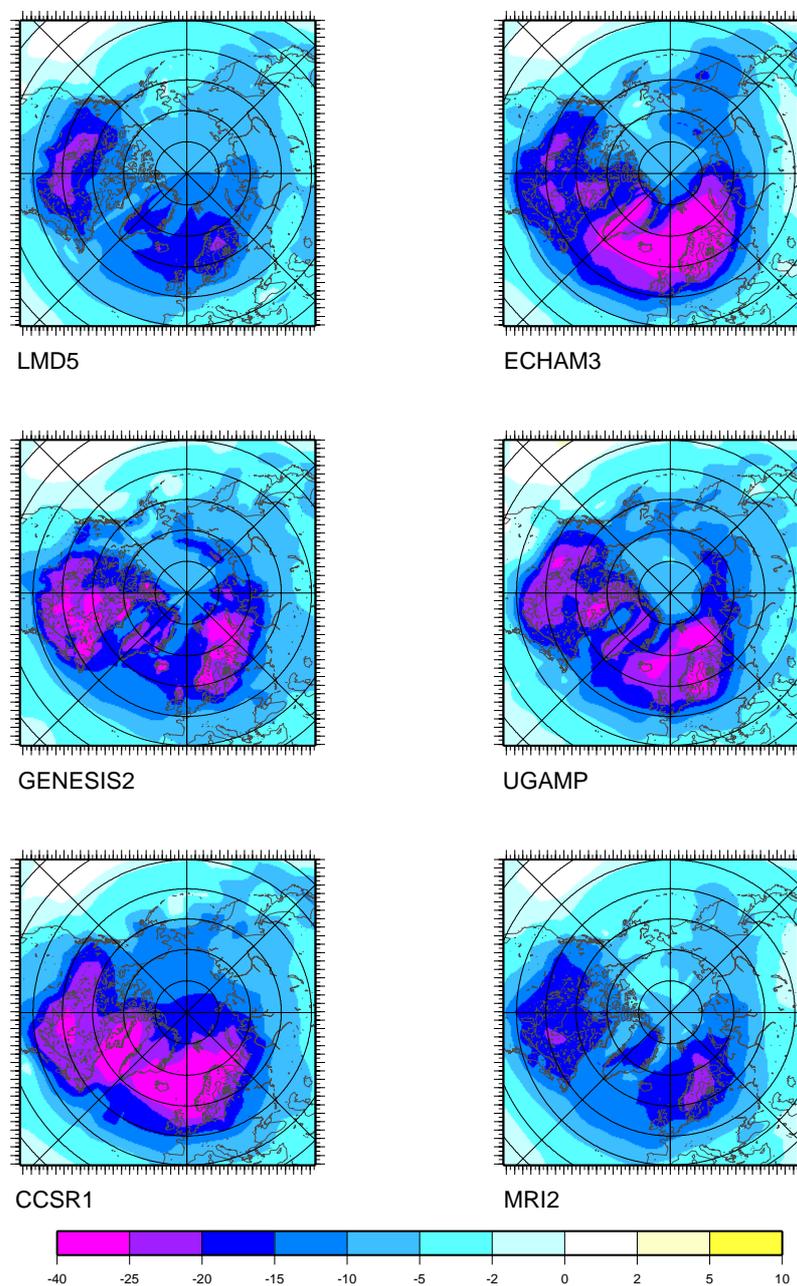


Fig. 1a. Mean annual surface air temperature differences between past (21 kyr) and present simulated by each of the atmospheric general circulation model and interpolated on the ice-sheet model grid.

where T , P , S and λ are related to temperature, precipitation, surface elevation and vertical lapse rate. The exponential term in the anomaly of precipitation accounts for all processes that are linked to a difference of temperature be-

tween past and present. The numerical value 0.05 is deduced from the temperature-precipitation relationship in the same way as in (Charbit et al., 2002). These anomalies are then interpolated on the ice-sheet model (ISM) grid (see below

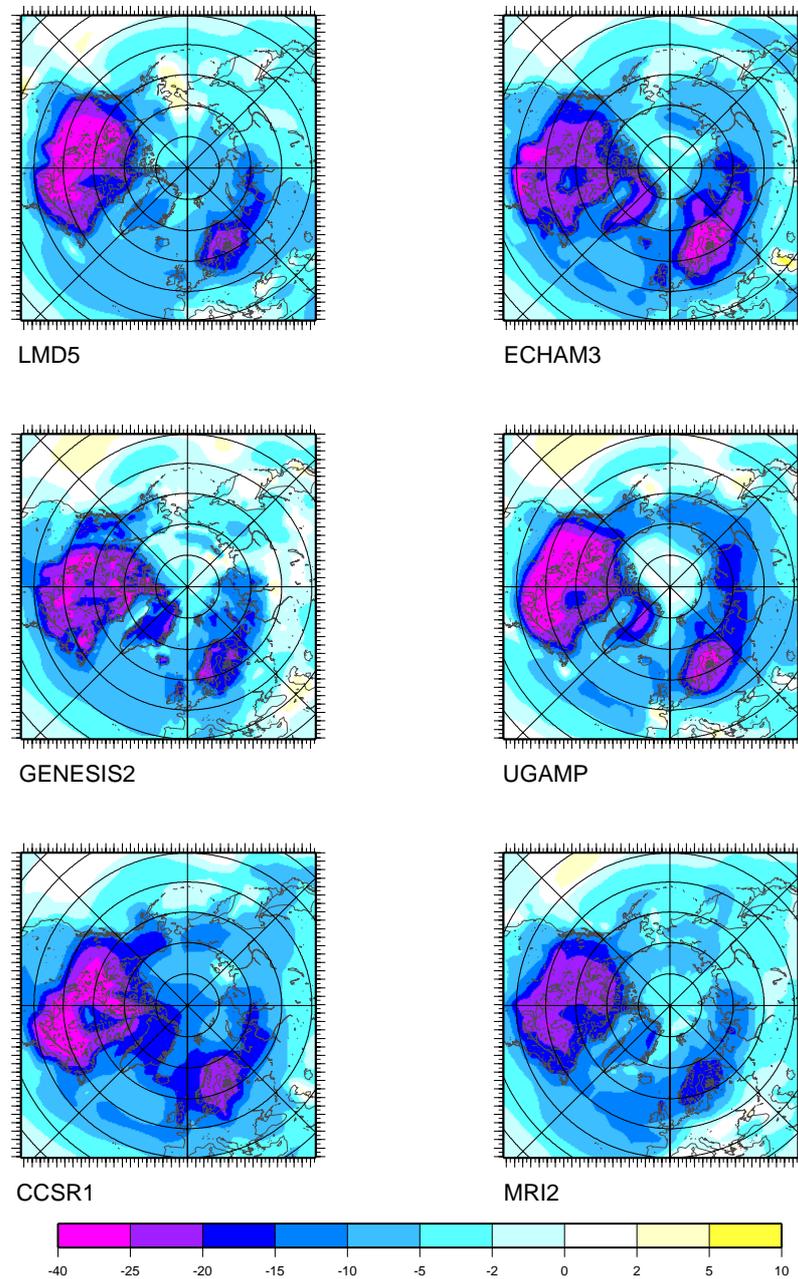


Fig. 1b. Same as Fig. 1a for the mean summer surface air temperature.

$\Delta T_{\text{cor,ISM}}(t)$ and $\Delta P_{\text{cor,ISM}}(t)$). The time-dependent climatology is obtained by interpolating through time these latter anomalies using a climatic index inferred from the $\delta^{18}\text{O}$ GRIP record, so that at each time step, the climatic fields

used to force GREMLINS can be expressed with:

$$\Delta X_{\text{ISM}}(t) = (1 - \alpha(t)) \Delta X_{\text{LGM}}$$

where the α coefficient represents the proportion of interglacial climate ($\alpha=0$ for the LGM and $\alpha=1$ for the present-day period), and ΔX_{LGM} stands for the corrected anomaly of

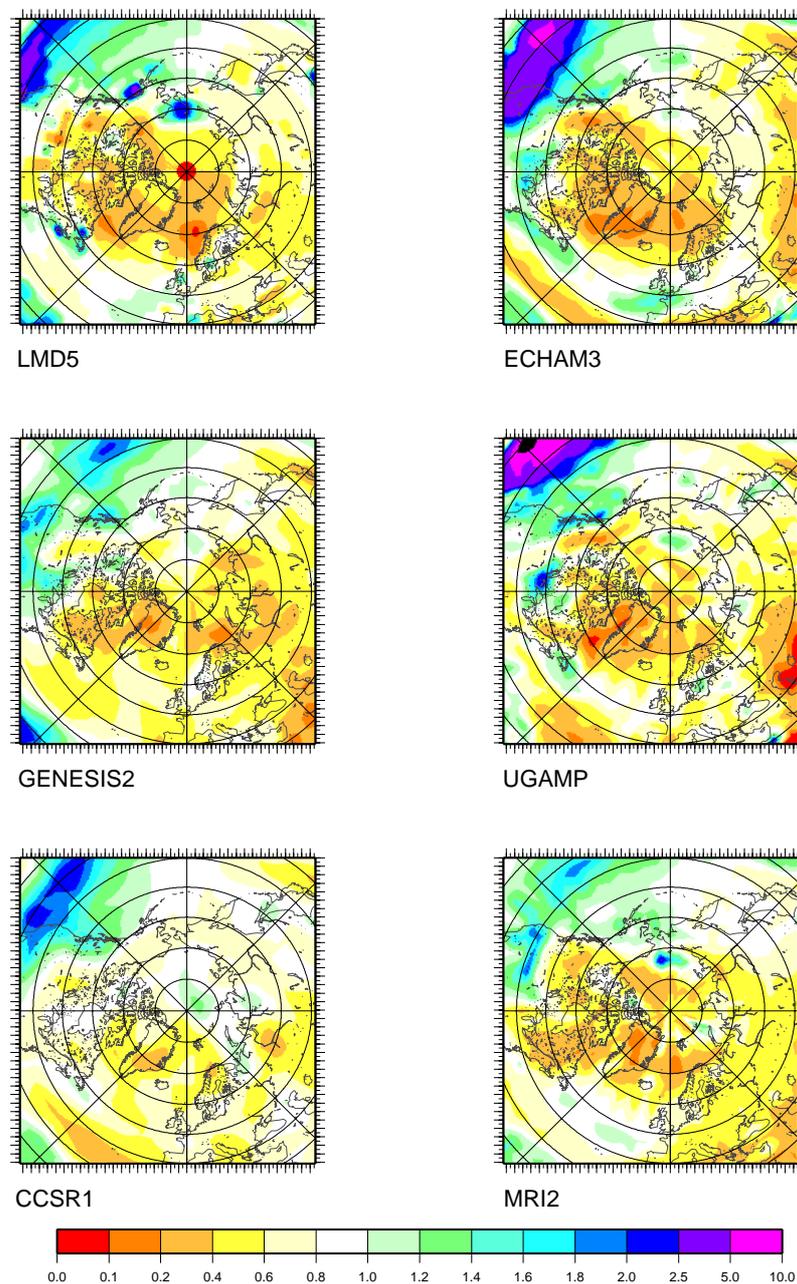


Fig. 1c. Mean annual precipitation ratio between past (21 kyr) and present simulated by each of the atmospheric general circulation model and interpolated on the ice-sheet model grid.

temperature or precipitation. This approach is similar to the one previously used in (Marshall et al., 2000) or (Charbit et al., 2002). The main assumption is that the spatial patterns of temperature or precipitation variations (i.e. between past

and present) do not change with time, and that the climatic variations are only driven by the temporal variations of the α coefficient. The temperature at the surface of the ice-sheet model (T_{rec}) is reconstructed at each time step from the re-

Table 1. Model resolution and boundary conditions of the AGCMs runs.

Models	Resolution (long lat vert.)	SST (21 ka)	SST (0 ka)	Sea ice (21 ka)	Sea ice (0 ka)	Orography (21 ka)	Orography (0 ka)
ECHAM3	128 64 19	PMIP	AMIP	CLIMAP 21 ka	AMIP	PMIP	AMIP
UGAMP	128 64 19	CLIMAP 21 ka	AIMob.76	CLIMAP 21 ka	AIMob.76	PMIP	AMIP
CCSR1	64 32 20	PMIP	AMIP	CLIMAP 21 ka	AMIP	PMIP	ETOPO5.85
GENESIS2	96 48 18	CLIMAP 21ka	Shea.90	CLIMAP 21 ka	Shea.90	PMIP	US Navy-FNOC.85
LMD5	64 50 11	PMIP	AMIP	CLIMAP 21 ka	AMIP	PMIP	AMIP
MRI2	72 46 15	PMIP	AMIP	CLIMAP 21 ka	AMIP	PMIP	AMIP

Column 2 : Horizontal resolution and number of vertical levels for each model (column 2);

Columns 3–8 indicate how the boundary conditions (SSTs, sea-ice cover and orography) have been taken into account for each GCM run:

Column 3: [PMIP] = CLIMAP 21 kyr BP – CLIMAP 0 ka + SSTs data used for the control run (see column 4)

Column 4: [AMIP] = Reynold's data (1979–1988)–10 years mean (Reynolds, 1988); AIMob.76 = data from Alexander and Mobley (1976); Shea.90 = data from Shea et al. (1990)

Column 5: data from (CLIMAP, 1981)

Column 6: [AMIP] = data from US Navy and National oceanic an Atmospheric Administration, AIMob.76 = data from Alexander and Mobley (1976)

Column 7: [PMIP] = ICE-4G (21 ka) – ICE-4G (0 ka) + orography used for the control run (see column 8)

Column 8: [AMIP] = US Navy 10 10 dataset (Joseph, 1980); US navy-FNOC.85: area-averaged dataset over each atmospheric grid box (Kineman, 1985); ETOPO5.85 = obtained at a resolution of 5 5 (Edwards, 1989)

sulting anomaly $\Delta T_{ISM}(t)$ added to the present-day climatology (T_{clim}) and a corrective factor accounting for the surface elevation difference between past and present:

$$T_{rec} = T_{clim} + \lambda(S_{paleo,ISM} - S_{ctrl,ISM}) + \Delta T_{cor,ISM}(t)$$

In the same way, the reconstructed precipitation is derived from the product of $\Delta P_{ISM}(t)$ and the observed precipitation. The impact of the temperature difference between past and present is accounted for by the exponential term:

$$P_{rec} = P_{clim} \exp(0.05 (T_{rec} - T_{clim})) + \Delta P_{cor,ISM}(t)$$

The present-day topography is based on the GLOB-ETOPO2 dataset and the Greenland bedrock has been elaborated by Bamber et al. (2001).

The present-day climatology is based on the ERA-40 reanalyses for the temperature fields. The precipitation is derived from a compilation between the CRU dataset over continents (New et al., 1999) and the GPCP dataset over oceans (Adler et al., 2003). Moreover, for the Arctic area, the precipitation data is provided by Serreze and Hurst (2001).

It is worth noting that owing to the fact GREMLINS is not fully coupled to the GCMs, the present approach cannot account for the changes in atmospheric circulation and in the albedo effect due to changes in the ice sheets geometry. Other artifacts are also introduced by using LGM climate snapshots which strongly influences our representation of past climate throughout the last glacial-interglacial cycle by overestimating the albedo effect in regions which were covered by snow at the LGM. In the following, we call this effect the “artifact albedo effect”.

2.3 The experimental set-up

The specificities of the AGCM runs used in this study are summarized in Table 1. All the six models used in this study have been forced by i) the insolation at the top of the atmosphere (Berger, 1978), ii) the atmospheric CO₂ inferred from ice core measurements (Raynaud et al., 1993), iii) the prescribed seasonally varying sea surface temperatures and the sea-ice cover, both derived from the CLIMAP dataset (CLIMAP, 1981) for the LGM climate and from observations for the control run (i.e. present-day run), iv) the LGM sea-level lowering and the ice-sheet geometry (extent and altitude) obtained from the LGM ICE-4G reconstruction (Peltier, 1994) and from the observations for the present-day climate (<http://www-lsce.cea.fr/pmip/>). For the UGAMP and the GENESIS2 models the SSTs from the CLIMAP reconstruction have been directly used as boundary conditions for the LGM run, while for the other models (ECHAM3, LMD5, MRI2 and CCSR1) the prescribed SSTs are reconstructed from the CLIMAP (1981) changes between past and present added to the present-day observations used for the control run. In the same way, for all models, the ice-sheet topography is given by the topography anomaly between past and present obtained from the differences between the LGM and the present-day ICE-4G reconstructions (Peltier, 1994), added to the present-day topography coming from the observations (see Table 1).

Although the analyses presented in this paper focus on the last glacial cycle (130–0 kyr BP), the ice-sheet model is run for 230 kyr for model spin-up. This procedure is necessary to obtain a reasonable vertical profile of temperature in the ice,

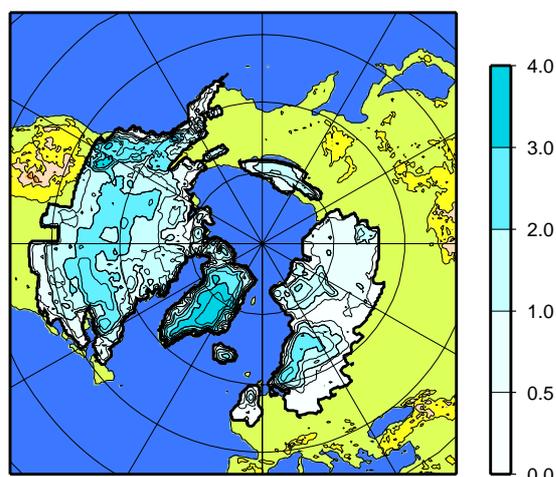


Fig. 2. Extension and ice thickness (in km) of the Northern Hemisphere ice sheets predicted by the ICE-4G model (Peltier, 1994).

and to a lesser extent, to integrate the history of the bedrock response to changes in surface loading. The initial topography is given by the present-day topography and the climate forcing is obtained from the method previously described.

3 Results

3.1 Spatial distribution

Time slices of the simulated spatial distributions of the ice sheets are represented in Figs. 3–7 at different key periods of the last glacial cycle. These maps exhibit large differences both in altitude and ice-covered areas from one simulation to the other. Although our discussion mainly focuses on the simulated North American and Eurasian ice sheets, it is worth noting that differences are also observed in the extent and the altitude of the Greenland ice sheet throughout the simulation. However, at the present-day period (Fig. 7), the six experiments are in full agreement concerning the extent of Greenland and its ice thickness and match with observations. Moreover, the simulated American and Eurasian ice sheets have almost completely melted, although small ice masses are still present over the Baffin Island and the Arctic Ocean.

3.1.1 The North American ice sheet

The most important point at the early phase of glaciation (113 kyr BP, Fig. 3) is related to the location of the inception sites. All models produce ice over the Canadian Archipelago, the Baffin Island and over the Northern Rocky Mountains. In the simulations performed with GENESIS2, UGAMP and

CCSR1 ice also covers the Keewatin region, while small ice caps are produced in the Labrador sector with LMD5 and CCSR1, and in the Hudson Bay lowland with CCSR1 and UGAMP. Observational data (Andrews and Barry, 1978) indicate that the regions of ice-sheet inception in North America were those bordering the Eastern coast, such as the Baffin Island and the Quebec-Labrador region, as well as the uplands of Northeastern Keewatin. This is concordant with our reconstructions, except for the Labrador sector where small ice caps are only produced with two models. Moreover, the advance of ice in the Middle West region is highly discordant with the geological data. The excess of ice in this area, simulated by using UGAMP outputs as climate forcing, seems to be directly related to a high precipitation ratio added to a small anomaly of temperature. Paleoenvironmental records indicate that, at the early beginning of the glaciation, climate in the Rocky Mountains regions was as warm as, or warmer than present (Clark et al., 1993). Hence, the Cordilleran ice sheet does not appear to have developed before the late isotopic stage 5 or 4 (i.e. 75 kyr BP). At that time, the ice advanced over the Southern British Columbia and into the Northern Puget lowland, whereas northern areas were later covered by ice, which is in contradiction with our modeling results. This discordance can be explained by the shortcomings of our approach. Actually, according to a study carried out by Clark and Bartlein (1995), the Cordilleran ice sheet started to grow when the Laurentide ice sheet was high enough to induce a displacement of the jet stream causing precipitation to fall over the Rocky Mountains (Roe and Lindzen, 2001). Such a glaciation sequence cannot be represented with our methodology because it does not account for the feedbacks of the ice sheets on the atmospheric circulation. Moreover, the use of LGM climate snapshots in the climate forcing induces an artifact albedo effect (see Sect. 2.2) in regions covered by snow at the LGM, and hence favours the glaciation process at any time of the last glacial-interglacial cycle.

The results obtained for the 112 kyr BP period (Fig. 4) confirm that for the CCSR1 model the regions of early glaciation (Labrador-Quebec, Rockies and Keewatin) coalesce to form the North American ice sheet. A dome develops over South Keewatin in the simulation performed with the UGAMP model and ice has coalesced with that covering the Northern part of the ice sheet and that spreading over the Cordilleran region. The western sector of the Laurentide ice sheet, as well as the Labrador and the Rocky Mountains regions, have widely extended compared to the 113 kyr BP period (Fig. 3). The rapid expansion of the ice is probably due to the artifact albedo effect due to the use of LGM climate snapshots, as previously mentioned. The simulations performed with ECHAM3 and GENESIS2 are characterized by an expansion of ice in the Middle West region, whereas for the MRI2 model, the only ice-covered area is the Northern part of Canada.

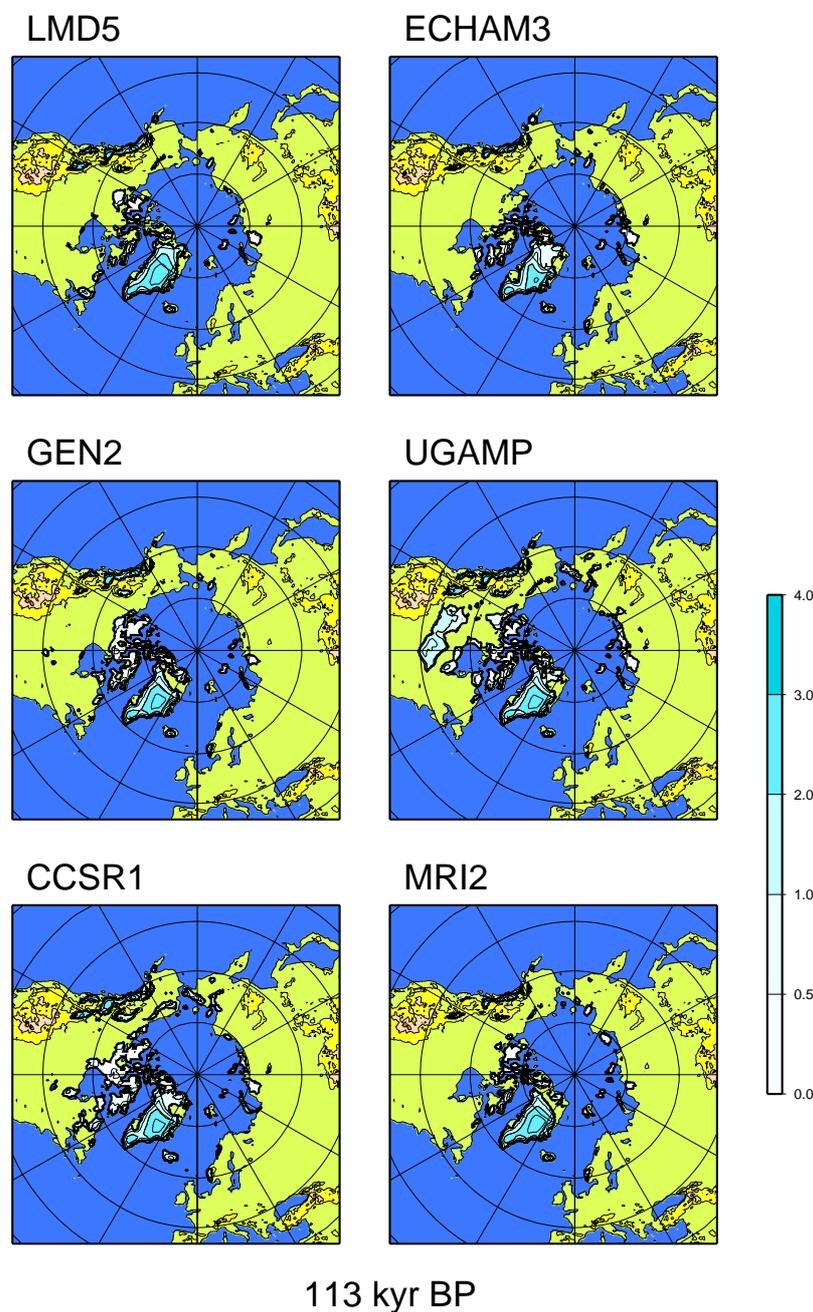


Fig. 3. Spatial distribution of the simulated ice sheets at 113 kyr BP which corresponds to the early phase of the glacial inception.

According to the ice volume curves (Fig. 8) the full glacial period starts after the last major phase of glaciation at around 57 kyr BP (Fig. 5). These maps indicate that the largest differences from one model to the other concern the shape of

the North American ice sheet, the extent of Fennoscandia (see following section) and the presence of ice in Alaska and Siberia. According to geological records, the inception of ice in Keewatin and in the Quebec-Labrador Plateau leads

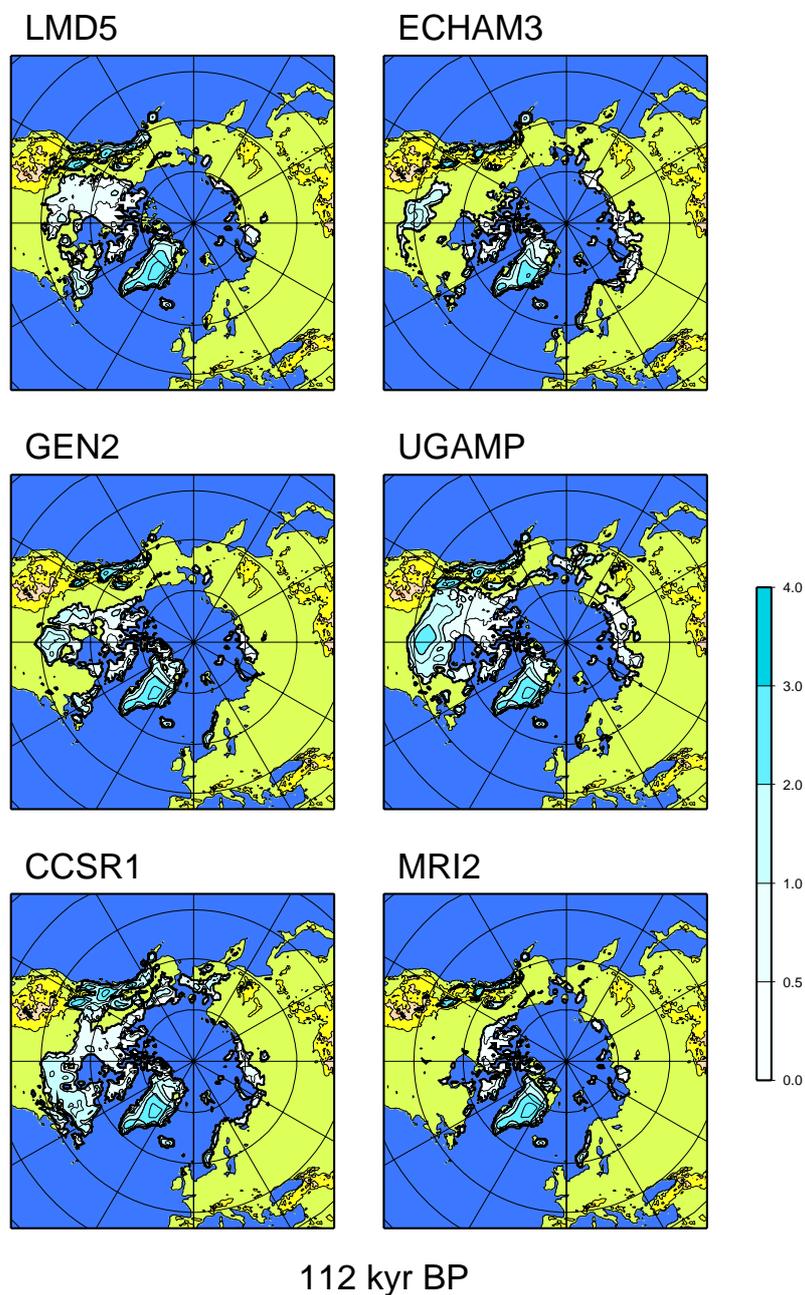


Fig. 4. Same as Fig. 4 for the 112 kyr BP period.

to the coalescence of both ice masses and to the formation of two domes centred on these sectors. However, none of the simulations presented in this study is able to reproduce a bi-domed ice-sheet. This is partly due to the fact that this structure does not appear in the LGM ICE-4G reconstruction

(Fig. 2) used as a boundary condition for the GCM simulation, but can also be linked to the ice-sheet model itself which does not account for sediment deformation. Actually, past studies have found that strong geographically constrained fast flow due to till-deformation when sediment is water-

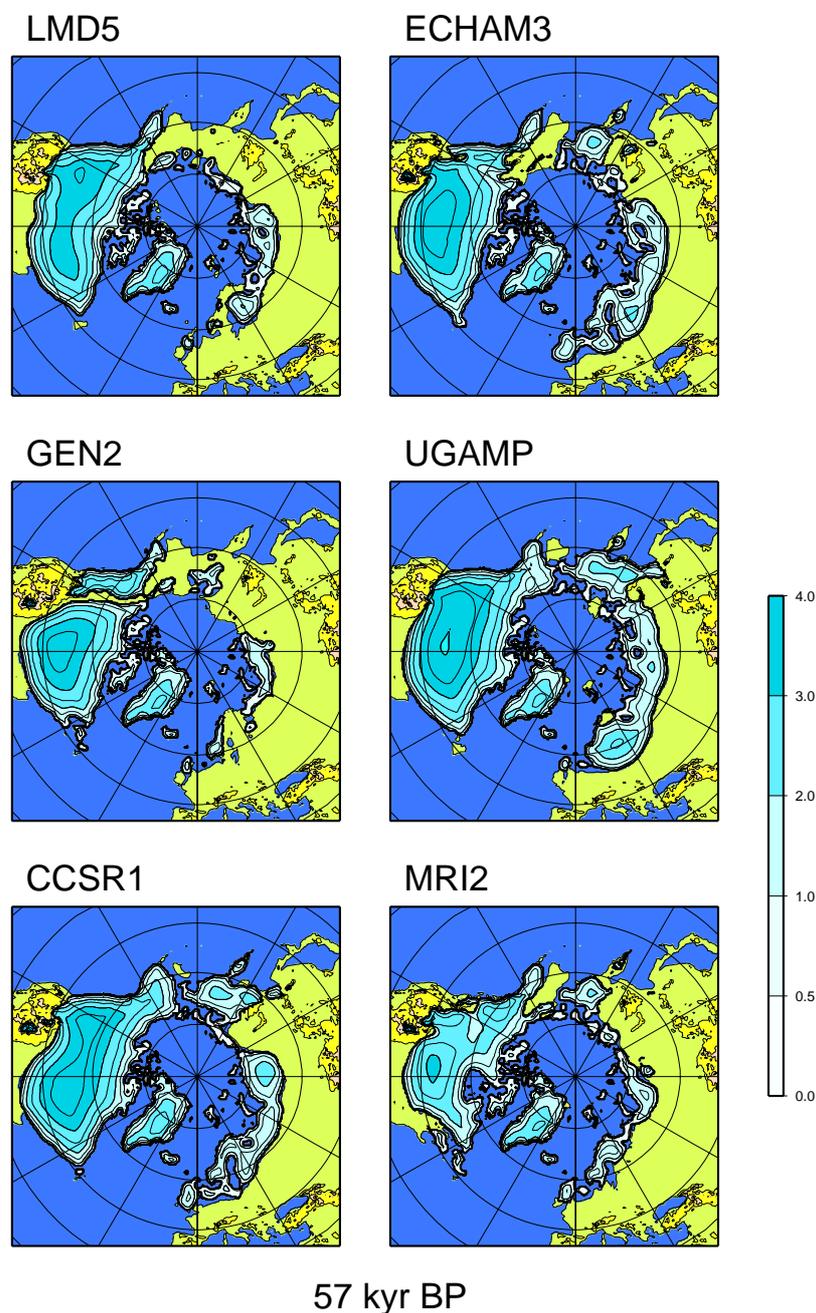


Fig. 5. Same as Fig. 4 for the 57 kyr BP period which corresponds to a full glacial state.

saturated was required to obtain a multi-domed ice surface topography that fits relative sea-level constraints (Tarasov and Peltier, 2004). The second deviation from geological records concerns the Cordilleran ice sheet; as outlined in the

synthesis provided by Clark et al. (1993), the ice sheet was only a little more extensive than today during its first phase of development, and completely disappeared before the end of stage 4 (59 kyr BP). It then started to readvance by 25-

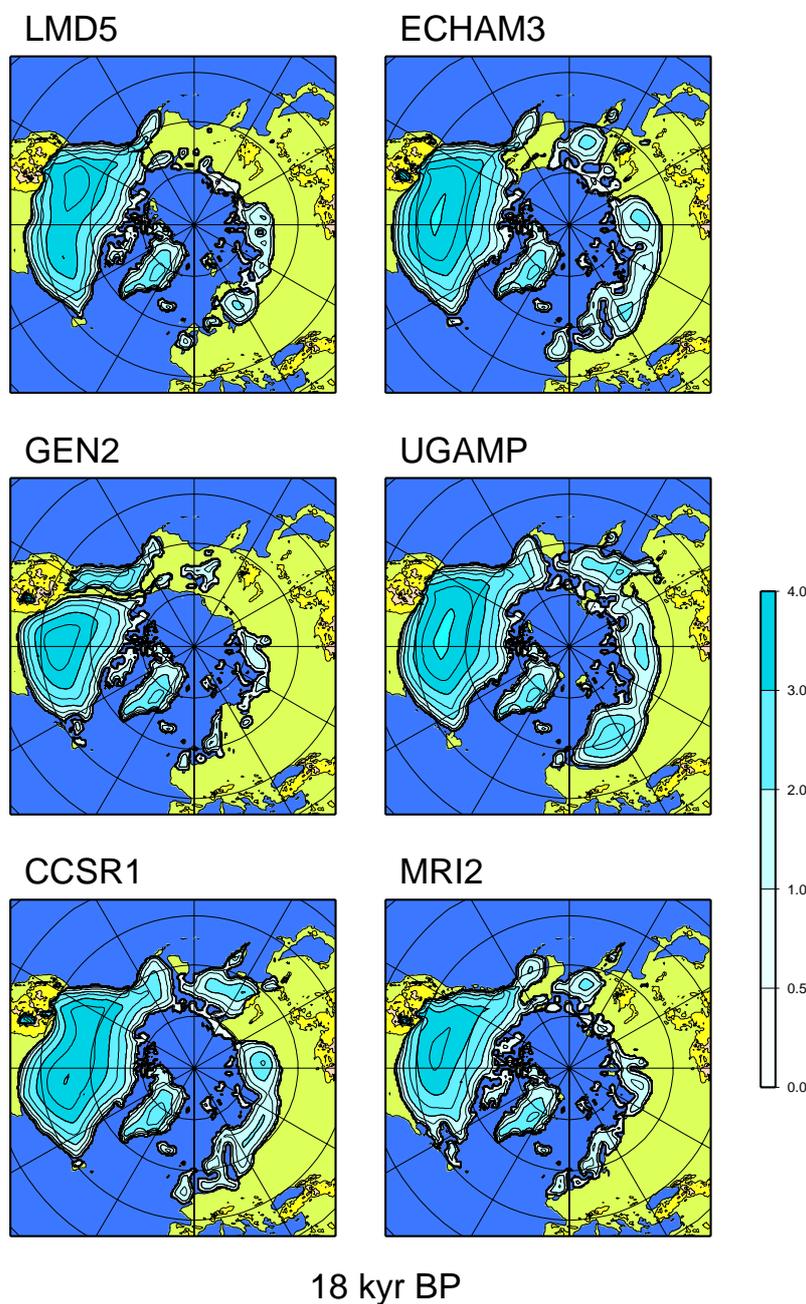


Fig. 6. Same as Fig. 4 for the 18 kyr BP period which corresponds to the maximum ice volume.

30 ^{14}C kyr BP (i.e. 29–34 kyr BP, after Bard et al. (2004)), in response to a new climatic deterioration to reach its maximum extent at around 15–14 ^{14}C kyr BP (i.e. 16–18.5 kyr BP, after INTCAL04 from Reimer et al. (2004)). Our modeling results are highly discordant from such a configuration.

First, the Cordilleran region remains glaciated throughout the simulated last glacial period whatever the choice of the forcing GCM, and starts to retreat synchronously with the Laurentide ice sheet. The other point of disagreement lies in a too large ice extent in Alaska. As reminded by Clague

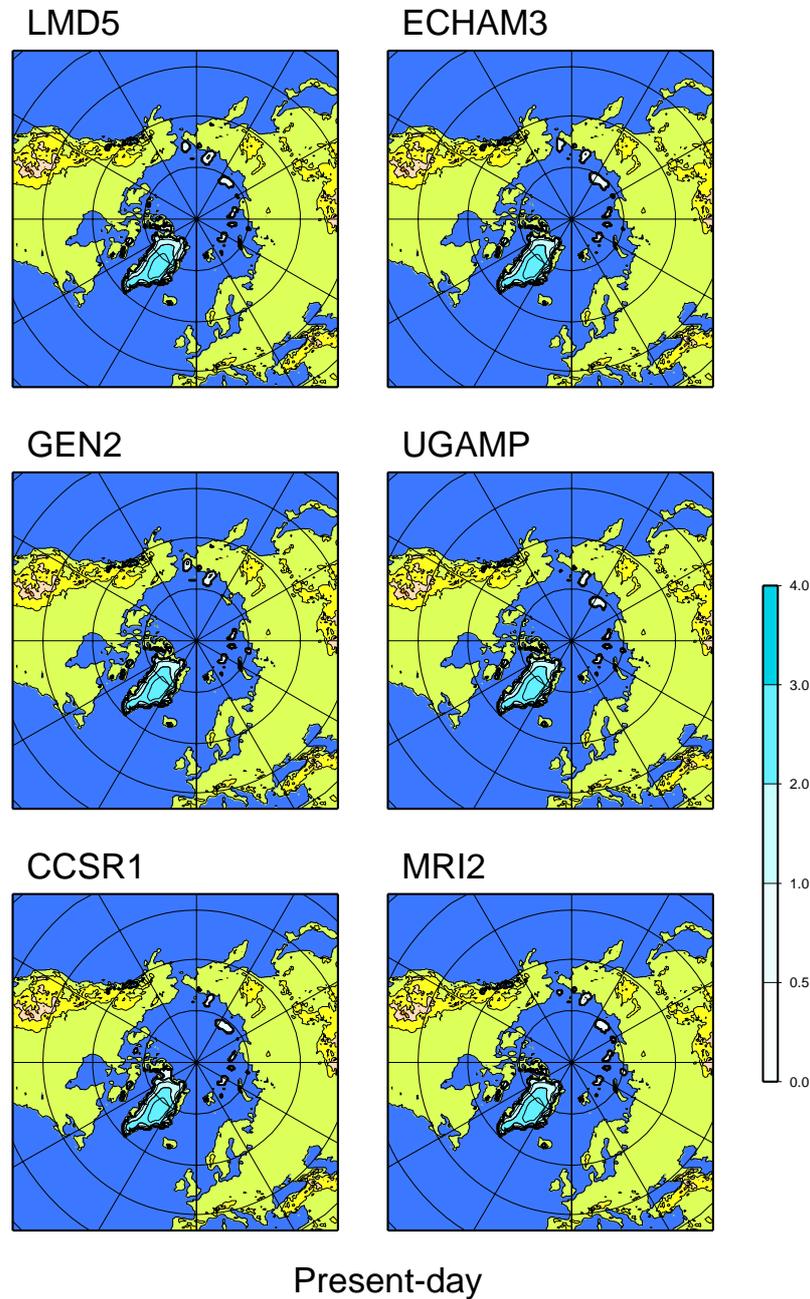


Fig. 7. Same as Fig. 4 for the present-day period.

and James (2002), the Cordilleran ice sheet was only extended over the Southern part of this region and consisted of small ice fields and glaciers flowing towards the Pacific Ocean or the Yukon River (Mann and Hamilton, 1995). Consequently much of the Alaskan interior likely remained to be

unglaciated throughout the last glacial cycle. In the present study, the use of CCSR1, UGAMP and even MRI2 and GENESIS2 probably overestimate the amount of ice over Alaska, whereas LMD5 and ECHAM3 are presumably in a better agreement with data.

The last point which could be discussed is related to the coalescence of the Cordilleran and Laurentide ice sheets. There is no complete consensus about the junction or the separation of these ice sheets. According to Tarasov and Peltier (2004), a thick Keewatin dome, and therefore the attendant coalescence of at least the Northern half of the Cordilleran ice sheet with the Laurentide, is required to fit observations for present-day rates of uplift at Yellowknife. At present, other groups propose that the coalescence did not occur all along the north-south transect at the frontier between the Cordilleran and Laurentide ice sheets (see Dyke et al., 2002 for a detailed review), while Dyke et al. (2002) support the idea that they were fully coalescent at the LGM because it is difficult to conceive that the ice sheets were joined in some places and not in other. This is in agreement with the LGM ICE-4G reconstruction (Peltier, 1994) which does not reproduce a separation between the ice sheets (Fig. 2), although the ice thickness is smaller than in the adjacent regions. However, it is worth noting that the Cordilleran-Laurentide interface sector has no constraint, because this region has not been inundated in the past. The use of the GENESIS2 climatic outputs allows a disconnection between the ice sheets to be clearly simulated at the LGM (Fig. 6), due to the fact that at the frontier between Cordillera and Laurentide, simulated surface temperatures are warmer than in the surroundings. Other deviations from the ICE-4G reconstruction (Fig. 2) are observed in our LGM simulations. First, the southern margin is much too extended in some models (CCSR1, UGAMP and ECHAM3). Except for ECHAM3 and LMD5, the ice extent in Alaska is overestimated and the advance of ice in the Baffin Bay is not properly reproduced with the use of MRI2, GENESIS2 and LMD5, due partly to summer temperatures in this region warmer than those simulated by the three other models. Finally, the maximum ice thickness is not located at the same place as in ICE-4G.

3.1.2 The Eurasian ice sheet

The glaciation over the Eurasian continent starts with small ice caps formed over the Taimyr Peninsula and some Arctic islands (Figs. 3–4). This is in accordance with the recent review performed within the framework of the QUEEN project (Svendsen et al., 2004), but the inception is delayed compared to the most recent reconstruction of Lambeck et al. (2006) which is partly due to the fact that the model does not incorporate any treatment of the ice flow through ice-shelves. The formation of ice is also simulated in the Norwegian mountains as early as 113 kyr BP (Fig. 3) with all models except LMD5 because of a relatively high annual summer surface air temperature. By 112 kyr BP (Fig. 4), the ice-covered areas have significantly extended. The most rapid expansion of ice can be seen with ECHAM3 and UGAMP, and to a lesser extent with CCSR1, with significant amounts of ice east of the Taimyr Peninsula and close to Eastern Siberia. Although there is few data related to the early glacia-

tion of Eurasia, there is no geological record indicating that there was ice in these latter regions (Vartanyan et al., 1995; Brigham-Grette, 2001). However, the presence of ice in Siberia could be a direct consequence of the albedo effect induced by the marine ice mass in the Arctic Ocean present in the LGM ICE-4G reconstruction (Fig. 2) near the Siberian coast and therefore imposed to the AGCMs as a boundary condition.

Around 90 kyr BP the reconstruction of the limits of the Eurasian ice sheet provided by Svendsen et al. (2004) indicates that the ice was spread over Norway, the Barents-Kara Seas including the Svalbard, the Franz Josef islands and Novaya and Severnaya Zemlya, and extended eastward beyond the Taimyr Peninsula, covering also the Putorana Plateau. Among the different GCMs used in this study, the forcing from ECHAM3 presents the best agreement for this period (not shown) with this synthesis.

Around the early Middle Weichselian period (60–50 kyr BP) the ice advanced over Finland, the Baltic Sea and the Kola Peninsula. In the Barents Sea, the ice sheet was more extended, while in the east, a much smaller area of Siberia is affected by the glaciation compared to the Early Weichselian period. None of the simulations performed in this study (Fig. 5) is in a perfect agreement with this reconstruction. The first point of disagreement concerns the too large expansion of the simulated ice sheet across Eastern Siberia (CCSR1, MRI2, UGAMP and ECHAM3) while reconstructions indicate a retreat of the eastern part of the ice sheet around the Middle Weichselian period. A possible mechanism at the origin of this discrepancy could be linked to a reduction of precipitation over the Eastern part when the ice sheet over the Scandinavian region became huge enough. This mechanism would be fully similar to the one suggested by Clark and Bartlein (1995) to explain the glaciation scenario of the Cordilleran-Laurentide ice complex. Therefore, in the case of the Eurasian ice sheet, this “East-West” sequence cannot be reproduced with our approach. Another cause of the presence of ice in this region lies in the fact that the ICE-4G reconstruction extends too much eastward (Fig. 2). This enhances, via the albedo effect, the advance of ice in regions located East of the Taimyr Peninsula and also favours the growth of ice in Beringia, which is also due, as previously mentioned, to the marine ice complex produced by the ICE-4G reconstruction. Note that the Bering Strait looks open in the simulations performed with UGAMP, CCSR1 and ECHAM3 that have the highest sea-level drop (see Fig. 8a). This illustrates the isostatic effect: if there is a large amount of ice over Beringia or adjacent regions, the bedrock will deeply be depressed, and as a consequence the Bering Strait will remain open. Actually, this effect is balanced by the subsequent sea-level drop. However, this second effect is not displayed in the figures because the sea-level is not interactively computed in the model.

In the simulations carried out with LMD5 and GENESIS2, ice does not appear in Beringia, although the GCM are also

run with the ICE-4G boundary condition. Therefore, in these runs, the albedo effect induced by an erroneous amount of ice in the Arctic Ocean is likely masked by another process which could be linked to the climate models themselves, such as a change in the planetary waves, which would lead in that case to warmer temperatures over Beringia. Another assumption is suggested by Krinner et al. (2006) which argue that the ice-free conditions in Northern Asia were favoured by strong glacial dust deposition over the seasonal snow cover in this region, thus enhancing snow melt by lowering the snow albedo. The second point of disagreement between our results and the reconstructions of the Eurasian ice sheet limits concerns the advance of ice over the Barents and the Kara Seas which is not reproduced in our simulations. This effect, which appears in all the simulations, is due to the absence of any explicit representation of the ice flow through the marine part of the ice sheets in the GREMLINS model. Although there is a parameterization which deals with the advance of ice into the sea, this advance is not rapid enough to properly reproduce the growth of the Barents-Kara Sea ice complex. The ice sheet simulated with the use of MRI2 does not penetrate southward enough, due to warm simulated summer surface air temperatures, especially to the South of the Scandinavian region, compared to those obtained with other GCMs. On the contrary, with the UGAMP model, the ice covering the Scandinavian region extends too much to the South in response to cold annual and summer temperatures added to a high precipitation ratio in this region. The ice coverage over Scandinavia is too small with LMD5 and GENESIS2 due to warmer surface air temperatures (Figs. 1a–b). However, both these models present the best agreement with the reconstruction of the Eastern ice-sheet limit. Finally, all models simulate ice over the British Isles, although they were unlikely to be glaciated during the Middle Weichselian period (Svendsen et al., 2004).

At the Last Glacial Maximum, the reconstruction of the ice limits is relatively well known. The Barents-Kara ice complex was strongly reduced and did not expand further east of Novaya Zemlya (Svendsen et al., 2004). None of the models used in the present study successfully simulate the recession of the Barents-Kara Sea ice sheet, and except for MRI2, the ice volume and the ice extent are larger compared to the Early Middle Weichselian period (Fig. 6). On the other hand, on the western side, the ice sheet advanced much more in the southwestern part, leading to a bridge between Scandinavia and the British Isles, not reproduced by GREMLINS whatever the GCM outputs used as climate forcing. However, these major drawbacks are due to the ICE-4G reconstruction itself which favours a huge ice sheet at the LGM over the Barents-Kara Seas region and, in which the junction between the European continent and the British Isles is not properly represented. Finally, as in the Middle Weichselian period, the ice coverage over Scandinavia remains insufficient in the simulations performed with LMD5 and GENESIS2.

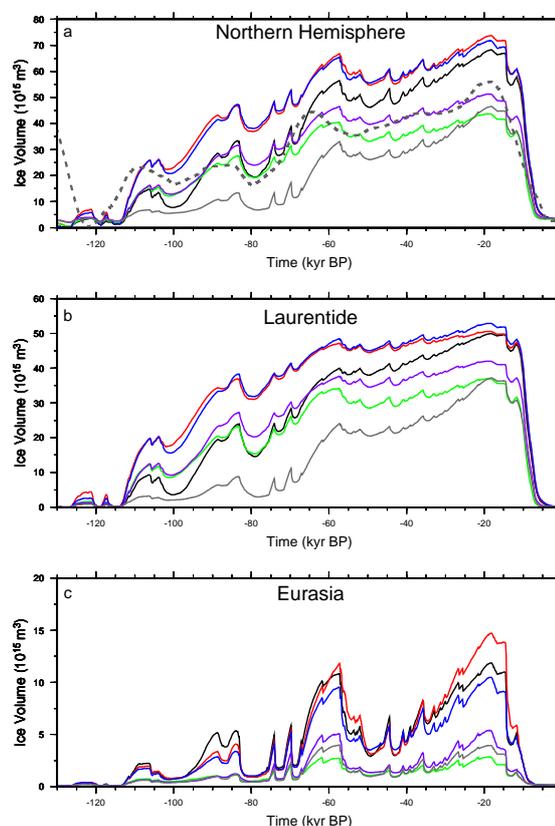


Fig. 8. Temporal evolution of the simulated ice volumes for the Northern Hemisphere (a) and for the North American (b) and Eurasian ice sheet (c). The different curves correspond to the six different AGCM: ECHAM3 (black line), UGAMP (red line), GENESIS2 (green line), CCSR1 (blue line), LMD5 (purple line), MRI2 (grey line). The dashed line represents the ice-equivalent sea-level contribution of the Northern Hemisphere (see text).

3.2 Temporal evolution of the ice-sheet characteristics

3.2.1 The simulated Northern Hemisphere ice volumes

The evolution of the simulated ice volumes throughout the last glacial cycle is displayed in Fig. 8 for the overall Northern Hemisphere and for the specific contributions of the past North American and Eurasian ice sheets. Each curve is related to one GCM forcing. The dashed line represents the Northern Hemisphere ice sheet contribution to sea-level variation relative to the present-day level. This curve is obtained by removing the Antarctic contribution to the sea-level reconstruction provided by (Bassinot et al., 1994) and converted in ice volume equivalent, and by adding the present-day contribution of Greenland ($2.6 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) to allow a direct comparison between the simulated ice volume and the sea-level derived from experimental data. The evolu-

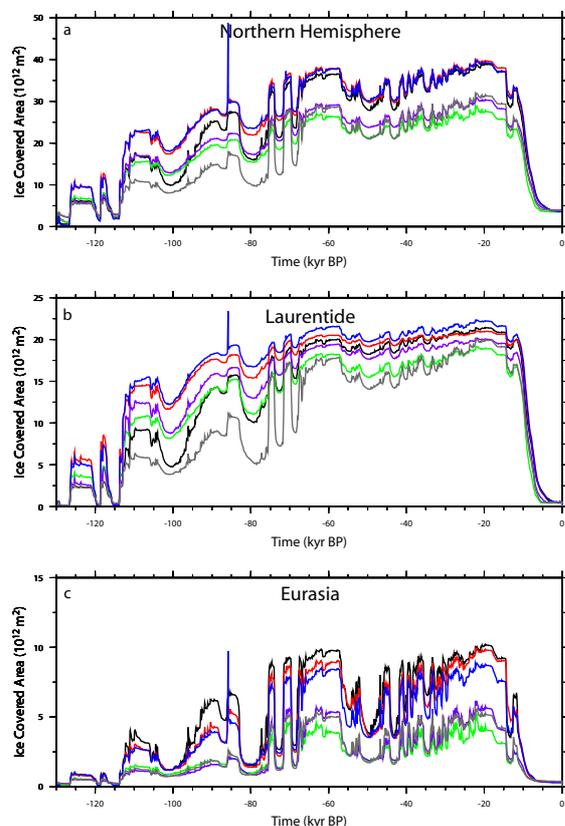


Fig. 9. Same as Fig. 2 but for the ice-covered area.

tion of the Antarctic ice volume throughout the last glacial-interglacial cycle is estimated with the GRISLI Antarctic ice-sheet model (Ritz et al., 2001), and the present-day Greenland contribution is estimated by averaging the results of the six PMIP-GREMLINS simulations. The conversion between sea-level and ice volume equivalent is made by assuming a constant oceanic area throughout the simulation (i.e. $3.6 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$).

The evolution of the ice covered area is represented in Fig. 9. Since it is controlled by the timing of the GRIP record, the temporal evolution of both ice volumes and ice-covered-area is approximately the same for all the six simulations. Although, small ice caps are formed as early as 126 kyr BP (Fig. 9), they are then subjected to phases of disappearance/appearance, and the initiation of the ice sheets really takes place at around 113 kyr BP, as marked both in ice volume and ice-covered area signals (Figs. 8–9), as well as in the spatial distribution of the ice sheets (Figs. 3–4). The ice volume growth is slower than that of the ice surface. This confirms that the glacial inception is primarily characterized by a rapid extension of the ice due to the

effect of the ice albedo which acts as an amplifier of the cooling mechanism and dominates the effect of accumulation which is rather responsible for the evolution of the ice thickness and hence of the ice volume. These conclusions were previously reached by Kageyama et al. (2004). However, as previously mentioned to interpret the rapid expansion of ice around 112 kyr BP (Fig. 4), the albedo effect is overestimated due to the use of LGM climate snapshots. The period following the ice-sheet nucleation is characterized by three main phases of major ice sheet growth punctuated by shorter episodes of ice retreat. The phases of ice volume increase occur between 113 and 106.2 kyr BP, 100.2 and 83.5 kyr BP and between 79.2 and 57.3 kyr BP, where a full glacial state takes place (see also Fig. 5). At 57.3 kyr BP the Northern Hemisphere ice volume is only 10% lower than the last glacial maximum value, located at 18.2 kyr BP, except for ECHAM3 (83% of the LGM ice volume) and MRI2 (71%). In the same way, at 57.3 kyr BP, the glaciated area is between 92 and 97% that obtained at the time of the LGM, depending on the GCM. After 18.2 kyr BP, the ice volume slightly decreases until 16.6 kyr BP. It then remains approximately stable until about 15.0 kyr BP where the main phase of the deglaciation is triggered. As described in (Charbit et al., 2002), this phase is correlated with a warming event observed in the GRIP record. A slight increase of the ice volume is then observed and corresponds to the Younger-Dryas. The deglaciation of the North American ice sheet is achieved approximately between 5 and 2 kyr BP, depending on the GCM, whereas for all models the complete retreat of Fennoscandia occurs between 6 and 5 kyr BP. Therefore, the simulated deglaciation is well delayed compared to that inferred from the GRIP record and eustatic sea-level rise data (e.g., Bard et al., 1996b).

In spite of the common features mentioned above, some clear differences appear between the results of the different runs. The most striking feature is related to the amplitude of the difference between glacial and interglacial ice volume (or ice coverage area) from one GCM to the other, and more generally, between phases of growth and retreat of the ice sheet. Figure 8 clearly shows that the highest simulated ice volumes are obtained by using the UGAMP and CCSR1 outputs as climate forcing. In contrast, the use of MRI2 produces the lowest ice volume throughout the simulation except at the LGM because of the contribution of the Eurasian ice sheet. While LMD5 and GENESIS2 lead to “intermediate” ice volumes, the case of ECHAM3 is particularly interesting. In fact during the early phase of glacial inception (between 113 and 106 kyr BP), the simulated ice volume is of the same order of magnitude than those obtained with LMD5 and GENESIS2. However, after 70 kyr BP, it becomes greater (it increases by 42% between 70 and 60 kyr BP) and reaches some values close to those obtained with CCSR1 and UGAMP. In the same way, though the ice volume simulated with the MRI2 climate remains at a low level, especially prior to 70 ka, it presents the most significant variations during the full glacial

period : between 70 and 60 kyr BP, the amplitude increases by 72% and by 57% between 60 ka and the Last Glacial Maximum. As an example, this can be compared to the ice volume curves obtained with LMD5 and GENESIS2 which respectively increase by 14% and 10% during the same period, or with CCSR1 and UGAMP (14 and 15% increase respectively).

3.2.2 Links between ice volumes, climate forcing and spatial distribution

The same kind of differences also appears in the ice volume curves relative to the American or the Fennoscandian ice sheets. These differences can be interpreted in terms of climate forcing and spatial distribution of the ice sheets.

For the Laurentide ice sheet, the largest ice volumes are obtained with UGAMP and CCSR1 which provide the coldest temperatures over the Canadian region (Fig. 1): the changes in summer surface air temperature between the LGM and the present-day periods can be as high as 40 C for both models over a great part of the ice complex (Fig. 1b). The precipitation ratio between the LGM and the present-day climates simulated by UGAMP is rather small on the western and eastern parts of the ice sheet, but can reach a value as high as 2.5 in some specific locations such as the wind exposed slope of the Rocky Mountains or the southern margin of the Keewatin region (Fig. 1c). Among the GCMs used in this study, CCSR1 is the model which simulates the highest LGM/CTRL precipitation ratio over the North American ice complex. The LMD5 model provides summer temperatures as cold as those given by UGAMP and CCSR1 but the LGM precipitation ratio between the LGM and the present-day periods does not exceed 0.6. Until 65 kyr BP, the simulated ice volume obtained with ECHAM3 is below that obtained with the LMD5 climate, and becomes greater after this period (see previous section). This can be explained by the fact that, although the ECHAM3 precipitation ratio between past and present is high over the southern part of the ice complex (>1.6), the simulated summer temperatures are widely higher than the LMD5 ones (Fig. 1b). Since glacial inception is primary driven by the temperature signal the ice volume remains at a low level before the second phase of inception is reached, that is before the full glacial period. Moreover, since the ice sheet is located at low latitudes (Fig. 4) it is sensitive to any change in temperature. At 65 kyr BP an abrupt decrease in the temperature reconstructed at the surface of the ice sheet is observed in the GRIP signal (Dansgaard et al., 1993). This decrease in the temperature signal added to the high precipitation value leads to a significant increase in the ice volume. This change in the evolution of the ice volume signal is not observed with LMD5 because the precipitation ratio is lower over the ice-sheet location. The situation is different for the comparison between GENESIS2 and LMD5: the GENESIS2 higher summer temperatures combined with higher precipitation rates lead to an ice volume

fully comparable to that resulting from the LMD5 forcing climate until 95 ka, but widely below it after this period. This can be explained by the surface temperatures at the frontier between the Laurentide and the Cordilleran ice sheets which are higher than over the other regions of Canada. This prevents both ice sheets from coalescing, therefore limiting the increase of the ice volume (see Sect. 3.1). The lowest ice volume during the entire simulation is obtained by forcing GREMLINS with MRI2. The magnitude of the MRI2 precipitation ratio is between 0.4 and 0.6, but the temperatures are warmer than the LMD5 ones (not below 25 C in summer and 20 C for the annual mean).

The ice volume curves relative to the Eurasian ice sheet can be split in two groups: UGAMP, ECHAM3 and CCSR1 on one hand and LMD5, MRI2 and GENESIS2 on the other. The first group of models is characterized by low annual temperatures (i.e. the variation between past and present is 40 C over a large part of the Fennoscandian area, especially for ECHAM3 and CCSR1). The precipitation ratio is relatively small for ECHAM3 and UGAMP (0.2–0.4 North of Scandinavia), but comparable with that of MRI2 for CCSR1. Between 100 and 85 kyr BP, the ice volume simulated with ECHAM3 is greater than that obtained with UGAMP and CCSR1, due to the fact that ECHAM3 simulates the lowest summer surface air temperatures. This acts in favour of glaciation especially during the inception period. After 60 kyr BP, that is, during the full glacial period, and until about 10 kyr BP the highest volume is obtained with UGAMP which simulates a cold tongue extended far to the Northeast of Scandinavia. The second group of models is characterized by slightly higher precipitation ratios and smaller changes in summer temperatures (between 25 and 20 C for LMD5 and 20 and 15 C for MRI2 and GENESIS2), and also by the fact that the regions where the coldest temperatures are observed are less extended compared to temperature patterns provided by the first group of models, suggesting that the evolution of the Eurasian ice sheet is rather sensitive to the temperature than to precipitation.

This discussion highlights the strong link between ice-sheet inception in some specific regions, and thus their further development, and the overlying temperature combined with the accumulation rate. Table 2 reports the mean climate (in terms of mean temperature and mean precipitation ratio). Although these mean values cannot account for the ice history in given locations, they schematically illustrate why some climate models lead to higher volumes than others. They also underline the dominant role of summer temperature compared to the annual temperature.

3.2.3 Model-model and model-data comparisons

At the LGM (i.e. 18.2 kyr BP) the Northern Hemisphere simulated ice volume is between 43.6 and 73.7 10^{15} m³. This range can be compared to that provided by Milne et al. (2002) obtained with a radial viscoelastic ice-Earth

Table 2. Mean climate forcing. Simulated mean summer and annual temperatures over the North American ice sheet (Tjja_NAIS and Tann_NAIS) and the Fennoscandian ice sheet (Tjja_FIS and Tann_FIS) and simulated mean annual precipitation ratio between the LGM and present (P_{21k}/P_{ctrl}).

Models	Tjja_NAIS (C)	Tann_NAIS (C)	(P_{21k}/P_{ctrl})_NAIS	Tjja_FIS (C)	Tann_FIS (C)	(P_{21k}/P_{ctrl})_FIS
ECHAM3	13.7	12.0	0.84	15.5	20.0	0.62
UGAMP	14.6	12.7	0.81	13.4	17.0	0.63
CCSR1	15.6	15.0	0.87	13.6	19.0	0.72
GENESIS2	12.9	13.2	0.84	9.6	16.8	0.49
LMD5	15.9	11.7	0.69	11.0	12.9	0.54
MRI2	13.2	10.7	0.72	9.1	13.1	0.55

model used to predict the sea-level change from the LGM to present in four far-field sites, and based on a revised theoretical formalism incorporating the Earth rotational effects on sea level, a time-dependent shoreline geometry and an accurate treatment of sea-level change in regions of ice retreat. By de-constructing the spatially uniform versus the spatially varying signals of sea-level change and by isolating the contributions of ice loading, ocean loading and rotational effects they concluded that the meltwater contribution dominates the far-field sea-level change signal. This meltwater component can be explicitly (Flemming et al., 1998; Yokoyama et al., 2000) or implicitly (Peltier, 1994) estimated by correcting the observations for the contribution of the glacial isostatic adjustment. Based on two contrasting interpretations of Barbados coral data, they obtained estimates of the grounded ice volume ranging from 43.5 to $51.0 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$. These values are fully compatible with the ice volumes obtained with GENESIS2 ($43.6 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$), MRI2 ($46.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) and LMD5 ($51.2 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) outputs, and suggest that ECHAM3 ($68.2 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$), UGAMP ($73.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) and CCSR1 ($71.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) cannot provide a realistic climate forcing at the LGM. This is confirmed by the comparison between the sea-level curve and the simulated ice volumes.

To go a step further, it is also interesting to examine which amount of ice is distributed over the North American and the Eurasian ice sheets at the LGM (i.e. 18 kyr BP in the simulations). The contributions of both ice sheets range respectively from 36.9 to $52.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ (36.6 – $52.4 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ at 21 kyr BP) and from 2.8 to $14.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ (2.7 – $13.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ at 21 kyr BP). For the North American ice sheet, our results are neither compatible with the ICE-4G ice-sheet reconstruction (Peltier, 1994) used as boundary condition for the AGCM LGM runs, nor with the more recent ICE-5G topography (Peltier, 2004). Both reconstructions provide ice volume values which are well below our lower limit ($24.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ and $34.3 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ for ICE-4G and ICE-5G respectively). The reconstructed Fennoscandian ice volume is $8.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ for ICE-4G and $9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ for ICE-5G. These reconstructions lie in the range of our set of

simulations. However, compared to these reconstructions, the first group of models ($2.8 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ – $5.6 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) underestimates the ice volume, while the ice volumes obtained with the second group ($10.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ – $14.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) are overestimated.

To quantify the uncertainties associated with glaciological reconstructions of the North American ice sheet, Marshall et al. (2002) carried out numerous experiments with a 3-D thermo-mechanical model prescribing different climatic conditions and different glaciological and isostatic treatments. Considering only the simulations which gave a reasonable areal extent of the ice sheet, this provided values ranging from 28.5 to $38.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$, only in accordance with the modeling results obtained with GENESIS2 ($36.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) and MRI2 ($37.2 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$). Using an ice-sheet model, forced by global sea-level and solar insolation changes, Siegert et al. (1999, 2001) modeled the Eurasian ice sheet through the Late Weichselian period. They adjusted their “model’s climate forcing function” to produce a minimum and a maximum ice sheet reconstruction compatible with geological and oceanographic datasets. The simulated LGM ice volumes are respectively at around 5 and $8 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$, in agreement with what we find with LMD5 only ($5.4 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$): the results obtained with GENESIS2 and MRI2 are well below the minimum ice volume, whereas UGAMP ($14.7 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$), CCSR1 ($10.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) and ECHAM3 ($11.9 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$) provide values which widely exceed those obtained with the maximum model.

The comparison between our results and other modeling studies or sea-level data suggests that most of the simulations presented in this study overestimate the ice volume throughout the last glacial cycle. This can be due to sub-grid processes, not represented in the ice-sheet model, which may have had accelerated the ice flow, such as the flow of several large glaciers which accelerates the overall ice discharge, as it has been demonstrated with recent measurements for the Greenland ice sheet (Dowdeswell, 2006; Rignot and Kanagaratnam, 2006). Moreover, it is also worth reminding that fast flow due to ice streams or basal-till deformation is not accounted for in GREMLINS. The Antarctic

Table 3. Simulated and reconstructed LGM ice volumes. Simulated maximum ice volumes (at 18.2 kyr BP) corresponding to each GCM compared to reconstructed LGM (21 kyr BP) ice volumes from ICE-4G (Peltier, 1994), ICE-5G (Peltier, 2004) and from sea-level data. These values are given for the entire Northern Hemisphere (V_{NH}), the North American ice sheet (V_{NAIS}), the Fennoscandian ice sheet (V_{FIS}). Column 5 gives the simulated LGM ice volume in the Eastern Siberian region (V_{Sib}). Column 6 gives the Northern Hemisphere LGM ice volume corrected for fast flow. This correction is made by removing $8.0 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ (see text) from the Northern Hemisphere ice volume. Column 7 gives the Northern Hemisphere LGM ice volume after correction for fast flow and for the Eastern Siberian ice volume.

Models & Reconstructions	V_{NH} (10^{15} m^3)	V_{NAIS} (10^{15} m^3)	V_{FIS} (10^{15} m^3)	V_{Sib} (10^{15} m^3)	$V_{\text{NH}} - \text{fast flow}$ (10^{15} m^3)	$V_{\text{NH}} - \text{fast flow} - V_{\text{Sib}}$ (10^{15} m^3)
ECHAM3	68.1	49.9	11.8	2.0	60.1	58.1
UGAMP	73.6	50.5	14.7	3.8	65.6	61.8
GENESIS2	43.4	36.8	2.8	0.5	35.4	34.9
CCSR1	71.5	52.8	10.4	3.4	63.5	60.1
LMD5	51.0	41.9	5.2	0.08	43.0	42.9
MRI2	46.5	37.2	3.9	1.5	38.5	37.0
ICE-4G	40.0	24.5	8.7			
ICE-5G	49.8	34.3	9.0			
Ice-equivalent sea-level (10^{15} m^3)	56.1					

ice-sheet model, GRISLI, (Ritz et al., 2001), has recently been applied to the Northern Hemisphere (Peyaud, 2006). This model relies on the same equations than GREMLINS for the grounded ice, but it also accounts for the flow through ice – shelves, computes dynamically the grounded ice migration and detects the ice stream zone where the flow is considerably accelerated. Using this latter model, Peyaud (2006) performed simulations of ice sheets over the last glacial-interglacial cycle. The forcing climate relies on a perturbative method of the present-day climate, and the anomalies of climatic fields between glacial and interglacial periods and used to force GRISLI are interpolated through time using the GRIP-based $\delta^{18}\text{O}$ index. These anomalies are not computed by GCMs but are deduced from an inverse method and are constrained by ice margin limits consistent with geological data. Sensitivity experiments to parameters which control the water drainage efficiency have been carried out. The difference of LGM ice volumes between the baseline experiment (which is equivalent to a grounded ice-only experiment in which no streaming occurs, and thus fully consistent with a GREMLINS experiment) and the most dynamic experiment is about $8.0 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$. This comparison allows the impact of ice stream flow to be evaluated. As an example the highest LGM ice volumes are obtained in the present study with the UGAMP and CCSR1 models ($73.6 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ and $71.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ respectively). Accounting for streaming could lower these values to $65.6 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ and $63.5 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ respectively. Moreover, the choice of too high lapse rate values (Marshall et al., 2006) could lead to an overestimation of the ice volumes throughout the simulation. However, this would also affect the ice volumes simulated with the use of LMD5, MRI2 and GENESIS2, and not only those forced with UGAMP, CCSR1 and ECHAM3.

In the Eurasian sector, the discrepancies between simulated ice sheets and geological data could also come from the absence of the ice-shelf dynamics in GREMLINS (Peyaud, 2006) and from shortcomings in the ICE-4G reconstruction, as already mentioned. If the amount of Eastern Siberian ice is removed (geological data show that this region has never been ice-covered), the UGAMP and CCSR1 ice volumes are respectively $61.8 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ and $60.1 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$, well above the value of $56.1 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$ corresponding to the sea-level converted into ice volume. This computation has been performed for all the GCMs used in the present study and the results are reported in Table 3. The use of the LMD5 model provides the most compatible value with the ICE-4G LGM value. The ECHAM3 model leads to a value close to the sea-level equivalent ice volume value. UGAMP and CCSR1 lead to too high volumes, even after corrections for strong sliding and Siberian ice volume, whereas, GENESIS2 and MRI2 ice volumes are significantly too small. However, these volume corrections partly rely on the correction of streaming (and set to its maximum value of $8.0 \cdot 10^{15} \text{ m}^3$). To go thoroughly we need to account for the deformation of sediments which is responsible for a great part of the ice streams flow. Moreover, the lack of any fast flow treatment may also be at the origin of our delayed deglaciation. This demonstrates that an adequate representation of fast flow processes is of great importance to test the impact of sediment deformation to improve our simulations. This question will be addressed in a future paper devoted to same kind of study but with the PMIP2 AO-GCMs, run with the updated ICE-5G reconstruction at the LGM. These new runs will force the new GRISLI-North model.

4 Conclusions

The climatic outputs from six PMIP-AGCMs have been used to force a 3-D thermo-mechanical ice-sheet model. This study reveals some great differences from one simulation to the other related both to the simulated temporal evolution of the ice volumes and ice-covered area and to the shape and spatial distribution of the ice sheets. The differences related to the evolution of the ice volumes can be partly directly interpreted in terms of climate forcing. Moreover, these differences also depend on the location of primary ice sheets which is, by the way, directly influenced by the climate itself. As an example, ice masses located at low latitudes in the early phase of glaciation are more sensitive to a temperature variation than a higher latitude ice sheet.

The comparison of our simulated ice sheets with geological and sea-level data highlights the importance of some major ice-climate feedbacks and raises the question of to which extent this kind of approach enables to test the ability of GCMs to simulate a climate leading to ice sheets compatible with available geological and geomorphological reconstructions. The differences between observations and simulations may come from i) the method of the climatic index, which may induce artifacts because the climatic variations during the last glacial-interglacial cycle are unlikely to be the same than those recorded at the GRIP site, ii) the choice of the vertical lapse rates which may overestimate the ice volumes if they are set to too high values, iii) the climate models or lacking processes in the ice-sheet models, iv) the-ICE-4G reconstruction: this work highlights the importance of having an accurate ice-sheet boundary condition for paleo-intercomparisons of GCMs. Actually, none of the simulations presented in this study is able to reproduce ice sheets in full agreement with observations.

The main points of disagreement concern:

1. The location of sites of primary inception which can directly be attributed to the climate forcing. For the Eurasian ice sheet, the Taimyr Peninsula is reasonably glaciated. However, observations indicate that the regions of ice-sheet inception in North America were those bordering the Eastern coast (Baffin Island and Quebec-Labrador sector) as well as the uplands of Northeastern Keewatin, which is not perfectly reproduced in the simulations.
2. The chronology of the simulated glaciation of the Rocky Mountains region which starts to be glaciated as early as 113 kyr BP, while according to data, the Cordilleran ice sheet does not appear to have developed before 75 kyr BP when the Laurentide ice sheet was high enough to induce a displacement of the jet stream. This sequence of events cannot be properly reproduced with our approach due to the absence of any ice-sheet feedback on the atmospheric circulation. Moreover, the use of LGM climate snapshots in the climate forcing overestimates the albedo effect throughout the simulation in regions covered by snow at the LGM, and, hence, accelerates the glaciation process. Subsequently, the advance of ice in Alaska is probably favored, via the artifact albedo effect, by the early glaciation of the Cordilleran ice sheet.
3. The absence of a multi-domed ice sheet which, according to Tarasov and Peltier (2004) likely results from the lack of representation of fast flow due to basal-till deformation.
4. The presence of ice in Siberia, which is not due to the absence of any representation of the feedback processes of the ice sheets on climate, since Siberia has remained unglaciated throughout the last glacial-interglacial cycle. In fact, the glaciation of the Siberian region is probably linked to the cold temperatures simulated by the climate models in response to the erroneous amount of ice provided by the LGM ICE-4G reconstruction (Peltier, 1994).
5. The too large eastward expansion of the Eurasian ice sheet around the Middle Weichselian period due partly to the ICE-4G reconstruction and to the fact that our approach is not able to reproduce a reduction of precipitation in the Eastern part, concomitant with the growth of ice over the Scandinavian region, nor the reduction of snow albedo due to dust deposition in Northern Asia during glacial times (Krinner et al., 2006).
6. The insufficient penetration of the Barents-Kara sea ice sheet into the sea, which is due to the absence in the GREMLINS model of any explicit representation of the ice flow through the ice-shelves (Peyaud, 2006; Lambek et al., 2006).
7. The extent of the Scandinavian ice sheet: very few models succeed in simulating a reasonable amount ice over Fennoscandia (except the simulations carried out with ECHAM3 and UGAMP). This can be analyzed in terms of mean summer temperature and of a deficit of precipitation in the north leading to an insufficient northward expansion of the ice sheet. This raises the question of the sensitivity of the ice-sheet model to the climate forcing.

This study clearly demonstrates the great sensitivity of the ice sheets to the climate forcing. The great variability in the simulated climates used in the present study induces large differences in simulated ice sheets. Moreover, owing to the fact that some ice-climate feedbacks cannot be accounted for with this kind of approach, the magnitude of the climatic impacts on the ice sheet evolution are likely to be poorly estimated.

The deviations of our simulations from geological data are partly due to an overestimation of the albedo effect in the climate simulations due to shortcomings in the ICE-4G reconstruction. Therefore, it should be interesting to carry out the same kind of experiments with models used within the framework of the second phase of the PMIP project (PMIP2). On one hand these GCMs are coupled ocean-atmosphere models, in which the SSTs (Kageyama et al., 2006) appear to be more realistic than the CLIMAP ones used in PMIP1; on the other hand the LGM runs are performed with the up-to-date ICE-5G reconstruction, which is a revised version of the ICE-4G model. This would allow the impact of the initial conditions to be tested. Moreover, these simulations will be performed with a new version of the Northern Hemisphere ice-sheet model which will include an explicit representation of the ice flow through ice shelves as well as streaming and basal-till deformation. Hence, by reducing the number of shortcomings in this kind of approach, it will be easier to attribute a kind of evaluation criteria of the PMIP2 model results which will appear in the next IPCC report.

Acknowledgements. We acknowledge all PMIP members. We also benefited from fruitful discussions with scientists participating to the MOTIF project. Thanks are also due to J.-Y. Peterschmitt for technical support and for providing PMIP database and PMIP and MOTIF websites (<http://www-lsce.cea.fr/pmip>, <http://www-lsce.cea.fr/motif>). Moreover, we are very grateful to Lev Tarasov and to an anonymous reviewer for their constructive comments which helped us improve the manuscript.

Edited by: M.-F. Loutre

References

- Adler, R. F., Susskind, J., Huffman, G. J., Bolvin, D., Nelkin, E., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Xie, P.-P., Janowiak, J., Rudolf, B., Schneider, U., Curtis, S., and Arkin, P.: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979–Present), *J. Hydrometeorol.*, 4(6), 1147–1167, 2003.
- Alexander, R. C. and Mobley, R. L.: Monthly average sea surface temperatures and ice pack limits on a 1 global grid, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 143–148, 1976.
- Andersen, K. K., Azuma, N., Barnola, J.-M., Bigler, M., Biscaye, P., Caillon, N., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., et al.: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Andrews, J. T. and Barry, R. G.: Glacial inception and disintegration during the last glaciation, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 6, 205–228, 1978.
- Bamber, J. L., Layberry, R. L., and Gogenini, S. P.: A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet. 1. Measurement, data reduction and errors, *J. Geophys. Res.*, 106(D24), 33 773–33 780, 2001.
- Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R. B.: U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years, *Nature*, 346, 456–458, 1990.
- Bard, E., Jouannic, C., Hamelin, B., Pirazzoli, P., Arnold, M., Faure, G., Sumosusastro, P., and Syaefudin: Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia, *Geophys. Res. Lett.*, 23(12), 1473–1476, 1996a.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, A., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., and Rougerie, F.: Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge, *Nature*, 382, 241–244, 1996b.
- Bard, E., Rostek, F., and Ménot-Combes, G.: A better radiocarbon clock, *Science*, 303, 178–179, 2004.
- Bassinot, F., Labeyrie, L. D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N. J., and Lancelot, Y.: The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 91–108, 1994.
- Berger, A.: Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes, *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362–2367, 1978.
- Bintanja, R., van de Wal, R. S. W., and Oerlemans, J.: Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice dynamical model, *Quater. Int.*, 95–96, 11–23, 2002.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G.: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, 365, 143–147, 1993.
- Brigham-Grette, J.: New perspectives on Berigian Quaternary paleogeography, stratigraphy and glacial history, *Quater. Sci. Rev.*, 20, 15–24, 2001.
- Charbit, S., Ritz, C., and Ramstein, G.: Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat: sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 243–265, 2002.
- Clague, J. J. and James, T. S.: History and isostatic effects of the last ice sheet in southern British Columbia, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 71–87, 2002.
- Clark, P. U. and Bartlein, P. J.: Correlation of Late Pleistocene glaciation in the western United States with North Atlantic Heinrich events, *Geology*, 23(6), 483–486, 1995.
- Clark, P. U., Clague, J. J., Curry, B. B., Dreimanis, A., Hicock, S. R., Miller, G. H., Berger, G. W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B. B., Mott, R. J., Oldale, R. N., Stea, R. R., Szabo, J. P., Thorleifson, L. H., and Vincent, J.-S.: Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran ice sheets following the last interglaciation, *Quater. Sci. Rev.*, 12, 79–114, 1993.
- CLIMAP: Seasonal reconstruction of the Earth surface at the Last Glacial Maximum. Geological Society of America, Boulder, Colorado, 1981.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G.: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, 364, 218–220, 1993.
- Deblonde, G. and Peltier, W. R.: Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial-interglacial cycle: experiments with a one-level seasonal energy balance model including realistic geography, *J. Geophys. Res.*, 96(D5), 9189–9215, 1991.
- Deblonde, G., Peltier, W. R., and Hyde, W. T.: Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial-interglacial cycle:

- experiments with a one-level seasonal energy balance model including seasonal ice albedo feedback, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Global and Planetary Change Section), 98, 37–55, 1992.
- Dowdeswell, J. A.: The Greenland ice sheet and global sea-level rise, *Science*, 311, 963–964, 2006.
- Dyke, A. S., Andrews, J. T., Clark, P. U., England, J. H., Miller, G. H., Shaw, J., and Veillette, J. J.: The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 9–31, 2002.
- Dyke, A. S. and Prest, V. K.: Late Wisconsinian and Holocene retreat of the Laurentide ice sheet, In: Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario, Map 1702A, scale: 1:500000, 1987.
- Edwards, M. O.: Global gridded elevation and bathymetry (ETOPO5) digital raster data on a 5-minute geographic (lat lon) 2160 4320 (centroid-registered) grid, National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, 1989.
- Fairbanks, R. G.: A glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation, *Nature*, 342, 637–641, 1989.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., and Chappell, J.: Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate field sites, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 163, 327–342, 1998.
- Gallée, H., van Ypersele, J. P., Fichefet, T., Tricot, C., and Berger, A.: Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate-ice-sheet model 2. Response to insolation and CO₂ variations, *J. Geophys. Res.*, 97(D14), 15 713–15 740, 1992.
- Greve, R., Weis, M., and Hutter, K.: Palaeoclimatic evolution and present conditions of the Greenland ice sheet in the vicinity of summit: an approach by large-scale modelling, *Paleoclimates*, 2(2–3), 133–161, 1998.
- Huybrechts, P.: Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 203–231, 2002.
- Johnsen, S. J., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, D., and Gundestrup, N.: Greenland paleotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus*, 47(B), 624–269, 1995.
- Joseph, D.: Navy 10' global elevation values, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 3 pp., 1980.
- Joussaume, S. and Taylor, K.: Status of the Paleoclimate Modelling Intercomparison Project (PMIP), in: First International AMIP Conference, Proceedings of the first international AMIP Conference, edited by: Gates, W. L., World Meteorol. Organ., Geneva, pp. 425–430, 1995.
- Kageyama, M., Charbit, S., Ritz, C., Khodri, M., and Ramstein, G.: Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L24203, doi:10.1029/2004GLO21339; 2004.
- Kageyama, M., Lañé, A., Abe-Ouchi, A., Braconnot, P., Cortijo, E., Crucifix, M., de Vernal, A., Guiot, J., Hewitt, C. D., Kitoh, A., et al.: Last Glacial Maximum temperatures over the North Atlantic, Europe and Western Siberia: a comparison between PMIP models, MARGO sea-surface temperatures and pollen-based reconstructions, *Quater. Sci. Rev.*, 25(17–18), 2082–2102, 2006.
- Kineman, J.: FNOC/NCAR Global elevation, Terrain, and Surface Characteristics, Digital Dataset, 28MB; 1985.
- Kleman, J., Fastook, J., and Stroeve, A. P.: Geologically and geomorphologically constrained numerical model of Laurentide ice sheet inception and build-up, *Quater. Int.*, 95–96, 87–98, 2002.
- Krinner, G., Boucher, O., and Balkanski, Y.: Ice-free northern Asia due to dust deposition on snow, *Clim. Dyn.*, 27, 613–625, doi:10.1007/s00383-006-0159-z, 2006.
- Lambeck, K.: Constraints on the Late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines, *Quater. Sci. Rev.*, 14, 1–16, 1995.
- Lambeck, K. and Chappell, J.: Sea level change through the last glacial cycle, *Science*, 292, 679–686, 2001.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., Johnston, P., and Purcell, A.: Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early Lateglacial, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 181, 513–527, 2000.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, T.: Into and out of the last glacial maximum: sea-level change during oxygen isotopes stages 3 and 2, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 343–360, 2002.
- Lambeck, K., Purcell, A., Funder, S., Kjaer, K. H., Larsen, E., and Moller, P.: Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling, *Boreas*, 35, 539–575, 2006.
- Mann, D. H. and Hamilton, T. H.: Late Pleistocene and Holocene paleoenvironments of the North Pacific Coast, *Quater. Sci. Rev.*, 14, 449–471, 1995.
- Marshall, S. J., James, T. S., and Clarke, G. K. C.: North American ice sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 175–192, 2002.
- 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.*, doi:10.1002/joc.1396, 2006.
- Marshall, S. J., Tarasov, L., Clarke, G. K. C., and Peltier, W. R.: Glaciological reconstruction of the Laurentide Ice Sheet: physical processes and modelling challenges, *Can. J. Earth Sci.*, 37, 769–793, 2000.
- Marsiat, I.: Simulation of the Northern Hemisphere continental ice sheets over the last glacial interglacial cycle: experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model, *Paleoclimates*, 1(1), 59–98, 1994.
- Milne, G. A., Mitrovica, J. X., and Schrag, D. P.: Estimating past continental ice volume from sea-level data, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 361–376, 2002.
- New, M., Hulme, M., and Jones, P.: Representing twentieth-century space-time climate variability. Part 1: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology, *J. Clim.*, 12, 829–856, 1999.
- Ohmura, A. and Reeh, N.: New precipitation and accumulation maps for Greenland, *J. Glaciol.*, 37, 140–148, 1991.
- Peltier, W. R.: Ice age paleotopography, *Science*, 265, 195–201, 1994.
- Peltier, W. R.: Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 32, 111–149, 2004.
- Peltier, W. R. and Marshall, S.: Coupled energy-balance/ice-sheet model simulations of the glacial cycle: A possible connection between terminations and terrigenous dust, *J. Geophys. Res. Lett.*, 100(D7), 14 269–14 289, 1995.

- Peyaud, V., Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires, PhD thesis, Joseph-Fourier University, Grenoble, France, 2006.
- Pollard, D. and Groups, P. P.: Comparisons of ice-sheet surface mass budgets from Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations, *Global Planet. Change*, 24, 79–106, 2000.
- 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, 1993.
- Reeh, N.: Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet, *Polarforschung*, 59, 113–128, 1991.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Warren Beck, J., Bertrand, C. J. H., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G. S., Cutler, K. B., et al.: IntCal04 Terrestrial radiocarbon age calibration 0–26 kyr BP, *Radiocarbon*, 46(3), 1029–1058, 2004.
- Reynolds, R. W.: A real-time global sea-surface temperature analysis, *J. Clim.*, 1, 75–86, 1988.
- Rignot, E. and Kanagaratnam, P.: Changes in the velocity structure of the Greenland ice sheet, *Science*, 311, 986–990, 2006.
- Ritz, C., Fabre, A., and Letréguilly, A.: Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters: consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Clim. Dyn.*, 13, 11–24, 1997.
- Ritz, C., Rommelaere, V., and Dumas, C.: Modeling the Antarctic ice sheet evolution of the last 420 000 years: implication for altitude changes in the Vostok region, *J. Geophys. Res.*, 106(D23), 31 943–31 964, 2001.
- Roe, G. H. and Lindzen, R. S.: The mutual-interaction between continental-scale ice-sheets and atmospheric stationary waves, *J. Clim.*, 14(7), 1450–1465, 2001.
- Serreze, M. C. and Hurst, C. R.: Representation of mean Arctic precipitation from NCEP-NCAR and ERA reanalyses, *J. Clim.*, 13, 182–201, 2001.
- Shea, D. J., Trenberth, K. E., and Reynolds, R. W.: A global monthly sea-surface temperature climatology, NCAR technical note, NCAR/TN-345, 167pp, 1990.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., Hald, M., and Svendsen, J. I.: Modelling the Eurasian ice sheet through a full (Weichselian) glacial cycle, *Global Planet. Change*, 31, 367–385, 2001.
- Siegert, M. J., Dowdeswell, J. A., and Melles, M.: Late Weichselian Glaciation of the Russian high Arctic, *Quater. Res.*, 52, 273–285, 1999.
- Svendsen, J. I., Alexanderson, H., Astakhov, V. I., Demidov, I., Dowdeswell, J., Funder, S., Gataullin, V., Henriksen, M., Hjort, C., Houmark-Nielsen, M., et al.: Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia, *Quater. Sci. Rev.*, 23, 1229–1271, 2004.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R.: Terminating the 100 kyr ice age cycle, *J. Geophys. Res.*, 102(D18), 21 665–21 693, 1997.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R.: Impact of thermomechanical ice sheet coupling of the 100 kyr ice age cycle, *J. Geophys. Res.*, 104(D8), 9517–9545, 1999.
- Tarasov, L. and Peltier, W. R.: A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice sheet complex, *Quater. Sci. Rev.*, 23, 359–388, 2004.
- Vartanyan, S. L., Arskhanov, Kh. A., Tertychnaya, T. V., and Chernov, S. B.: Radiocarbon dating evidence for mammoths on Wrangel Island, Arctic Ocean, until 2000 BC, *Radiocarbon*, 37(1), 1–6, 1995.
- 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, *Quater. Sci. Rev.*, 21, 295–305, 2002.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Dekker, P., Johnston, P., and Field, L. K.: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima, *Nature*, 406, 713–716, 2000.
- Zweck, C. and Huybrechts, P.: Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity, *J. Geophys. Res.*, 110, D07103, doi:10.1029/2004JD005489, 2005.

Sensitivity of Northern Hemispheric continental ice sheets to tropical SST during deglaciation

Keith B. Rodgers,¹ Sylvie Charbit, Masa Kageyama, Gwenaëlle Philippon, and Gilles Ramstein

IPSL/LSCE, Gif sur Yvette, France

Catherine Ritz

LGGE, Saint-Martin d'Herès, France

Jeffrey H. Yin

NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, Boulder, Colorado, USA

Gerrit Lohmann

Department of Geosciences, Bremen University, Bremen, Germany

Stephan J. Lorenz

Max Planck Institute for Meteorology, M&D group, Hamburg, Germany

Myriam Khodri

Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University, Palisades, New York, USA

Received 9 August 2003; revised 10 October 2003; accepted 21 November 2003; published 23 January 2004.

[1] A thermomechanical ice sheet model (ISM) is used to investigate the sensitivity of the Laurentide and Fennoscandian ice sheets to tropical sea surface temperature (SST) perturbations during deglaciation. The ISM is driven by surface temperature and precipitation fields from three different atmospheric general circulation models (AGCMs). For each AGCM, the responses in temperature and precipitation over the ice sheets nearly compensate, such that ice sheet mass balance is not strongly sensitive to tropical SST boundary conditions. It was also found that there is significant variation in the response of the ISM to the different AGCM output fields.

INDEX TERMS: 1655 Global Change: Water cycles (1836); 4267 Oceanography: General: Paleoceanography; 4255 Oceanography: General: Numerical modeling. **Citation:** Rodgers, K. B., S. Charbit, M. Kageyama, G. Philippon, G. Ramstein, C. Ritz, J. H. Yin, G. Lohmann, S. J. Lorenz, and M. Khodri (2004), Sensitivity of Northern Hemispheric continental ice sheets to tropical SST during deglaciation, *Geophys. Res. Lett.*, *31*, L02206, doi:10.1029/2003GL018375.

1. Introduction

[2] Although the CLIMAP reconstruction [*CLIMAP Project Members*, 1981] implied that LGM tropical SSTs were only moderately cooler than present-day SSTs, there is now an emerging consensus that tropical SSTs were 3°C–6°C cooler than they are at present [*Lea et al.*,

2000]. *Yin and Battisti* [2001] and *Rodgers et al.* [2003] demonstrated that for atmospheric general circulation models (AGCMs) configured for LGM boundary conditions [*Joussaume and Taylor*, 2000], there is sizeable sensitivity of atmospheric circulation and surface temperatures over the Laurentide ice sheet (LIS) in response to tropical SST perturbations. Here we use the output from three AGCMs to force a thermomechanical ice sheet model (ISM) to test the sensitivity of continental ice sheet mass balance to tropical SST boundary conditions during deglaciation.

2. Model Description

[3] The thermomechanical ISM is GREMLINS (GREnoBLE Model for Land Ice of the Northern hemisphere), identical to that described in *Ritz et al.* [1997]. The three AGCMs used are LMDZ [*Donnadieu et al.*, 2002], ECHAM3 [*Roeckner et al.*, 1992; *Lohmann and Lorenz*, 2000], and the Community Climate Model version 3.6 (CCM) [*Kiehl et al.*, 1996]. The effective horizontal grid-point resolution is 72 × 46 for LMDZ, 128 × 64 for ECHAM3, and 48 × 48 for CCM3. For each AGCM, three “snapshot” calculations have been performed:

[4] (1) CTL: control run with modern AMIP boundary conditions;

[5] (2) LGM_WTP (LGM with warm tropical perturbation): PMIP boundary conditions with CLIMAP SSTs;

[6] (3) LGM: same as (2), but with tropical SSTs cooled uniformly by 3°C; this cooling was applied between 15°N and 15°S for CCM3, and between 30°N and 30°S for ECHAM3 and LMDZ.

[7] The 3°C tropical temperature difference between experiments (2) and (3) follows the experimental design

¹Now at Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC), Paris Cedex 05, France.

L02206

RODGERS ET AL.: DEGLACIATION AND TROPICAL SST

L02206

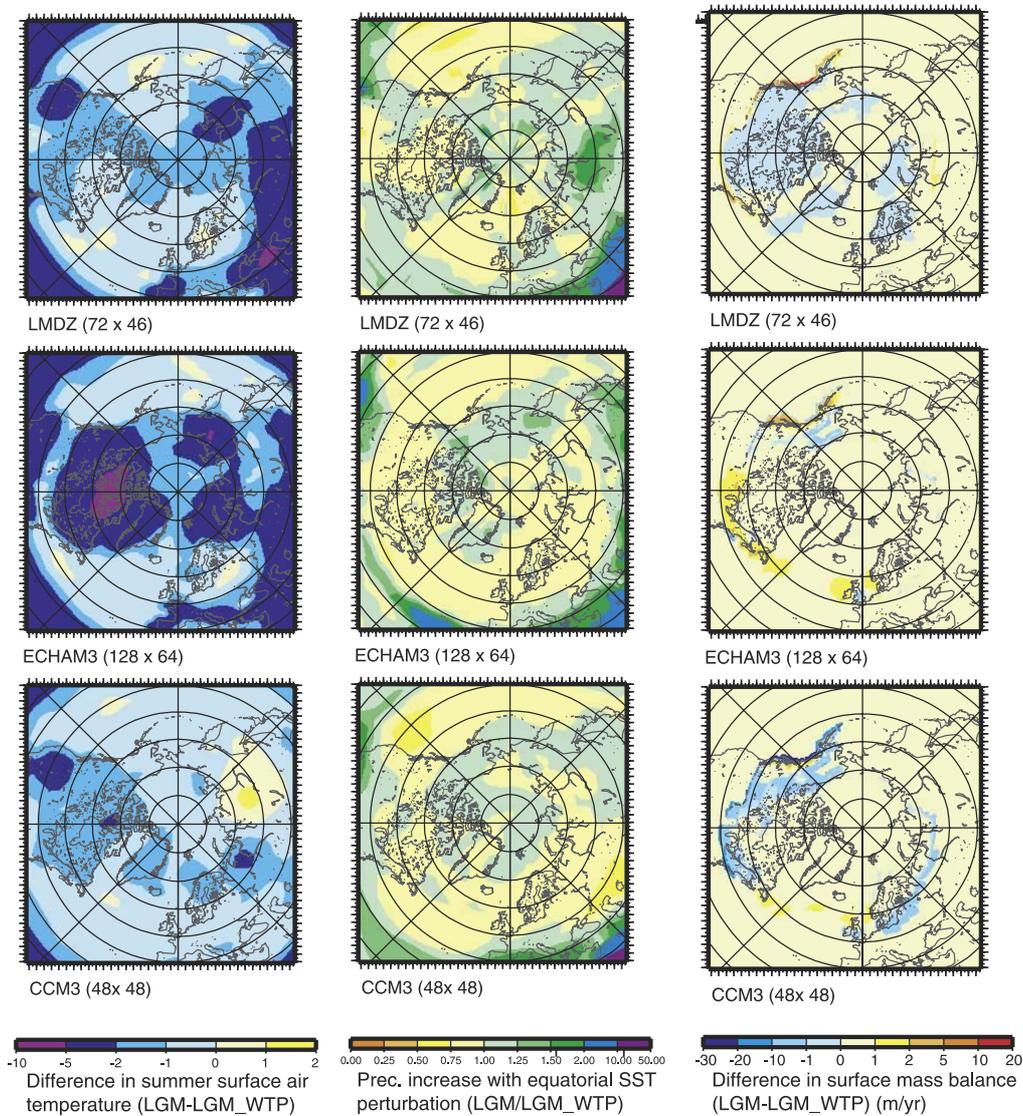


Figure 1. Perturbations: first column [LGM minus LGM_WTP]: (a) LMDZ ΔT_{jja} ; (b) ECHAM3 ΔT_{jja} ; (c) CCM3 ΔT_{jja} ; second column [LGM/LGM_WTP]: (d) LMDZ ΔP_{ann} ; (e) ECHAM3 ΔP_{ann} ; (f) CCM3 ΔP_{ann} ; third column; [LGM minus LGM_WTP]: (g) LMDZ $\Delta mass_balance$, (h) ECHAM3 $\Delta mass_balance$; (i) CCM3 $\Delta mass_balance$.

of *Rodgers et al.* [2003]. For the ECHAM3 and LMDZ cases, the AGCM is run for 15 years, and a climatology was constructed from the last 10 years. For CCM3, the last 17 years of a 20-year run were used.

[8] The ISM was forced with climatological AGCM fields (annual mean surface temperature, summer surface temperature, and annual mean precipitation, i.e., T_{ann} , T_{jja} , and P_{ann} , respectively), as described in *Charbit et al.* [2002]. Two separate deglaciation scenario calculations were performed for each of the three AGCMs. The first is DEGL_WTP (deglaciation using CLIMAP boundary conditions for the glacial maximum), and the second is DEGL (deglaciation using cooled tropics for glacial maximum boundary conditions). For each case, the temporal

interpolation for the atmospheric fields used the GRIP- $\delta^{18}O$ record.

3. Results

[9] We begin by considering the difference in T_{jja} associated with the tropical SST perturbation (LGM-LGM_WTP) for LMDZ (Figure 1a), ECHAM3 (Figure 1b), and CCM3 (Figure 1c). For each model, there is a cooling over the majority of the Northern Hemisphere in response to cooler SSTs, with the largest perturbations (in excess of $-5^{\circ}C$) for ECHAM3. The response over the Fennoscandian ice sheet (FIS) is weaker than the response over the LIS for each of the three models.

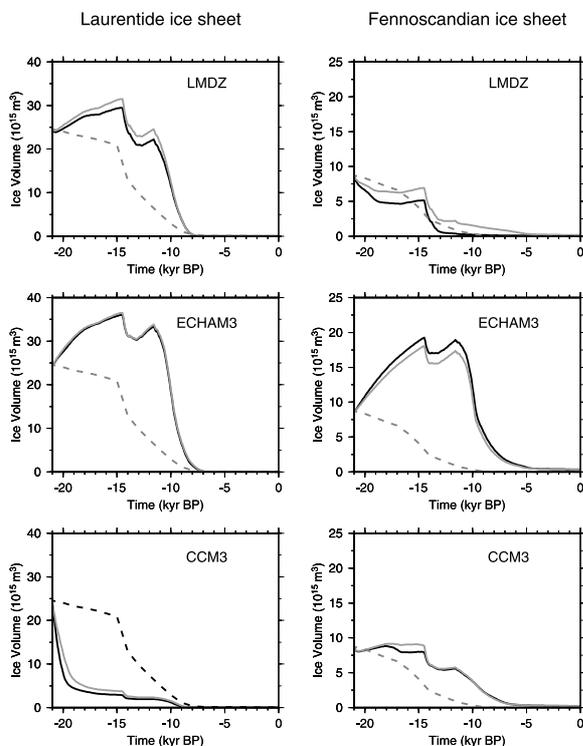


Figure 2. Deglaciation scenarios (DEGL = grey line, DEGL_WTP = black line, *Peltier* [1994] data = dashed line): (a) LIS for LMDZ; (b) LIS for ECHAM3; (c) LIS for CCM3; (d) FIS for LMDZ; (e) FIS for ECHAM3; (f) FIS for CCM3.

[10] Next we consider the ratio of glacial maximum P_{ann} (LGM/LGM_WTP) for each AGCM. With cooler tropics, the LMDZ model (Figure 1d) reveals a decrease in P_{ann} over the Great Lakes and Hudson Bay, but a slight increase over the east and west coasts of North America. For ECHAM3 (Figure 1e) P_{ann} decreases across North America north of 45°N , except for the northernmost reaches of North America. For CCM3 (Figure 1f), P_{ann} decreases between 45°N and 65°N across North America. P_{ann} increases over the FIS to cold tropical temperatures under glacial maximum conditions for the LMDZ model (Figure 1d). This is in contrast to the ECHAM3 (Figure 1e) and CCM3 (Figure 1f) models, which both show a decrease.

[11] We next consider the surface mass balance anomalies (accumulation minus ablation, in m/y , with values equal to zero in ice free regions) for the three experiments (shown as LGM-LGM_WTP). For LMDZ (Figure 1g), the values are negative over nearly all of Canada (including the Great Lakes) and Scandinavia. For the continental ice sheets, this means that the loss of mass is greater for colder tropical conditions. With ECHAM3 (Figure 1h), the anomalies over Canada are of opposite sign of those found with LMDZ. For CCM3 (Figure 1i), the sign of the anomalies is similar to that found with LMDZ.

[12] The results of the deglaciation scenarios as calculated by the ISM are shown in Figure 2, with the reconstruction of *Peltier* [1994] shown as a dashed curve. For the LMDZ model (Figure 2a), the DEGL scenario (grey line) for the

LIS shows a temporal structure which is very similar to the DEGL_WTP scenario (black line). Both curves show an increase of 20%–30% over the first 6kyrs, followed by a non-monotonic decrease. For ECHAM3 (Figure 2b), both the DEGL and DEGL_WTP scenarios exhibit a sharp increase of 35%–45% over the first 6kyrs, followed by a non-monotonic decrease. For CCM3 (Figure 2c), both scenarios yield an 80% melting of the Laurentide ice sheet between 21 kyr and 15 kyr. For the FIS, the DEGL (grey line) and DEGL_WTP (black line) scenarios for LMDZ (Figure 2d) exhibit a similar sharp drop in ice volume at 14 kyr. For ECHAM3, the temporal structure of the DEGL and DEGL_WTP curves is nearly identical for the FIS, and the same holds for CCM3.

[13] It is clear from Figure 2 that inter-AGCM differences are larger than differences found with the sensitivity tests for any particular model. In order to understand this, we consider differences between glacial maximum and modern surface temperature for the AGCMs in Figure 3. This is done by comparing the runs which use CLIMAP

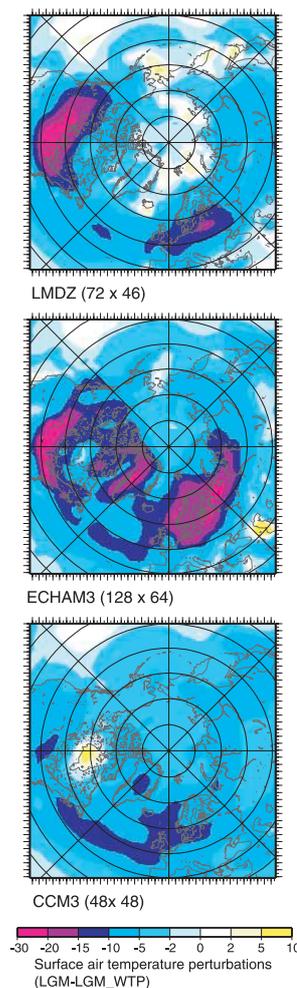


Figure 3. Surface air temperature perturbation ΔT_{jja} (LGM_WTP minus CTL): (a) LMDZ; (b) ECHAM3; and (c) CCM3.

(LGM_WTP) and AMIP (CTL) boundary conditions. Summer (JJA) temperatures over the Northern Hemisphere, corrected to sea level [following the method of Charbit *et al.*, 2002], are shown for LMDZ (Figure 3a), ECHAM3 (Figure 3b), and CCM3 (Figure 3c). Although all three reveal a general cooling for the LGM relative to the modern, with maxima over the subpolar North Atlantic, there are important differences. For LMDZ, the perturbation amplitude over the region between the Great Lakes and northern Hudson Bay ranges from 25°C to approximately 5°C. A similar temperature perturbation structure in this region is found for ECHAM3, although the amplitude is slightly weaker than it was for LMDZ. For CCM3, the response is quite different, and surface temperatures are in fact warmer over Hudson Bay for glacial boundary conditions than for the modern. This is due to the fact that the altitude correction made by applying a constant lapse rate to compute the temperatures at sea level is greater than the difference of temperatures between the glacial maximum and the present.

[14] Over the FIS, all three models show a strong cooling for the LGM boundary conditions relative to the modern. For each case, Scandinavia is of order 5–10°C cooler than Hudson Bay, with this signal being largest for ECHAM3. This response for the three models is related to the proximity to the ocean temperature perturbations between Greenland and Norway, which are the regions of maximum cooling for each of the models.

4. Discussion

[15] As was previously shown by Rodgers *et al.* [2003] for the ECHAM3 model, a spatially uniform tropical SST perturbation changes atmospheric moisture supply, and thus the radiation balance over the ice sheet, impacting T_{jja} . However, changes in moisture supply also induce changes in P_{ann} . In terms of net ice accumulation, the ΔT_{jja} and ΔP_{ann} perturbations have a compensating effect, so that the ice sheet mass balance changes very little under a tropical SST perturbation.

[16] We have seen in Figure 2 that inter-model differences are larger than the separate perturbation experiments for each individual AGCM. In an earlier study of deglaciation, Charbit *et al.* [2002] analyzed the results of Pollard *et al.* [2000], who found negative mass balance for the majority of the AGCMs involved in PMIP. Charbit *et al.* [2002] argued that the problems are likely linked to the choice of the initial topography [ICE-4G, Peltier, 1994]. This topography dataset includes several regions which are below the equilibrium line, and in these regions the ablation rate can be substantial.

[17] We have ignored the issue of the relative phasing of tropical and extratropical warming during deglaciation. As the GRIP $\delta^{18}O$ data is used to interpolate between snapshot AGCM fields, the tropical SST changes are required to occur in phase with high latitude changes during deglaciation. This implicit phase-locking is inconsistent with paleoproxy data which suggests that the tropical SST warming could be leading Northern Hemispheric ice sheet melting during deglaciation [Lea *et al.*, 2000; Visser *et al.*, 2003]. We have not directly tested whether imposing a tropical SST perturbation, while maintaining LGM extratropical

boundary conditions, can trigger changes in ice sheet mass balance, i.e., the deglaciation scenario of Rodgers *et al.* [2003]. Testing this scenario is further complicated by the fact that our model configuration precludes potentially important processes such as ice-albedo feedback. ISM sensitivity to changes in the spatial pattern of tropical SST perturbations under glacial maximum boundary conditions is left as a subject for further investigation.

[18] **Acknowledgments.** This work was supported by the France PNEDC (IMPAIRS) and the German DEKLIM programs, as well as by PMIP.

References

- Charbit, S., C. Ritz, and G. Ramstein (2002), Simulations of Northern Hemisphere ice-sheet retreat: Sensitivity to physical mechanisms involved during the Last Deglaciation, *Quat. Sci. Rev.*, *21*, 243–265.
- CLIMAP Project Members (1981), Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum, *Map Chart Ser. MC-36*, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo.
- Donnadieu, Y., G. Ramstein, F. Fluteau, J. Besse, and J. G. Meert (2002), Is high obliquity a plausible cause for Neoproterozoic glaciations, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(23), 2127, doi:10.1029/2002GL016902.
- Joussaume, S., and K. E. Taylor (2000), The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, in *Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP): Proceedings of the third PMIP workshop*, Canada, 4–8 October 1999, WCRP-111, edited by P. Bracannot, pp. 9–24, Geneva.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. Aboville, B. P. Briegleb, D. E. L. Williamson, and P. J. Rasch (1996), Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). NCAR Tech. Note NCAR/TN420+STR, 152 pp. [Available from NCAR, Boulder, CO 80530].
- Lea, D. W., D. K. Pak, and H. J. Spero (2000), Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations, *Science*, *289*, 1719–1724.
- Lohmann, G., and S. Lorenz (2000), On the hydrological cycle under paleoclimatic conditions as derived from AGCM simulations, *J. Geophys. Res.*, *105*, 17,417–17,436.
- Peltier, W. R. (1994), Ice age paleotopography, *Science*, *265*, 195–201.
- Pollard, D. (2000), Comparisons of ice-sheet surface mass budgets from Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations, *Glob. Plan. Ch.*, *24*, 79–106.
- Ritz, C., A. Fabre, and A. Letreguilly (1997), Sensitivity of a Greenland Ice sheet model to ice flow and ablation parameters: consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Clim. Dyn.*, *13*, 11–24.
- Rodgers, K. B., G. Lohmann, S. Lorenz, R. Schneider, and G. M. Henderson (2003), A tropical mechanism for Northern Hemisphere deglaciation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *4*(5), 1046, doi:10.1029/2003GC000508.
- Roeckner, E., *et al.* (1992), Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics and resolution, Rep. 93, Max Planck Inst., Hamburg, Germany.
- Visser, K., R. Thunell, and L. Stott (2003), Magnitude and timing of temperature changes in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation, *Nature*, *421*, 152–155.
- Yin, J. H., and D. S. Battisti (2001), The importance of tropical sea surface temperature patterns in simulations of Last Glacial Maximum climate, *J. Clim.*, *14*, 565–581.
- K. Rodgers, S. Charbit, M. Kageyama, G. Philippon, and G. Ramstein, UMR CEA-CNRS 1572, Laboratoire des Sciences du climat et de l'environnement, CE Saclay, Orme des Merisiers 91191, Gif-sur-Yvette cedex, France. (charbit@lsce.saclay.cea.fr; masa@lsce.saclay.cea.fr; philippon@lsce.saclay.cea.fr; ramstin@lsce.saclay.cea.fr; rogers@lodyc.jussieu.fr)
- C. Ritz, Laboratoire de glaciologie et de géophysique de l'environnement, 54 rue Molière, BP96, 38402, Saint-Martin d'Hères Cedex, France. (catritz@glaciog.ujf-grenoble.fr)
- J. H. Yin, R/CDC1, NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center, 325 Broadway, Boulder, CO 80305-3328, USA. (jeffrey.yin@noaa.gov)
- G. Lohmann, Department of Geosciences, Bremen University, P.O. Box 330440, D-28334, Bremen, Germany. (gerrit.lohmann@dkrz.de)
- S. J. Lorenz, Model and Data Group, Max Planck Institute for Meteorology, Bundesstr. 55, D-20146, Hamburg, Germany. (lorenz@dkrz.de)
- M. Khodri, Lamont-Doherty Earth Observatory, 105 Oceanography, Palisades, NY 10964-8000, USA. (khodri@ldeo.columbia.edu)

Table des figures

0.0.1	Carte générale de la géographie en Antarctique. Le relief est noté par les isolignes tous les 100 m. Les plates-formes de glace flottante sont hachurées.	ix
1.1.1	Evolution du climat de la Terre [Zachos et al., 2001] depuis 70 millions d'années à partir des carottes marines. Noter que la Terre est exempte de calottes de glace pendant plusieurs millions d'années. La calotte de glace Antarctique apparaît à la fin de l'Éocène (~ 37 Ma) et les calottes de glace de l'hémisphère nord à la fin du Miocène (~ 8 Ma).	2
1.1.2	L'excentricité, la précession des équinoxes, l'obliquité de la Terre et l'insolation estivale à 65°N [Berger, 1978] de -400 000 ans (droite) à +100 000 ans (gauche).	7
1.1.3	Illustration des cycles glaciaires-interglaciaires [EPICA, 2004] depuis 800 000 ans. Comparaison de la carotte de glace EPICA Dôme C (75°S , 123°E , en bas) avec l'insolation (en haut). Pour les courbes d'insolation : en bleu (axe de gauche), l'insolation de juillet à 65°N ; en noir (axe de droite), l'insolation moyenne annuelle à 75°S , la latitude de Dôme C. En bas, le δD issu de la carotte de EPICA Dôme C (en courbe bleue) et celle de Vostok (78°S , 107°E , en rouge). Ce paramètre permet d'exprimer la température.	8
1.1.4	Comparaison dans la carotte de glace Vostok des quatre derniers cycles glaciaires-interglaciaires [Pépin et al., 2001]. On distingue les températures antarctiques (δD_{ice}), le contenu en CO_2 , les températures au Groenland, données par CH_4 et les variations du niveau des mers issues de la composition isotopique de l'air. Les lignes pleines verticales correspondent à l'augmentation du CO_2 ; les lignes verticales en pointillés aux périodes de réchauffement de l'hémisphère nord.	11

1.1.5	Reconstruction du profil isotopique de l'oxygène à NGRIP [NGRIP, 2004], au Groenland en fonction de la profondeur de la carotte de glace. La profondeur 3000 m correspond à 100 000 ans.	14
1.2.1	Aperçu du système climatique (IPCC 2001). Les composantes de ce système sont en caractère gras ; leurs processus et interactions sont représentés par des flèches fines et leurs changements éventuels en flèches grasses.	15
1.2.2	Transport méridien total de chaleur pour équilibrer le bilan énergétique au sommet de l'atmosphère (RT). Ces données proviennent de méthode indirecte à partir des données satellitales. Les transports atmosphériques (AT) et océaniques (OT) sont représentés sur la figure extraite de l'année 1988 [Trenberth and Solomon, 1994].	16
1.2.3	Circulation océanique globale, centrée sur l'Antarctique [Schmitz, 1996a,b]. . .	18
2.1.1	Sites de forages profonds en Antarctique (à gauche) et au Groenland (à droite) (extrait de la thèse d'Amaëlle Landais [2004]).	30
2.1.2	Sites de forages sédimentaires profonds en océan austral pour les reconstructions DMG [Gersonde et al., 2005]). Les sites notés avec les cercles clos désignent des reconstructions basées sur les diatomées ; ceux avec une croix indiquent les reconstructions basées sur les radiolaires. Les fronts océaniques sont déterminés par Belkin and Gordon [1996]. La distribution de la glace de mer provient des données de Comiso [2003]. WSI (ligne bleue) correspond à une étendue supérieure à 15% de la moyenne de glace de mer présente en septembre (entre 1979 et 1999) ; SSI présente l'équivalent pour la glace de mer estivale, en février. . .	33
2.2.1	Température annuelle de surface de la glace (à gauche) issue d'une compilation d'observations [Huybrechts et al., 2000] et accumulation annuelle en kg/m ² /an (à droite) obtenue par satellite [Zwally et al., 2005].	38
3.1.1	Vue très schématique du modèle CLIMBER 2.3 (d'après M. Kageyama). L'atmosphère est composée de 7 secteurs longitudinaux et de 18 bandes de latitude ; l'océan est constitué de 3 bassins en latitude-profondeur (respectivement 2.5° × 20 niveaux verticaux) ; la végétation est réduite à des forêts, de la prairie et des sols nus. Une fraction de glaciers existe et est imposée en tant que conditions aux limites.	44

3.2.1	Schéma du modèle de glace GREMLINS (C. Ritz)	48
3.3.1	Schéma du modèle de glace GRISLI (C. Dumas)	52
3.3.2	Coupe de l'Antarctique de l'Ouest entre les points A et B. En grisé apparaît la calotte. La ligne d'échouage est marquée par un triangle inversé. Elle sépare la glace posée de la plate-forme de glace flottante en mer de Weddell et en mer de Ross. Le talus continental se situe à l'extrémité des plate-formes de glace flottante (étoiles). Cette coupe représente le relief actuel en Antarctique [Huybrechts et al., 2000].	54
3.4.1	Schéma général du couplage. Un exemple : le modèle de climat «tourne» (cet abus de langage signifie que le modèle calcule lui-même les champs climatiques à partir de ses propres équations) pendant 20 ans. Le “downscaling” a lieu sur les 3 dernières années, CLIMBER fait les moyennes des champs climatiques sur la dernière année. Ces champs sont transmis aux deux modèles de glace. Ces derniers tournent pendant 20 ans et transmettent l'altitude, les fractions et la quantité d'eau qui en résultent. Le cycle peut ainsi continuer.	56
3.4.2	Schéma de la descente d'échelle (“downscaling”) (M. Kageyama)	57
3.4.3	Schéma de la circulation océanique et des phénomènes de fonte-regel sous les plates-formes flottante de glace [Beckmann and Goosse, 2003]. La <i>grounding line</i> représente la ligne d'échouage.	59
3.4.4	Aperçu de la paramétrisation de la fusion basale dans notre modèle. Le climat ici représente le climat actuel. La fusion est d'environ 50 cm/an le long de la ligne d'échouage (en noir), le regel, au centre des plates-formes de glace flottante, s'élève à 10 cm/an et enfin près du talus continental (en trait fin noir), la fusion basale approche 5 m/an.	61
4.1.1	Températures annuelles en °C (gauche) et estivales (droite) à 2 m au-dessus du sol issues des réanalyses ERA-40. Les températures représentent la moyenne des années 1980 à 2000.	67
4.1.2	Températures de l'air à la surface du sol (en °C) annuelles (gauche) et estivales (droite) simulées par le modèle CLIMBER-GRISLI.	67
4.1.3	Températures annuelles de l'air à la surface du sol (en °C) simulées par le modèle CLIMBER seul.	68

4.1.4	Différence entre les températures annuelles de l'air à la surface du sol simulées par CLIMBER-GRISLI et obtenues par les réanalyses ERA-40 (en °C). A gauche, la carte montre la différence de température annuelle et à droite, la différence de température estivale.	68
4.1.5	a) Accumulation neigeuse (en m/an) issue des réanalyses ERA-40. Les moyennes sont prises entre les années 1980 et 2000. b) Précipitations annuelles neigeuses (m/an) pour le modèle couplé CLIMBER-GRISLI et en c) l'équivalent pour le modèle CLIMBER seul.	71
4.1.6	Rapport des précipitations neigeuses entre CLIMBER-GRISLI et ERA-40. . .	71
4.1.7	Température océanique à 61°S et à 550 m de profondeur. Les données de la courbe proviennent de Conkright et al. [2001] et les étoiles viennent de la mission "Érebus".	72
4.1.8	Estimation des anomalies (DMG-Actuel) de SST estivales à partir des diatomés [Gersonde et al., 2005] et isothermes d'anomalies moyennes (à gauche). Anomalies des températures océaniques à 25 m de profondeur, simulées par le modèle CLIMBER-GRISLI (à droite).	76
4.2.1	Profil de température moyenne atmosphérique au Pôle Sud au cours de l'année entre 2 m au-dessus de la surface (altitude de la station 2850 m) et 10 km [Hudson and Brandt, 2005]. Les lignes en pointillés représentent les 10 ^{eme} et 90 ^{eme} percentiles de la température à chaque altitude. Ces données proviennent d'une compilation entre 1994 et 2003.	78
4.2.2	Profil de température (en degrés) en fonction des 10 niveaux verticaux (niveaux uniformes de coordonnées de pression) au-dessus du secteur chaud, à 75°S et 160°E. En trait plein, le profil vertical au mois de décembre et en pointillés, le mois de juillet. Les courbes noires représentent l'expérience standard et celles en rouge, l'expérience reprenant l'hypothèse de Connolley [1996].	79
4.2.3	Différence de la température moyenne de surface (en degrés) entre l'expérience reprenant l'hypothèse de Connolley [1996] par rapport à une expérience standard effectuée avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI et au bout de 1000 ans de simulation.	80

4.2.4	Evolution de la température annuelle de surface de l'air à la station Vostok entre -20 000 ans et aujourd'hui. La courbe noire représente les données issues du carottage [Petit et al., 1999]. Pour les autres courbes, une simulation de déglaciation a été effectuée (voir chapitre suivant) avec le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI et la température annuelle et estivale dans le couplage est corrigée par l'hypothèse de Connolley [1996] (courbe rouge), l'hypothèse 1 (courbe jaune), l'hypothèse 2 (courbe grise) et par l'hypothèse 3 (courbe verte). La courbe bleue est issue d'une déglaciation sans aucune paramétrisation. . . .	82
5.1.1	Reconstruction de l'épaisseur de glace (en mètres) de ICE-5G au DMG [Peltier, 2004] sur l'hémisphère Nord (gauche) et altitude de la calotte Antarctique à l'issue d'une simulation de quatre cycles climatiques (droite).	88
5.1.2	Reconstruction du niveau de la mer entre le DMG et -5000 ans à partir des observations [Lambeck and Chappell, 2001]. Le niveau marin correspond au niveau eustatique, c'est à dire l'équivalent du volume de glace en eau	91
5.2.1	Evolutions de la température océanique à 61°S et à 550 m de profondeur (courbe pleine et axe de gauche) et de la salinité au même endroit (courbe en pointillée et axe de droite). En noir est représenté le secteur atlantique tandis que le secteur pacifique est décrit par les courbes grises.	95
5.2.2	Figure extraite de Weaver et al. [2003] correspondant au climat et aux enregistrements du niveau des mers lors de la dernière déglaciation. (A) Enregistrement de l'isotope de l'oxygène via le projet (GISP2), <i>Greenland Ice Sheet Project 2</i> [Grootes et al., 1993; Stuiver and Grootes, 2000]. OD est la période froide du Dryas ancien et YD la période froide du Dryas récent. (B) Enregistrements du niveau des mers relatif d'après plusieurs sites. Les taux moyens de l'élévation du niveau des mers relatif (RSL) sont notés pour les périodes 19-14.6, 14.6-14.1, 14.1-12.9, 12.9-11.6, et 11.6-6 ka. Ces données proviennent du Golfe Bonaparte (cercles ouverts verts) [Yokoyama et al., 2000], des coraux datés par la méthode U/Th aux Barbades [Bard et al., 1990a], de Sunda Shelf [Hanebuth et al., 2000], de Tahiti (triangles ouverts rouges) [Bard et al., 1990a], et de Nouvelle-Guinée (carrés fermés noirs) [Edwards et al., 1993]. (C) L'enregistrement de l'isotope de l'oxygène dans la carotte de glace Byrd suivant l'échelle de temps de GISP2 [Blunier and Brook, 2001]. ACR est le <i>Antarctic Cold Reversal</i>	106

5.3.1	Evolution du volume de glace pour les calottes de l'hémisphère Nord durant la dernière déglaciation. La courbe noire représente une déglaciation utilisant ICE-5G [Peltier, 2004] comme condition initiale, sans l'introduction des poussières dans le code ; la courbe bleue représente l'équivalent mais avec l'introduction des poussières durant la simulation ; la courbe rouge, avec l'introduction des poussières et la condition initiale de Luce Fleitout [L. Fleitout and Cailletaud, 2005, 2006] ; la courbe verte, avec l'introduction des poussières et la condition initiale de Kurt Lambeck.	108
5.4.1	Reconstruction de l'épaisseur de glace au DMG sur l'hémisphère Nord (en mètres). a) Reconstruction ICE-5G [Peltier, 2004] ; b) Reconstruction de Luce Fleitout [L. Fleitout and Cailletaud, 2005, 2006] ; c) Reconstruction de Kurt Lambeck.	109
6.1.1	Figure extraite de l'article de Blunier and Brook [2001]. Comparaison des données CH_4 et $\delta^{18}\text{O}$ entre des forages profonds de glace au Groenland et en Antarctique sur l'échelle d'âge de GISP2. Les lignes en pointillées indiquent le début des Dansgaard-Oeschger importants. (a) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace de la carotte GISP2 au Groenland [Grootes et al., 1993]. (b) $\delta^{18}\text{O}$ de la glace de la carotte Byrd, en Antarctique de l'Ouest [Johnsen et al., 1972]. (c) CH_4 issu des carottes GISP2 et GRIP [Blunier et al., 1998; Brook et al., 1999; Dällenbach et al., 2000]. (d) CH_4 extrait de la carotte Byrd [Blunier et al., 1998].	116
6.1.2	Schéma représentant la balance inter-hémisphérique forcée dans les régions de l'Atlantique Nord extrait de Stocker [1998]. Les amplitudes des signaux climatiques sont importants dans les régions autour de la perturbation (en Atlantique Nord) et faibles et de signe opposé dans l'autre hémisphère.	117
6.2.1	Diagramme d'hystérésis au DMG pour la circulation océanique Atlantique (NADW en Sv en ordonnées) avec CLIMBER seul. En abscisse, la perturbation d'eau douce est rajoutée à la latitude 50-70°N (courbe rouge) et 51-76°N (courbe verte). En rouge, les diagrammes issus de l'étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] ("GANO") et en vert, notre étude ("LSCE-21").	121

- 6.2.2 Figure modifiée à partir de l'article de Ganopolski and Rahmstorf [2001]. La courbe noire représente les résultats de Ganopolski and Rahmstorf [2001] ("GANO"); la verte correspond à nos résultats avec CLIMBER seul pour la même période, DMG ("LSCE-21"). (a) Forçage en Atlantique entre 50 et 76°N. (b) La circulation océanique en Atlantique Nord. (c) Variation de température à 65°N en Atlantique. La différence entre la température de la simulation glaciaire et la température actuelle simulée, égale à -5°C dans LSCE-21. (d) Variation de température en Antarctique entre le glaciaire et l'Actuel. La température à l'Actuel vaut -30.4°C dans LSCE-21. Les traits verticaux correspondent à trois événements différents : l'événement 1 correspond au flux d'eau douce maximum d'un événement Dansgaard-Oeschger (noté DO); l'événement 2, au flux d'eau douce minimum (négatif) d'un événement Dansgaard-Oeschger; l'événement 3, au flux d'eau douce maximum pendant l'événement de Heinrich (noté H). . . . 123
- 6.2.3 Diagramme d'hystérésis à l'Actuel pour la circulation océanique Atlantique (NADW en Sv en ordonnées) avec CLIMBER seul. En abscisse, la perturbation d'eau douce est rajoutée à la latitude 50-70°N (courbe rouge) et 51-76°N (courbe verte). En rouge, les diagrammes issus de l'étude de Ganopolski and Rahmstorf [2001] et en vert, notre étude. La croix et les chiffres correspondent à différentes étapes du cycle d'hystérésis et seront repris dans le texte. 125
- 6.3.1 Diagramme d'hystérésis pour la simulation à l'Actuel avec la perturbation dans l'Atlantique Nord. En noire, l'hystérésis obtenue par le modèle CLIMBER seul et en rouge, par le modèle couplé CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. Les bandes grisées représentent le forçage des événements Dansgaard-Oeschger (-0.03 et 0.03 Sv) et de l'événement Heinrich (+0.15 Sv). La croix et les chiffres correspondent à différentes étapes du cycle d'hystérésis et seront repris dans le texte. 128
- 6.3.2 Diagramme d'hystérésis pour la simulation à -115 000 ans. Ce diagramme est l'équivalent de la figure 6.3.1. 128
- 6.3.3 Diagramme d'hystérésis pour la simulation à -21 000 ans. Ce diagramme est l'équivalent de la figure 6.3.1. Les points A et B représentent la largeur de l'hystérésis. 129

- 6.3.4 Au DMG, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. Le minimum de CTH est négatif car il tourne en sens opposé à NADW. L'intensité du courant augmente quand sa valeur devient plus négative. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 132
- 6.3.5 Différence d'altitude (m) entre CLIMBER-GRISLI et CLIMBER du relief Antarctique au cours des événements DO et Heinrich entre CLIMBER-GRISLI et CLIMBER seul. 134
- 6.3.6 Transport méridional de chaleur (en petaW) de l'hémisphère Sud pour l'atmosphère (gauche) et pour les océans Atlantique et Pacifique (droite) lors de l'événement Heinrich (5000 ans). La courbe noire représente le transport simulé par le modèle CLIMBER et celle en gris, le transport simulé par le modèle CLIMBER-GRISLI. Les valeurs négatives signifient que ce transport s'effectue du nord au sud. La courbe rouge représente la différence du transport entre CLIMBER et CLIMBER-GRISLI. Le transport via l'océan Indien n'est pas représenté sur le graphique de droite car ce bassin descend jusqu'à 70°S de latitude seulement, juste au bord des côtes antarctiques. 135
- 6.3.7 Au DMG, évolution de la densité des eaux antarctiques (kg/m^3) entre la surface et 400 m de profondeur. La moyenne a été réalisée dans les trois bassins océaniques de l'hémisphère Sud. En noir, le modèle CLIMBER seul, et en gris, le modèle CLIMBER-GRISLI. En trait plein, la différence entre la densité des eaux à 1000 ans de simulation (sans perturbation) et la densité des eaux à 4000 ans (événement DO), diff_{DO} , et en trait pointillé la différence entre 1000 ans et 5000 ans (événement Heinrich), diff_H 136
- 6.3.8 A -115 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps. La courbe noire représente la simulation réalisée avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 139

- 6.3.9 A l'Actuel, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 141
- 6.3.10 A -21 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 144
- 6.3.11 A -21 000 ans, Flux de chaleur méridional en Atlantique pour CLIMBER-GREMLINS-GRISLI en fonction de la latitude. Les différentes courbes représentent trois différentes périodes de la simulation : en noir, 1000 ans (sans perturbation) ; en vert, 3700 ans (événement DO froid) et en rouge, 5200 ans (événement H). Par convention, le transport est positif s'il est dirigé vers le nord. 145
- 6.3.12 Circulation thermohaline au DMG (en Sv) en Atlantique pour le modèle CLIMBER-GREMLINS-GRISLI en fonction de la profondeur (en m). NADW est donnée par les traits pleins (intensité positive) et le minimum de CTH au-delà de l'isoline zéro (intensité négative). Les flèches donnent le sens de la circulation. Trois temps sont considérés : 1000 ans, en haut, à gauche ; 3700 ans, en haut à droite et 5200 ans en bas à droite. 146
- 6.3.13 A -115 000 ans, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 147
- 6.3.14 A l'Actuel, évolution de NADW (en Sv), le minimum de CTH (en Sv), de la température atlantique à 65°N et de la température de surface antarctique en fonction du temps de la simulation. La courbe noire représente la simulation faite avec CLIMBER seul et la grise, celle effectuée avec le modèle tout couplé, CLIMBER-GREMLINS-GRISLI. 149

6.3.15	Altitude (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord avant la perturbation en eau douce pour l'Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).	151
6.3.16	Altitude (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord à la fin de la simulation où la perturbation en eau douce est appliquée en Atlantique Nord pour l'Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).	152
6.3.17	Altitude (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord à la fin de la simulation où la perturbation en eau douce est appliquée en océan austral pour l'Actuel (gauche), le dernier interglaciaire, à -115 000 ans (milieu) et au DMG (à droite).	154
A.1.1	Thermomètre isotopique : relation entre le $\delta^{18}O$ et la température annuelle de surface pour différentes stations en Antarctique et au Groenland [Vimeux, 1999].	168
B.0.1	Table des terminologies utilisées en paléoclimatologie depuis les derniers 150 ka.	171

Liste des tableaux

3.4.1	Tableau des paramètres utilisés pour la variable α pour le calcul de la paramétrisation de la fusion basale dans notre modèle.	62
3.4.2	Tableau des paramètres T_{0k} et T_{DMG} utilisés pour la variable β , intervenant dans le calcul de la fusion basale dans notre modèle.	62
4.1.1	Comparaisons des températures de surface entre les observations de 1995 à 1957 pour les plus longues obtenues par Jacka and Budd [1998] et Fujita and Abe [2006] pour plusieurs stations en Antarctique et celles calculées par le modèle CLIMBER-GRISLI aux mêmes sites. Comparaisons des moyennes annuelles et estivales (décembre-janvier-février). Les deux dernières colonnes représentent les variations entre les moyennes annuelles et estivales.	69
4.1.2	Accumulations (en m_{glace}/an) mesurées dans différentes stations en Antarctique et simulées par CLIMBER-GRISLI. La dernière colonne correspond aux rapports des précipitations entre le modèle et les mesures.	72
4.1.3	Comparaisons entre les températures annuelles océaniques à 550 m et à 61°S pour le NODC, pour la mission “Érebus” et calculées par CLIMBER-GRISLI.	73
4.1.4	Comparaisons des variations de température annuelle de surface (en °C) et des rapports d’accumulation, calculés entre le DMG et le climat actuel.	74

- 5.4.1 Tableau représentant les variations du niveau des mers (en mètres) des calottes de glace de l'hémisphère Nord au cours de la dernière déglaciation. Pour la même simulation de déglaciation (CLIMBER-GREMLINS-GRISLI avec l'introduction des poussières), nous utilisons la reconstructions de ICE-5G [Peltier, 2004], la reconstruction de L. Fleitout and Cailletaud [2005, 2006] et celle de Kurt Lambeck (données disponibles avec son accord). L'avant-avant-dernière ligne "HN fonte" correspond à la somme des fontes des calottes alors que "HN au final" correspond à la somme des fontes et de la formation de la calotte en Alaska. "TOTAL fonte" correspond à l'ajout de cette contribution sur "HN fonte" alors que "TOTAL au final" correspond à l'ajout de cette contribution sur "HN au final". 110

Bibliographie

- J. Adhémar. *Révolutions de la Mer*. Edition Mathias, Paris, 1842.
- R.B. Alley, P.U. Clark, Ph. Huybrechts, and I. Joughin. Ice-sheet and sea-level changes. *Science*, 310 :456–460, 2005.
- J.B. Anderson, S.S. Shipp, A.L. Lowe, J.S. Wellner, and A.B. Mosola. The antarctic ice sheet during the last glacial maximum and its subsequent retreat history : a review. *Quaternary Science Reviews*, 21 :49–70, 2002.
- J. Backman. Pliocene biostratigraphy of dsdp sites 111 and 116 from the north atlantic ocean and the age of northern hemisphere glaciation. *Stockholm Contributions in Geology*, 32 :115–137, 1979.
- E. Bard. Greenhouse effect and ice ages : historical perspective. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :603–638, 2004.
- E. Bard, B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure, and F. Rougerie. Deglacial sea-level record from tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382 :241–244, 1996.
- E. Bard, B. Hamelin, R. G. Fairbanks, and A. Zindler. Calibration of the 14c timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric u-th ages from barbados corals. *Nature*, 345 :405–410, 1990a.
- E. Bard, B. Hamelin, R. G. Fairbanks, and A. Zindler. U-th ages obtained by mass spectrometry in corals from barbados : sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346 :456–458, 1990b.
- J. M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius. Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric co₂. *Nature*, 329(6138) :408–414, 1987.

- F. Bassinot, L. D. Labeyrie, E. Vincent, X. Quidelleur, N. J. Shackelton, and Y Lancelot. The astronomical theory of climate and the age of the brunhes-matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126 :91–108, 1994.
- A. Beckmann and H. Goosse. A parameterization of ice shelf-ocean interaction for climate models. *Ocean Modelling*, 5 :157–170, 2003.
- I.M. Belkin and A.L. Gordon. Southern ocean fronts from the greenwich meridian to tasmania. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 101 :3675–3696, 1996.
- M.J. Bentley, D.A. Hodgson, D.E. Sugden, S.J. Roberts, J.A. Smith, M.J. Leng, and C. Bryant. Early holocene retreat of the george vi ice shelf, antarctic peninsula. *Geology*, 33 :173–176, 2005.
- A. Berger. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35 :2362–2367, 1978.
- A. Berger and M.F. Loutre. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :701–709, 2004.
- W.A. Berggren, D.V. Kent, III Swisher, C.C., and M.-P. Aubry. A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation : SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 54 : 129–212, 1995.
- S. Berthier, P. Chazette, P. Couvert, J. Pelon, F. Dulac, F. Thieuleux, C. Moulin, and T. Pain. Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental africa from lidar in-space technology experiment (lite) and meteosat synergy. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 111 :D21202, doi :10.1029/2005JD006999, 2006.
- T. Blunier and E. J. Brook. Timing of millennial-scale climate change in antarctica and greenland during the last glacial period. *Science*, 291 :109–112, 2001.
- T. Blunier, J. Chappellaz, J. Schwander, A. Dällenbach, B. Stauffer, T. F. Stocker, D. Raynaud, J. Jouzel, H. B. Clausen, C. U. Hammer, and S. J. Johnsen. Asynchrony of antarctic and greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394 : 739–743, 1998.

- G. Bond, H. Heinrich, W. Broecker, L. Labeyrie, L. McManus, J. Andrews, S. Huon, R. Jantschik, S. Clasen, C. Simet, K. Tedesco, M. Klas, G. Bonani, and S. Ivy. Evidence for massive discharges into the north-atlantic ocean during the last glacial period. *Nature*, 360 :245–249, 1992.
- S.A. Brachfeld, E.W. Domack, C. Kissel, C. Laj, A. Leventer, S.E. Ishman, R. Gilbert, A. Camerlenghi, and L.B. Eglinton. Holocene history of the larsen ice shelf constrained by geomagnetic paleointensity dating. *Geology*, 31 :749–752, 2003.
- W.S. Broecker. Paleocean circulation during the last deglaciation : A bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 13(2) :119–121, 1998.
- W.S. Broecker, D.M. Peteet, and D. Rind. Does the ocean-atmosphere system has more than one mode of operation ? *Nature*, 315 :21–26, 1985.
- E. J. Brook, J. Severinghaus, S. Harder, and M. Bender. in mechanisms of millennial scale climate change, 1999.
- V. Brovkin, A. Ganopolski, and Yu. Svirezhev. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. *Ecological Modelling*, 101 :251–261, 1997.
- W.F. Budd and I.N. Smith. The growth and retreat of ice sheet in response to orbital radiation changes. *Sea level, Ice and Climatic Change*, 131 :369–409, 1979.
- N. Caillon, J.P. Severinghaus, J. Jouzel, J.-M. Barnola, J. Kang, and V.Y. Lipenkov. *Science*, 299 :1728–1731, 2003.
- R. Calov, Ganopolski A., Petoukhov V., Claussen M., and Greve R. Transient simulation of the last glacial inception. part i : Glacial inception as a bifurcation of the climate system. *Climate Dynamics*, 24(6) :545–561, doi :10.1007/s00382–005–0007–6, 2005.
- R. Calov and A. Ganopolski. Multistability and hysteresis in the climate-cryosphere system under orbital forcing. *Geophysical Research Letters*, 32 :L21717, doi :10.1029/2005GL024518, 2005.
- R. Calov, A. Ganopolski, V. Petoukhov, M. Claussen, and R. Greve. Large-scale instabilities of the laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model. *Geophysical Research Letters*, 29(24) :2216, doi :10.1029/2002GL016078, 2002.

- E.C. Carmack. Large-scale physical oceanography of polar oceans. *Polar Oceanography, Part A : Physical Science*, Academic Press Inc, San Diego, California 92101 :171–193, 1990.
- J. Chappellaz, J. M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius. Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, 345(6271) :127–131, 1990.
- S. Charbit, M. Kageyama, D. Roche, C. Ritz, and G. Ramstein. 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, 2005.
- S. Charbit, C. Rabouille, and G. Siani. The effects of benthic transport processes on abrupt climatic changes recorded in deep-sea sediments : a time-dependent modelling approach. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 107(C11) :10.1029/2000JC000575, 2002a.
- S. Charbit, G. Ramstein, D. Paillard, G. Philippon, C. Dumas, M. Kageyama, and C. Ritz. Evolution du groenland et de l’antarctique en réponse à un scénario de type 4xco2 via un modèle couplé climat-calottes polaires, ateliers de modélisation de l’atmosphère, toulouse, météo-france, 2006.
- S. Charbit, C. Ritz, and G. Ramstein. Simulations of northern hemisphere ice-sheet retreat : sensitivity to physical mechanisms involved during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21 :243–265, 2002b.
- S. Chatterjee, B. J. Small, and M. W. Nickell. Late cretaceous marine reptiles from antarctica. *Antarctic Journal of the United States, Review* :7–8, 1984.
- S. Chatterjee and W. J. Zinsmeister. Late cretaceous marine vertebrates from seymour island, antarctic peninsula. *Antarctic Journal*, 17(5) :66, 1982.
- P. U. Clark, J. J. Clague, B. B. Curry, A. Dreimanis, S. R. Hicock, G. H. Miller, G. W. Berger, N. Eyles, M. Lamothe, B. B. Miller, R. J. Mott, R. N. Oldale, R. R. Stea, J. P. Szabo, L. H. Thorleifson, and J.-S. Vincent. Initiation and developement of the laurentide and cordilleran ice sheets following the last interglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 12 :79–114, 1993.

- P.U. Clark, A.M. McCabe, A.C. Mix, and A.J. Weaver. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. *Science*, 304 :1141–1144, 2004.
- M. Claussen, L. Mysak, A. Weaver, M. Crucifix, T. Fichefet, M.-F. Loutre, S. Weber, J. Alcamo, V. Alexeev, A. Berger, R. Calov, A. Ganopolski, H. Goosse, G. Lohmann, F. Lunkeit, I. Mokhov, V. Petoukhov, P. Stone, and Z. Wang. Earth system models of intermediate complexity : closing the gap in the spectrum of climate system models. *Climate Dynamics*, 15 :579–586, 2002.
- J.C. Comiso. *Large-scale characteristics and variability of the global sea ice cover*. In : Thomas, D.N., Diekmann, G.S. (Eds.), *Sea Ice an Introduction to its Physics. Chemistry, Biology and Geology*, Blackwell, Oxford, pp. 112-142, 2003.
- J.C. Comiso. Surface temperatures in the polar regions from nimbus 7 temperature humidity infrared radiometer. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 99 :5181–5200, 2004.
- M.E. Conkright, R.A. Locarnini, H.E. Garcia, T.D. O'Brien, T.P. Boyer, C. Stephens, and J.I. Antonov. *World OCEAN ATLAS 2001 : Objective Analyses, Data Statistics and Figures, CD-ROM Documentation*. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD, 17, 17 pp., 2001.
- W.M. Connolley. The antarctic temperature inversion. *International Journal of Climatology*, 16 :1333–1342, 1996.
- H. Conway, B. L. Hall, G. H. Denton, A. M. Gades, and E. D. Waddington. Past and future grounding-line retreat of the west Antarctic ice sheet. *Science*, 286 :280–283, 1999.
- A. J. Cook, A. J. Fox, D. G. Vaughan, and J. G. Ferrigno. Retreating glacier fronts on the antarctic peninsula over the past half-century. *Science*, 308 :541–544, 2005.
- E. Cortijo, L. Labeyrie, L. Vidal, M. Vautravers, M. Chapman, J.-C. Duplessy, M. Elliot, M. Arnold, J.-L. Turon, and G. Auffret. Changes in sea surface hydrology associated with heinrich event 4 in the north atlantic ocean between 40 and 60°n. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2) :29–45, 1997.

- X. Crosta. *Océan Austral : Reconstructions quantitatives des températures superficielles et du convert de banquise au cours des deux derniers cycles climatiques - Cartographie au Dernier Maximum Glaciaire*. PhD thesis, Université Bordeaux I, 1998.
- T.J. Crowley. Cycles, cycles everywhere. *Science*, 295 :1473–1474, 2002.
- M. Crucifix and M.F. Loutre. Transient simulations over the last interglacial period (126–115 kyr bp) : feedback and forcing analysis. *Climate Dynamics*, 19(5-6) :417–433, 2002.
- M. Crucifix, M.F. Loutre, P. Tulkens, T. Fichefet, and A. Berger. Climate evolution during the holocene : a study with an earth system model of intermediate complexity. *Climate Dynamics*, 19 :43–60, 2002.
- K. Cuffey and G. Clow. Temperature, accumulation, and ice sheet elevation in central greenland through the last deglacial transition. *Science*, 270 :455–458, 1997.
- D. Dahl-Jensen, S. Johnsen, C. Hammer, H. Clausen, and J. Jouzel. *Past accumulation rates derived from observed annual layers in the GRIP ice core from Summit, central Greenland*. Peltier (Ed) Ice in the past system, Vol 1 12 of NATO ASI Series. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp 517-531, 1993.
- W. Dansgaard, H. B. Clausen, N. Gundestrup, C. U. Hammer, S. J. Johnsen, P. M. Kristinsdottir, and N. Rech. A new greenland ice core. *Science*, 218 :1273–1277, 1982.
- W. Dansgaard, S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gunderstrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjornsdottir, J. Jouzel, and G. Bond. Evidence for general climate instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364 :218–220, 1993.
- G. Deblonde and W.R. Peltier. Simulations of continental ice sheet growth over the last glacial-interglacial cycle : Experiments with a one-level seasonal energy balance model including realistic geography. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 96 :9189–9215, 1991.
- R.M. DeConto and D. Pollard. A coupled climate-ice sheet modeling approach to the early cenozoic history of the antarctic ice sheet. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 198 :39–52, 2003.

- N. deNoblet, C. Prentice, S. Joussaume, Texier D., Botta A., and Haxeltine A. Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophysical Research Letters*, 23(22) :3191–3194, 1996.
- V. Deparis and H. Legros. *Voyage à l'intérieur de la Terre. De la géographie antique à la géophysique actuelle. Une histoire des idées*. Paris, CNRS Editions, 2000.
- R. E. Dickinson, A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, and M. Wilson. Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the near ccm near. *Technical Note*, pages 275–STR., 1986.
- E. Domack, D. Duran, A. Leventer, S. Ishman, S. Doane, S. McCallum, D. Amblas, J. Ring, R. Gilbert, and M. Prentice. Stability of the larsen b ice shelf on the antarctic peninsula during the holocene epoch. *Nature*, 436 :681–685, 2005.
- Y. Donnadieu, Y. Goddérès, G. Ramstein, A. Nédélec, and J. Meert. A 'snowball earth' climate triggered by continental break-up through changes in runoff. *Nature*, 428 : 303–306, 2004.
- C. Dumas. *Modélisation de l'évolution de l'Antarctique depuis le dernier cycle glaciaire-interglaciaire jusqu'au futur : Importance relative des différents processus physiques et rôle des données*. PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 2002.
- J.C. Duplessy. La circulation globale de l'océan et ses variations dans le passé. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :657–666, 2004.
- A. S. Dyke and V. K. Prest. Late wisconsinian and holocene retreat of the laurentide ice sheet.
- A. Dällenbach, T. Blunier, J. Flückiger, B. Stauffer, J. Chappellaz, and D. Raynaud. Changes in the atmospheric ch₄ gradient between greenland and antarctica during the last glacial and the transition to the holocene. *Geophysical Research Letters*, 27 :1005–1008, 2000.
- R. L. Edwards, J. W. Beck, G. S. Burr, D. J. Donahue, J. M. A. Chappell, A. L. Bloom, E. R. M. Druffel, and F. W. Taylor. A large drop in atmospheric 14c/12c and reduced melting in the younger dryas, documented with 230th ages of corals. *Science*, 260 : 962–968, 1993.

- T. Einarson, D. M. Hopkins, and R. R. Doell. *The stratigraphy of Tjörnes, northern Iceland, and the history of the Bering land bridge*. Hopkins, D.M. (Ed.), The Bering Land Bridge, Stanford Univ. Press, 312-325, 1967.
- European Project for Ice Coring in Antarctica EPICA. Eight glacial cycles from an antarctic ice core. *Nature*, 429 :623–628, 2004.
- European Project for Ice Coring in Antarctica EPICA. One-to-one coupling of glacial climate variability in greenland and antarctica. *Nature*, 444 :195–198, 2006.
- A. Fabre. *Modélisation 3D de l'écoulement des calottes glaciaires. Application à la calotte du Groenland et aux calottes de l'Hémisphère nord au Dernier Maximum Glaciaire*. PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 1997.
- R. G. Fairbanks. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the younger dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342 :637–647, 1989.
- R. G. Fairbanks. The age and origin of the 'younger dryas climate event' in greenland ice cores. *Paleoceanography*, 5 :937–948, 1990.
- H. Fischer, M. Wahlen, J. Smith, D. Mastroianni, and B. Deck. Ice core records of atmospheric co2 around the last three glacial terminations. *Science*, 283 :1712–1714, 1999.
- K. Fujita and O. Abe. Stable isotopes in daily precipitation at dome fuji, east antarctica. *Geophysical Research Letters*, 33(18) :L18503, 10.1029/2006GL026936, 2006.
- R.G. Gallimore and J.E. Kutzbach. Role of orbitally induced changes in tundra area in the onset of glaciation. *Nature*, 381 :503–505, 1996.
- H. Gallée, J.P. van Ypersele, T. Fichefet, I. Marsiat, C. Tricot, and A. Berger. Simulation of the last glacial cycle by a coupled 2-d climate-ice sheet model. i - the climate model. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 96 :13,139–13,161, 1991.
- H. Gallée, J.P. van Ypersele, T. Fichefet, I. Marsiat, C. Tricot, and A. Berger. Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorially averaged climate-ice sheet model. ii - response to insolation and co2 variations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 97 :15,713–15,740, 1992.
- A. Ganopolski. Pik climber technical report, 1999.

- A. Ganopolski and S. Rahmstorf. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model. *Nature*, 409 :153–158, 2001.
- A. Ganopolski, S. Rahmstorf, V. Petoukhov, and M. Claussen. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 391 : 351–356, 1998.
- R. Gersonde, X. Crosta, A. Abelmann, and L. Arman. 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, 2005.
- R. Greve. Application of a polythermal three-dimensional ice sheet model to the greenland ice sheet : Response to steady-state and transient climate scenarios. *Journal of Climate*, 10 :901–918, 1997.
- P. M. Grootes, M. Stuiver, J. W. C. White, S. J. Johsen, and J. Jouzel. Comparison of oxygen isotope records from the gisp2 and grip greenland ice cores. *Nature*, 366 : 552–554, 1993.
- J. Guiot and R. Cheddadi. Variabilité des écosystèmes terrestres et du climat sur un cycle glaciaire-interglaciaire. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :667–675, 2004.
- G. S. Hamilton. Mass balance and accumulation rate across siple dome, west antarctica. *Annals of Glaciology*, 35 :102–106, 2002.
- C. U. Hammer, H. B. Claussen, and C. C. Langway. Electrical conductivity method (ecm) stratigraphic dating of the byrd station ice core, antarctica. *Annals of Glaciology*, 20 : 115–120, 1994.
- T. Hanebuth, K. Stattegger, and P. M. Grootes. Rapid flooding of the sunda shelf : A late-glacial sea-level record. *Science*, 288 :1033–1035, 2000.
- W.W. Hay. The role of polar deep water formation in global climate change. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 21 :227–254, 1993.
- J.D. Hays, J. Imbrie, and N.J. Shackleton. Variations in the earth's orbit : Pacemaker of the ice ages. *Science*, 194 :1121–1132, 1976.

- H. Heinrich. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29 :142–152, 1988.
- C. Huber, M. Leuenberger, R. Spahni, J. Flückiger, J. Schwander, T. F. Stocker, S. Johnsen, A. Landais, and J. Jouzel. Isotope calibrated greenland temperature record over marine isotope stage 3 and its relation to ch4. *Earth and Planetary Science Letters*, 243 :504–519, 2006.
- S.R. Hudson and R.E. Brandt. A look at the surface-based temperature inversion on the antarctic plateau. *Journal of Climate*, 18(11) :1673–1696, 2005.
- C. L. Hulbe, D. R. MacAyeal, G. H. Denton, J. Kleman, and T. V. Lowell. Catastrophic ice shelf breakup as the source of heinrich event icebergs. *Paleoceanography*, 19 :PA1004, doi :10.1029/2003PA000890, 2004.
- P. Huybers. Early pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing. *Science*, 313 :508–511, 2006.
- Ph. Huybrechts. Sea-level changes at the lgm from ice-dynamic reconstructions of the greenland and antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*, 21 :203–231, 2002.
- Ph. Huybrechts and J. de Wolde. The dynamic response of the greenland and antarctic ice sheets to multiple-century climatic warming. *Journal of Climate*, 12 :2169–2188, 1999.
- Ph. Huybrechts, D. Steinhage, F. Wilhelms, and J. Bamber. Balance velocities and measured properties of the antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling. *Annals of Glaciology*, 30 :52–60, 2000.
- J. Imbrie, A. Berger, E.A. Boyle, S.C. Clemens, A. Duffy, W.R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, B. Molfino, J.J. Morley, L.C. Peterson, N.G. Pisias, W.L. Prell, M.E. Raymo, N.J. Shackleton, and J.R. Toggweiler. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. the 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8 :699–736, 1993.
- J. Imbrie, E.A. Boyle, S.C. Clemens, A. Duffy, W.R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D.G. Martinson, A. McIntyre, A.C. Mix, B. Molfino, J.J. Morley, L.C. Peterson, N.G.

- Pisias, W.L. Prell, M.E. Raymo, N.J. Shackleton, and J.R. Toggweiler. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. linear responses to milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7 :701–738, 1992.
- J. Imbrie, J. Hays, D. Martinson, A. McIntyre, A. Mix, J. Morley, N. Pisias, W. Prell, and N. Shackleton. The orbital theory of pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine d18 o record. *Milankovitch and Clim. Part 1*, Part 1 :269–305, 1984.
- J. Imbrie and K.P. Imbrie. *Ice ages*. Harvard University Press, sixth edition, 1997.
- Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC. The science of climate change on line [[http://www.grida.no/climate/ipcc tar/wg1/](http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/)], 2001.
- T. H. Jacka and W. F. Budd. Detection of temperature and sea ice extent changes in the antarctic and southern ocean. *Annals of Glaciology*, 27 :553–559, 1998.
- G. Jacques and P. Tréguer. L’océan antarctique. *Ecosystèmes Marins Pélagiques*, 19 : 101–165, 1986.
- E. Jansen, T. Fronval, F. Rack, and J. E. T. Channell. Pliocene-pleistocene ice rafting history and cyclicity in the nordic seas during the last 3.5 myr. *Paleoceanography*, 15 : 709–721, 2000.
- A. Jenkins. A one-dimensional model of ice shelf-ocean interaction. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 96(C11) :20671–20677, 1991.
- A. Jenkins and A. Bombosch. Modeling the effects of frazil ice crystals on the dynamics and thermodynamics of ice shelf water plumes. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 100(C4) :6967–6981, 1995.
- S. J. Johnsen, W. Dansgaard, H. B. Clausen, and C. C. Langway. Oxygen isotope profiles through the antarctic and greenland ice sheets. *Nature*, 235 :429, doi :10.1038/235429a0, 1972.
- S.J. Johnsen, W. Dansgaard, and J.W. White. The origin of arctic precipitation under present and glacial conditions. *Tellus*, 41 :452–469, 1989.

- I. Joughin, E. Rignot, C. E. Rosanova, and J. Lucchitta, B. K.; Bohlander. Timing of recent accelerations of pine island glacier, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 30 (13) :39–4, 2005.
- S. Joussaume and K. E. Taylor. Status of the paleoclimate modeling intercomparison project (pmip), 1995.
- M. Kageyama, S. Charbit, C. Ritz, M. Khodri, and G. Ramstein. Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception. *Geophysical Research Letters*, 31 :L24203, doi :10.1029/2004GL021339,, 2004.
- M. Kageyama and D. Paillard. Dansgaard-oeschger events : an oscillation of the climate-ice-sheet system. *Comptes Rendus Géosciences*, 337 :993–1000, 2005.
- M. Kageyama and P.J. Valdes. Impact of the north american ice-sheet orography on the last glacial maximum eddies and snowfall. *Geophysical Research Letters*, 27 :1515–1518, 2000.
- S. L. Kanfoush, D. A. Hodell, C. D. Charles, T. P. Guilderson, P. G. Mortyn, and U. S. Ninnemann. Millennial-scale instability of the antarctic ice sheet during the last glaciation. *Science*, 288(5472) :1815–1818, DOI : 10.1126/science.288.5472.1815, 2000.
- Y. J. Kaufman, D. Tanré, and O. Boucher. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature*, 419 :215–223, 2002.
- J. P. Kennett and D. A. Warnke. *The Antarctic Paleoenvironment : A Perspective on Global Change*. American Geophysical Union, Washington, D.C., Antarctic Research Series, Volume 56, 384pp., 1992.
- J.P. Kennett and P.F. Barker. Latest cretaceous to cenozoic climate and oceanographic developments in the weddell sea, antarctica : an ocean-drilling perspective. *Ocean Drilling Program*, 113 :937–960, 1990.
- M. Khodri. *Modélisation couplée Océan-Atmosphère-Glace de mer de la réponse climatique aux changements d'insolation du dernier interglaciaire*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2002.
- M. Khodri, Y. Leclainche, G. Ramstein, P. Braconnot, O. Marti, and E. Cortijo. Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedbacks in the last glaciation. *Nature*, 410 :570–574, 2001.

- M. Khodri, G. Ramstein, D. Paillard, J. C. Duplessy, M. Kageyama, and A. Ganopolski. Modelling the climate evolution from the last interglacial to the start of the last glaciation : The role of arctic ocean freshwater budget. *Geophysical Research Letters*, 30 (12) :1606, doi :10.1029/2003GL017108, 2003.
- H. F. Kleiven, E. Jansen, T. Fronval, and T. M. Smith. Intensification of northern hemisphere glaciations in the circum atlantic region. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 184 :213–223, 2002.
- R. M. Koerner. Ice core evidence for extensive melting of the greenland ice sheet in the last interglacial. *Science*, 244(4907) :964–968, 1989.
- G. Krinner and Ch. Genthon. Gcm simulations of the last glacial maximum surface climate of greenland and antarctica. *Climate Dynamics*, 14 :741–758, 1998.
- Y. Krien L. Fleitout and G. Cailletaud. Post-glacial rebound, lateral viscosity variations and transient creep. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 08115, SRef-ID : 1607-7962/gra/EGU05-A-08115, 2005.
- Y. Krien L. Fleitout and G. Cailletaud. Post-glacial rebound : Lateral viscosity variations, transient creep and the thickness of holocene ice-sheets. *Geophysical Research Abstracts*, (EGU06-A-09224), 2006.
- K. Lambeck and J. Chappell. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 292 :679–686, 2001.
- K. Lambeck, P. Johnston, and M. Nakada. Holocene glacial rebound and sea-level changes in nw europe. *Geophysical Journal International*, 103 :451–468, 1990.
- A. Landais. *Variabilité climatique rapide en Atlantique Nord : l'apport des isotopes de l'air piégé dans la glace du Groenland*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 2004.
- A. Landais, J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, and N. Caillon. Large temperature variations over rapid climatic events in greenland : a method based on air isotopic measurements. *Comptes Rendus Géosciences*, 337 :947–956, 2005.
- H.C. Larsen, A.D. Saunders, P.D. Clift, and the Shipboard Scientific Party. *Introduction : breakup of the Southeast Greenland Margin and the formation of the Irminger Basin :*

- background and scientific objectives.* Larsen, H.C., Saunders, A.D., Clift, P.D., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 152 : College Station, TX (Ocean Drilling Program), 5-16, 1994.
- C. H. Lear, P. A. Elderfield, and P. A. Wilson. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from mg/ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287 :269–272, 2000.
- M. R. Legrand and S. Kirchner. Origins and variations of nitrate in south polar precipitation. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 95(D4) :3493–3507, 10.1029/89JD01223, 1990.
- N. Lhomme. *Modelling water isotopes in polar ice sheets.* PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 2004.
- R. A. Locarnini, A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, and H. E. Garcia. *World Ocean Atlas 2005, Volume 1 : Temperature.* S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 61, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 182 pp., 2006.
- C. Lorius, L. Merlivat, J. Jouzel, and M. Pourchet. A 30.000 yr isotope climatic record from antarctic ice. *Nature*, 280(5724) :644–648, 1979.
- D. R. MacAyeal. Thermohaline circulation below the ross ice shelf : a consequence of tidally induced vertical mixing and basal melting. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 89 :597–606, 1984.
- N. Mahowald, K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. Harrison, C. Prentice, M. Schulz, and H. Rodhe. Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate : A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104 :15,895–15,916, 1999.
- B. Manighetti and I-N McCave. Depositional fluxes, paleoproductivity, and ice rafting in the ne atlantic over the past 30 ka. *Paleoceanography*, 10 :579–592, 1995.
- J. Marshall and P. U. Clark. Basal temperature evolution of north american ice sheets and implications for the 100-kyr cycle. *Geophysical Research Letters*, 29(24) :2214, doi :10.1029/2002GL015192, 2002.

- S.J. Marshall, L. Tarasov, G.K.C. Clarke, and W.R. Peltier. Glaciological reconstruction of the laurentide ice sheet : physical processes and modelling challenges. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37 :769–793, 2000.
- I. Marsiat. Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle : experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1 :59–98, 1994.
- V. Masson-Delmotte, M. Kageyama, P. Braconnot, S. Charbit, G. Krinner, C. Ritz, E. Guilyardi, J. Jouzel, A. Abe-Ouchi, M. Crucifix, R. M. Gladstone, C. D. Hewitt, A. Kitoh, A. N. LeGrande, O. Marti, U. Merkel, T. Motoi, R. Ohgaito, B. Otto-Bliesner, W. R. Peltier, I. Ross, P. J. Valdes, G. Vettoretti, S. L. Weber, F. Wolk, and Y. Yu. Past and future polar amplification of climate change : climate model intercomparisons and ice-core constraints. *Climate Dynamics*, 26 :437–440, doi 10.1007/s00382–006–0149–1, 2006.
- N. F. McIntyre. The dynamics of ice-sheets and climate. *Journal of Glaciology*, 31 : 99–107, 1985.
- J.H. Mercer. Cenozoic glaciation in the southern hemisphere. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 11 :99–132, 1983.
- E. Le Meur and P. Huybrechts. A comparison of different ways of dealing with isostasy : examples from modeling the antarctic ice sheet during the last glacial cycle. *Annals of Glaciology*, 23 :309–317, 1996.
- E. Monnin, A. Indermühle, A. Dällenbach, J. Flückiger, B. Stauffer, T.F. Stocker, D. Raynaud, and J.-M. Barnola. Atmospheric co₂ concentrations over the last glacial termination. *Science*, 291 :112–114, 2001.
- K. Moran, J. Backman, H. Brinkhuis, S. C. Clemens, T. Cronin, G. R. Dickens, F. Eynaud, J. Gattacceca, M. Jakobsson, R. W. Jordan, M. Kaminski, J. King, N. Koc, A. Krylov, N. Martinez, J. Matthiessen, D. McInroy, T. C. Moore, J. Onodera, M. O’Regan, H. Pälike, B. Rea, D. Rio, T. Sakamoto, D. C. Smith, R. Stein, K. St John, I. Suto, N. Suzuki, K. Takahashi, M. Watanabe, M. Yamamoto, J. Farrell, M. Frank, P. Kubik, W. Jokat, and Y. Kristoffersen. The cenozoic palaeoenvironment of the arctic ocean. *Nature*, 441 :601–605, 2006.

- North Greenland Ice Core Project NGRIP. High-resolution record of northern hemisphere climate extending into the last interglacial period. *Nature*, 431 :147–151, 2004.
- J. Oerlemans. Some basic experiments with a vertically-integrated ice sheet model. *Tellus*, 33 :1–11, 1981.
- J. Oerlemans. A model of the antarctic ice sheet. *Nature*, 297 :550–553, 1982.
- J. Oerlemans. A numerical study on cyclic behaviour of polar ice sheets. *Tellus*, 35(A) : 81–87, 1983.
- M. Oppenheimer and R.B. Alley. The west antarctic ice sheet and long term climate policy. *Climatic Change*, 64 :1, 2004.
- B. L. Otto-Bliesner, S. J. Marshall, J. T. Overpeck, G. H. Miller, A. Hu, and CAPE Last Interglacial Project members. Simulating arctic climate warmth and icefield retreat in the last interglaciation. *Science*, 311 :1751–1753, 2006.
- B.L. Otto-Bliesner and G.R. Upchurch. Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the late cretaceous period. *Nature*, 385 :804–807 ; doi :10.1038/385804a0, 1997.
- D. Paillard. The timing of pleistocene glaciations from a simple multiplestate climate model. *Nature*, 391 :378–381, 1998.
- D. Paillard. Glacial hiccups. *Nature*, 409 :441–442, 2001.
- D. Paillard. *Variations climatiques au cours du Quaternaire : l'apport des modèles 'simples'*. PhD thesis, Université Paris XI (Orsay), 2003.
- D. Paillard. What drives the ice age cycle? *Science*, 313 :455–456, 2006.
- D. Paillard and E. Cortijo. A simulation of the atlantic meridional circulation during heinrich event 4 using reconstructed sea surface temperatures and salinities. *Paleoceanography*, 14 :716–724, 1999.
- D. Paillard and F. Parrenin. The antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations. *Earth and Planetary Science Letters*, 227 :263–271, 2004a.
- D. Paillard and F. Parrenin. Le paradoxe de la fonte des glaces. *La recherche*, 15 :28–31, 2004b.

- B. D. Papa, L. A. Mysak, and Z. Wang. Intermittent ice sheet discharge events in northeastern north america during the last glacial period. *Climate Dynamics*, 26 :26 : 201–216, DOI 10.1007/s00382–005–0078–4, 2006.
- F. Parrenin, J. Jouzel, C. Waelbroeck, C. Ritz, and J. M. Barnola. Dating the vostok ice core by an inverse method. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106 : 31,837–31,851, 2001.
- F. Parrenin and D. Paillard. Amplitude and phase modulation of glacial cycles from a conceptual model. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2) :243–250, 2003.
- J.P. Peixoto and A.H. Oort. *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 1992.
- W. R. Peltier. Ice age paleotopography. *Science*, 265 :195–201, 1994.
- W. R. Peltier and X. Jiang. Glacial isostatic adjustment and earth rotation : Refined constraints on the viscosity of the deepest mantle. *Journal of Geophysical Research*, 101(B2) :3269–3290, 10.1029/95JB01963, 1996.
- W.R. Peltier. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age earth : The ice-5g (vm2) model and grace. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 32 :111–149, 2004.
- J.R. Petit, J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica. *Nature*, 399 :429–436, 1999.
- V. Petoukhov, A. Ganopolski, V. Brovkin, M. Claussen, A. Eliseev, C. Kubatzki, and S. Rahmstorf. Climber-2 : a climate system model of intermediate complexity. part i : model description and performance for present climate. *Climate Dynamics*, 16 :1–17, 2000.
- V. Peyaud. *Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires*. PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble I), 2006.

- G. Philippon, G. Ramstein, S. Charbit, M. Kageyama, C. Ritz, and Ch. Dumas. 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, 2006.
- H. R. Philpot and J. W. Zillman. The surface temperature inversion over the antarctic continent. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 75 :4161–4169, 1970.
- S. Pinot, G. Ramstein, S.P. Harrison, I.C. Prentice, J. Guiot, M. Stute, and S. Joussaume. Tropical paleoclimates at the last glacial maximum : comparison of paleoclimate modeling intercomparison project (pmip) simulations and paleodata. *Climate Dynamics*, 15 :857–874, 1999.
- A. M. Piotrowski, S. L. Goldstein and S. R. Hemming, and R. G. Fairbanks. Intensification and variability of ocean thermohaline circulation through the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 225 :205–220, 2004.
- C. J. Pudsey and J. Evans. First survey of antarctic sub-ice shelf sediments reveals mid-holocene ice shelf retreat. *Geology*, 29 :787–790, 2001.
- L. Pépin, D. Raynaud, J.-M. Barnola, and M. F. Loutre. Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions as deduced from the vostok record and llm-2d model experiments. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106(D23) : 31,885 (2001JD900117), 2001.
- A. Quiquet. Impact de l'albédo sur le dernière déglaciation à travers un modèle de climat, couplé à un modèle de calottes polaires, rapport de stage m1 au lsce (mai-août), 2006.
- G. Ramstein, Y. Donnadieu, and Y. Goddérès. Les glaciations du protérozoïque. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :639–646, 2004.
- M.E. Raymo, L.E. Lisiecki, and K.H. Nisancioglu. Plio-pleistocene ice volume, antarctic climate, and the global d18o record. *Science*, 313 :492–495, 2006.
- D. Raynaud, J. Chappellaz, C. Ritz, and P. Martinerie. Air content along the greenland ice core project core : A record of surface climatic parameters and elevation in central greenland. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 102(C12) :26,607 (97JC01908), 1997.

- D. Raynaud and C. Lorius. Climat et atmosphère : la mémoire des glaces. *Comptes Rendus Géosciences*, 336 :647–656, 2004.
- N. Reeh. Parameterization of melt rate and surface temperature on the greenland ice sheet. *Polarforschung*, 59 :113–128, 1991.
- E. Rignot, D. G. Vaughan, M. Schmelz, Todd Dupont, and D. MacAyeal. Acceleration of pine island and thwaites glaciers, west antarctica. *Annals of Glaciology*, 34 :189–194, 2002.
- E. Rignot and S. S. Jacobs. Rapid bottom melting widespread near antarctic ice sheet grounding lines. *Science*, 296 :2020–2023, 2002.
- E. Rignot and P. Kanagaratnam. Changes in the velocity structure of the greenland ice sheet. *Science*, 311 :986–990, 2006.
- S. R. Rintoul, C. W. Hughes, and D. Olbers. *The Antarctic Circumpolar Current System*. Ocean Circulation and Climate, Ed. Academic Press, International Geophysics Series, Volume 77, pp. 725, 2001.
- C. Ritz. *Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire antarctique vostok-glacier byrd : sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus*. PhD thesis, Université Joseph Fourier (Grenoble 1), 1992.
- C. Ritz, A. Fabre, and A. Letréguilly. Sensitivity of a greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters : Consequences for the evolution through the last climatic cycle. *Climate Dynamics*, 13 :11–24, 1997.
- C. Ritz, V. Rommelaere, and C. Dumas. Modeling the evolution of antarctic ice sheet over the last 420,000 years : Implications for altitude changes in the vostok region. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 106 :31,943–31,964, 2001.
- D. Roche. *Isotopes de l'oxygène en paléoclimatologie : l'apport d'un modèle de complexité intermédiaire*. PhD thesis, Université Pierre et Marie Curie, 2005.
- D. Roche, D. Paillard, and E. Cortijo. Constraints on the duration and freshwater release of heinrich event 4 through isotope modelling. *Nature*, 432 :379–382, 2004.
- F. Rémy. *l'Antarctique*. CNRS Editions, 2003.

- S.M. Savin, R.G. Douglas, and F.G. Stehli. Tertiary marine paleotemperatures. *Geological Society of America Bulletin*, 86 :1499–1510, 1975.
- T. A. Scambos, J. A. Bohlander, C. A. Shuman, and P. Skvarca. Glacier acceleration and thinning after ice shelf collapse in the larsen b embayment, antarctica. *Geophysical Research Letters*, 31 :L18402, doi :10.1029/2004GL020670, 2004.
- H.D. Scher and E.E. Martin. Timing and climatic consequences of the opening of drake passage. *Science*, 312(5772) :428–430, 2006.
- A. Schmittner, O.A. Saenko, and A.J. Weaver. Coupling of the hemispheres in observations and simulations of glacial climate change. *Quaternary Science Reviews*, 22 :659–671, 2003.
- W.J. Schmitz. On the world ocean circulation : Volume i. some global features / north atlantic circulation, 1996a.
- W.J. Schmitz. On the world ocean circulation : Volume ii. the pacific and indian oceans / a global update, 1996b.
- J. Schwander, J. Jouzel, C.U. Hammer, J.R. Petit, R. Udisti, and E. Wolff. A tentative chronology for the epica dome concordia ice core. *Geophysical Research Letters*, 28(22) : 4243–4246, 2001.
- N.J. Shackleton. The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289 :1897–1902, 2000.
- M. J. Siegert. Glacial-interglacial variations in central east antarctic ice accumulation rates. *Quaternary Science Reviews*, 22 :741–750, 2003.
- M.J. Siegert, J.A. Dowdeswell, M. Hald, and J.I. Svendsen. Modelling the eurasian ice sheet through a full (weichselian) glacial cycle. *Global and Planetary Change*, 31 : 367–385, 2001.
- P.P. Squeak and I.R. Diddlesworth. The influence of ptarmigan population dynamics on the thermal regime of the laurentide ice sheet : the surface boundary condition. *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*, 170 :381–384, 1987.
- E. J. Steig, E. J. Brook, J. W. C. White, C. M. Sucher, M. L. Bender, S. J. Lehman, D. L. Morse, E. D. Waddington, and G. D. Clow. Synchronous climate changes in antarctica

- and the north atlantic. *Science*, 282(5386) :92–95, DOI : 10.1126/science.282.5386.92, 1998.
- T. F. Stocker. The seesaw effect. *Science*, 282 :61–62, 1998.
- T.F. Stocker, D.G. Wright, and L.A. Mysak. A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleoclimate studies. *Climate Dynamics*, 5 :773–797, 1992.
- H. Stommel. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 13 :224–230, 1961.
- M. Stuiver and P. M. Grootes. Gisp2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 53 : 277–284, 2000.
- J.I. Svendsen, H. Alexanderson, V.I. Astakhov, I. Demidov, J.A. Dowdeswell, S. Funder, V. Gataullin, M. Henriksen, C. Hjort, M. Houmark-Nielsen, H.W. Hubberten, 'O. Ing'olfsson, M. Jakobsson, K.H. Kjær, E. Larsen, H. Lokrantz, J.P. Lunkka, A. Lys°a, J. Mangerud, A. Matiouchkov, A. Murray, P. Möller, F. Niessen, O. Nikolskaya, L. Polyak, M. Saarnisto, C. Siegert, M.J. Siegert, R.F. Spielhagen, and R. Stein. Late quaternary ice sheet history of northern eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23 :1229–1271, 2004.
- K. Tachikawa, V. Athias, and C Jeandel. Neodymium budget in the modern ocean and paleo-oceanographic implications. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 108(C8) : 3254, doi :10.1029/1999JC000285, 2003.
- P. Tapponier, G. Peltzer, A.Y. LeDain, R. Amijo, and P. Cobbold. Propogating extrusion tectonics in asia : New insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10 : 611–616, 1982.
- L. Tarasov and W.R. Peltier. Impact of thermomechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice age cycle. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104 :9517–9545, 1999.
- L. Tarasov and W.R. Peltier. Greenland glacial history, borehole constraints, and eemian extent. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 108(B3) :2143, doi :10.1029/2001JB001731, 2003.

- L. Tarasov and W.R. Peltier. Arctic freshwater forcing of the younger dryas cold reversal. *Nature*, 435 :662–665, 2005.
- K.C. Taylor, J.W.C. White, J.P. Severinghaus, E.J. Brook, P.A. Mayewski, R.B. Alley, E. J. Steig, M.K. Spencer, E. Meyerson, D.A. Meese, G.W. Lamorey, A. Grachev, A.J. Gow, and B.A. Barnetti. Abrupt climate change around 22 ka on the siple coast of antarctica. *Quaternary Science Reviews*, 23(1-2) :7–15, 2004.
- K. E. Trenberth and A. Solomon. A global heat balance : heat transports in the atmosphere and the ocean. *Climate Dynamics*, 10 :107–134, 1994.
- S.M. Uppala, P.W. Kallberg, A.J. Simmons, U. Andrae, V. da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K. Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A. Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saari-
nen, N. Sokka, R.P. Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A. Balmaseda, A.C.M. Beljaars,
L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosa-
vac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M.
Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J-F. Mahfouf, J-J. Morcrette, N.A. Rayner, R.W.
Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasiljevic, P. Viterbo, and
J. Woollen. The era-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological
Society*, 131 :2961–3012, 2005.
- D. G. Vaughan, J.L. Bamber, M. Giovinetto, J. Russel, and A.P.R. Cooper. Reassessment
of net surface mass balance in antarctica. *Journal of Climate*, 12 :933–946, 1999.
- J. J. Veevers. Case for the gamburtsev subglacial mountains of east antarctica originating
by mid-carboniferous shortening of an intracratonic basin. *Geology*, 22(7) :593–596,
1994.
- F. Vimeux. *Variations de l'excès de deutérium en Atlantique au cours des derniers 400
000 ans : Implications Climatiques*. PhD thesis, Université Paris VII, 1999.
- C. Waelbroeck, J.C. Duplessy, E. Michel, L. Labeyrie, D. Paillard, and J. Duprat. The
timing of the last deglaciation in north atlantic climate records. *Nature*, 412 :724–727,
2001.
- C. Waelbroeck, L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. McManus, K. Lambeck,
E. Balbon, and M. Labracherie. Sea-level and deep water temperature changes derived

- from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21 :295–305, 2002.
- J. Wahr, D. Wingham, and C. Bentley. A method of combining icesat and grace satellite data to constrain antarctic mass balance. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 105 :16279–16294, 10.1029/2000JB900113, 2000.
- Z. Wang. Two climatic states and feedbacks on thermohaline circulation in an earth system model of intermediate complexity. *Climate Dynamics*, 25 :299–314, doi 10.1007/s00382-005-0033-4, 2005.
- S. G. Warren and W. J. Wiscombe. A model for the spectral albedo of snow. ii : Snow containing atmospheric aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37(12) :2734–2745, 1980.
- O. Watanabe, J. Jouzel, S. Johnsen, F. Parrenin, H. Shoji, and N. Yoshida. Homogeneous climate variability across east antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, 422 : 509–512, 2003.
- A.J. Weaver, O.A. Saenko, P.U. Clark, and J.X. Mitrovica. Meltwater pulse 1a from antarctica as a trigger of the bølling-allerød warm interval. *Science*, 299 :1709–1713, 2003.
- A. Wegener. *La genèse des continents et des océans (die Entstehung der Kontinente und Ozeane)*. réédition 1927, Paris, C. Bougois, 1990, p. XIII-XIV, 1990.
- S. Weppernig, P. Schlosser, S. Khatiwala, and R.G. Fairbanks. Isotope data from ice station weddell : Implications for the deep water formation in the weddell sea. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 101(C10) :25,723–25,739, 1996.
- D. J. Wingham, M. J. Siegert, A. Shepherd, and A. S. Muir. Rapid discharge connects antarctic subglacial lakes. *Nature*, 440 :1033–1036, doi :10.1038/nature04660, 2006.
- A. Winkler, T. C. W. Wolf-Welling, K. Stattegger, and J. Thiede. Clay mineral sedimentation in high northern latitude deep-sea basins since the middle miocene (odp leg 151, naag). *International Journal of Earth Sciences*, 91 :133–148, 2002.
- F. Woodruff, S.M. Savin, and R.G. Douglas. Miocene stable isotope record : A detailed deep pacific ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, 212 :665–668, 1981.

- J.D. Wright, K.G. Miller, and R.G. Fairbanks. Early and middle miocene stable isotopes : Implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, 7 :357–389, 1992.
- Y. Yokoyama, K. Lambeck, P. De Deckker, P. Johnston, and K. Fifield. Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima. *Nature*, 406 :713–716, 2000.
- J. Zachos, M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 ma to present. *Science*, 292 :686–693, 2001.
- H. J. Zwally, W. Abdalati, T Herring, K. Larson, J. Saba, and K. Steffen. Surface melt-induced acceleration of greenland ice-sheet flow. *Science*, 297 :218–222, 2002.
- H. J. Zwally, M. B. Giovinetto, J. Li, H. G. Cornejo, M. A. Beckley, A. C. Brenner, J. L. Saba, and D. Yi. Mass changes of the greenland and antarctic ice sheets and shelves and contributions to sea-level rise : 1992-2002. *Journal of Glaciology*, 51 :509–527, 2005.

