



HAL
open science

Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires.

Vincent Peyaud

► **To cite this version:**

Vincent Peyaud. Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires.. Climatologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT: . tel-00310259

HAL Id: tel-00310259

<https://theses.hal.science/tel-00310259>

Submitted on 8 Aug 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.



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE
ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT
UMR5183

Centre National de la Recherche Scientifique
Université Joseph Fourier
54, rue Molière - Domaine Universitaire
BP 96 - 38402 - Saint Martin d'Hères Cedex (France)

Rôle de la dynamique des calottes glaciaires dans les grands changements climatiques des périodes glaciaires-interglaciaires.

Vincent Peyaud

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier (Grenoble 1)
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Date de Soutenance :
30 Novembre 2006

Composition du jury :

<i>M. Peter van der Beek</i>	<i>Président</i>
<i>M. Gilles Ramstein</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Mme Frédérique Rémy</i>	<i>Rapporteur</i>
<i>Mme Valérie Masson-Delmotte</i>	<i>Examineur</i>
<i>Mme Catherine Ritz</i>	<i>Directeur de Thèse</i>



Résumé

Cette thèse concerne la modélisation des calottes de glace qui ont couvert l'hémisphère nord durant les dernières périodes glaciaires. Des améliorations de la physique ont été effectuées sur le modèle de calotte de glace Antarctique du LGGE, nommé GRISLI, afin de rendre ce modèle portable sur l'hémisphère nord. Une nouvelle méthode pour déterminer la position du front des ice shelves (plates-formes de glace flottante) a été mise au point, des conditions aux limites spécifiques au front des ice shelves ont été ajoutées. Un nouveau schéma pour le drainage de l'eau sous-glaciaire et un critère basé sur la pression de l'eau sous-glaciaire ont permis de localiser les ice streams (ou fleuves de glace) de façon bien plus réaliste qu'auparavant.

Ce nouveau modèle est appliqué aux calottes de l'hémisphère nord et simule leur évolution lors du dernier cycle glaciaire-interglaciaire en comparant l'impact relatif du bilan de masse en surface et de la dynamique. L'évolution de la calotte eurasienne autour de l'évènement à 90 000 ans (BP) a été détaillée pour étudier l'impact des lacs proglaciaires et le rôle des ice shelves pendant l'avancée et le retrait sur les mers de Barents et de Kara.

Abstract

This thesis investigates the dynamics of the ice sheets that appeared in the northern hemisphere during the last glacial periods. Starting with the Antarctic ice sheet model GRISLI, developed at the LGGE, improvements of the physics are made in order to apply the model to the northern hemisphere. A determination of a realistic ice shelf front is made and associated boundary conditions were developed at the front of the ice shelves. A basal hydrology scheme is implemented and a threshold based on basal water pressure allows a more realistic ice streams localisation.

This new ice sheet model is applied to the northern hemisphere to reconstruct the ice sheets evolution during the last glacial period and compare the relative influence of surface mass balance and ice dynamics. Eurasian ice sheet around the 90,000 years (BP) was investigated in more details to study the impact of ice dammed lakes and the role of the ice shelves during the inception and the decay of a marine ice sheet in Barents and Kara Seas.



Peinture rupestre de la grotte à Chauvet datée de 30 000 ans BP
(Ardèche, France)

A Elles,

Remerciements

Je remercie tout d'abord les membres de mon jury, en particulier les rapporteurs, Frédérique Rémy et Gilles Ramstein qui ont accepté d'imprimer et de lire ce mémoire, chapitre après chapitre, en un temps relativement court.

Mais je tiens surtout à exprimer toute ma reconnaissance à Catherine Ritz, qui m'a initié à la glaciologie il y a déjà bien longtemps, et qui a bien voulu encadrer cette thèse. J'ai eu le privilège de travailler de manière très interactive et ludique (l'eau sous-glaciaire version Perrier, les calottes satellisables et tant d'autres...) avec Catherine, qui a su être attentive aux problèmes que je rencontrais, et ceci quelque soit les circonstances.

Ce travail de modélisation a été possible grâce aux moyens informatiques entretenus par Michel Sacchetini, qui, heureusement pour lui mais malheureusement pour nous, a eu droit à des vacances. Au sein du laboratoire, j'ai pu dialoguer avec de nombreuses personnes, en particulier Gerhard Krinner avec qui il est fort agréable de collaborer, puis Hubert Gallée, Dominique Reynaud et Paul Duval pour leur attention. Christian Vincent m'a en particulier permis de participer à la vidange du lac surglaciaire de Rochemelon. Frédérique Parrenin pour ses conseils et ses encouragements à publier.

Il a régné durant ces quatre années une très bonne ambiance (bien que parfois trop grégaire à mon goût ;-)) parmi les thésards et les stagiaires. Je voulais en particulier remercier Laeticia et Bénédicte pour leur gentillesse et les discussions très intéressantes qui m'ont montré que nombre de gens partagent nombre de mes convictions. Je souhaite aussi un bon voyage à Fabien avec qui j'ai eu pas mal d'interactions, en particulier certaines assez inattendues.

Enfin, je voulais remercier toutes les personnes qui ont partagé mon bureau ces dernières années, Hélène, Mélanie, Romeu et Anne-Sophie, avec qui j'ai quand même partagé un tiers de ma vie (le créneau 11h-20h).

Enfin, une mention spéciale à mes parents, Eugénie, et mes rapporteurs (encore une fois) pour avoir corrigé mon mémoire, à tous les amis qui m'ont hébergé en cette fin de thèse : Raphaëlle, JP, Jeff, Anna et Nicolas, et à Florence pour son aide précieuse durant les répétitions de la présentation.

Il y a sans doute des personnes que j'oublie, mais comme je ne sais présentement pas qui!?

Table des matières

Introduction	1
Le contexte	1
Le climat Quaternaire	2
Les calottes de glaces	4
La calotte antarctique	6
Le Groenland	7
Les calottes de l'Amérique du Nord	8
Les calottes eurasiennes	9
La modélisation des calottes et du climat	11
Présentation du manuscrit	12
I Dynamique glaciaire	15
1 Description du modèle de glace	17
1.1 Introduction	17
1.2 Notations	18
1.3 Principes fondamentaux	20
1.3.1 Conservation de la masse	20
1.3.2 Thermodynamique	21
1.3.3 Isostasie	24
1.4 Contraintes et déformations	25
1.4.1 Loi de déformation	26
1.4.2 Les différents types d'écoulement	27
1.5 GREMLINS-GRISLI et les apports de cette thèse à l'évolution du modèle	32
2 Les ice shelves	35
2.1 Introduction	35

2.2	Description	36
2.2.1	Flottaison de la glace	36
2.2.2	Localisation des ices shelves actuels et passés	36
2.2.3	Bilan de masse de l'ice shelf	38
2.3	Vêlage d'icebergs	41
2.3.1	Icebergs et position du front	41
2.3.2	Mécanismes responsables du vêlage	43
2.3.3	Extension marine dans les modèles de calotte	45
2.4	Détermination du front dans GRISLI	46
2.4.1	Vitesse du front	46
2.4.2	Cas d'un front en pleine mer	47
2.4.3	Cas d'une calotte terrestre atteignant la côte et formation d'un nouvel ice shelf	49
2.4.4	Cas des « icebergs » et des « polynies »	50
2.5	Caractérisation front autour de l'Antarctique	51
3	L'eau basale	55
3.1	Contexte	55
3.2	Direction de l'écoulement	56
3.3	Les divers types de drainage	57
3.3.1	Le film d'eau	58
3.3.2	Réseau de cavités interconnectées	59
3.3.3	Écoulement dans des canaux	60
3.3.4	Diffusion dans un sédiment	61
3.3.5	Canaux sur un sol couvert de sédiment	62
3.4	Quels types de drainages?	63
3.4.1	Stabilité des différents types de drainage; résumé	63
3.4.2	Études menées sur les ice streams de l'Antarctique	66
3.5	Physique de l'hydrologie sous glaciaire de GRISLI	67
3.5.1	Hydrologie sous glaciaire dans les modèles de glace	68
3.5.2	Modèle d'hydrologie sous glaciaire de GRISLI	69
3.6	Résultats du modèle pour l'Antarctique	71
3.6.1	Expériences	71
3.6.2	Conclusions sur l'eau basale	76

4	Les ice streams	79
4.1	Introduction	79
4.1.1	Contexte	79
4.1.2	Description	79
4.1.3	Mécanique des ice streams	81
4.2	Conditions basales sous les ice streams	81
4.2.1	Variabilité des ice streams : observations actuelles	84
4.2.2	Variabilité des ice streams : les informations du passé	85
4.3	Le streaming dans GRISLI	86
4.3.1	Méthode	87
4.3.2	Résultats	88
4.4	Résumé sur les ice streams et l'eau basale	91

II Paléoclimats et reconstructions des calottes Quaternaires

93

5	Les Calottes pendant les glaciations : état des connaissances	95
5.1	Introduction	95
5.1.1	Préambule : naissance de la théorie glaciaire	96
5.1.2	Présentation du chapitre	97
5.2	Les enregistrements paléoclimatiques	98
5.2.1	Les enregistrements marins	98
5.2.2	Les enregistrements continentaux	99
5.2.3	Les enregistrements glaciaires	101
5.2.4	Les données géologiques et géomorphologiques	103
5.3	Théories des changements glaciaires-interglaciaires	108
5.3.1	Evolution de l'insolation reçue par la Terre	108
5.3.2	L'importance des rétroactions dans le système climatique	110
5.3.3	Glaciation de l'Antarctique	111
5.3.4	Glaciation de l'hémisphère Nord	112
5.3.5	Quelques exemples de stades « extrêmes »	113
5.4	Le dernier cycle glaciaire	114
5.4.1	Stade 5e : Le dernier interglaciaire, ou Eemien (~ 125 ka BP)	115
5.4.2	Stade 5d : L'apparition des glaces vers 116 ka BP	116
5.4.3	Stade 5c : Brörup interstadial (~ 105 ka BP)	118

5.4.4	Stade 5b : Glaciation majeure en Sibérie (~90 ka BP)	118
5.4.5	Stade 5a : Odderade interstadial (85-74 ka BP)	120
5.4.6	Stade 4 : La réelle entrée en glaciation	120
5.4.7	Stade 3 (59-24)	122
5.4.8	Stade 2 : Dernier Maximum Glaciaire	124
5.4.9	Déglaciation	126
5.5	Les évènements rapides	127
5.5.1	Dépôt de débris d'icebergs (IRD, ice rafted debris)	128
5.5.2	Origine des dépôts d'IRD	129
5.5.3	Timing des Evènements de Heinrich (HE)	130
5.5.4	Mécanismes des Evènements de Heinrich	131
5.5.5	Mécanismes des évènements de Dansgaard-Oeschger (DO)	132
5.6	Résumé de cette étude bibliographique	133
6	Portage sur l'hémisphère Nord et considérations climatiques	135
6.1	Introduction sur le portage	135
6.1.1	Domaines d'études des Calottes de l'Hémisphère Nord	136
6.1.2	Domaines d'études de la calotte eurasienne	136
6.2	Les nouvelles données d'entrée	136
6.2.1	Topographie de l'hémisphère Nord	136
6.2.2	Flux géothermique	138
6.2.3	Climat actuel	140
6.3	Reconstruction du Bilan de Masse en Surface	142
6.3.1	Introduction	142
6.3.2	Variations verticales de température	143
6.3.3	Accumulation	143
6.3.4	Ablation	144
6.4	Reconstruction des climats passés	145
6.4.1	Reconstruction du Climat Antarctique : méthode perturbative	145
6.4.2	Reconstruction du Climat Nord : forçage climatique par GCM	145
6.4.3	Couplage avec un modèle de climat	147
6.4.4	Reconstruction du Climat Nord par méthode inverse	147
6.5	Résumé	148

7	Expériences de glaciations sur le dernier cycle glaciaire	149
7.1	Introduction	149
7.2	Reconstruction du climat glaciaire	151
7.2.1	Méthode	151
7.2.2	Anomalie de température nécessaire pour une neige pérenne . . .	152
7.2.3	Expérience de croissance des calottes sous un climat glaciaire per- manent	154
7.2.4	Définition des régions et anomalie déduite pour l'état glaciaire . .	155
7.3	Reconstruction des calottes au cours du dernier cycle	158
7.3.1	Présentation des expériences de base G1 et I1	158
7.3.2	Résultats des expériences G1 et I1	159
7.4	Sensibilité au climat	162
7.4.1	Sensibilité à l'amplitude de l'anomalie « glaciaire »	162
7.4.2	Expériences sur l'albédo et la fusion basale sous les ice shelves . .	164
7.4.3	Albédo	165
7.4.4	Fusion basale sous les ice shelves	166
7.4.5	La déglaciation	168
7.5	Et la dynamique alors ?	170
7.5.1	Résultat de l'hydrologie sous glaciaire	170
7.5.2	Sensibilité à l'hydrologie sous glaciaire	172
7.5.3	Impact de la dynamique sur la déglaciation	174
7.6	Discussion	175
7.6.1	La dynamique	175
7.6.2	La fusion basale sous les ice shelves	176
7.6.3	La méthode de forçage	177
7.6.4	Perspectives	179
8	La Calotte Eurasienne il y 90 000 ans	181
8.1	Introduction en français	181
8.2	Introduction	183
8.3	Experiments	186
8.3.1	Ice Sheet Model Description	186
8.3.2	Input maps	187
8.3.3	Climate forcing	187
8.3.4	Experiments	191

8.4	Results	192
8.4.1	Influences of lakes	192
8.4.2	Description of the dynamics of ice in the mixed (MI) experiment	195
8.5	Discussion	199
8.5.1	Temporal evolution of the climate forcing	199
8.5.2	Ice sheet extent	199
8.5.3	Simulated and observed isostatic responses	200
8.5.4	Lake ages	200
8.5.5	Deglaciation and fresh water fluxes to the oceans	201
8.5.6	Ice sheet inception in Siberia	202
8.6	Conclusion	202
 III Conclusion et annexes		205
 Conclusions et perspectives		207
	Modifications apportées à GRISLI	207
	Résultats sur l'hémisphère nord	208
	Perspectives	210
 A Méthode numérique pour la résolution de l'équation des ice shelves		213
A.1	Condition générale ice streams/shelve	213
A.2	Conditions limites aux bords des ice streams/shelve	216
A.2.1	Conditions sur un front régulier	216
A.2.2	Conditions sur un front en coin	217
A.2.3	Conditions de non-cisaillement sur le front	218
A.3	Conditions pour une langue de glace	219
A.3.1	Langues de glace selon l'axe x	219
A.3.2	Langues de glace selon l'axe y	221
 B Nomenclature des périodes glaciaires		223
 C Evolution des calottes de glace de l'expérience IA4		225

Table des figures

0.1	Climat du dernier cycle glaciaire	3
0.2	Géographie de l'Antarctique	7
0.3	Géographie du Groenland	8
0.4	Géographie de l'hémisphère nord et étendue des calottes au LGM	10
1.1	Référentiel du modèle de glace	17
1.2	Flux géothermique sous l'Antarctique	23
1.3	Tenseur des contraintes	25
1.4	Mécanismes de l'écoulement de la glace	28
1.5	Surface et socle de l'Antarctique (projet BEDMAP)	32
2.1	Ice shelves de l'Antarctique	37
2.2	Bilan des forces au front des ice shelves	38
2.3	processus de fusion-regel sous les ice shelves	40
2.4	Images satellites d'icebergs autour de l'Antarctique	42
2.5	Test de coupure des ice shelves	48
2.6	Vélage des ice shelves fringant?	49
2.7	épaisseur de la glace en Antarctique avec l'amélioration du front	52
2.8	Vitesses de la glace en Antarctique avec l'amélioration du front	53
3.1	Les différents drainages de l'eau sous glaciaire	58
3.2	Photo d'esker	61
3.3	Types de drainage dans les sédiments sous glaciaire	65
3.4	réseau d'anciens canaux dégagé aux abords de calotte Antarctique	67
3.5	Température et fusion basale sous l'Antarctique	72
3.6	Gradient hydraulique sous l'Antarctique	73
3.7	Evolution de la charge hydraulique sous l'Antarctique	75
3.8	Charge hydraulique sous l'Antarctique	76

4.1	Vitesses de bilan de l'Antarctique	80
4.2	Photographie d'ice streams et glaciers émissaires de l'Antarctique . . .	82
4.3	Image satellite d'ice streams et glaciers émissaires de l'Antarctique . .	82
4.4	Vitesses des ice streams de Siple Coast	85
4.5	traces de paléo-ice streams au abords de l'Antarctique	86
4.6	Extension des ice streams sous l'Antarctique	89
4.7	Différence d'épaisseur due au streaming	90
5.1	Variation du pollen en Angleterre durant l'Eemien	100
5.2	Variation du $\delta^{18}O$ dans les calottes de glace	101
5.3	Stries laissées par les calottes Fennosandiennes et américaine	105
5.4	Changements de l'orbite terrestre	109
5.5	L'englacement de l'Antarctique	111
5.6	Calotte Eurasienne à 140 ka BP	114
5.7	Différents paramètres climatiques durant la dernière glaciation	115
5.8	La calotte américaine durant la dernière glaciation	117
5.9	Calotte Eurasienne vers 90 ka BP	119
5.10	Englacement de l'Amérique au stade 4	121
5.11	Calotte Eurasienne il y a 60 ka BP	122
5.12	Calotte Eurasienne au Dernier Maximum Glaciaire	123
5.13	Calotte Eurasienne au Dernier Maximum Glaciaire	125
5.14	Déglaciation de la Laurentide	127
5.15	Mécanisme des dépôts de débris d'iceberg	129
5.16	Origine et zone de dépôts de débris d'iceberg	129
6.1	Topographie de la surface de l'hémisphère nord	138
6.2	Flux géothermique sous l'hémisphère nord	139
6.3	Climat actuel de l'hémisphère nord	141
7.1	Anomalie de température pour un englacement au sol	153
7.2	Fusion basale sous les ice shelves de l'hémisphère nord	155
7.3	Anomalie de température pour les expériences cycles	156
7.4	Evolution des calottes dans les exp G1 et I1	160
7.5	Evolution des calottes dans les exp G1 et I1	161
7.6	Evolution des calottes dans les exp G1 et I1	161
7.7	Sensibilité à l'amplitude du forçage (évolution du volume et de l'extension)	163

7.8	Charge hydraulique et vitesse sous l'hémisphère nord	165
7.9	Evolution des calottes dans les exp G1 et I1	166
7.10	extenstions des exp I1 et IFC à 70 et 55 ka BP	167
7.11	extenstions des exp IA4 et IAFC à 18 et 6 ka BP	168
7.12	extenstions des exp IA4 et IAFC à 18 et 6 ka BP	169
7.13	extensions des exp IA4 et IAFC à 18 et 6 ka BP	170
7.14	Charge hydraulique et vitesse sous l'hémisphère nord	171
7.15	Charge hydraulique et vitesse sous l'hémisphère nord	173
7.16	Calottes à la fin des expériences A et C	174
7.17	dV/dt au cours du cycle pour le volume observé et les exp G1, I1 et IA4	178
8.1	la calotte Fennoscandienne et ses lacs pro-glaciaires vers 90 ka BP . . .	182
8.2	Site map with names used in the text	185
8.3	AGCM climat at 90ka : precipitation and summer temperature	188
8.4	Forcing method	192
8.5	Reconstructed ice sheet for the NL, LA and MI experiments	193
8.6	Inception : snapshots during the MI experiment	196
8.7	Decay : snapshots during the MI experiment	197
8.8	Horizontal ice velocity of experiment MI 89 kyr BP	198
A.1	Discretisation de l'équation générale des shelves	214
A.2	Discretisation des conditions aux limites perpendiculairement au front .	216
A.3	Discretisation des conditions de non-cisaillement au front	218
A.4	Discretisation des conditions aux pour une langue de glace	219
A.5	Discretisation des conditions aux limites perpendiculairement à une langue de glace	220
C.1	Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 125 et 105 ky BP . . .	226
C.2	Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 100 et 55 ky BP	227
C.3	Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 30 et 6 ky BP	228

Introduction

Le contexte

Cette étude fait partie du vaste effort que met la communauté scientifique à comprendre le système climatique terrestre. A l'époque où l'homme agit directement, et de manière non contrôlée sur le climat, il est nécessaire et urgent de comprendre les différents mécanismes qui régissent l'environnement à la surface de la Terre.

Selon *IPCC* (2001), les émissions de gaz à effet de serre vont amener une hausse des températures de 1.4 à 5.8°C durant le siècle à venir. Ce réchauffement sera sans doute plus marqué aux hautes latitudes entraînant un recul drastique des glaciers et de certaines régions des calottes polaires. Ces volumes de glace, une fois fondus, rempliront les bassins océaniques et provoqueront une montée du niveau des mers.

Les observations récentes des calottes (grandement améliorées depuis l'avènement des satellites) ont déjà relevé de sensibles évolutions de la cryosphère :

Les glaciers du Groenland subissent une accélération inattendue (*Rignot and Kanagaratnam*, 2006). Une des causes suggérées est l'augmentation de la fusion en surface due à la hausse des températures. L'eau pourrait descendre en suivant les crevasses et moulins jusqu'au socle rocheux et le lubrifier, augmentant la vitesse de glissement (*Zwally et al.*, 2002). Une autre cause pourrait être le retrait du front des nombreux glaciers qui se terminent dans la mer. Ce retrait, qui est peut-être dû à un réchauffement de l'océan, peut accélérer les glaciers en diminuant le frottement sur les bords des fjords (*Joughin et al.*, 2004; *Thomas*, 2004).

Ce même phénomène semble aussi à l'œuvre en Antarctique de l'Ouest où l'on observe

un recul et une accélération de certains glaciers (notamment dans la région de Pine Island (*Shepherd et al.*, 2001; *Rignot et al.*, 2002). Ces changements s'accompagnent d'un abaissement de la surface en amont des glaciers (*Davis et al.*, 2005). Cet abaissement est sans doute à l'origine de la perte de masse de la calotte observée par le satellite GRACE (*Velicogna and Wahr*, 2006). Dans la Péninsule Antarctique, la majorité des glaciers reculent depuis quelques décennies (*Cook et al.*, 2005). Ce recul semble corrélé à la hausse des températures d'environ 2°C qu'a connu la région depuis 1950 (*Shepherd et al.*, 2003) et qui fragilise les plateformes de glace flottantes (*Vaughan*, 1996) menant par exemple à la désintégration des Plateformes du Larsen A en 1995 (*Rott et al.*, 1996) et B en 2002 (*Rignot et al.*, 2004; *Scambos et al.*, 2004).

L'*IPCC* (2001), estime le taux d'élévation du niveau des mers actuel à 1 ou $2\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$. Le niveau des mers devrait monter de 50 ± 40 centimètres d'ici à la fin du *XXI^{ème}* siècle. L'accélération du recul des glaciers du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest suggère cependant que ces chiffres seront peut-être à réévaluer à la hausse (*Alley et al.*, 2005).

Le climat Quaternaire

Un des moyens de comprendre et d'évaluer les changements climatiques en cours consiste à étudier les variations passées. Le climat de la Terre a toujours subi d'amples variations au cours du temps. Depuis quelques millions d'années, le climat oscille entre des périodes glaciaires pendant lesquelles d'immenses calottes se développaient sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie, et des périodes interglaciaires avec un climat proche de l'actuel. Sur le dernier million d'années, les périodes glaciaires montrent une cyclicité de 100 000 ans ponctuée par des périodes chaudes d'environ 10 à 30 milliers d'années (ou ka). A ces échelles de temps, les changements climatiques sont forcés par les variations d'insolation que reçoit la Terre, et par un jeu de différentes rétroactions du système climatique (atmosphère, océan et calottes) qui amplifie les variations initiales. Aux hautes latitudes, on observe un contraste supérieur à 10°C aux pôles entre les périodes chaudes et les périodes froides (*Masson-Delmotte et al.*, 2006).

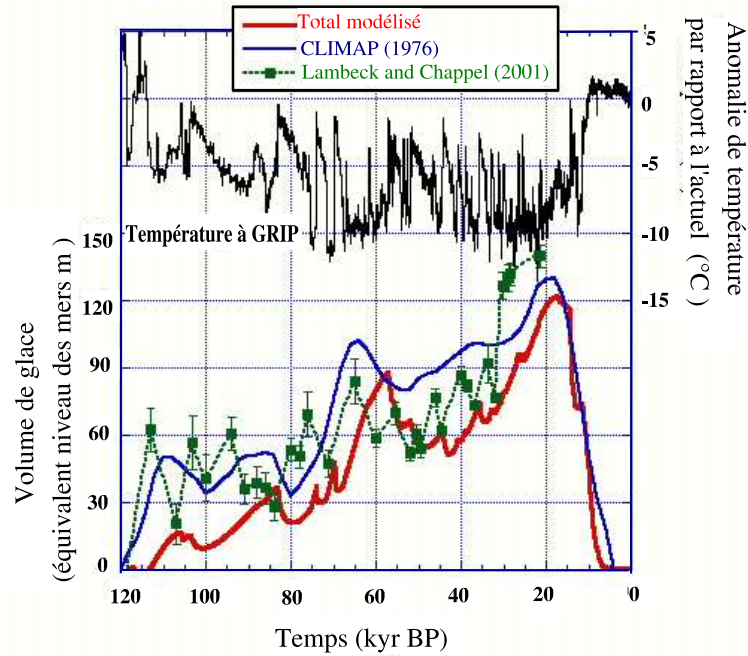


FIG. 0.1: *Evolution du climat (température à la station GRIP au centre du Groenland, figure 0.3) et du niveau des mers pendant la dernière glaciation. Le niveau des mers reflète le volume total de la glace posée sur les continents. Durant le dernier interglaciaire (il y a 120 000 ans) ce niveau était comparable à l'actuel. Le volume des glaces a ensuite augmenté jusqu'au dernier maximum glaciaire (LGM il y a 21 000 ans). Image adaptée de Bintanja et al. (2002).*

Les enregistrements paléoclimatiques montrent aussi que des changements rapides ponctuent les lentes tendances du climat. L'exemple le plus connu est celui des événements de Heinrich (HE) et des événements de Dansgaard-Oeschger (DO). Les DO correspondent à de brusques réchauffements du climat suivant une période de refroidissement prolongé. Ils reflètent des changements dans la circulation océanique de l'Atlantique Nord qui se traduisent par de brutales modifications du climat. Les calottes réagissent également et les HE, durant lesquelles des armadas d'icebergs envahissaient l'Atlantique nord, évoquent des purges des calottes de l'hémisphère nord.

Ces événements mettent en cause le climat mais aussi la dynamique des calottes de

glaces avec une réponse active des glaciers à bords marins et des parties flottantes.

Les calottes de glaces

Les calottes de glace ont atteint leur plus récente apogée au dernier maximum glaciaire (LGM pour Last Glacial Maximum), il y a 21 000 ans. Le niveau des mers moyen (eustatique) était alors ~ 120 m sous l'actuel (figure 0.1). Il est difficile de connaître le volume individuel de chacune des calottes mais on peut les estimer sur des considérations géologiques, glaciologiques (modèle de calotte de glace) ou de rebond isostatique. Ces estimations sont présentées dans la table 0.1.

Contribution des calottes à la montée du niveau des mers depuis le LGM (m)

	CLIMAP	ISM	estimations isostatiques	Vol. actuel
Antarctique	24,5	14 à 21	$17.3^{1,2}$; 10^3	69
Groenland	1 à 6.5	2 à 3	6^1 et 3^2	7
Amérique du Nord	77 à 92	78 à 98	59^1 et 74^2	-
Eurasie	20 à 34	14 à 20	21.2^1 et 17.2^2	-

TAB. 0.1: Volumes de glace exprimés en équivalent niveau des mers (on considère une surface des mers fixe et égale à 71% de la surface terrestre). On présente différentes estimations de la contribution des calottes à la montée du niveau des mers depuis le dernier maximum glaciaire en comparant les estimations du programme CLIMAP (1981), les simulations des modèle de glace (ISM) et les estimations basées sur le rebond isostatique. On indique aussi le volume présent du Groenland et de l'Antarctique (dernière colonne).

- Les premières estimations ont été obtenues par les *CLIMAP Project Members* (1981). L'extension était donnée par la géomorphologie glaciaire, et les volumes en supposant un profil parabolique (avec une fourchette mini-maxi)
- Des estimations sont basées sur le rebond isostatique (*Peltier, 1994; Lambeck, 1995*). Les auteurs considèrent l'extension d'après la géomorphologie et le volume à partir de la charge nécessaire au rebond isostatique observé.
- Enfin depuis les années 1990s, les modèles de glace reconstruisent les anciennes

calottes à partir des informations glaciologiques (dynamique de la glace) et en utilisant des reconstructions des climats passés.

Les estimations du tableau sont basées sur les travaux de *Denton and Hugues* (2002); *Marshall et al.* (2002); *Huybrechts* (2002); *Siegert et al.* (1999) pour les modèles de calottes, et de ¹*Peltier* (1994), ²*Peltier* (2004) et ³*Ivins and James* (2005) pour l'isostasie.

Puis ces calottes se mettent à fondre. A deux occasions (à 19 et 14.5 ka BP) durant la déglaciation, la montée de niveau des mers atteint les taux records de 50 mm.a^{-1} , pendant quelques centaines d'années (contre 10 mm.a^{-1} en moyenne pendant la dernière déglaciation). Les calottes de l'Amérique et de l'Eurasie disparaissent avant 6 000 ans BP (Before Present) tandis que l'Antarctique et le Groenland se stabilisent.

Actuellement, les observations montrent des changements de géométrie récents de ces deux calottes (voir précédemment). Il est prématuré d'affirmer qu'il s'agit d'une tendance à long terme menant à la fonte du Groenland et à la déstabilisation de l'Antarctique de l'Ouest car les variations pourraient se limiter une fois atteint un nouvel équilibre. Cependant les modèles montrent qu'avec un réchauffement de $3 \text{ }^\circ\text{C}$, la calotte du Groenland disparaîtra irrémédiablement en quelques milliers d'années (*Gregory et al.*, 2004). Dans les modèles à grande échelle, l'Antarctique est beaucoup plus stable bien que des simulations « extrêmes » montrent une déstabilisation de l'Antarctique de l'Ouest (*Raynaud et al.*, 2003).

Un des objectifs des études paléoglacielogiques de cette thèse est d'aider à comprendre les processus en jeu dans les événements documentés du passé. Mécanismes qui seront aussi à l'œuvre dans le futur.

Le modèle de glace que nous utiliserons dans cette étude fut développé et validé sur l'Antarctique, nous présentons donc en premier les caractéristiques de cette calotte et son intérêt pour la validation de notre modèle de calotte de glace. Ensuite nous décrivons les calottes de l'Hémisphère Nord : le Groenland, puis la Laurentide ¹ et la Fennoscandie sur lesquelles se concentrent les applications de cette étude.

¹Les laurentides sont une chaîne de montagne du Québec. Les auteurs francophones utilisent plusieurs écritures (genre et nombre) pour désigner cette calotte : La/e(s) Laurentide(s). J'ai choisi de l'appeler «la Laurentide»

La calotte antarctique

L'Antarctique est un continent centré sur le pôle Sud. Il est recouvert d'une immense calotte de glace, la plus grande existante actuellement (figure 0.2). Elle s'étend sur un rayon de 2000 km depuis les dômes centraux jusqu'aux côtes. Avec une épaisseur moyenne supérieure à 2000 m elle contient 30 millions de km^3 (Soit 69 m d'équivalent de niveau des mers² -sle-).

On distingue deux grands complexes glaciaires : L'Antarctique de l'Ouest et l'Antarctique de l'Est grossièrement séparés par les montagnes transantarctiques. La calotte de l'Antarctique de l'Est (74% de la surface et 86% du volume total) est une immense calotte stable, posée sur un socle irrégulier en grande partie au dessus du niveau des mers. L'écoulement de la glace est relativement lent depuis le plateau central, situé entre 3 et 4 kilomètres d'altitude. La calotte de l'Antarctique de l'Ouest est plus modeste (14.2% de la surface et 10.2% du volume total), et correspond à 6 m d'équivalent de niveau des mers. Il s'agit d'une calotte marine, c'est-à-dire posée sur un socle situé sous le niveau des mers, et moins épaisse (son altitude ne dépasse pas 2500 m). La glace s'évacue rapidement par de nombreux fleuves de glace (ou ice streams) qui alimentent deux immenses «plateformes de glace flottante» : les Ice Shelves de Ross et de Ronne-Filchner. La variation de la ligne d'échouage (limite où la glace devient flottante) influe sur le volume de glace posée (et donc le niveau des mers). La stabilité des ice shelves et l'importance du drainage sur cette calotte seront discutées aux chapitres 2 et 4 consacrés respectivement aux ice shelves et aux ice streams.

²Le volume de glace total de l'Antarctique équivaut à 69 m. Le volume au dessus du point de flottaison (i.e. qui contribue réellement au niveau des mers) équivaut à 62,2 m. L'estimation de l'*IPCC* (2001) tenant compte de la réponse isostatique estime l'élévation à 61 m

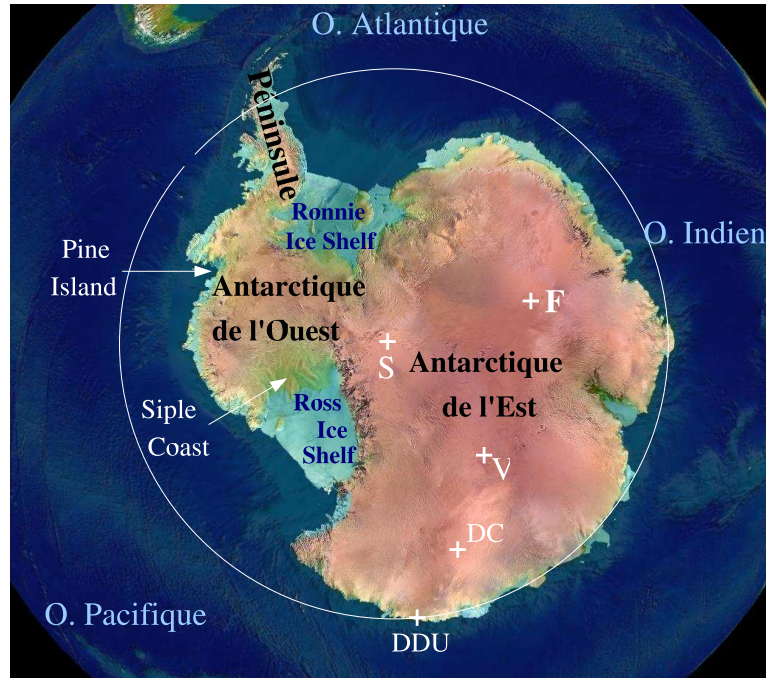


FIG. 0.2: Représentation de l'Antarctique basée sur mosaïque d'images satellites (Landsat) . Les ice shelves sont visibles en bleu, la calotte en rouge. Certaines stations sont indiquées : le pôle Sud (S), Dôme C (DC), Vostock (V), Dôme Fuji (F), et Dumont d'Urville (DDU). Image obtenue avec le logiciel World Wind de la Nasa.

Le Groenland

La calotte du Groenland, présentée sur la figure 0.3, est un inlandsis reposant sur une île dont le centre, sous le poids de la calotte, s'est enfoncé sous le niveau des mers. Cette calotte est longue de 2 400 kilomètres (Nord-Sud), sa largeur atteint 1 100 kilomètres. Son volume est estimé à 2,85 million de km^3 (soit 7.2 m de niveau des mers). Les côtes du Groenland sont constituées de régions montagneuses, principalement sur la côte Est qui donne une accroche solide (et située en altitude) à la glace. Contrairement à l'Antarctique, la calotte groenlandaise est ceinturée par une zone d'ablation qui la rend plus sensible à la température de l'air.

La glace s'évacue par de nombreux glaciers émissaires, s'écoulant jusqu'à la mer en suivant les fjords. Le glacier le plus puissant, le Jakobshaven Isbrae, situé sur la côte

Ouest, s'écoule actuellement à 12 km.a^{-1} et représente 6.5% de l'évacuation par les côtes (Joughin et al., 2004)³

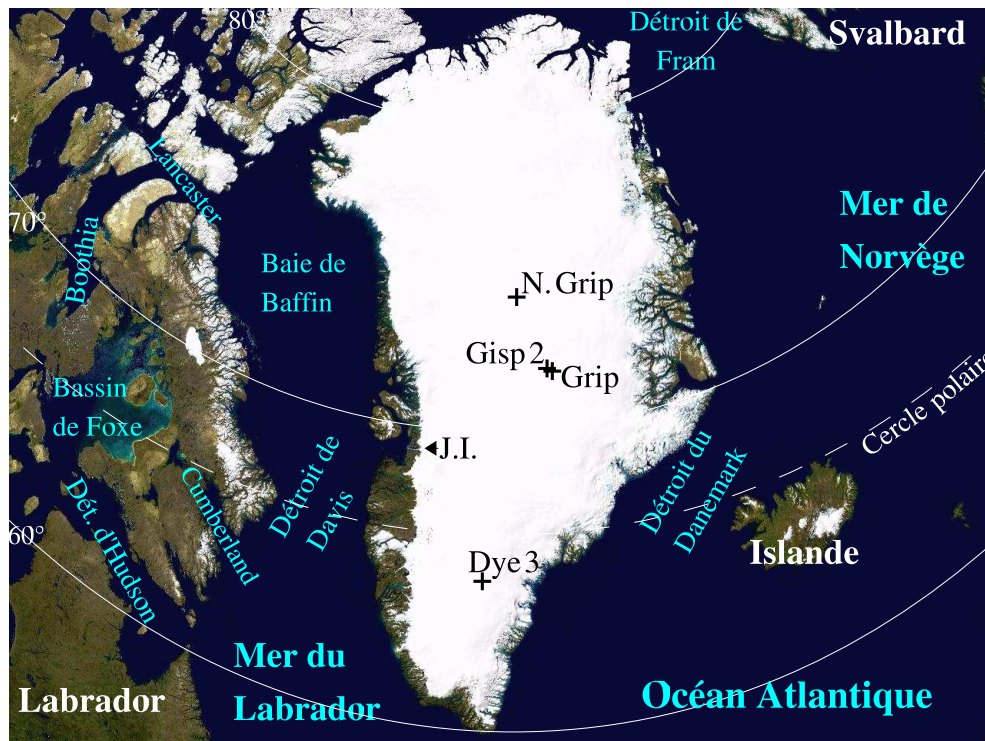


FIG. 0.3: Image du Groenland. On présente les principaux lieux de forages, et les principales zones géographiques, ainsi que la localisation du Jakobshavn Isbrae (J.I.) le plus puissant glacier groenlandais. On indique aussi le nom de régions canadiennes importantes d'un point de vue glaciologique. Image de la Nasa.

Les calottes de l'Amérique du Nord

Au dernier maximum glaciaire, la glace recouvrait le Canada jusqu'au Nord des Etats Unis. La calotte principale, la Laurentide, était située sur le bouclier canadien et s'étendait jusqu'au Nord des Etats Unis (régions des grands lacs, voir figure 0.4). L'écoulement de la glace devait se concentrer, au bénéfice des dépressions topographiques, dans d'immenses glaciers, dont un gigantesque ice stream qui prenait naissance dans la Baie d'Hudson et évacuait la glace par le détroit d'Hudson. A plusieurs reprises son ac-

³La vitesse du Jakobshavn Isbrae a doublé entre 1996 et 2004

tivité a propulsé une armada d'icebergs dans l'Atlantique Nord ⁴. De nombreux glaciers émissaires drainaient la glace vers l'Océan Arctique et la Baie de Baffin (*De Angelis and Kleman, 2005*), tandis que des glaciers de piémonts se formaient au sud de la calotte. Les observations montrent que la Laurentide était une calotte très dynamique, possédant de multiples dômes et glaciers, dont l'activité et la localisation ont beaucoup évolué au cours du temps (*Boulton and Clark, 1990*).

La Laurentide rejoignait à l'Est la calotte de la Cordillère qui recouvrait les Rocheuses de la Colombie Britannique jusqu'à l'Océan Pacifique et l'actuelle frontière canadienne au sud. L'archipel arctique canadien était aussi couvert de glace, et de puissants glaciers s'étaient développés entre les îles, évacuant des icebergs dans l'Océan Arctique. Au dernier maximum glaciaire ces trois complexes se touchaient mais devaient garder un écoulement indépendant.

Si l'extension de la calotte est connue depuis longtemps, son volume au dernier maximum glaciaire est plus difficile à estimer. Les reconstructions basées sur le rebond isostatique donnent une contribution entre 60 et 80 mètres (24.5 et $34.3 \cdot 10^{15} m^3$) à la baisse du niveau des mers (*Peltier, 1994, 2004; Tarasov and Peltier, 2004*), les estimations les plus récentes donnant les valeurs les plus fortes. Les reconstructions à l'aide d'un modèle de glace proposent des contributions plus grandes, allant de 78 à 88 mètres de niveau des mers ⁵ (*Marshall et al., 2002; Zweck and Huybrechts, 2005*).

Les calottes eurasiennes

Les calottes de l'Eurasie sont plus modestes que leurs homologues américaines (probablement 20 m de niveau des mers (*Siegert et al., 2001*) au DMG). Le programme QUEEN a aboutit à un travail collectif de synthèse des données géomorphologiques disponibles en tirant parti des progrès dans les techniques de datations (*Svendsen et al., 2004*). Cette synthèse a récemment éclairé l'évolution de ces calottes depuis 160 000 ans et mon travail

⁴Les événements de Heinrichs sont supposés être la conséquence des surges de l'Ice Stream du détroit d'Hudson en particulier car on a pu identifier l'origine des IRD (ice rafted debris) dont beaucoup venaient de la baie d'Hudson. Mais certains auteurs suggèrent que les autres calottes ont participé à certains HE (*Grousset et al., 1993*).

⁵On remarque que pour l'Antarctique à l'inverse, les modèles de glace (*Huybrechts, 1990; Ritz et al., 2001*) donnent une contribution plus faible que les reconstructions basées sur l'isostasie.

de thèse se base sur ces innovations.

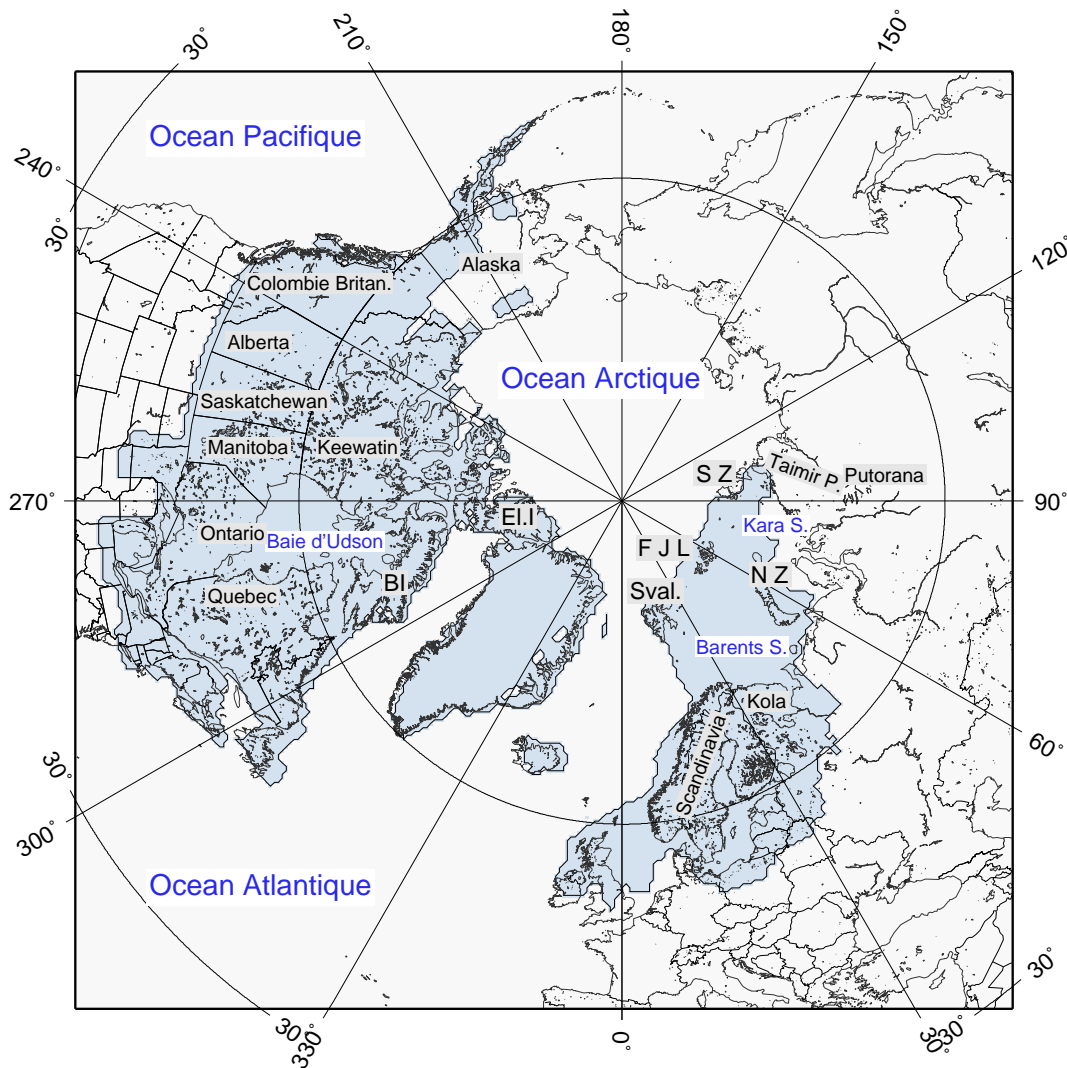


FIG. 0.4: Carte de la région de l'hémisphère nord couverte dans cette étude. L'extension des calottes de glace durant le dernier maximum glaciaire (il y a 21 000 ans) est représentée en bleu (Peltier, 2004). Les régions géographiques citées dans le texte sont indiquées. El.I : Ile d'Ellesmer, BI : Ile de Baffin, Sval : Svalbard, FJL : Franz Jozeph Land, SZ : Severnaya Zemlya, NZ : Nouvelle Zemble.

La Fennoscandie couvrait la Scandinavie et la Finlande, elle s'est étendue jusqu'en Europe du Nord (Allemagne, Pologne) et rejoignit probablement la calotte des îles britanniques dans la Mer du Nord. Une seconde calotte recouvrait la Russie, parfois la

Sibérie Occidentale et les mers arctiques de Barents et de Kara. C'était une calotte marine (dont le socle est sous le niveau des mers) soumise à l'influence océanique. Elle était probablement plate, et les dépressions topographiques étaient parcourues de grands fleuves de glace (*Dowdeswell and Siegert, 1999a*). Soumise à l'influence océanique, elle devait être très instable.

Ces deux calottes ont été très dynamiques durant la dernière glaciation. A chaque avancée majeure, les deux calottes (Barents-Kara et Scandinave) se rejoignaient et durant certains épisodes froids, les fleuves sibériens étaient barrés et d'immenses lacs proglaciaires se formaient au sud de la calotte (*Mangerud et al., 2004*). *Krinner et al. (2004)* supposent que ces lacs ont influencé l'évolution des calottes en réduisant l'ablation estivale. Durant les périodes plus chaudes, la glace reculait pour se retrancher parfois jusque dans les montagnes de Scandinavie et les archipels de l'Arctique. Au cours de cette dernière période glaciaire, le centre de masse de ce complexe de glace a migré vers l'Ouest, perdant du terrain en Sibérie mais s'agrandissant en Scandinavie (*Svendsen et al., 2004*). Sa taille relativement modeste et l'abondante documentation à son sujet en font un objet d'étude intéressant. On étudiera donc spécifiquement cette calotte, indépendamment du reste de l'hémisphère Nord. Nous décrirons en détail la géomorphologie de l'Eurasie et les conclusions du programme QUEEN au chapitre 5, puis nous présenterons nos travaux sur la dynamique de cette calotte et sur l'impact des lacs pro-glaciaires au chapitre 8.

La modélisation des calottes de glace

La connaissance morphologique de ces calottes passe par l'observation, soit satellitaire, soit *in situ*. Leur étude doit être complétée par la modélisation qui renseigne sur les mécanismes mis en jeu et permet d'étudier l'évolution des calottes dans des régions ou durant des périodes non accessibles à l'observation (par exemple le futur et le passé lointain).

Un modèle de calottes de glace (ou ISM pour ice sheet model) a pour but de reconstruire la géométrie d'une calotte de glace et son évolution dans le temps. Il existe un large panel de modèles, des plus simples reconstruisant une colonne de glace ou un profil le long d'une ligne de courant aux modèles à 3-Dimensions, tel que le modèle GRISLI que nous

utilisons. Les principaux enjeux de la modélisation des calottes concernent l'écoulement de la glace et les interactions avec le système atmosphère/Terre/océan :

La glace est un fluide visqueux qui se déforme sous son poids. Cette déformation varie avec la température (une glace froide est plus visqueuse). Le régime de déformation de la glace est très différent entre le centre des calottes et les parties flottantes ce qui pose des problèmes dans les zones de transitions. De plus, la glace est susceptible de glisser sur le socle. Un sédiment déformable recouvre parfois ce socle et permet à la glace d'avancer à des vitesses de plusieurs centaines de mètres par an. Notre modèle (décrit dans le chapitre 1) essaie de reproduire au mieux ces phénomènes afin de reconstruire l'écoulement de la calotte.

L'évolution d'une calotte dépend aussi du bilan en surface (accumulation et ablation) et à la base (fusion y compris sous les parties flottantes). Or ces conditions changent en réponse à l'évolution de la calotte qui refroidit l'atmosphère (fort albédo et altitude élevée) et envoie de l'eau douce ou des icebergs dans les océans. Le bilan de masse en surface (atmosphère) et sous les parties flottantes (océan) peut être paramétré à partir d'un petit nombre de variables climatiques (précipitations et températures) ou directement donné par un couplage avec d'autres modèles de climat. Dans tous les cas la reconstruction des calottes est étroitement liée aux conditions limites et ne s'appréhende que dans le cadre plus large de la dynamique du climat (système Terre/atmosphère/océan/glace). Dans ce travail, on force le climat à la surface de l'ISM, et on se concentrera sur l'importance des principales rétro-actions : effet orographique et d'albédo, influence des lacs pro-glaciaires...

Présentation du manuscrit

Ce manuscrit s'intéresse à la dynamique des calottes glaciaires, et en particulier à celles de l'hémisphère nord. Nous sommes partis d'un modèle de glace appliqué à l'Antarctique que j'ai amélioré en vue de son application aux anciennes calottes du Nord. Pour illustrer les deux aspects de ce travail : un aspect dynamique, et un second aspect plus paléo-climatologique ce manuscrit se décline en deux parties :

La première partie expose les mécanismes responsables de l'écoulement des calottes de glace. A travers la présentation de notre modèle de calotte, nommé GRISLI, le premier chapitre illustre les processus responsables de l'écoulement des calottes glaciaires. Les trois chapitres suivants détaillent les travaux que j'ai effectués sur trois caractéristiques qui sont fondamentales pour comprendre la dynamique des calottes de glace : les plateformes de glace flottantes (ice-shelves), le drainage de l'eau sous glaciaire et les fleuves de glace (ice-streams) qui concentrent l'écoulement de la glace dans les régions périphériques. Ces caractéristiques ont, pendant cette thèse, fait l'objet d'améliorations notables qui sont décrites et illustrées avec les résultats obtenus en Antarctique.

La deuxième partie, plus climatique, présente des applications du modèle à des événements glaciologiques. Nous présenterons un état de l'art sur les glaciations passées, de manière plus large que le cadre de nos applications. Le chapitre suivant (6) est consacré au portage de GRISLI sur l'hémisphère nord ainsi qu'à la façon de traiter le climat à la surface de nos calottes.

Les deux chapitres finaux présentent enfin deux applications aux calottes de l'hémisphère nord : le chapitre 7 étudie l'évolution des calottes du Nord au cours du dernier cycle glaciaire et présente une piste pour utiliser le modèle de glace afin d'estimer les paléoclimats. Enfin nous profitons d'un zoom sur les calottes eurasiennes pour étudier dans le chapitre 8 (i) l'impact des ice shelves sur la vie d'une calotte marine et (ii) l'influence des grands lacs proglaciaires sur le développement de cette calotte.

Première partie

Dynamique glaciaire

Chapitre 1

Description du modèle de glace

1.1 Introduction

GRISLI (GRenoble Ice Shelf and Land Ice) est un modèle à 3 dimensions avec un couplage thermo-mécanique. Il calcule l'évolution de la géométrie (épaisseur, surface et socle) au cours du temps en fonction des conditions climatiques. Il donne également la vitesse et la température de la glace en tout point de la calotte.

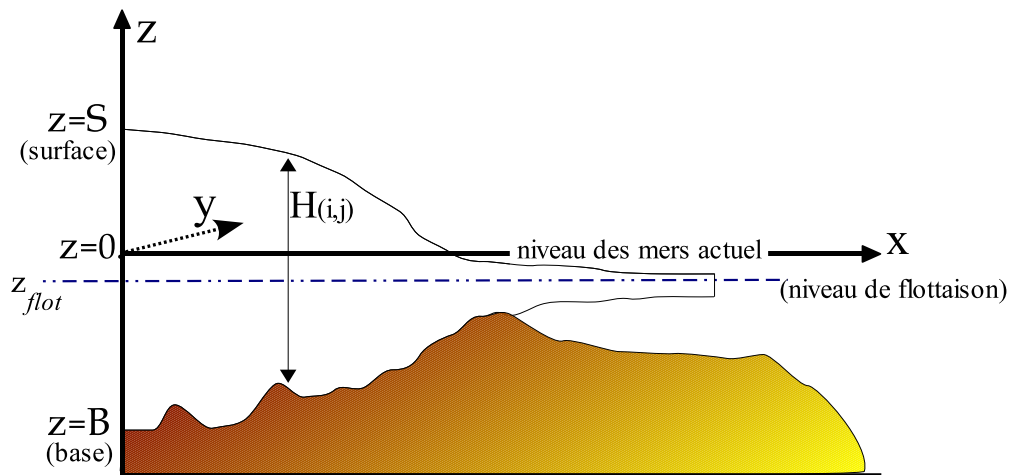


FIG. 1.1: Référentiel du modèle de glace. La référence de l'échelle verticale est le niveau des mers actuel ($z=0$). Le niveau de flottaison ($z = z_{flot}$) varie au cours du temps avec le niveau des mers. Mais il peut aussi correspondre au niveau d'un lac proglaciaire sur les continents.

1.2 Notations

Nous introduisons tout d'abord les notations utilisées dans le modèle puis décrivons brièvement le modèle de glace. En conclusion nous résumerons les principales caractéristiques de GRISLI pour illustrer l'intérêt de cet outil et mettre en valeur les travaux développés dans les chapitres suivants.

Coordonnées

t	temps	(a)
x,y,z	coordonnées spatiales (horizontales et verticale)	(m)
ξ	coordonnée verticale réduite	-

Variables géométriques

$S(x,y,t)$	altitude de la surface	(m)
$S_0(x,y)$	altitude initiale de la surface	(m)
$Slv(t)$	niveau des mers : $Slv(0)=0.$	(m)
$S_{flot}(x,y,t)$	niveau de flottaison	(m)
$H(x,y,t)$	épaisseur de glace	(m)
$H_0(x,y)$	épaisseur de glace initiale (au début de l'expérience)	(m)
$B(x,y,t)$	position du socle	(m)
$B_0(x,y)$	position initiale du socle (au début de l'expérience)	(m)

Variables physiques

$T(x,y,z,t)$	température de la glace	(°C)
$\vec{u}(x,y,z,t)$	vitesse d'écoulement de la glace : $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$	($m.a^{-1}$)
$\vec{U}(x,y,t)$	vitesse horizontale moyennée sur l'épaisseur : $\vec{U} = (U_x, U_y)$	($m.a^{-1}$)
$\vec{u}_b(x,y,t)$	vitesse de glissement de la glace sur le socle : $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$	(($m.a^{-1}$))

Bilan de masse et Climat

$Abl(x,y,t)$	taux d'ablation	($m.a^{-1}$)
$P(x,y,t)$	précipitation en surface	($m.a^{-1}$)
$Acc(x,y,t)$	taux d'accumulation	($m.a^{-1}$)
$M(x,y,t)$	bilan de masse en surface : $M = Acc - Abl$	($m.a^{-1}$)
$b_{melt}(x,y,t)$	fusion à la base de la glace	($m.a^{-1}$)
$T^{ANN}(x,y,t)$	température moyenne annuelle en surface	(°C)
$T^{JJA}(x,y,t)$	température moyenne d'été en surface	(°C)

Déformation

$\vec{u}(x,y,z,t)$	vitesse d'écoulement de la glace : $\vec{u} = (u_x, u_y, u_z)$	($m.a^{-1}$)
$\vec{U}(x,y,t)$	vitesse horizontale moyennée sur l'épaisseur : $\vec{U} = (U_x, U_y)$	($m.a^{-1}$)

$\eta(x,y,z,t)$	viscosité de la glace	$(Pa.a^{-1})$
$\bar{\eta}(x,y,t)$	viscosité moyenne de la colonne de la glace	$(Pa.a^{-1})$
B_{AT}	coefficient de la loi de fluage	$(Pa^{-3}.a^{-1})$
E_a	énergie d'activation de la loi de fluage	$(J.mol^{-1})$
n	exposant de la loi de déformation	-
$\tau(x,y,z,t)$	taux de contraintes	(Pa)
$\dot{\epsilon}(x,y,z,t)$	taux de déformation	(s^{-1})

Glissement et frottement

$Pw(x,y,t)$	pression de l'eau basale	(Pa)
$N(x,y,t)$	pression effective à la base de la glace : $N = \rho g H - Pw$	(Pa)
$\vec{u}_b(x,y,t)$	vitesse de glissement de la glace sur le socle : $\vec{u}_b = (u_b, v_b)$	$(m.a^{-1})$
α	exposant de la loi de glissement : $\alpha = 2$ (Loi de Weertman)	-
β	exposant de la loi de glissement : $\beta = 0$	-
k	coefficient de la loi de glissement : $k = 0,5 \cdot 10^{-8}$	$(m.a^{-1}.Pa^{-2})$
$\vec{\tau}_b(x,y,t)$	contrainte basale : $\vec{\tau}_b = (\tau_{bx}, \tau_{by})$	(Pa)

propriétés thermiques

$T(x,y,z,t)$	température de la glace	$(^{\circ}C)$
$T_f(H)$	température de fusion de la glace : $T_f = -0.0074 * \rho g H$	$(^{\circ}C)$
$L_f(T)$	chaleur latente de fusion : à $0^{\circ}C$ $L_f=335.0$	$(kJ.kg^{-1})$
$c(T)$	capacité thermique de la glace : à $0^{\circ}C$ $c=38$	$(J.mole^{-1}.kg^{-1})$
$k_g(T)$	conductivité thermique de la glace : $k_g = 2.22 - 0,0148 * T_K$ ¹	$(W.K^{-1}.m^{-1})$
k_s	conductivité thermique du socle : $k_s = 1.04 * 10^8$	$(J.K^{-1}.m^{-1}.a^{-1})$
$\Phi_0(x, y)$	flux géothermique	$(W.m^{-2})$

Constantes physiques

g	accélération de la pesanteur	$9.81 m.s^{-2}$
ρ	densité de la glace	$910 kg.m^{-3}$
ρ_w	densité de l'eau de mer	$1028 kg.m^{-3}$
ρ_f	densité de l'eau douce	$1000 kg.m^{-3}$
R	constante des gaz parfaits	$8,3145 J.mol^{-1}.K^{-1}$

TAB. 1.3: Conventions utilisées dans le manuscrit

¹ T_K est la température en Kelvin ($T_K = T - 273.15$)

1.3 Principes fondamentaux

La plupart des équations présentées ci-dessous ont été détaillées dans les précédentes thèses de l'équipe, en particulier par *Dumas* (2002) qui décrit largement la version antérieure du modèle. Je me contente donc de rappeler les équations les plus fondamentales pour insister sur les nouveaux processus et traitements que j'ai introduit dans le modèle.

1.3.1 Conservation de la masse

Le principe de conservation de la masse que l'on applique à une colonne de glace nous permet de calculer l'épaisseur de la glace variant au cours du temps. Les termes qui interviennent sont les bilans de masse en surface (accumulation - ablation) et au socle (fusion basale éventuelle) et de la vitesse horizontale de la glace.

A l'échelle du modèle, la glace est considérée comme incompressible. Ceci n'est évidemment pas valable dans le névé où la neige se tasse et se densifie avec la profondeur. Cependant la déformation se concentre à la base de la calotte et dépend du poids total de la colonne de glace, ce qui justifie cette approximation. En pratique on remplace la couche superficielle de névé par une épaisseur de glace de masse équivalente et cela revient à retirer à peu près 30 mètres d'épaisseur.

En considérant la glace comme un fluide incompressible on obtient, pour un volume donné, la relation :

$$(1.1) \quad \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = 0$$

Cette équation permet de donner la relation entre la vitesse verticale de la glace et sa vitesse horizontale (voir plus loin le calcul de la vitesse horizontale). Pour cela on tient également compte des conditions aux limites : la vitesse verticale dépend également du bilan de masse en surface M et de la fusion à la base. En intégrant cette équation de la base B à la surface S de la calotte, et toujours en tenant compte des conditions aux

limites, on obtient la variation temporelle de l'épaisseur de la colonne de glace considérée.

$$(1.2) \quad \frac{\partial H}{\partial t} = -\frac{\partial(HU_x)}{\partial x} - \frac{\partial(HU_y)}{\partial y} + M - b_{melt}$$

Cette équation introduit les principaux termes qui gouvernent l'évolution des calottes :

- Le bilan de masse en surface (M =Accumulation -Ablation) dépend des conditions climatiques et contrôle l'existence des calottes.
- Le bilan de masse à la base B_{melt} dépend de la fusion (ou du regel) de la glace sous l'influence du flux géothermique, si cette glace est posée ; ou de la chaleur apportée par les océans si cette glace est flottante.
- La dynamique de l'écoulement, fortement dépendante des conditions basales, influence la géométrie de la calotte (épaisseur, présence d'un ou de plusieurs dômes), et son extension dans des zones où l'ablation domine.
- Il restera à introduire l'isostasie qui donne la position du socle qui s'enfonce sous le poids de la calotte.

1.3.2 Thermodynamique

La température de la glace joue sur l'écoulement (la viscosité dépend de la température comme expliqué plus loin) et sur les conditions basales. La température dans une calotte de glace et dans le socle évolue suivant l'équation de propagation de la chaleur.

$$(1.3) \quad \frac{\partial T}{\partial t} = \underbrace{\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial z} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial z} \right)}_{\text{diffusion verticale}} + \underbrace{\frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial x} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial}{\partial y} \left(k_g \frac{\partial T}{\partial y} \right)}_{\text{diffusion horizontale}} - \underbrace{u_x \frac{\partial T}{\partial x} - u_y \frac{\partial T}{\partial y}}_{\text{advection horizontale}} - \underbrace{u_z \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{advect. verticale}} + \underbrace{\frac{Q}{\rho c}}_{\text{prod. chal.}}$$

Où k_g est la conductivité thermique de la glace et c sa capacité calorifique. Le champ de température dans la calotte de glace est dépendant de l'écoulement (advection de glace froide de la surface vers les profondeurs ; et du centre vers l'extérieur de la calotte) et de la production de chaleur par déformation (chaleur produite par déformation de glace elle-même et frottement de la glace sur le socle).

Dans le modèle, la production de chaleur dans la glace est calculée comme le produit des

taux de déformation ε_{ij} et des contraintes τ_{ij} (définies ultérieurement) :

$$(1.4) \quad Q = \sum_i \dot{\varepsilon}_{ij} \tau_{ij}$$

La chaleur résultant du frottement τ_b avec la vitesse basale u_b sur le socle est convertie en flux de chaleur :

$$(1.5) \quad \Phi_{frot} = u_b * \tau_b$$

L'équation 1.3 peut être simplifiée puisque la diffusion horizontale est très faible par rapport à la diffusion verticale². L'advection horizontale ne peut en revanche pas être négligée car la valeur élevée de la vitesse horizontale du dôme vers les bords compense la faiblesse du gradient de température.

Températures en surface

Les conditions limites en surface sont données par le climat. Les variations saisonnières sont rapidement atténuées avec la profondeur de sorte que la température à 10 m sous la surface est proche de la température moyenne annuelle. On applique donc cette température moyenne T^{ANN} comme condition limite en surface.

La manière dont T^{ANN} varie avec le climat est présentée dans le chapitre 6.

Conditions à la base

A la base, le flux de chaleur venant du socle est :

$$(1.6) \quad \Phi = -k_s \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{socle}$$

k_s est la conductivité thermique du socle. Le modèle est conçu pour prendre éventuellement en compte l'effet thermique d'une couche de socle. Dans ce cas, le flux géothermique Φ_O est imposé à la base de la couche de socle et $\frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{socle}$ résulte du calcul des températures dans cette couche. Sinon $\Phi = \Phi_O$. Le flux géothermique en Antarctique, auparavant

²La température varie de son minimum ($\sim -50^\circ\text{C}$ en Antarctique) au point de fusion sur quelques kilomètres à la verticale et quelques milliers de kilomètres à l'horizontale

uniforme dans le modèle, a récemment été modifié. Afin de le rendre plus réaliste nous avons choisi la reconstruction proposée par *Shapiro and Ritzwoller (2004)*. Ce flux a aussi été adapté pour l'hémisphère nord et, au chapitre 6 nous décrirons en détail la méthode que ces auteurs ont utilisée pour obtenir ces cartes. A ce flux s'ajoute celui résultant du frottement de la glace sur le socle ou de la déformation du sédiment :

$$(1.7) \quad \Phi_{tot} = \Phi + \Phi_{frot}$$

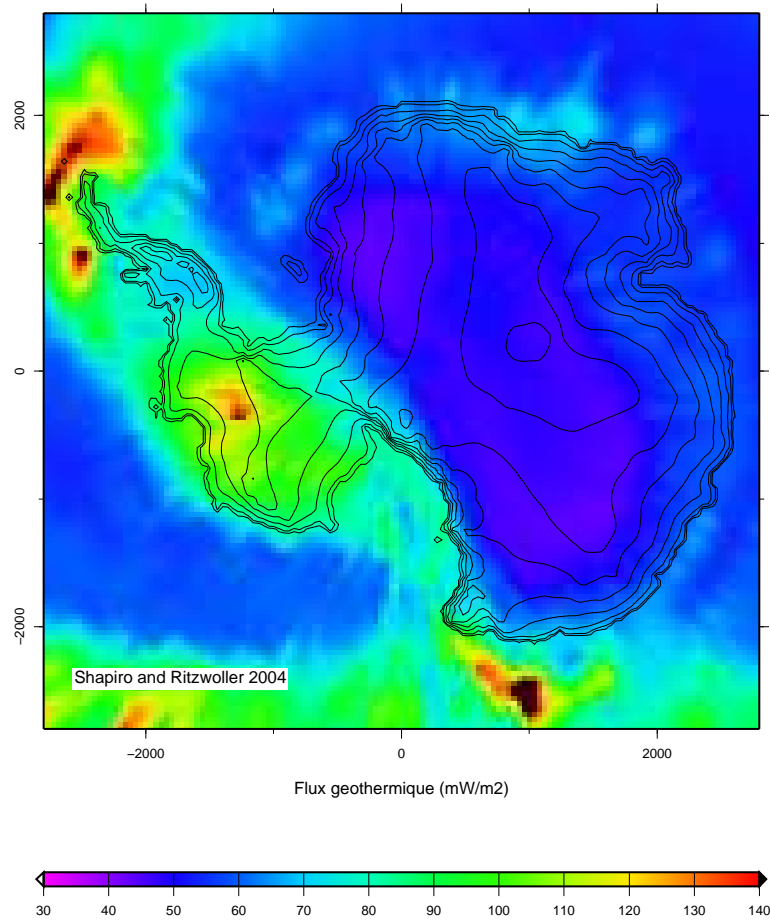


FIG. 1.2: Le flux géothermique Φ_O sous l'Antarctique est donné par la reconstruction de *Shapiro and Ritzwoller (2004)*. Il est élevé en Antarctique de l'Ouest, en particulier en amont de la région de Pine Island.

Au niveau du socle on distingue deux possibilités.

- i- Si la base est froide (température sous le point de fusion), on considère que la chaleur apportée par le flux géothermique est transmise par diffusion verticale (Loi de Fourier) à la glace.

$$(1.8) \quad k_g \frac{\partial T}{\partial z} |_{\text{glace}} = -\Phi$$

- ii- Si la température de la glace atteint le point de fusion, la condition à l'interface est alors cette température de fusion. La différence entre le flux de chaleur Φ_{tot} (venant du socle + celui produit par glissement, *Fabre (1997) p.45*) et celui partant dans la glace, est utilisée pour la fusion de la glace basale. La quantité d'eau basale produite (par unité de temps) est alors :

$$(1.9) \quad b_{melt} = \frac{-\Phi_{tot} - k_g \frac{\partial T}{\partial z} |_{\text{glace}}}{L_f \rho}$$

Le regel ($b_{melt} \leq 0$) est possible tant qu'il y a de l'eau liquide à la base.

1.3.3 Isostasie

Le poids d'une charge en surface (chaîne de montagne ou calotte glaciaire) entraîne un enfoncement de la lithosphère et un fluage de l'asthénosphère. L'enfoncement représente environ $1/3$ de l'épaisseur de glace et ne peut absolument pas être négligé. Ce phénomène, nommé isostasie, est étudié par *Le Meur (1996)* pour les calottes de glace. L'étude comparée de différents modèles d'isostasie couplés avec un modèle de calotte de glace et appliqués à l'Antarctique (*Le Meur and Huybrechts, 1996*) montre qu'un modèle «relaxé-régional» donne des résultats proche d'un modèle sophistiqué d'isostasie. C'est ce modèle qui est utilisé dans GRISLI. Il associe une lithosphère élastique (qui répartit régionalement la charge glaciaire sur une distance d'environ 400 km) et une asthénosphère visqueuse simulée par un temps de relaxation de 3000 ans.

L'isostasie influence l'altitude du socle et a deux conséquences pour l'évolution de la calotte :

- L'altitude de la surface est modifiée d'autant et comme la température de surface dépend de l'altitude, le bilan de masse (en particulier l'ablation) est affecté.

- Pour les bords marins, la position de la ligne d'échouage (ligne où la glace commence à flotter) dépend de la position du socle par rapport au niveau des mers.

1.4 Contraintes et déformations

Les calottes de glace s'écoulent sous leur poids. Cet aspect dynamique est le principal thème de cette étude aussi nous le décrivons un peu plus en détail.

On détermine le champ des contraintes dans un glacier en considérant l'état d'un volume élémentaire de glace et en lui appliquant le principe fondamental de la dynamique. L'accélération peut toujours être négligée et la seule force qui s'applique est la gravité. On obtient l'équation d'équilibre quasi-statique (figure 1.3).

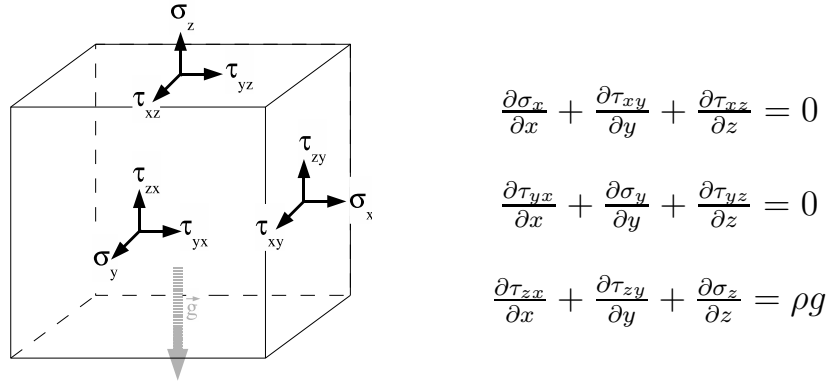


FIG. 1.3: équilibre quasi-statique d'un volume de glace, les termes τ_{ij} sont les composantes du tenseur des contraintes, i est la direction de projection de la contrainte et j la normale à la surface sur laquelle s'applique la contrainte. Les termes σ_i ($\sigma_i \equiv \tau_{ii}$) sont les contraintes longitudinales, positives pour une traction.

Le premier invariant du tenseur des contraintes est l'opposé de la pression hydrostatique et s'écrit :

$$(1.10) \quad \sigma_0 = \frac{\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z}{3}$$

On définit le déviateur des contraintes qui représente les contraintes indépendamment

de l'effet de la pression hydrostatique (donc de la profondeur) :

$$(1.11) \quad \tau'_{ij} = \tau_{ij} - \delta_{ij}\sigma_0$$

1.4.1 Loi de déformation

Sous l'effet des contraintes, la glace se déforme comme un fluide visqueux non newtonien. Pour représenter la déformation on utilise le tenseur des taux de déformation $\dot{\epsilon}_{ij}$ défini par :

$$(1.12) \quad \dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

Où i et j désignent les composantes (x,y,z) de la vitesse. Lorsque la glace est isotrope, le déviateur des contraintes et les taux de déformations sont proportionnels :

$$(1.13) \quad \tau'_{ij} = 2 \eta \dot{\epsilon}_{ij}$$

La glace est un fluide non linéaire et sa viscosité η dépend de la cission efficace suivant une loi de puissance de type Norton-Hoff, appelée loi de Glen par les glaciologues. C'est une relation empirique déduite de mesures de déformations en laboratoire.

$$(1.14) \quad \frac{1}{\eta} = B_{AT} \tau^{n-1}$$

où $\tau =$ est la section cission efficace définie comme :

$$(1.15) \quad \tau^2 = \frac{1}{2} \sum_{ij} (\tau'_{ij})^2$$

B_{AT} varie avec la température selon une loi d'Arrhenius :

$$(1.16) \quad B_{AT} = B_{AT0} \exp\left(\frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T_f} - \frac{1}{T}\right)\right)$$

T_f est la température de fusion de la glace, E_a est l'énergie d'activation et R la constante des gaz parfaits. Dans la littérature il existe une controverse sur la valeur de

l'exposant n . La valeur $n = 3$ est la plus communément admise mais dans les régions à très faibles contraintes certains auteurs suggèrent un exposant plus faible (*Pimienta*, 1987).

Dans le modèle GRISLI, la loi de comportement peut être polynomiale, additionnant les déformations des différentes lois en $n = 1, 2, 3...$ (*Dumas*, 2002). En pratique, la loi utilisée est l'addition de la loi de Glen ($n = 3$) et d'une loi Newtonienne ($n = 1$). La déformation s'écrit donc :

$$(1.17) \quad 2\dot{\epsilon}_{ij} = (B_{AT1} + \tau^2 B_{AT3})\tau'_{ij}$$

1.4.2 Les différents types d'écoulement

Pour reproduire l'écoulement de la glace, on pourrait associer les équations d'équilibre (1.18), la loi de déformation (équations 1.13 et 1.14) et les conditions aux limites (pression atmosphérique en surface, frottement basal et pression sur le socle ou vitesse basale). Ce type de résolution (appelé «Full Stokes») a tout son intérêt pour les applications à petite échelle. Elle est cependant très gourmande en temps de calcul et ne peut être utilisée pour traiter l'évolution (sur des milliers d'années) d'une calotte entière. Il est donc nécessaire d'effectuer des simplifications dans les équations précédentes.

Il apparaît que la déformation de la glace varie en fonction des régions (figure 1.4). Le centre des calottes s'écoule principalement par la déformation dont le «moteur» est la différence de poids induite par la pente de surface (la glace en amont est plus élevée que la glace en aval). Dans d'autres régions où la glace n'est pas gelée contre le socle, le glissement sur le socle joue un grand rôle et la déformation par extension longitudinale peut devenir prépondérante. Nous allons voir comment le modèle traite ces différentes régions.

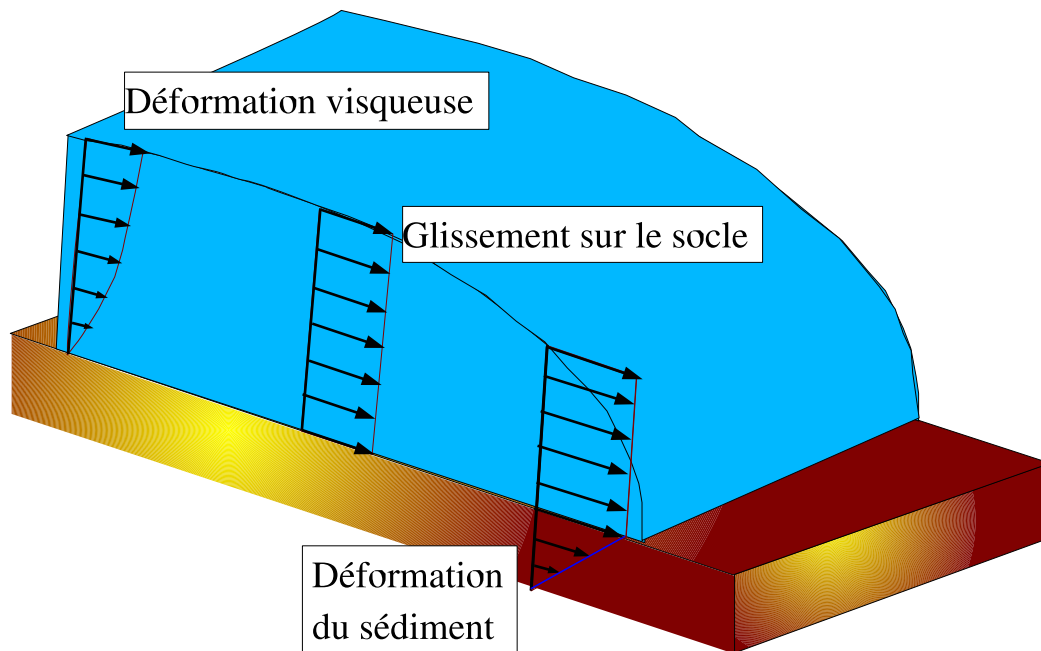


FIG. 1.4: Mécanisme de l'écoulement de la glace (adapté de Marshall (1996)). (a) Déformation visqueuse par cisaillement vertical. (b) Glissement de la glace sur le lit rocheux. (c) Déformation d'un sédiment sous glaciaire.

1.4.2.1 L'approximation de la couche mince

Pour simplifier la loi d'écoulement on introduit un rapport d'aspect ϵ (longueurs caractéristiques horizontale sur verticale). Pour l'ensemble d'une calotte ce rapport d'aspect vaut 10^{-3} , l'épaisseur caractéristique étant de quelques milliers de mètres pour une extension de plusieurs milliers de kilomètres. On développe ensuite les équations de la dynamique en série de perturbations par rapport au facteur d'aspect. Il apparaît alors certains termes prépondérants, d'autres négligeables.

L'approximation de la couche mince (SIA pour shallow ice approximation), comme son nom l'indique, utilise cette approche. Développée à l'ordre 0, elle met en évidence l'importance du cisaillement vertical τ_{xz} et τ_{yz} sur les autres contraintes. Ceci revient à négliger les dérivées horizontales devant les dérivées verticales ($\frac{\partial u_x}{\partial x} \ll \frac{\partial u_x}{\partial z}$). On simplifie

également la cission efficace :

$$(1.18) \quad \begin{cases} \tau_{xz} = \rho g \frac{\partial S}{\partial x} (S - z) \\ \tau_{yz} = \rho g \frac{\partial S}{\partial y} (S - z) \end{cases} \quad \text{et} \quad \tau^2 = \tau_{xz}^2 + \tau_{yz}^2$$

En intégrant le taux de déformation $\frac{\partial u_x}{\partial z} = 2\dot{\epsilon}_{xz}$ ³ selon la verticale, on obtient la déformation horizontale tout le long de la colonne de glace. Ainsi la vitesse calculée par le modèle est :

$$(1.19) \quad u(z) = u_b + \int_B^z 2\dot{\epsilon}_{xz} dz$$

Où $\dot{\epsilon}_{xz}$ est obtenu par la loi de déformation (1.17) en fonction de τ'_{ij} (1.18). Si la base est tempérée, la glace est susceptible de glisser sur son socle et de nombreuses lois de glissement ont été proposées. Comme le mentionne *Paterson* (1994) elles sont presque toutes de la forme :

$$(1.20) \quad u_b = A \frac{\tau_b^\alpha}{N^\beta}$$

N est la pression effective (voir chapitre 3), τ_b est la contrainte basale. Dans le cadre de la SIA, $\tau_{xb} = \tau_{xz}|_B$. Le facteur A et les exposants α et β varient selon les auteurs.

Dans GRISLI, cette loi de glissement n'est active que pour des petites vitesses de glissement ($< 50m.a^{-1}$). Les grandes vitesses sont traitées par les équations pour les écoulements rapides.

1.4.2.2 Dynamique des écoulements rapides

Les écoulements rapides concernent les ice shelves et les ice streams.

Les ice shelves sont des plates-formes de glace flottante alimentées par le flux de glace venant de la calotte. L'altitude de la surface est proportionnelle à l'épaisseur de glace (selon le principe d'Archimède), et décroît très lentement vers l'extérieur. Les ice shelves sont présentés en détails au chapitre 2.

³car $\partial u_z / \partial x$ est négligeable

Les ice streams sont des fleuves de glace qui s'écoulent au milieu de la glace environnante, plus lente. La pente de surface des ice streams est généralement très faible (voir chapitre 4).

Ice streams et ice shelves ont des vitesses très élevées (plusieurs centaines de mètres par an) et des pentes de surface très faibles⁴. L'écoulement des fleuves de glace est donc entièrement lié à la déformation d'un sédiment sous-glaciaire ou au glissement de la glace sur son socle. La déformation de la glace est cette fois due aux contraintes longitudinales (la glace en aval tire l'amont) et au cisaillement horizontal (ralentissement contre les bords du glacier). Une simplification, utilisant elle aussi le rapport d'aspect, permet de négliger le cisaillement vertical (les vitesses horizontales sont indépendantes de la profondeur). On obtient alors une équation elliptique liant les différentes composantes horizontales de la vitesse. Cette équation est présentée par *Morland* (1987) pour les ice shelves et par *MacAyeal* (1989) pour les ice shelves et les ice streams. Elle est incluse dans le modèle de GRISLI depuis les travaux de *Rommelaere and Ritz* (1996); *Rommelaere* (1997).

$$(1.21) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[2\bar{\eta}H \left(2\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\bar{\eta}H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] = \rho g H \frac{\partial S}{\partial x} - \tau_{bx}$$

$$(1.22) \quad \frac{\partial}{\partial y} \left[2\bar{\eta}H \left(2\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\bar{\eta}H \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] = \rho g H \frac{\partial S}{\partial y} - \tau_{by}$$

L'écoulement est limité par le frottement basal τ_b dans le cas des ice streams. Ce frottement est supposé proportionnel à la vitesse de la glace,

$$(1.23) \quad \tau_b = -\beta U$$

Dans GRISLI, le facteur β est proportionnel à la pression effective $\beta = cf * N$ pour prendre en compte l'effet de l'eau basale. Les plates-formes flottantes (ice shelves) s'écoulent sur l'eau, sans rencontrer de résistance ($\tau_b = 0$).

Précédemment la viscosité de la glace (dans les plateformes et fleuves) était fixée à la vis-

⁴Pour l'ice stream B, la déformation par cisaillement vertical n'explique qu'un déplacement de 1 m/an (pour une vitesse observée de 400 m/an)

cosité effective du Ross Ice Shelf (*Rommelaere and MacAyeal, 1997*). Le modèle bénéficie depuis du couplage thermomécanique ⁵.

Conditions aux limites : Les équations 1.21 et 1.22 sont elliptiques et nécessitent des conditions aux limites latérales. A la transition entre la glace lente et la glace rapide on utilise les vitesses horizontales (moyennées verticalement) de la glace lente qui sont calculées localement (équation 1.19).

Sur le front des ice shelves et ice streams on applique les conditions limites issues de *MacAyeal (1989)* :

$$(1.24) \quad \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = 0$$

$$(1.25) \quad 2\bar{\eta}H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \rho g \frac{H^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv - B)^2}{2} - \tau_b$$

La première condition à la limite de l'ice shelf indique que le cisaillement parallèle au front (dû aux courants marins) est nul. La seconde condition est :

- Pour la glace flottante ; l'équilibre entre les contraintes longitudinales et la pression de l'eau sur le front.
- Dans le cas des ice streams posés ; l'équilibre entre les conditions longitudinales et le frottement basal.

L'extension des régions flottantes dépend d'un test sur le vèlage du front. Ce test est présenté dans le chapitre sur les ice shelves. L'extension des fleuves de glace est, comme pour toute glace posée, donnée par le bilan de masse. L'ice stream «terrestre» se termine quand l'ablation l'emporte sur l'advection de masse. Ces conditions limites (1.24 et A.1) sont appliquées de manières spécifiques en fonction de la configuration du bord qui n'est pas rectiligne. Cela représente un très grand nombre de cas qui sont développés dans l'annexe A.

⁵Les équations 1.17 permettent de calculer la viscosité quand on connaît la déformation. Cependant les vitesses sont trop rapides et en général on ne garde que la partie de la loi en viscosité Newtonienne ($n = 1$)

1.5 GREMLINS-GRISLI et les apports de cette thèse à l'évolution du modèle

Nous avons précédemment énoncé les grands principes qui régissent notre modèle de calotte de glace. Ce modèle a initialement été développé pour la glace posée (SIA) et appliqué au Groenland (*Fabre et al.*, 1995; *Ritz et al.*, 1996) puis aux calottes de l'hémisphère nord (*Ramstein et al.*, 1997; *Charbit et al.*, 2002; *Kageyama et al.*, 2004). Cette partie du modèle (sans ice shelves) a été baptisée GREMLINS (GREnoble Model Land Ice Northern Hemisphere). Ce modèle fut couplé au modèle d'ice shelf par *Rommelaere and Ritz* (1996) et appliqué à l'Antarctique (*Ritz et al.*, 2001). Il prit alors le nom de GRISLI⁶ et de nombreuses applications furent apportées par *Dumas* (2002).

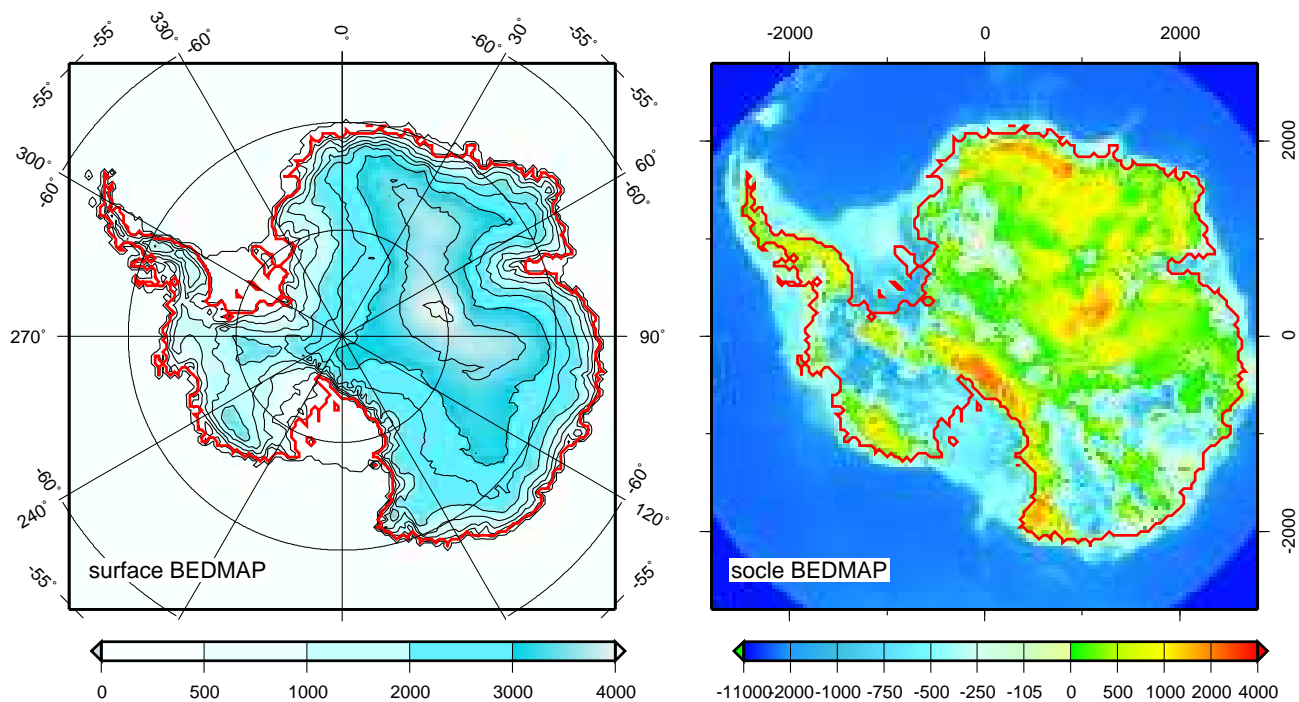


FIG. 1.5: Surface et socle de l'Antarctique (données BEDMAP) utilisés dans GRISLI, la ligne d'échouage actuelle est tracée en rouge. La figure de gauche donne les coordonnées géographiques (longitudes, latitudes), celle de droite montre la grille cartésienne x, y en km qui couvre $5600 * 5600 \text{ km}^2$. Les résultats des simulations en Antarctique (chapitres 2, 3 et 4) sont présentés sous cette dernière forme.

⁶Ces deux noms de modèles ont été suggérés par Masa Kageyama

On simule la calotte antarctique avec une résolution spatiale de $40 * 40 \text{ km}^2$ sur une grille de $141 * 141$ points. Cette grille, présentée dans la figure 1.5 utilise une projection stéréographique polaire avec une échelle exacte à 71°S . La surface, l'épaisseur de glace et l'altitude du socle sont données par la compilation BEDMAP⁷, un projet international coordonné au British Antarctic Survey (BAS) à Cambridge, UK. La surface est obtenue par altimétrie radar (satellite ERS1) et les données de l'Antarctique Digital Database. Les épaisseurs de glace sont obtenues par radar aéroporté ou sismique et ne couvrent que partiellement l'Antarctique. Elles ont été interpolées sur l'ensemble du domaine sur une grille de 5 km bien que les données soient loin d'avoir partout une telle résolution. C'est cette grille re-moyennée en 40km qui est utilisée dans le modèle *Dumas* (2002). Les améliorations présentées dans cette thèse ont eu pour but d'appliquer le modèle GRISLI aux calottes de l'hémisphère nord ce qui en fait le seul modèle de calotte comprenant une description rigoureuse des parties flottantes et appliqué à grande échelle aux calottes de l'hémisphère nord.

Au début de ce travail de thèse, le modèle ne traitait que l'Antarctique.

- Les régions d'ice-streams étaient définies avec un critère sur la pression effective seulement. De plus la pression effective était reliée à la hauteur de glace au dessus de la flottaison. Ceci, dans la plupart des cas, limitait les régions d'ice streams aux mailles contiguës à la ligne d'échouage.
- Les ice shelves étaient étendus jusqu'au bord de la grille. Ainsi le front était rectiligne et les conditions aux limites facilement applicables, au prix de calculs inutiles et coûteux.

Durant ce travail :

- i- J'ai rajouté un critère pour déterminer à chaque pas de temps le front des ice-shelves. Celui-ci est présenté dans le chapitre 2. J'ai ensuite adapté les conditions aux limites des shelves/streams pour toutes les configurations que peut prendre le front des ice shelves (sur les mers) et des ice streams (sur les terres). Les différentes conditions limites sont décrites dans l'annexe A.
- ii- J'ai ensuite ajouté un modèle d'écoulement de l'eau basale (voir chapitre 3) afin

⁷siteweb : <http://www.antarctica.ac.uk/aedc/bedmap/>

d'améliorer la définition des zones d'ice streams (chapitre 4).

iii- J'ai porté le modèle de glace sur l'hémisphère nord et sur l'Eurasie. Les nouveaux champs climatiques et la topographie sont présentés au chapitre 6.

iv- Le forçage climatique a enfin été restructuré afin de faciliter différentes applications, en particulier le futur couplage de cette version de GRISLI avec des modèles climatiques.

Les applications du modèle que j'ai effectuées sont traitées dans la seconde partie.

Chapitre 2

Les ice shelves

2.1 Introduction

Deux caractéristiques très particulières de la molécule d'eau sont sa forte polarité et sa disposition quasiment tétraédrique. Ces molécules s'associent à l'état solide selon une maille tétraédrique par une liaison hydrogène qui préserve beaucoup d'espace vide. Ainsi, chose rare, la glace d'eau est plus légère que l'eau liquide. Sa densité de 910 kg.m^{-3} explique pourquoi le dixième d'un glaçon émerge lorsque celui-ci flotte dans l'eau. Tout naturellement, lorsque les glaciers atteignent la côte, ils se mettent à flotter formant des ice shelves (parfois traduits par plates-formes de glace flottante).

Ces parties flottantes jouent un rôle essentiel dans la dynamique et l'évolution des calottes de glace. Premièrement, elles sont à l'interface avec l'océan et interagissent avec lui. Sensibles à la chaleur apportée par l'eau de mer elles peuvent fondre et modifier les masses d'eau qui circulent à proximité. L'eau dense et salée qui entre en contact en profondeur avec la glace est refroidie et diluée par l'eau de fonte. Cette eau restituée à l'océan peut être une source de formation d'eau profonde.

D'autre part, les ice shelves se déplacent sous l'effet des contraintes longitudinales, subissant très peu de résistance. Leur écoulement agit donc sur les glaciers côtiers qui les nourrissent : un recul des parties flottantes réduit les contraintes qui limitent la vitesse de ces glaciers.

Enfin l'épaisseur des ice shelves détermine l'avancée ou le recul de la position où la glace se met à flotter (appelée la ligne d'échouage, grounding line en anglais) et donc le volume de glace posée (i.e. le niveau des mers)

2.2 Description

2.2.1 Flottaison de la glace

Lorsque, dans un environnement marin, la glace n'est plus assez épaisse pour toucher le socle, elle se met à flotter. Le principe d'Archimède, qui stipule que « tout corps plongé dans un liquide reçoit une poussée de bas en haut égale au poids du liquide déplacé » nous permet de définir un critère de flottaison pour l'ice shelf.

$$(2.1) \quad \rho_w(z_{flot} - B) = \rho H$$

Où z_{flot} est la ligne de flottaison qui peut être le niveau de la mer à l'époque considérée ou celui d'un lac proglaciaire. Une des difficultés pour définir la ligne d'échouage sur le terrain est que le poids d'une colonne de glace dépend de la densité du névé. Dans notre modèle de glace, le névé est remplacé par une couche de glace équivalente (voir chapitre 1).

2.2.2 Localisation des ice shelves actuels et passés

Les ice shelves sont généralement confinés dans des baies où le frottement contre les parois freine l'écoulement de la glace. Ils peuvent aussi s'échouer sur des îlots ou des hauts fonds (ou ice rises). Dans ce cas le frottement basal produira également un ralentissement. Lorsqu'une baie est assez ouverte, l'ice shelf n'est plus confiné, c'est-à-dire que son étalement est isotrope (dans le plan horizontal). Sa vitesse devient très importante et son épaisseur diminue rapidement. Ces ice shelves non confinés sont généralement très fragiles.

Actuellement, les grands ice shelves se situent dans des baies autour de l'Antarctique, ils sont présentés dans la figure 2.1. Les principaux sont : le Ross Ice Shelf, les Ronne et Filchner ice shelves (quelque fois nommés Ronny-Filchner) et l'Amery Ice Shelf. Leur épaisseur décroît généralement de 1000 m à la ligne d'échouage à environ 200 m au front. On trouve des ice shelves plus modestes dans la majorité des baies de l'Antarctique et des régions englacées de l'Arctique. Les conditions climatiques (températures trop élevées) limitent l'existence des plates-formes flottantes (*Mercer, 1978*).

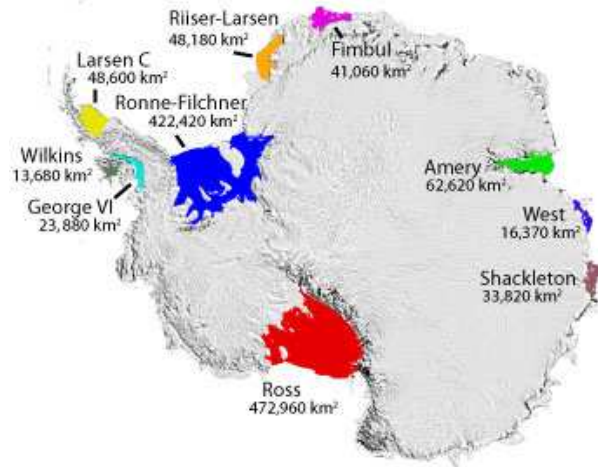


FIG. 2.1: Cartes des Ice Shelves autour de l'Antarctique, avec leurs extensions. Les Ice Shelves de Larsen A et B (au Nord de la Péninsule) ont disparu il y a quelques années. Image de T. Scambos, (National Snow and Ice Data Center,), mosaïque de l'Antarctique (MOA) à partir des images du satellite Radarsat.

Les calottes de l'hémisphère Nord possédaient également de grands ice shelves. La présence de débris transportés par les icebergs témoigne de leur existence. Ces plateformes devaient se situer dans les régions confinées. En considérant la topographie (figure 6.1) de l'hémisphère Nord, on peut supposer que la Baie et le détroit d'Hudson, et l'Archipel Arctique Canadien étaient favorables à leur développement. On sait aussi qu'une calotte marine s'est développée dans les Mers de Barents et de Kara. Ces zones ne sont *a priori* pas confinées mais lorsque le niveau des mers baissait et que des dômes de glace se développaient sur les îles arctiques, les parties flottantes pouvaient s'appuyer sur ces îles et s'échouer sur les hauts-fonds.

On suppose que les ice shelves ont joué un rôle primordial dans le développement de la calotte en Mers de Barents et de Kara. Ils ont permis à une calotte posée de coloniser ces régions. Les ice shelves ont dû jouer un rôle inverse lors de la déglaciation, en fragilisant la calotte marine lors des réchauffements. Nous illustrerons ces mécanismes qui permettent le développement (et facilitent la désintégration) de la calotte eurasienne dans la seconde partie de la thèse.

Les IRD (ice rafted debris) sont des sédiments sous-glaciaires retrouvés dans les carottes

marines et qu'on suppose apportés par des icebergs. Ces IRD ne sont présents que dans certaines couches et indiquent que d'immenses débâcles d'icebergs ont eu lieu pendant la glaciation faisant penser à des surges cycliques des calottes de l'hémisphère Nord (*Heinrich, 1988*). On suppose que ces débâcles sont reliées à l'activité des ice streams côtiers, en particulier celui du Détroit d'Hudson *Broecker et al. (1992)*.

2.2.3 Bilan de masse de l'ice shelf

Comme nous l'avons indiqué dans le précédent chapitre (eq 1.2), l'épaisseur de l'ice shelf dépend (i) de son écoulement, (ii) de l'accumulation en surface et (iii) de la fusion basale, au contact avec l'eau de mer.

- i- Ces parties flottantes s'écoulent sous l'effet des contraintes longitudinales, selon les équations 1.21 et 1.22. Elles ne sont soumises à aucun frottement basal (on néglige les courants marins), et, puisqu'elles émergent partiellement, la pression de l'eau sur la glace ne compense qu'en partie la force exercée par la glace (voir figure 2.2). L'ice shelf se déforme donc sous l'effet de cette traction. Les faibles résistances expliquent les grandes vitesses d'écoulement, pouvant atteindre plusieurs kilomètres par an.

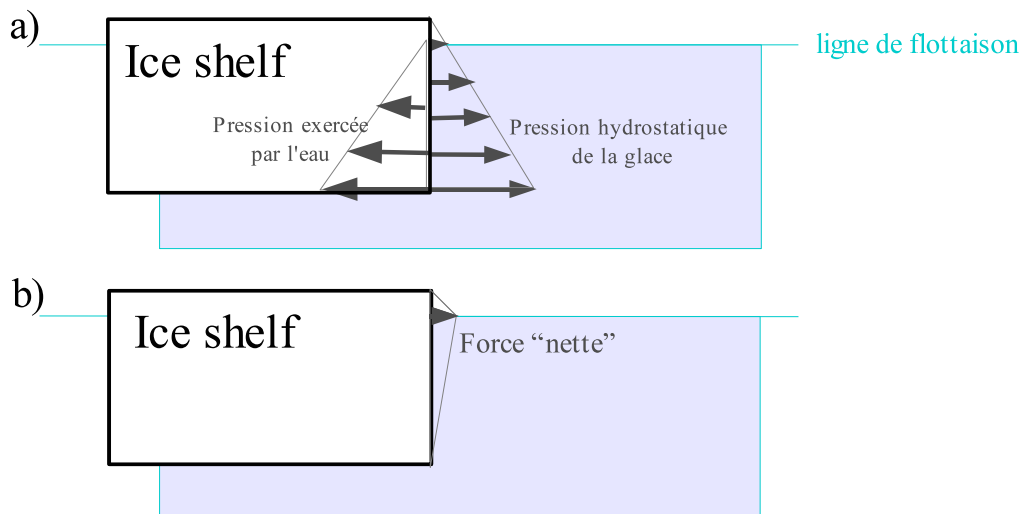


FIG. 2.2: Bilan des forces sur le front de l'ice shelf. La force nette est proportionnelle au carré de l'épaisseur de glace sur le front, image de Dumas (2002).

ii- L'accumulation est traitée comme pour le reste des calottes. Compte tenu de la proximité de l'océan, cette accumulation est généralement élevée¹. En Antarctique, l'ablation est limitée sur les grands ice-shelves qui sont situés à hautes latitudes. Ce processus pourrait par contre jouer un rôle sur les ice shelves de la péninsule. En particulier, on a incriminé le regel de l'eau de fonte dans les crevasses parmi les causes de la désintégration des Larsen Ice Shelves. Notre modèle de vêlage (voir plus loin) ne permet pas de prendre en compte ce mécanisme. Pour l'ablation nous utilisons la même approche que pour le reste des calottes. Enfin dans la nature, les forts vents catabatiques ont tendance à sublimer la neige et la glace, mais ce phénomène non plus n'est pas pris en compte dans notre paramétrisation du climat (voir chapitre 6).

iii- Une fois flottante, la base de l'ice shelf est soumise à la chaleur apportée par l'océan. La fusion basale est très importante près de la ligne d'échouage. L'eau douce ainsi produite, plus légère que l'eau de mer, remonte en suivant la base de l'ice shelf. Ce panache d'eau, dévié par la force de Coriolis, échange masse, énergie et sel avec le milieu environnant. Ce panache se dissout lorsque sa densité devient égale à celle de l'eau de mer (*Jenkins*, 1991). La fusion basale décroît à partir de la ligne d'échouage et on observe même du regel au centre de certains ice shelves. Le front de l'ice shelf est soumis aux courants marins et la fusion y est élevée. La fusion basale est très sensible à la température de l'océan, en particulier lorsque l'eau de mer rentre en contact avec la glace à la ligne d'échouage. *Rignot and Jacobs* (2002) estiment qu'une élévation de la température de l'eau de 0.1°C augmente la fusion basale d'à peu près 1 m/an. De manière générale la fusion basale est de plusieurs mètres par an à la ligne d'échouage, et en moyenne de 40 cm par an sous les ice shelves de l'Antarctique.

Dumas (2002) propose une paramétrisation de l'eau basale sous les ice shelves antarctiques. Basée sur les travaux de *Beckmann and Goosse* (2003) il applique une fusion forte à la ligne d'échouage, qui se réduit ensuite, sauf si l'on est proche de l'océan profond.

¹leur accumulation reste quand même moindre que dans les régions de même altitude mais plus pentues qui bénéficient d'un effet orographique

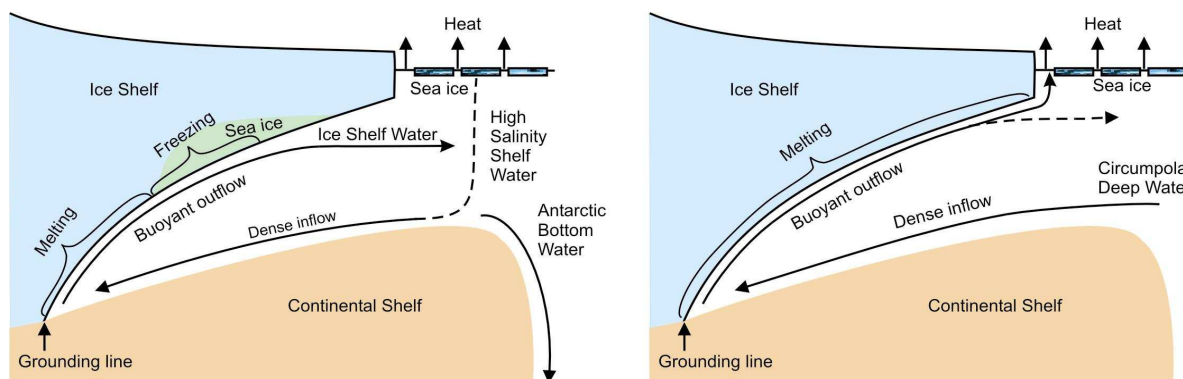


FIG. 2.3: Schéma de la circulation océanique et des processus de fusion-regel sous les ice shelves pour les deux principaux régimes observés en Antarctique. La fusion (importante à la ligne d'échouage) apparaît dans les deux cas. L'eau se stratifie et remonte sous la plate-forme. Si les eaux sont froides (image de gauche), du regel apparaît et la production d'eau dense qui en résulte participe à la formation d'eau profonde.

Dans la suite, je vais m'intéresser aux calottes de l'hémisphère Nord et malheureusement, la fusion basale sous les anciens ice shelves de l'hémisphère Nord nous est parfaitement inconnue. Nous appliquons une fusion homogène (spatialement) mais dont la valeur varie avec le climat. Nous pouvons cependant faire quelques suppositions qui nous permettrons d'améliorer cette fusion basale. Comme en Antarctique, cette fusion basale est plus forte à la ligne d'échouage, et au-dessus des océans profonds. Nous relevons quand même une possible exception : l'Océan Arctique est assez isolé du reste des océans et *Polyak et al.* (2001) proposent que de vastes ice shelves aient pu se développer et laisser des traces sur les rides océaniques, jusqu'à 1000 m de profondeur. Nous essaierons d'estimer quelles sont les conditions pour qu'un tel ice shelf se développe.

L'extension des plates-formes des ice shelves est contrôlée par le vêlage d'icebergs. C'est cette partie de GRISLI que j'ai amélioré afin de déterminer la position réelle du front. Auparavant, les ice shelves étaient étendus jusqu'au bord de la grille. Les équations elliptiques pour les ice shelves étaient résolues sur tout le domaine, ce qui était très coûteux en temps de calcul. La réduction de l'extension des ice shelves a permis un gain important et ainsi l'utilisation de GRISLI sur tout l'hémisphère nord.

En outre, le fait que le front des plates-formes soit à présent connu permet d'envisager des couplages afin de traiter les interactions avec l'océan et l'atmosphère. Ces interactions sont responsables de la formation de glace de mer et d'eau profonde qui participe à la circulation océanique globale.

2.3 Vêlage d'icebergs

2.3.1 Icebergs et position du front

Les icebergs sont des blocs de glace se détachant du front d'un ice-shelf. *Van Der Veen* (1991) estimait que 75% à 90% de la perte de masse de l'Antarctique est due au vêlage d'icebergs. Ces chiffres ont été réévalués à la baisse tandis que les observations montraient l'importance de la fusion basale. La masse d'icebergs serait inférieure à 50 % des flux sortants des calottes du Groenland (*Rignot et al.*, 1997) et de l'Antarctique (*Rignot and Thomas*, 2002).

Ces icebergs sont généralement de petite taille (inférieure à quelques kilomètres carrés) mais peuvent aller jusqu'à des blocs d'une dizaine de milliers de kilomètres carrés ($100 * 100km^2$). Les plus gros icebergs observés sont le A20 ($95 * 95km^2$) vêlé en 1986 dans le Larsen Ice shelf, le B15 ($295 * 37km^2$) et le C19 ($200 * 32km^2$) vêlés en 2000 et 2002 par le Ross Ice shelf.

La position du front est déterminée par le vêlage. Dans la plupart des glaciers à bord marin et des plates-formes flottantes, le vêlage de petits icebergs est continu et la position du front reste fixe. Le vêlage d'icebergs massifs est plus rare mais pas exceptionnel et il ne se passe pas d'année sans qu'un nouvel iceberg de très grande taille soit observé. Sur les grands ice shelves qui vèlent ces énormes icebergs, le front avance pendant plusieurs dizaines d'années avant une nouvelle cassure majeure. Cependant, le front d'un ice shelf à l'équilibre garde en moyenne la même position.

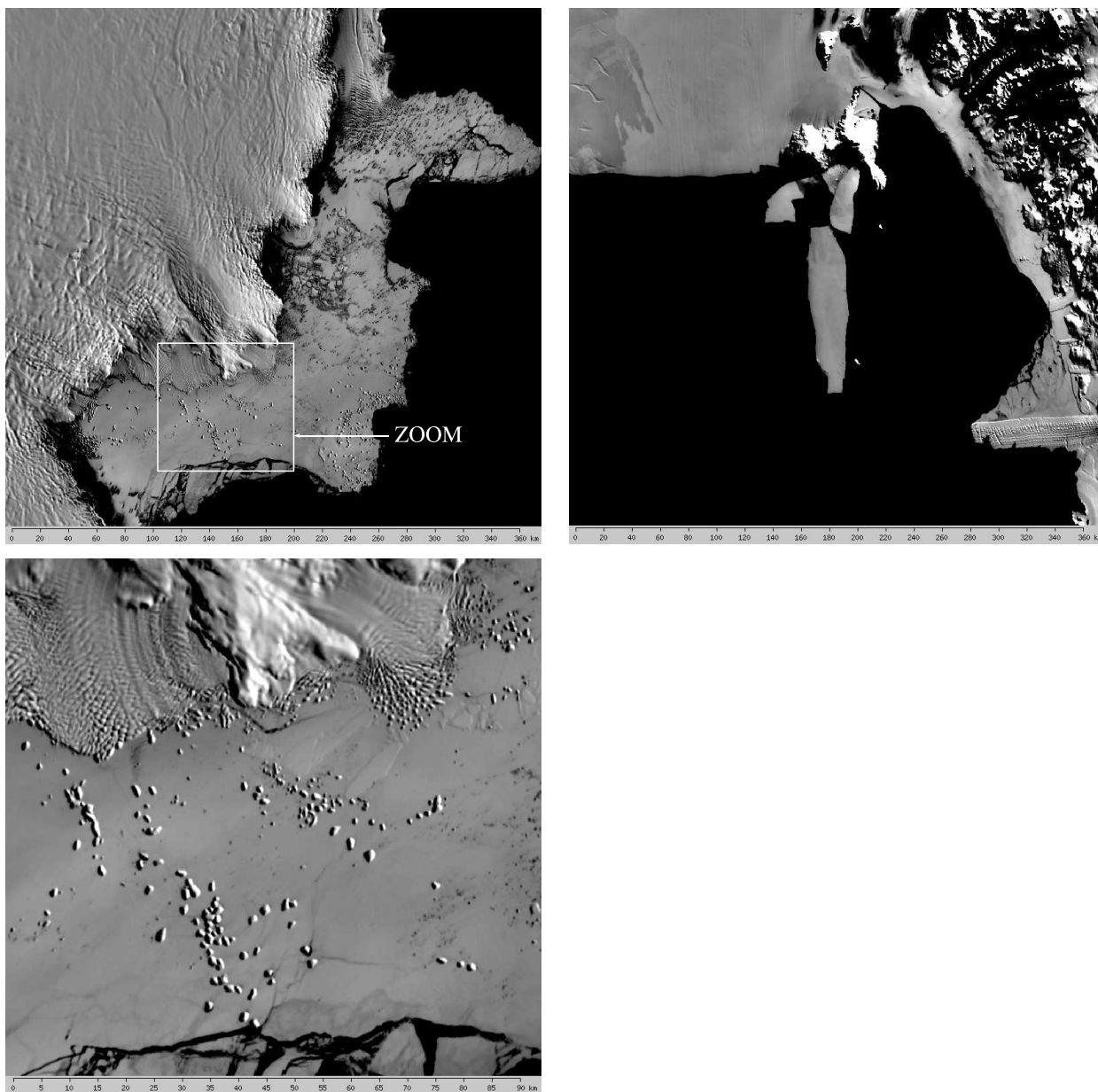


FIG. 2.4: Images satellites d'icebergs autour de l'Antarctique. **En haut à gauche** on observe un vèlage constant de petits icebergs (petits points blancs) sur les côtes de Wilkes Land (Antarctique de l'Est). **En bas à gauche** Ce zoom de l'image précédente montre les icebergs (taches blanches) pris dans la glace de mer (en gris). **A droite** l'iceberg B15, après s'être cassé en plusieurs morceaux dans la Mer de Ross. L'échelle (360 km de coté) est la même pour les deux images du haut (données MODIS <http://nsidc.org/data/moa/index.html>).

Lors de certains évènements exceptionnels, des parties entières d'ice shelves se désintègrent en une armada d'icebergs. On a observé ce phénomène pour les Larsen Ice Shelves A puis B de la péninsule Antarctique (respectivement en janvier 1995 et février 2002), et comme on l'a expliqué plus haut, des traces de telles désintégrations ont été laissées par les anciennes calottes de l'hémisphère nord (*Hulbe et al.*, 2004).

2.3.2 Mécanismes responsables du vêlage

L'apparition de fractures dans la glace est à l'origine de la production des icebergs, Mais de nombreux mécanismes facilitent le vêlage : l'accumulation et la fusion de la glace, la présence d'eau liquide en surface ou la variation du niveau des mers.

2.3.2.1 Mécanismes à petite échelle

Les plates-formes de glace « s'étalent » sur l'eau sous l'influence des contraintes longitudinales et subissent des contraintes de cisaillement dues au frottement contre le bord des baies et des îles, et sur les hauts-fonds. Toutes ces contraintes provoquent des fissures (crevasses) qui se propagent dans la glace (*Paterson*, 1994). Comme la glace est en extension, ce qui est particulièrement vrai dans les régions non confinées, des rifts s'étendent et inexorablement séparent des blocs proches du front du reste de l'ice shelf. On voit sur la figure 2.2 que la force qui tire la glace est plus forte au niveau de flottaison qu'à la base, et cette différence tend à ouvrir les crevasses.

Certains mécanismes favorisent le vêlage :

- Une modification du climat peut entraîner une variation d'épaisseur. Une augmentation de l'ablation ou de la fusion basale (due à une augmentation de température des océans) amincit et fragilise l'ice shelf car les crevasses représentent alors une plus grande fraction de l'épaisseur.
- Pendant la période d'ablation, l'eau de fonte remplit les crevasses. La pression de l'eau écarte les parois et peut agrandir des fissures jusqu'à la base de la glace, accélérant le processus de fracturation. Les observations satellitaires ont montré l'importance de l'eau de fonte dans l'extension des crevasses des Larsen ice shelves (*MacAyeal et al.*, 2003). En comparant la température moyenne de l'air et la distri-

bution des ice-shelves, *Mercer* (1978) suppose que la limite de stabilité des plates-formes se situe à -4° Celsius de température moyenne annuelle.

2.3.2.2 Position du front des glaciers à bord marin

La position du front d'un glacier à bord marin², ou d'un ice shelf dépend du taux de vèlage, c'est-à-dire du volume de glace qui se détache du front du glacier, par unité de temps et par unité de surface verticale (*Paterson*, 1994). Pour un glacier à l'équilibre, le taux de vèlage noté U_c est égal à la vitesse de la glace au front. Plusieurs auteurs se sont intéressés au taux de vèlage des glaciers à bord marin. Le terminus de ces glaciers est au contact de l'eau mais reste posé sur le fond. La plus part des ces glaciers sont confinés dans des fjords. La revue suivante est basée sur *Vieli et al.* (2001) :

- En se basant sur l'observation de 12 glaciers de l'Alaska, *Brown et al.* (1982) propose une relation linéaire entre le taux de vèlage et la profondeur au front :

$$(2.2) \quad U_c = \beta * (z_{flot} - B)$$

Le coefficient β vaut $27 a^{-1}$ pour un front en contact avec de l'eau de mer, et il est 15 fois plus faible dans l'eau douce (*Pelto and Warren*, 1991). Cependant cette relation semble valide seulement pour des glaciers à l'équilibre (*van der Veen*, 1996).

- *van der Veen* (1996) propose que le front de ces glaciers à bord marin s'adapte pour toujours rester légèrement au dessus du niveau de flottaison. Van der Veen donne la valeur de 50 m pour le glacier Columbia (Alaska). En deçà la glace casse car elle ne peut résister à la force de flottaison (probablement due à l'apparition de crevasses basales).
- Pour les glaciers se déplaçant lentement, le vèlage est dû à l'érosion du front à la surface de l'eau. *El-Tahan et al.* (1987) indique que la fusion au niveau de la surface de l'eau est bien supérieure aux valeurs trouvées sous la surface. La chaleur créée par les vagues entaille le front et la glace située en surplomb se casse en lamelles.

²Les glaciers à bords marins, *tidewater glaciers* en anglais, restent posés sur le socle mais terminent dans un milieu aquatique, leur front vèle des icebergs

Pour la glace flottante, le problème est bien plus complexe et la recherche d'une relation générale pour le vêlage est probablement illusoire.

2.3.3 Extension marine dans les modèles de calotte

Pour la modélisation à grande échelle des calottes de glace, la plupart des modèles ne décrivent pas la dynamique de la glace flottante. Leur condition de vêlage est donc également une condition de ligne d'échouage. *Charbit et al.* (2002) utilise le critère de flottaison (équation 2.1) : la glace est vêlée lorsqu'elle devient flottante. *Charbit et al.* (2006) trouve que cette simple paramétrisation rend difficile l'avancée de la glace sur les mers.

Certains modèles utilisent les résultats obtenus pour les glaciers à bords marins. Par exemple *Siegert et al.* (1999, 2001) prennent une relation entre le taux de vêlage et la profondeur de l'eau. D'autres auteurs enfin, donnent une profondeur limite au-delà de laquelle la glace posée ne peut s'étendre (*Tarasov and Peltier*, 1999; *Huybrechts and T'siobbel*, 1997; *Forsström and Greve*, 2004). La profondeur limite varie entre 400 et 500 mètres. Pour *Zweck and Huybrechts* (2003), cette limite tient compte de la variation eustatique du niveau des mers.

Jusqu'à présent, les modèles de calotte possédants des ice shelves sont ceux appliqués à l'Antarctique. *Huybrechts* (1990) étend les ice shelves jusqu'au bord de la grille. Dans la version de GRISLI utilisée par *Ritz et al.* (2001) et *Dumas* (2002), les ice shelves étaient également étendus jusqu'au bord de la grille mais leur épaisseur est ramenée à 1 m pour les noeuds où l'épaisseur est inférieure à une épaisseur de coupure (254 m) ou si ces noeuds sont situés à l'extérieur d'un masque. Le masque était choisi de façon à ce que les ice shelves soient non confinés et n'aient plus d'impact dynamique. On peut voir la trace de ce masque sur les figures de *Ritz et al.* (2001), et sur la figure 2.7a ci-dessous. Nous avons suivi dans cette étude une autre approche pour améliorer le réalisme de l'extension des ice shelves. Nous présentons ci-dessous le traitement du vêlage dans notre modèle de calotte de glace.

2.4 Détermination du front dans GRISLI

Pour déterminer la position du front, nous avons choisit d'utiliser un critère sur l'épaisseur. Cette épaisseur, notée H_{coup} , est généralement de 200 m, épaisseur observée au front des grands ice shelves de l'Antarctique.

Une coupure des plates-formes lorsqu'elles sont plus fines que notre critère donne un front réaliste pour les ice shelves actuels de l'Antarctique. Cependant un vêlage systématique empêche tout développement d'un nouvel ice shelf. Or nous désirions travailler sur les climats passés où les calottes s'étendaient et reculaient au gré des climats. C'était l'objet du masque de permettre l'avancée d'un nouvel ice shelf. Dans la nouvelle version que j'ai développé, avant de couper en un point, on teste si le front de l'ice shelf est capable d'avancer jusqu'à ce point et si ce n'est pas le cas, il n'a pas de coupure.

2.4.1 Vitesse du front

Nous appelons « front » l'endroit où l'épaisseur de l'ice shelf devient nulle à l'interface avec l'océan. Etant donné la discrétisation, un nœud du modèle est un nœud du front s'il flotte et possède une épaisseur non nulle et si l'un de ses voisins a une épaisseur nulle et est situé dans l'océan. Nous rappelons ici que notre modèle résout les équations en Eulérien (sur des points de grille fixes). Une des conséquences est que l'équation de conservation de la masse (1.2) peut très bien donner une épaisseur non nulle à un point qui était océanique au pas de temps d'avant. Notre méthode consiste justement pour chaque « nouveau point » à déterminer s'il est judicieux de le « couper » ou de le laisser s'épaissir jusqu'à ce qu'il forme une partie d'ice shelf ($H > H_{coup}$) à son tour. Ce nœud s'il est contigu à un ice shelf constitue donc le nouveau front.

La vitesse au front d'un ice shelf est liée à la dynamique de l'ensemble de l'ice shelf (eq. 1.21 et 1.22). Cette vitesse est calculée en tenant compte des conditions limites précédemment décrites (équations 1.24 et A.1). Par rapport à l'ancienne version du modèle, les conditions aux limites ont été adaptées pour traiter chaque configuration du front (coins, langues de glace). Ces conditions aux limites sont présentées dans l'annexe A. Cette vitesse est actualisée à chaque pas de temps.

2.4.2 Cas d'un front en pleine mer

Nous déterminons le front de manière interactive à chaque pas de temps. Lorsque le front de l'ice shelf est moins épais que notre critère, GRISLI teste l'état du front.

- GRISLI fait un suivi Lagrangien de l'épaisseur de l'ice shelf. C'est-à-dire, la variation d'épaisseur d'une colonne de glace lors de son écoulement :

$$(2.3) \quad \frac{dH}{dt} = bm + f + H * \frac{\partial u}{\partial x} + H * \frac{\partial v}{\partial y}$$

Cette équation est en particulier appliquée aux nœuds situés en amont du point considéré.

- Ce nœud situé en amont a une épaisseur H_{amont} supérieure à la valeur de coupure ($H_{amont} > H_{coup}$). On connaît le temps mis par cette glace pour arriver au front :

$$(2.4) \quad \tau_f = \frac{dx}{u}$$

C'est le temps τ_f mis par la glace pour franchir un point grille. La variation d'épaisseur de la colonne de la glace au cours de ce trajet est

$$(2.5) \quad \frac{dh}{dt} * \tau_f$$

Il s'agit en général d'une perte ($\frac{dh}{dt} < 0$). On peut en déduire l'épaisseur de la glace lorsqu'elle arrive au front H_{front} .

$$(2.6) \quad H_{front} = H_{amont} + \frac{dh}{dt} * \tau_f$$

Si cette épaisseur est inférieure à l'épaisseur de coupure, ce nœud est « coupé ». Dans le cas opposé le front est conservé et la condition pour que le front se développe (ou se maintienne) s'écrit :

$$(2.7) \quad \left. \frac{dH}{dt} \right|_{amont} \geq \frac{\vec{u}}{dx} * (H_{coup} - H_{amont})$$

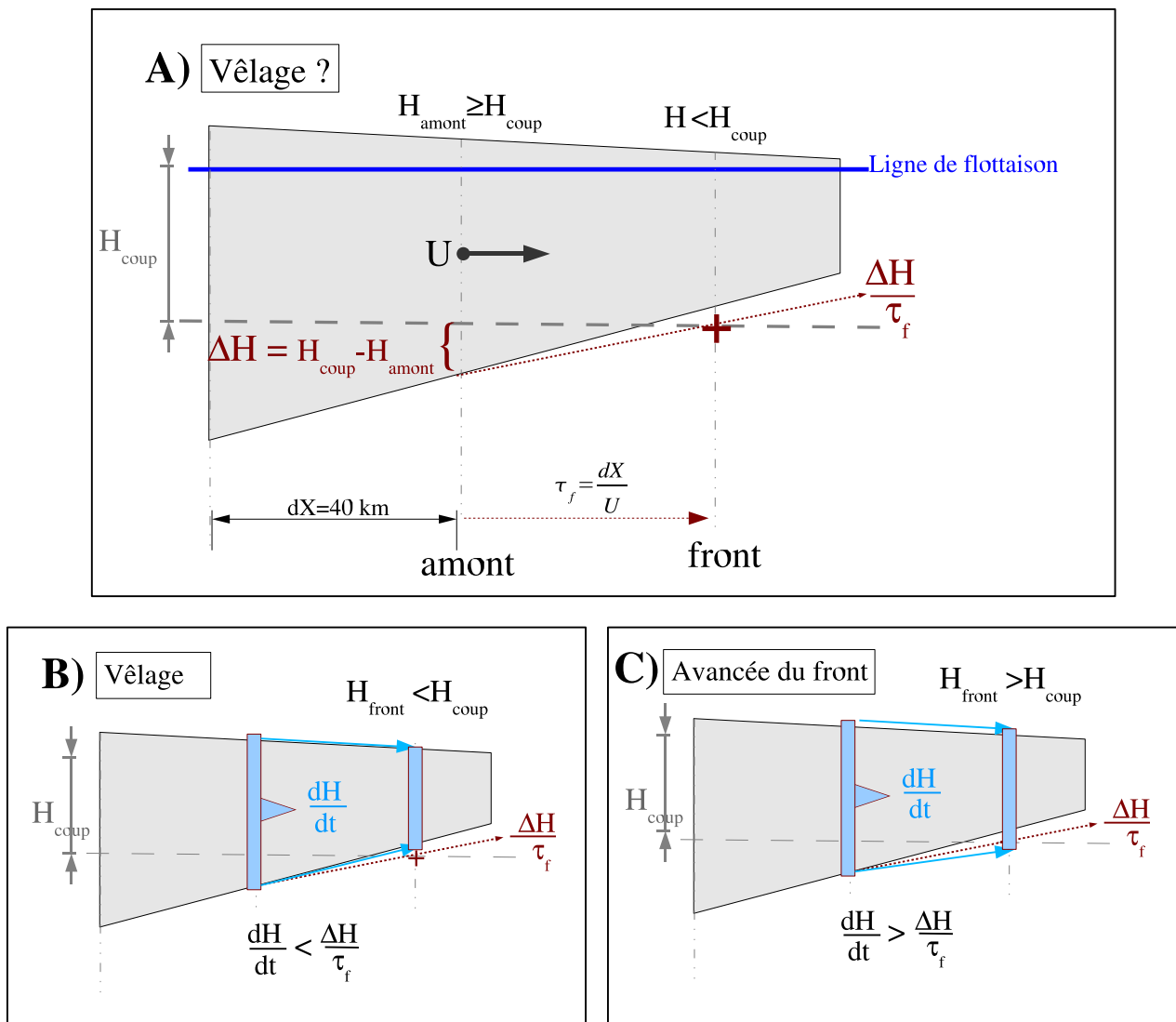


FIG. 2.5: Illustration du principe de vêlage du front en mer. **A)** Lorsque le front devient trop fin, on calcule la condition pour que le point amont soit suffisamment épais quand il arrive au front (limite indiquée par la croix rouge). La glace met un temps τ_f pour traverser la maille (de largeur dx) à la vitesse U . Cette condition sur la variation d'épaisseur est $\Delta H/\tau_f$ et est indiquée par la ligne en rouge qui arrive au front avec l'épaisseur H_{coup} . **B)** Si la variation Lagrangienne de l'épaisseur ($\frac{dH}{dt}$) est trop faible, on vèle le front. **C)** Sinon le front continue à avancer.

Cette démonstration est présentée en 1-dimension, dans le modèle (en 2-D horizontales) il suffit qu'une des deux conditions en x ou y soit satisfaite pour garder le nœud testé. L'équation Lagrangienne est utilisée pour couper ou non le nœud sur le front mais l'épaisseur continue à être calculée par l'équation Eulérienne (1.2).

2.4.3 Cas d'une calotte terrestre atteignant la côte et formation d'un nouvel ice shelf

Un problème surgit lors du développement de plates-formes flottantes à partir de la glace côtière. Très souvent lors d'un englacement, la glace posée possède une faible épaisseur, inférieure à H_{coup} , et sitôt qu'elle se met à flotter, elle est vêlée selon le critère précédent. Comme les vitesses augmentent sensiblement quand elle flotte, le flux de glace est trop important pour que la glace épaisse au-delà de H_{coup} .

Nous autorisons le développement d'un ice shelf fringant, notre test de vêlage n'est donc appliqué que si aucun point voisin n'est posé.

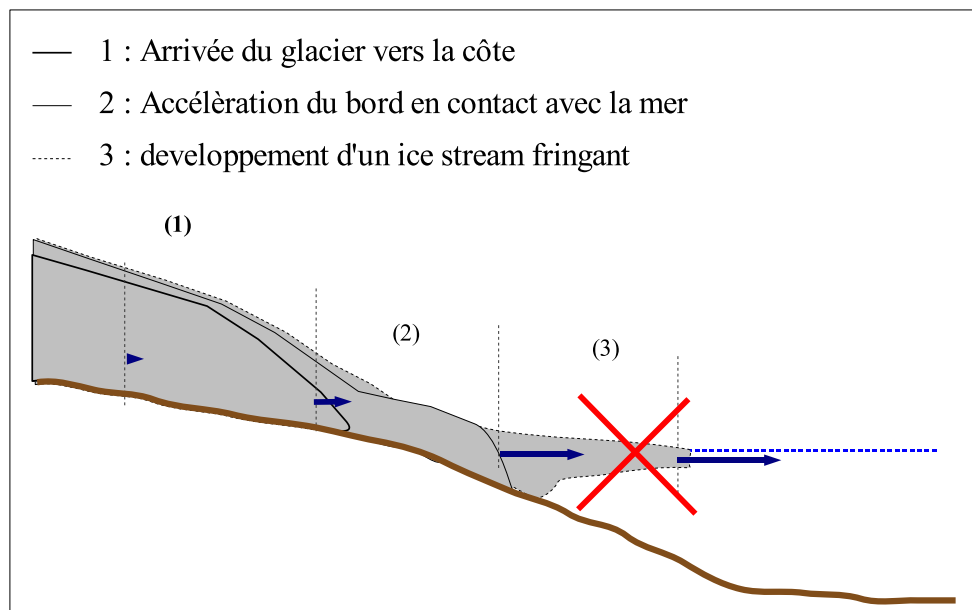


FIG. 2.6: Illustration du problème des ice shelves fringants. Lorsque la glace arrive sur la côte, elle accélère et empêche le développement d'une plate-forme suffisamment épaisse pour passer notre critère de vêlage.

Ce problème évoque les suggestions proposées par *Kenneally and Hughes* (2002) qui estiment que les taux de vêlage sont très élevés, et ne permettent pas le développement d'un ice shelf non confiné en haute mer (mer de Barents et de Kara par exemple). Ils proposent au contraire que les ice shelves apparaissent à partir d'un épaissement du pack (glace de mer pérenne) densifié par les icebergs venus des côtes.

2.4.4 Cas des « icebergs » et des « polynies »

Il arrive parfois que, après le vêlage du front dans GRISLI, des parties d'ice shelves soient détachées de la plate-forme originale. Ces « icebergs » ne sont plus reliés au reste de la glace, et en particulier de la glace posée. Comme notre équation pour les ice shelves est elliptique, elle demande des conditions limites et en particulier au moins une vitesse imposée (condition de Dirichet qui est donnée à la transition glace flottante-glace posée). Dans le cas contraire, il y a seulement des conditions en contraintes : le système linéaire que l'on résout numériquement est « surjecté »³.

Pour éviter ces déboires on enlève ces « icebergs ». J'ai rajouté dans GRISLI un algorithme qui détermine toutes les taches de glace (Romeu Pierritz, communication personnelle). A chaque pas de temps on détermine les taches où l'épaisseur est non nulle. On vérifie pour chacune des taches que celle-ci possède au moins un point posé. Les masques entièrement flottant sont reconnus comme un « iceberg » et celui-ci est supprimé, la zone devient simple océan.

Enfin, si le vêlage n'est pas réservé aux mailles du front, des trous apparaissent parfois au milieu des plates-formes si l'épaisseur de glace est localement inférieure à H_{coup} . Dans nos simulations ce phénomène arrive souvent en Mer de Ross car la résolution du modèle ne permet pas un écoulement efficace à travers les montagnes transantarctiques. Par conséquent la glace n'est pas assez épaisse dans la partie du Ross ice shelf qui longe ces montagnes. Ces polynies peuvent s'agrandir et diviser la plate-forme en deux. Nous évitons ces artefacts en empêchant le vêlage à l'intérieur des ice shelves. Le vêlage est possible uniquement sur le front comme c'est généralement le cas dans la nature.

³Cela correspond au fait que l'équation elliptique peut calculer l'extension d'un iceberg mais pas sa vitesse.

2.5 Caractérisation front autour de l'Antarctique

Pour conclure ce chapitre nous souhaitons illustrer les conséquences de ces améliorations avec les résultats obtenus en Antarctique. A cette fin nous présentons les résultats obtenus avec l'ancienne version du modèle, et ceux obtenus après nos modifications.

Pour illustrer son manuscrit de thèse, *Dumas* (2002) a présenté une simulation de la calotte au cours des 4 derniers cycles glaciaires. Nous reprenons cette simulation pour l'actuel où la calotte correspond assez bien aux observations, l'épaisseur est présentée dans la figure 2.7a. Les plates-formes sont étendues jusqu'aux bords de la grille et l'épaisseur de glace oscille quelque peu autour de l'Antarctique. Ces épaisseurs restent très faibles (quelques mètres) et ne sont pas représentatives. On distingue le masque utilisé pour définir les zones confinées autour de l'Antarctique car au delà de ce masque, l'épaisseur est fixée à 1 m et les oscillations disparaissent. Les vitesses sont calculées sur l'ensemble du domaine, elles sont très élevées sur les ice shelves et en particulier dans les régions non confinées (fig 2.8a).

Le premier travail que j'ai effectué a été de déterminer le front des ice shelves. En reprenant la simulation précédente j'ai appliqué notre test sur le vêlage : la glace flottante « non désirée » est coupée immédiatement. La figure 2.7b montre l'épaisseur de glace après 100 ans. On distingue très nettement la limite des ice shelves avec un front de 250 m pour le Ronny-Filchner et le Ross. Dans cette expérience, une polynie se forme dans la plate-forme de Ross le long des montagnes transantartiques ($x=0$ km, $y=-800$ km). Cette polynie peut potentiellement s'agrandir et séparer l'ice shelf en deux. La diminution des contraintes longitudinales due à ce recul aurait tendance à accélérer l'écoulement de Siple Coast, ce qui illustre l'importance des parties flottantes dans la dynamique des calottes. Mais comme il s'agit d'un artefact lié à la résolution du modèle (pour les raisons évoquées précédemment) nous préférons interdire ces formations. Les plates-formes en mer de Bellingshausen ($x < -1500$) sont trop étendues à cause des fortes précipitations. Notre fusion basale dans cette région reste aussi très limitée par rapport à celle observée à cause de l'intense circulation océanique dans cette région ouverte sur le Pacifique.

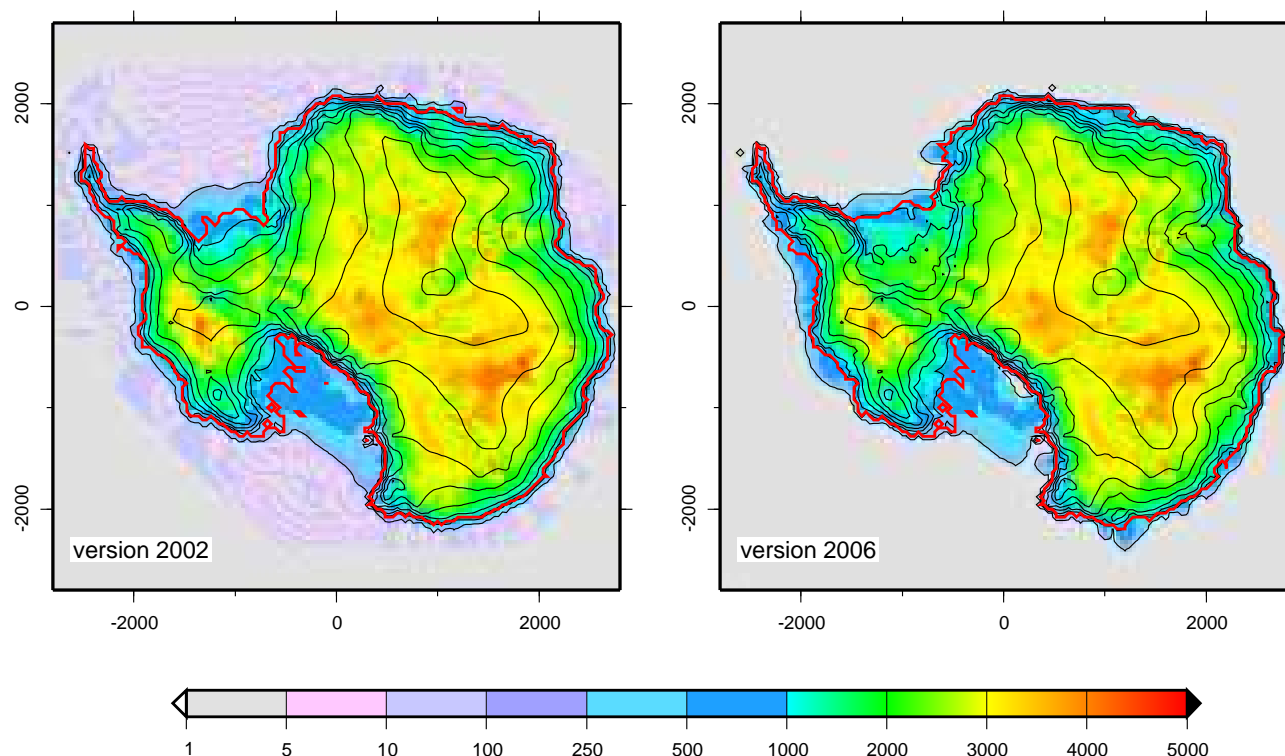


FIG. 2.7: *Épaisseur de la glace en Antarctique (m), à gauche avec la version précédente du modèle Dumas (2002), et à droite avec la nouvelle version sur la grille x-y (en km). La ligne d'échouage est tracée en rouge. Auparavant les ice shelves étaient étalés jusqu'au bord de la grille (on voit l'impact du masque qui définit la limite des zones confinées). La présente détermination du front représente de façon correcte l'étendue des plates-formes actuelles.*

En appliquant les conditions aux limites adaptées à cette nouvelle configuration du front, on obtient les vitesses présentées figure 2.7b. On peut constater que ces vitesses sont supérieures à celles simulées par l'ancienne version du modèle, (elles nous semblent d'ailleurs plus convaincantes). Cependant cette différence n'est pas due à nos conditions limites mais au récent couplage thermodynamique des écoulements rapides (voir chapitre 1).

L'augmentation des vitesses dans la calotte est, elle, due à la plus grande extension des ice streams dans cette expérience. Elle est une conséquence des travaux apportés sur

le drainage de l'eau basale et les ice streams. Ces travaux sont présentés dans les deux chapitres suivants.

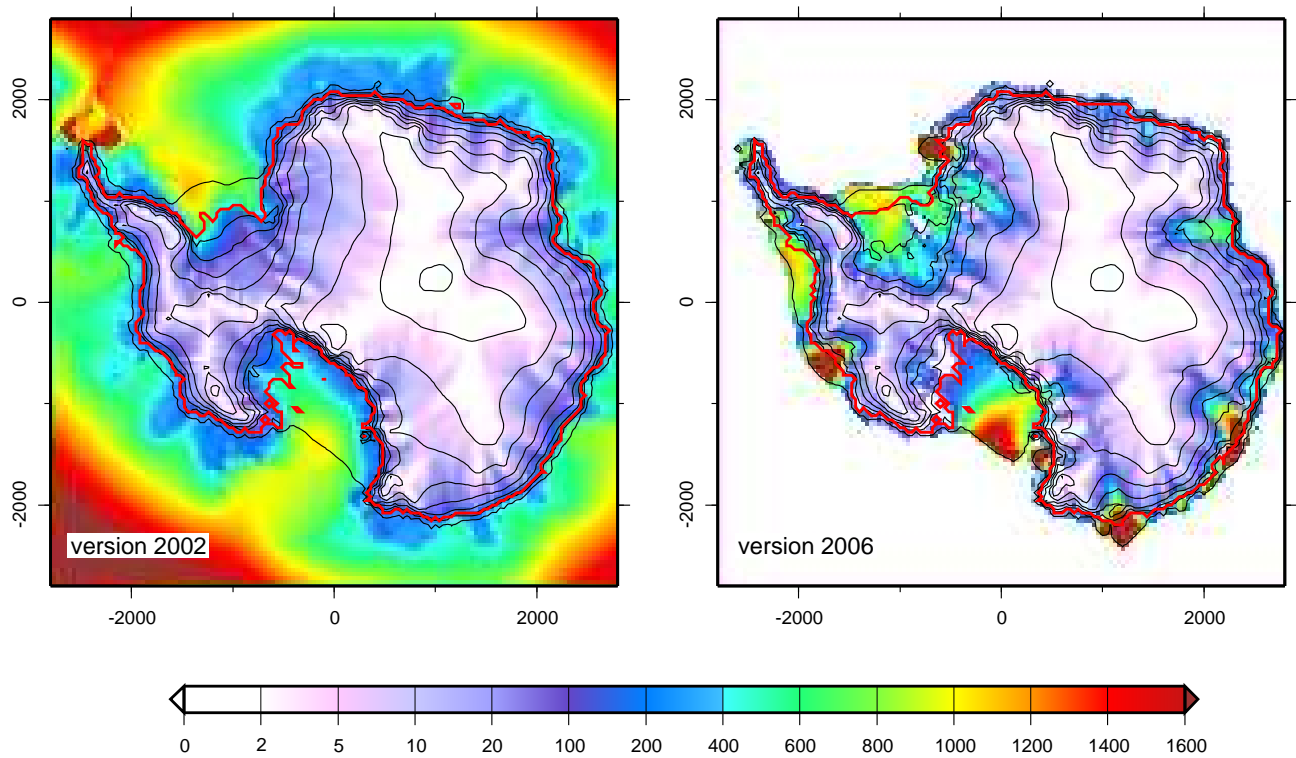


FIG. 2.8: Vitesses de la glace en Antarctique (m/an) : à gauche avec la version précédente de GRISLI, et à droite avec la nouvelle version. Le fait de ne calculer les vitesses que sur dans les régions englacées (posés ou flottantes) fait gagner un temps de calcul considérable.

Chapitre 3

L'eau basale

3.1 Contexte

L'hydrologie glaciaire s'intéresse à l'écoulement de l'eau glaciaire issue de la fusion de la neige et de la glace ou des pluies.

En surface cette eau s'écoule sur la glace, formant un réseau de canaux, ou bédrières, semblable à un ordinaire réseau de rivières qui suivent la pente de la surface. Cette eau peut s'écouler jusqu'aux marges des glaciers ou s'engouffrer dans des puits verticaux (nommés moulins) creusés par l'eau de fusion au fond d'une crevasse. Cette eau traverse alors toute la glace jusqu'à sa base. Dans les glaciers tempérés s'ajoute un réseau intra-glaciaire de petites veines situées le long des lignes de contact entre trois grains, puis de canaux qui drainent l'eau à travers le glacier jusqu'au socle (*Paterson, 1994; Boon and Sharp, 2003*).

La présence d'eau basale peut donc provenir de la surface ou être produite *in situ*. Le socle rocheux transmet l'énergie produite dans la terre à la glace sous la forme d'un flux géothermique. De plus la déformation de la glace s'accompagne d'une production de chaleur. Nous avons vu que le taux de déformation augmente avec les contraintes et la température (équations 1.13 à 1.17) et par conséquent la déformation est concentrée à la base de la glace. Ces deux effets, flux géothermique et production de chaleur par déformation accroissent la température basale qui peut par endroits atteindre le point de fusion. L'excédent de chaleur qui n'est pas évacuée vers le haut à travers la glace fait fondre la glace à la base de la calotte.

Les grandes calottes sont composées de glace froide, c'est-à-dire avec une température

inférieure au point de fusion, sauf éventuellement à l'interface avec le socle et sur une fine couche basale. Les principales sources d'eau basale sont alors des productions *in situ*. Seules les parties situées en zone d'ablation près des bords des calottes sont susceptibles de transporter l'eau de surface jusqu'au socle. C'est par exemple le cas aux bords du Groenland (*Zwally et al.*, 2002) et ce fut certainement un effet important sur les marges méridionales des anciennes calottes de l'hémisphère nord. On s'intéresse particulièrement à l'eau sous-glaciaire car elle lubrifie le socle rocheux et diminue le frottement de la glace sur celui-ci. En fonction de la nature du socle (rocheux ou présence d'un sédiment sous-glaciaire) la glace peut glisser sur le socle ou déformer un substrat saturé d'eau.

Nous présentons dans ce chapitre une description des connaissances scientifiques de l'écoulement d'eau sous-glaciaire. Ensuite nous présentons l'écoulement que nous avons décidé d'apporter au modèle de glace puis nous discuterons les résultats obtenus. L'eau basale subit la pression induite par le poids de la calotte. L'eau est drainée vers des régions où les pressions sont plus faibles, c'est à dire vers l'extérieur de la calotte. Après une brève présentation des forces qui drainent l'eau, nous décrivons les différents systèmes d'écoulement qui sont suggérés dans la littérature pour la base des glaciers et calottes de glace.

3.2 Direction de l'écoulement

Le drainage de l'eau sous-glaciaire dépend de la répartition des pressions qui s'appliquent au socle. On peut interpréter ces pressions comme un potentiel et l'écoulement de l'eau en suit le gradient.

Hubbert (1940) définit un potentiel hydraulique comme « une quantité physique mesurable en tout point du système telle que l'eau s'écoule des régions où cette quantité est la plus grande vers les régions où elle est la plus faible ». Le potentiel hydraulique Φ inclut les effets d'altitude (z est la hauteur où se situe l'écoulement) et de pression (P) :

$$\Phi = \rho_{fw}gz + P$$

La direction de l'écoulement de l'eau est donc donnée par le gradient de ce potentiel hydraulique. Pour un glacier, *Shreve* (1972) donne la relation :

$$(3.1) \quad \Phi = \Phi_O + p_w + \rho_{fw}gB + \rho gH$$

p_w est la pression de l'eau, $\rho_{fw}gB$ décrit l'influence de l'altitude du socle B et ρgH est la pression exercée par le poids de la glace (d'épaisseur H). Φ_O est une constante arbitraire. Les lignes de courant suivent le gradient du potentiel, soit :

$$(3.2) \quad \vec{\nabla}\Phi = \vec{\nabla}p_w + \vec{\nabla}(\rho_{fw}gB + \rho gH) = \vec{\nabla}p_w + \rho g \left[\left(\frac{\rho_{fw}}{\rho} - 1 \right) \vec{\nabla}B + \vec{\nabla}S \right]$$

Il est intéressant de noter que la pente de surface $\vec{\nabla}S$ joue un rôle 10 fois plus important ($\frac{\rho_{fw}}{\rho} - 1 \sim 0,1$) que celui du socle $\vec{\nabla}B$. Ce qui implique que l'eau s'écoule généralement suivant la pente de surface, passant sur les obstacles peu prononcés de l'interface glace-socle. Il faut que la pente du socle soit 10 fois plus forte que celle de la surface pour que l'eau ne puisse pas la remonter. On remarque aussi que la pression de l'eau basale a un contrôle sur le drainage de l'eau (terme en p_w). Enfin on vérifie que lorsqu'il n'y a pas de glace, l'écoulement s'écoule bien selon la pente du socle.

3.3 Les divers types de drainage

La difficulté des observations *in situ* donne aux divers types de drainage sous-glaciaire un aspect très théorique. Leur existence est supposée à partir de l'observation des régions précédemment recouvertes par la glace. Localement des mesures ou des suivis de traceurs colorés permettent de corroborer ces hypothèses.

Le type de drainage est très variable d'un glacier à l'autre (en fonction des conditions basales) mais la communauté glaciologique s'entend sur quatre grand types de drainage : drainage par un film d'eau, dans un réseau de cavités, dans des canaux (creusés par l'eau, soit dans la glace soit dans le sédiment) et écoulement dans le sédiment sous glaciaire poreux.

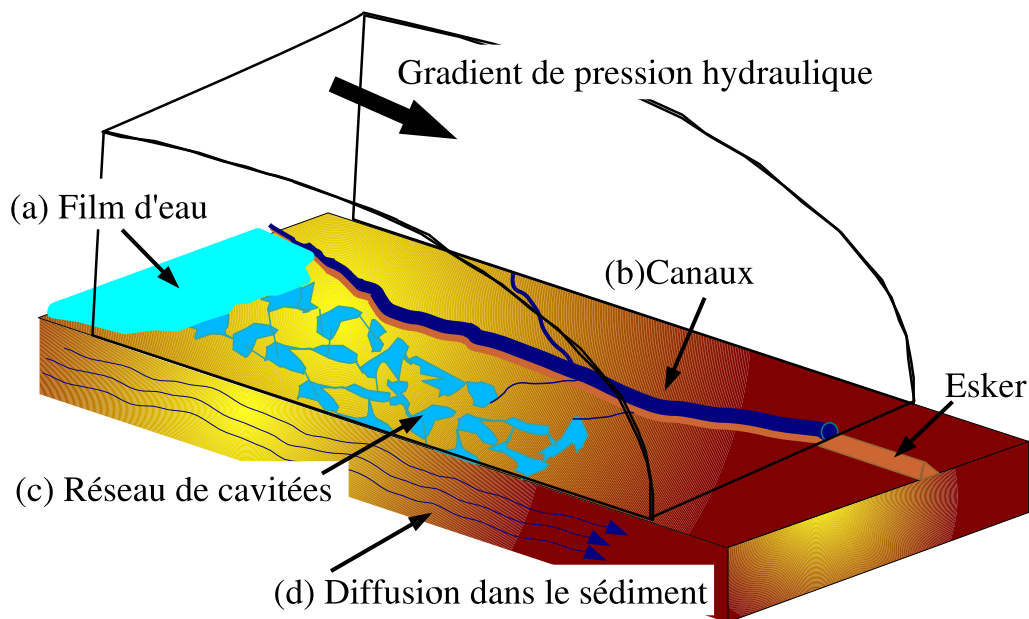


FIG. 3.1: Les différents types de drainage de l'eau sous glaciaire. **a** : drainage par un film d'eau, **b** : dans des canaux ou **c** : dans un réseau de cavités à l'interface glace-sédiment et **d** : par diffusion dans le sédiment.

3.3.1 Le film d'eau

L'étude de l'eau basale a débuté dans l'optique d'évaluer le glissement de la glace sur un substrat rocheux. *Weertman* (1957) suppose que la glace qui a atteint le point de fusion se déplace sur les bosses du socle rocheux par le processus dit de « fonte-regel ». La pression en amont de ces bosses abaisse le point de fusion. Comme la glace est déjà à la limite de la fusion, elle fond en pompant de la chaleur. De l'autre côté de la bosse, le déficit de pression conduit au regel de l'eau et fournit la chaleur qui diffuse vers l'amont à travers la bosse et la glace environnante.

Pour expliquer l'écoulement de l'eau sous la glace, *Weertman* (1972), suppose que l'eau forme un mince film d'eau à l'interface glace-socle. Ce film a une épaisseur faible ($\leq 1\text{mm}$) qui varie en fonction des obstacles rencontrés en accord avec l'hypothèse de fonte-regel de *Weertman* (1957). Des évidences de la présence d'un film d'eau ont été observées sous des glaciers de montagne. *Vivian* (1975) note une déficience en particules plus fines que

200 μm à la base de certains glaciers alpins. *Hallet* (1979) relève des dépôts de calcite ($CaCO_3$) sur le socle d'anciens glaciers. Il suppose que ces particules, généralement de taille inférieure à 50 μm ont été transportées et précipitées dans un film d'eau ayant une épaisseur identique.

3.3.2 Réseau de cavités interconnectées

Lliboutry (1968, 1979) est le premier à suggérer que l'eau basale s'écoule à travers un système de cavités présentes à l'interface entre le socle et la glace. Ce réseau est composé de nombreuses cavités générées en aval des bosses du socle et reliées par d'étroites connections, ou orifices. La présence de ces réseaux est aisément observable sur certains socles récemment déglacés.

Walder (1986) étudie le mécanisme des réseaux de cavité. Il explique que l'existence et la stabilité de telles cavités dépend du taux de fermeture (proportionnel à la pression effective $N = P_g - P_w$). Le taux d'ouverture est principalement dû à la vitesse de glissement de la glace Us (qui provoque la cavitation), mais aussi à l'énergie dissipée par l'eau (facteur de turbidité de Manning m_a). Il obtient la relation entre la pression et le flux d'eau Q :

$$(3.3) \quad Q = \text{const.} \underbrace{\frac{nB_{AT}^n}{N}}_{\text{termes de fermeture}} R^{5/2} \underbrace{Us}_{\text{terme d'ouverture}} \underbrace{\vec{\nabla}\Phi^{1/2} \cdot m_a^{-1}}_{\text{dissipation par écoulement de l'eau}}$$

n et B_{AT} sont les paramètres glaciologiques (eq. 1.14). R est la hauteur des cavités. *Walder* (1986) propose une hauteur de un décimètre, mais *Kamb* (1987) estime plutôt que la taille de ces cavités est d'un mètre de hauteur pour 10 mètres de long. La dimension des orifices est inférieure à 10 cm. Pour un débit moyen, le flux Q augmente avec le gradient de pression de l'eau. La pression de l'eau est plus importante dans les grandes cavités, aussi l'eau se répartit dans toutes les cavités du réseau. Par contre, lorsque le débit devient trop important, la fusion du toit des cavités augmente sensiblement, en particulier dans les grandes cavités où le débit est important. La pression chute dans ces larges cavités qui se mettent à collecter l'eau du réseau.

3.3.3 Écoulement dans des canaux

L'eau basale s'écoule également dans des tunnels creusés dans la glace (canaux de Röthlisberger ou canaux-R) ou incisés dans le socle (canaux de Nye ou canaux-N). Les canaux de Nye, sont visibles au front des glaciers ou dans des régions précédemment couvertes par des calottes de glace (*Drewy, 1986*). Ces canaux sont formés, dans la direction de l'écoulement de l'eau, dans des zones d'érosion où la topographie du socle exerce un contrôle important (le long des axes de vallées, à travers des verrous glaciaires ou des cols).

Les canaux-R existent quand le taux de fermeture est compensé par la fusion provoquée par l'écoulement de la glace. *Röthlisberger (1972)* montre que pour un état stationnaire, la pression de l'eau P_w diminue lorsque le flux Q d'eau augmente :

$$(3.4) \quad P_w = P_g - \text{const.} \frac{(\vec{\nabla}\Phi)^{1/n} Q^{1/4n}}{B_{AT}^{1/n} m_a^{1/n}}$$

B_{AT} et n sont les paramètres glaciologiques, m_a le facteur de Manning. La conséquence principale de cette relation est que les grands canaux (avec un débit plus grand) collectent l'eau des plus petits, formant un réseau arborescent.

Les canaux de Röthlisberger transportent de l'eau et des sédiments dont le dépôt sur le socle forme des eskers. La forme des canaux, qui se retrouve dans les eskers, donne des informations sur la nature des conditions basales et sur la forme de la calotte de glace qui les a formés. Par exemple, un canal qui connaît une fusion importante (avec une pente dans le sens de l'écoulement) sera arché, alors que si les parois regèlent, le canal sera plus large et moins haut.

Les canaux expliquent aussi à merveille les jökuhlaups. Il s'agit de la vidange des lacs sous-glaciaires à travers un canal à la base de la glace, et qui se traduit par des inondations importantes au front du glacier. Ce phénomène est très courant en Islande à cause des éruptions volcaniques sous-glaciaires et a été étudié par *björnsson (1976)*; *Gudmundsson et al. (1995)*; *Fowler (1999)*. Des vidanges de lac sont aussi observées en Antarctique de l'Est (*Wingham et al., 2006*). D'après *Clarke et al. (2003, 2004)*, la vidange du lac

Agassiz lors de la déglaciation du Laurentide il y a 8200 ans, a pu se produire via un tel canal à travers un barrage de glace.



FIG. 3.2: Photographie aérienne d'un esker (Manitoba, Canada). Un esker est une formation glaciaire se présentant sous la forme d'une butte allongée parfois sur des centaines de mètres de longueur. Ces buttes se forment par dépôts de matériaux dans les tunnels, situés à la base des glaciers, qui sont empruntés par des rivières sous-glaciaires.

3.3.4 Diffusion dans un sédiment

Les discussions précédentes supposent que l'eau s'écoule sur un socle dur. Mais de vastes régions sont recouvertes d'une couche de sédiment susceptible de contenir de l'eau qui se diffuse sous l'effet du gradient de pression hydraulique.

L'écoulement de l'eau dans un milieu poreux et saturé a été quantifié en 1856 par Henry Darcy pour un écoulement à travers du sable. Darcy observe que la vitesse de l'eau V_e est proportionnelle à un gradient hydraulique, qui correspond à la variation de la charge hydraulique, noté h_w (hydraulic head). Cette charge hydraulique a la dimension d'une hauteur d'eau et dans un glacier, elle est liée au potentiel hydraulique de *Shreve*

(1972) comme $h_w = \Phi / \rho_{fw} g$. La constante de proportionnalité est nommée conductivité hydraulique K :

$$(3.5) \quad V_e = K \vec{\nabla} h_w$$

	$K (m.s^{-1})$		$K (m.s^{-1})$
Argile (clay)	$< 10^{-9}$	sable fin (fine sand)	10^{-7} à 10^{-5}
Vase (silt)	10^{-9} à 10^{-7}	sable grossier	10^{-5} à 10^{-2}
Sédiment glaciaire (till)	10^{-12} à 10^{-5}	Gravier (gravel)	10^{-2} à 1

TAB. 3.1: Table des conductivités hydrauliques de différents matériaux (english translation is indicated in brackets). Tableau copié dans Benn and Evans (1998) et adapté de Freeze and Cherry (1979). On remarque que la gamme pour les sédiments glaciaires couvre 7 ordres de grandeurs (Murray, 1997).

Lorsque le sédiment n'est pas saturé, l'eau diffuse, et la charge hydraulique reflète la hauteur d'eau dans le sédiment. Mais lorsque tout le sédiment devient saturé (l'eau remplit tout le volume vide), la pression de l'eau augmente, l'eau se comprime et éventuellement dilate le sédiment.

La diffusion de l'eau à travers le sédiment sous glaciaire est généralement insuffisante pour évacuer toute l'eau présente, excepté si le sédiment se déforme suffisamment pour advecter l'eau.

3.3.5 Canaux sur un sol couvert de sédiment

Lorsque le sédiment est saturé, il semble que la majorité du drainage se produise à l'interface avec la glace. Walder and Fowler (1994) discutent l'existence et la stabilité de canaux présents dans le sédiment. Pour des faibles pressions effectives $N \leq 8 \text{ bar}$, l'eau peut éroder le sédiment et des canaux apparaissent. Si la pression de l'eau est trop faible ($N > 8 \text{ bar}$) les canaux dans le sédiment se referment et l'érosion de la glace domine : l'écoulement turbulent de l'eau forme des canaux-R semi-circulaires.

A flux donné, la pression effective dans les R-canaux augmente quand la pente de la

surface augmente (les contraintes basales augmentent, favorisent l'ouverture des canaux et la pression de l'eau baisse). Pour les calottes de glace, avec une pente de surface très faible, *Walder and Fowler* (1994) montrent que la pression effective est faible et ne permet pas aux canaux-R de survivre¹. Seuls des canaux incisés dans le sédiment (ou canaux-N) existent.

3.4 Quels types de drainages ?

3.4.1 Stabilité des différents types de drainage ; résumé

Les socles durs

Weertman (1972) suppose que toute l'eau sous glaciaire est drainée par un film d'eau. Cependant ces films d'eau sont très fins et deviennent instables au delà d'une épaisseur d'un millimètre. Lorsque le drainage devient important, le film d'eau a donc tendance à former des canaux ou à remplir des cavités en aval des bosses du socle.

Dans un glacier normal², les deux systèmes de drainage peuvent coexister. Les cavités sont ouvertes par le glissement du glacier (cavitation) tandis les canaux grossissent avec la fusion de la glace. La cavitation est plus stable et apparaît là où la pression effective est faible (à l'abris des bosses du socle) : l'eau se répartit dans le réseau.

Si le débit augmente sensiblement (flux \geq à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, *Kamb* (1987); *Willis et al.* (1990)), la pression décroît dans les grandes cavités. Ce réseau de cavité devient instable : le système de drainage bascule alors sur un réseau de canaux-R. Ce passage d'un réseau de cavités à un écoulement dans des canaux est observé durant la saison d'ablation au Störglacier, Suède (*Seaberg et al.*, 1988) et dans le Midalsbreen, Norvège (*Willis et al.*, 1990). *Kamb et al.* (1985) trouvent que cette modification du drainage joue un rôle fondamental lors de l'arrêt de la surge du Variegated Glacier, Alaska. *Kamb et al.* (1985), *Seaberg et al.* (1988), *Willis et al.* (1990) ont mené des expériences de traceurs colorés. Après l'injection de colorants dans des trous forés à travers le glacier, ils observent à l'embouchure du glacier un grand pic d'eau colorée qui survient assez rapidement et qui

¹Par contre pour les glaciers plus pentus les canaux dans la glace dominant le drainage.

²qui se comporte normalement en opposition à un glacier qui surge

correspond au drainage de l'eau à travers des canaux. Le délai entre l'injection du traceur et l'apparition du produit coloré au terminus du glacier donne une vitesse d'écoulement maximum de 0.7 m.s^{-1} . Puis plusieurs petits pics colorés témoignent d'un écoulement réparti dans un réseau de cavités. Le transit de l'eau y est assez lent, de l'ordre de 0.01 à 0.08 m.s^{-1} car l'eau circule à travers un réseau tortueux d'orifices étroits. Les canaux forment donc un réseau de drainage efficace où la pression de l'eau est faible. Les réseaux de cavités forment au contraire un grand volume où l'eau s'accumule, la pression de l'eau peut être très élevée et s'approcher du niveau flottaison ($\sim 1 \text{ bar}$ (*Kamb et al.*, 1985)).

Les surges

Certains glaciers montrent une évolution cyclique, durant laquelle, après une phase normale, le glacier s'accélère brutalement. Les vitesses de la glace peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres par an pendant quelques mois, puis le glacier se rendort aussi brutalement (*Kamb et al.*, 1985). Ces changements de régimes sont dus à la géométrie du glacier et aux conditions basales. Durant la phase normale, le glacier épaisse (augmentant le gradient hydraulique) et de l'eau s'accumule à la base tempérée du glacier. En hiver le drainage basal s'arrête, et le flux d'eau diminue, les R-canaux se referment. Si la pression dans les cavités augmente, le taux de fermeture diminue, les cavités grossissent et facilitent le glissement, ce qui produit une rétroaction positive. Selon *Kamb* (1987), tant que la fusion des toits ne devient pas prépondérante, le système de cavités reste stable et le glacier surge. Au-delà d'un certain seuil, le drainage devient instable et rebascule vers des R-canaux. La surge s'arrête alors.

Les sédiments sous glaciaires

En ce qui concerne les régions couvertes de sédiment, *Walder and Fowler* (1994) expliquent que, pour un écoulement très faible, l'eau diffuse dans le sédiment. Mais un tel écoulement de l'eau basale à travers le sédiment suivant une loi de Darcy est vite inefficace pour évacuer l'eau sous-glaciaire. L'advection d'eau dans un sédiment se déformant rapidement (*Alley et al.*, 1986) constitue l'exception.

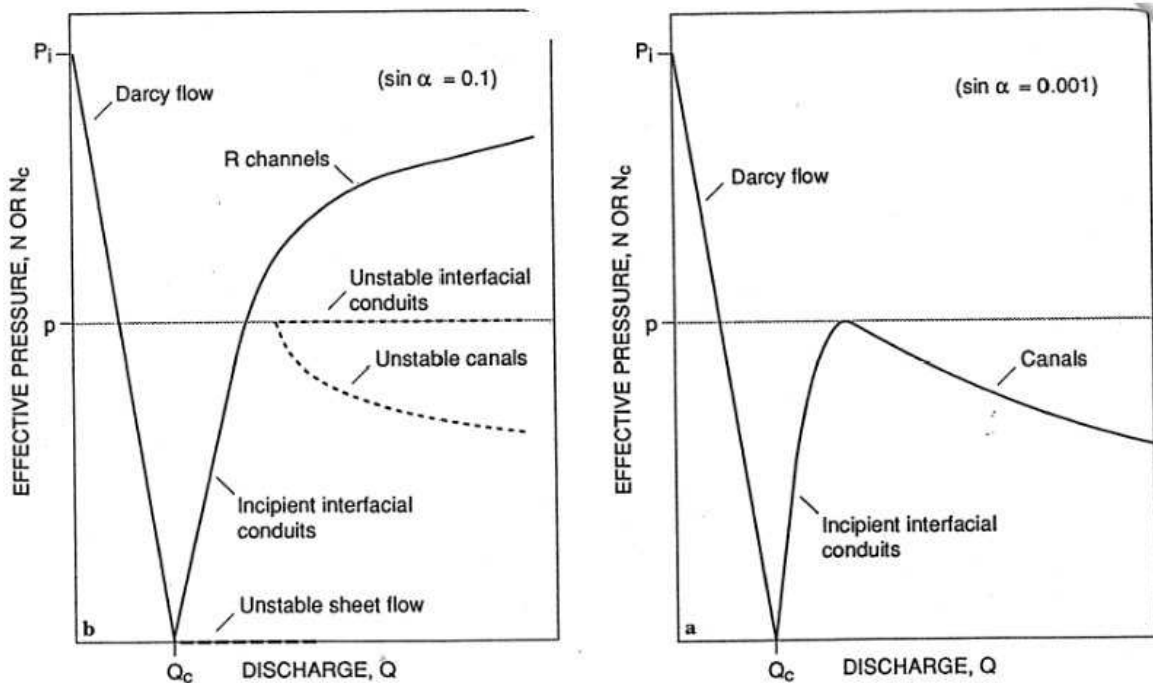


FIG. 3.3: Evolution du drainage avec le flux d'eau : (a) pour les glaciers (pente ~ 0.1) et (b) les calottes (pente ~ 0.001). Pour un flux faible, l'eau diffuse jusqu'à saturation, ensuite des cavités et des canaux coexistent. Au delà d'un certain débit ce système bifurque soit vers des canaux-R sous les glaciers, soit dans un réseau de cavités sous les calottes et les ice streams. Figure de Walder and Fowler (1994).

Aussi, lorsque le débit augmente, la pression interstitielle dans le sédiment augmente jusqu'à une pression effective nulle $N = 0$ qui est le point de flottaison. Un film d'eau se forme à l'interface glace-sédiment. Comme ce drainage est particulièrement instable (Walder, 1982), il se détériore et des conduits se forment avec $N > 0$. A ce stade, les conduits sont incisés dans le sédiment et la glace (canaux-R et canaux-N coexistent). Au delà d'un certain flux la pression effective est plus faible dans les canaux-R, et ceux-ci captent le drainage (pour les glaciers pentus, voir figure 3.3a). Si la pente est trop faible (figure 3.3b), l'eau ne peut inciser la glace, et le drainage s'effectue dans des cavités du sédiment, et la pression effective reste faible. Ce sont effectivement les conditions que l'on observe sur les calottes de glaces et des ice streams (Engelhardt et al., 1990).

3.4.2 Études menées sur les ice streams de l'Antarctique

De régulières expéditions américaines explorent depuis 1983 les ice-streams de l'Antarctique de l'Ouest dans la région de Siple Coast.

Blankenship et al. (1986) étudient les conditions à la base de l'Ice Stream B à l'aide de ses propriétés sismiques. Les échos sismiques indiquent une couche de sédiment d'environ 5-6 mètres d'épaisseur, allant parfois jusqu'à 12 mètres. La vitesse des ondes de pression (P) indique une porosité de 40%, dont 10% serait de la dilatation due à la déformation du sédiment sous l'effet de la pression de l'eau. De même la vitesse des ondes de cisaillement (S) indique une pression effective de $0.5 \pm 0.4 \text{ bars}$. De ces travaux, *Alley et al.* (1986) concluent que les contraintes de cisaillement à la base dépassent la force de cohésion du sédiment et que celui-ci se déforme sur toute son épaisseur.

Alley et al. (1986) trouvent peu probable que la glace glisse sur un film d'eau, car l'apport d'eau pour entretenir un film de Weertman (d'une épaisseur $\geq 5 \text{ mm}$ pour expliquer de telles vitesses) nécessite une production de 2 mm.a^{-1} sur l'ensemble du bassin versant. Cela leur paraît trop élevé d'autant que toute l'eau ne va pas sous les ice streams. En effet, l'eau basale est parfois soumise au regel et elle est très susceptible de s'infiltrer dans le sédiment meuble. Au contraire ils supposent une déformation complète du sédiment, celui-ci évacuant l'eau par advection à une vitesse moyenne $u_a = 90 \text{ m.a}^{-1}$ (perméabilité $1.6 * 10^{-13} \text{ m}^2$). La production d'eau nécessaire pour entretenir cette hydrologie s'abaisse à 0.3 mm.a^{-1} .

Engelhardt et al. (1990) présentent les résultats de 5 forages à l'eau chaude jusqu'à la base de l'Ice Stream B soit sur une épaisseur d'environ 1050 m. La glace basale est au point de fusion, et le niveau d'eau dans le trou se stabilise en quelques minutes à 110 m sous la surface. En tenant compte du profil de densité du névé et de la glace, le critère de flottaison est estimé à 100m sous la surface. La pression effective N à la base se situe donc pour les différents trous de forage, à des valeurs très faibles variant de 0.3 à 1.6 bars. Sous la glace se trouve une couche de moraine boueuse formée de granite et de gneiss et de sédiments marins et terrestres tertiaires. La conductivité hydraulique du sédiment est $2.10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ (une valeur dans la gamme du tableau 3.1).

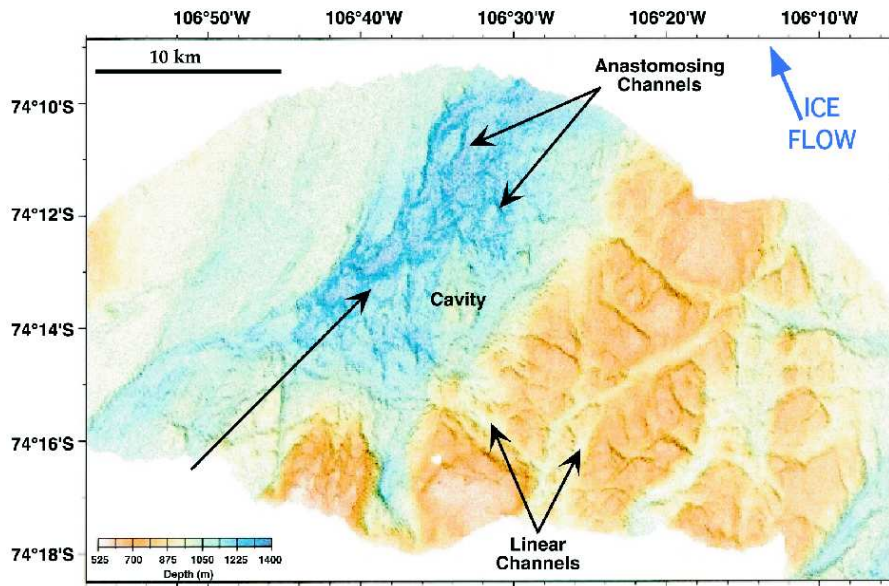


FIG. 3.4: *Mosaïque d'échos sonar dans la Baie de Pine Island (Antarctique de l'Ouest). On observe un réseau de canaux linéaire ou anastomosique sur un lit cristallin autrefois couvert par la calotte Antarctique (Anderson et al., 2001). Les socles sédimentaires (déformables) sont couverts par les traces d'anciens réseaux de cavités.*

Ces ice streams vont particulièrement vite alors qu'ils sont très plats. Les évidences de N très faible indiquent la présence d'un sédiment gorgé d'eau qui se déforme. On en conclut que l'écoulement de l'eau se fait par advection du sédiment et dans des cavités creusées dans le sédiment à l'interface avec la glace. On peut observer sur la figure 3.4 les traces laissées par des réseaux de cavités sur l'ancien lit (meuble) d'anciens ice streams.

3.5 Physique de l'hydrologie sous glaciaire de GRISLI

Pour améliorer les conditions à la base du modèle GRISLI j'ai rajouté un drainage de l'eau basale. J'ai utilisé une diffusion à travers une couche de sédiment. Ce processus, quoique simpliste, permet de reconstruire la forme de l'écoulement de l'eau et de distinguer les régions où elle se concentre (c'est dans ces endroits que se développeront les ice streams).

Nous présentons rapidement les descriptions de l'eau basale existant dans les différents

modèles de glace. Puis nous décrirons le processus que nous avons utilisé dans GRISLI et l'illustrerons par quelques résultats obtenus pour l'Antarctique.

3.5.1 Hydrologie sous glaciaire dans les modèles de glace

Certains auteurs (*Alley*, 1989), (*Pattyn*, communication personnelle), supposent que l'écoulement de l'eau est stationnaire et résolvent l'équation de conservation de la masse d'eau pour obtenir les flux d'eau à la base.

$$(3.6) \quad b_{melt} - \frac{\partial Q_x}{\partial x} - \frac{\partial Q_y}{\partial y} = 0$$

La direction de l'écoulement est imposée par la direction du gradient de potentiel (eq 3.2). Se basant sur les travaux de *Fowler* (1987a,b), *Arnold and Sharp* (2002) considèrent que deux types d'écoulement sont possibles, soit par des cavités, soit par des canaux de Röthlisberger avec des pressions effectives différentes. La transition entre les deux drainages se fait avec un critère sur la stabilité des canaux (critère fonction de la pression effective de la vitesse de glissement).

D'autres auteurs (dont nous) choisissent une approche non stationnaire et utilisent en général une loi de diffusion (comme c'est le cas des exemples suivants) : *Marshall* (1997) propose un modèle d'hydrologie proche d'une loi de Darcy. Pour tenir compte des effets de la dilatation du sédiment sur le drainage de l'eau, il augmente la conductivité hydraulique lorsque la pression effective diminue.

$$(3.7) \quad K = K_0 \exp(-N/N_k)$$

où N_k est une constante empirique et K_0 la conductivité pour une pression effective nulle (flottaison). La hauteur d'eau évolue avec le flux d'eau et la fusion (regel) basale et l'apport d'eau de surface. *Johnson and Fastook* (2002) considèrent une couche d'eau et calculent sa vitesse différemment suivant l'épaisseur. Lorsque celle-ci est inférieure à 10 cm, l'écoulement est laminaire, au delà il devient turbulent. La pression effective à la

base (qui joue sur le potentiel hydraulique) est donnée par *Alley* (1989) :

$$(3.8) \quad N = k_n \frac{\rho g H \nabla S}{D}$$

elle augmente avec la force motrice et diminue avec la hauteur d'eau D .

Flowers and Clarke (2002) ont développé un modèle d'hydrologie complexe pour les glaciers, avec des relations empiriques pour p_w et K , et l'ont appliqué sur le Trapridge Glacier (Yukon, Canada). Cependant ce modèle qui inclut de nombreux processus, nécessite de caler de nombreux paramètres, ce qui serait impossible à grande échelle.

3.5.2 Modèle d'hydrologie sous glaciaire de GRISLI

Comme montré précédemment, un drainage par diffusion de l'eau dans le sédiment est inefficace pour évacuer l'eau de fonte. Cependant la résolution grossière de notre modèle (quelques dizaines de kilomètres) et notre méconnaissance des conditions basales sous les calottes existantes ne nous permettent pas d'envisager un modèle hydrologique compliqué. Un écoulement de Darcy permet aisément d'obtenir le routage de l'eau basale suivant le gradient de pression à la base de la calotte. On peut de plus modifier la pression de l'eau, en considérant sa compressibilité comme *Flowers and Clarke* (2002), ou en considérant une topographie sous maille pour améliorer l'impact de l'eau basale sur l'écoulement de la glace.

Charge hydraulique

La charge hydraulique h_w ne doit pas être confondue avec l'épaisseur d'eau D présente car l'eau sous glaciaire circule dans le milieu clos. Une fois que ce milieu est saturé, la pression de l'eau augmente, tandis que la dimension des conduits reste (quasiment) fixe. La charge hydraulique que l'on calcule est la hauteur d'eau que l'on obtiendrait sans pression pour la confiner. Elle correspond à la hauteur d'eau basale qui remonte dans les trous creusés à travers la glace jusqu'au socle (sur l'Ice Stream B par exemple (*Engelhardt et al.*, 1990)). Elle est reliée à la pression de l'eau sous glaciaire telle que $p_w = \rho_{fw} g h_w$.

Vision schématique de l'hydrologie de GRISLI

On considère qu'un sédiment est présent partout avec une épaisseur de 20 m et une porosité de 50%. Ce sédiment peut donc contenir 10 m d'eau avant saturation. Tant que la charge hydraulique est inférieure à 10 m, alors $h_w = D$. Au delà, le sédiment est saturé. En réalité ce sédiment ne recouvre pas tout le socle, mais notre modèle simule dans ce cas l'effet des autres conduits (canaux, cavités) qui peuvent se développer. La taille de ces conduits est fixée à 10 m.

Equations gouvernant l'hydrologie

Dans le modèle d'hydrologie sous glaciaire de glace que j'ai ajouté à GRISLI, on utilise donc une loi proche d'une loi de Darcy, stipulant que la vitesse d'écoulement de l'eau V_e est proportionnelle au gradient du potentiel donné par *Shreve* (1972), éq 3.2 qui prend en compte l'effet de la pression de l'eau p_w .

$$V_e = -\frac{K}{\rho_{fw}g} \vec{\nabla} \Phi(m.s^{-1})$$

De cette relation on peut déduire le flux d'eau Q_e sous la glace, flux qui varie avec la hauteur de la couche d'eau D dans le sédiment.

$$(3.9) \quad Q_e = -D \frac{K}{\rho_{fw}g} \vec{\nabla} \Phi (m^2.s^{-1})$$

qui peut aussi s'écrire (direction x) :

$$(3.10) \quad Q_{ex} = - \frac{KD}{\rho_{fw}g} \frac{\partial}{\partial x} (\underbrace{\rho_{fw}gB + \rho gH}_{Ax}) - KD \frac{\partial h_w}{\partial x}$$

On peut alors évaluer la variation de la charge hydraulique h_w . Nous considérons un écoulement de l'eau dans le plan horizontal, plus les termes sources (ou puits) b_{melt} qui représentent la fusion (ou le regel) de la glace, et les infiltrations I_{nfiltr} dans le socle.

$$(3.11) \quad \frac{\partial h_w}{\partial t} + \frac{\partial DQ_{ex}}{\partial x} + \frac{\partial DQ_{ey}}{\partial y} = b_{melt} - I_{nfiltr} (m.s^{-1})$$

En développant le flux Q_e on obtient l'équation qui contrôle l'évolution de l'eau dans le modèle de calotte.

$$(3.12) \quad \frac{\partial h_w}{\partial t} = b_{melt} - I_{nfiltr} + \frac{\partial Ax}{\partial x} + \frac{\partial Ay}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(KD \frac{\partial h_w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(KD \frac{\partial h_w}{\partial y} \right)$$

Il s'agit d'une équation de diffusion. Cette équation n'est pas une loi de conservation de la masse d'eau mais reflète l'augmentation de pression d'eau lorsque le drainage devient insuffisant pour évacuer toute l'eau sous glaciaire. Pour tenir compte des conditions à la base de la glace, on choisit une conductivité différente en fonction des régions :

- Sous une base tempérée, la conductivité K est choisie dans la gamme des valeurs observées pour les sédiments sous-glaciaires (table 3.1). En pratique, soit K est uniforme, soit K augmente avec la pression de l'eau
- A la ligne d'échouage et en mer, la conductivité est donc très importante car la pression effective est proche de 0.
- Si la base est froide, elle est supposée quasi-imperméable et la conductivité est très inférieure à sa valeur standard (proche de 0.)

Cette équation peut facilement être modifiée pour un autre modèle d'hydrologie si l'on souhaite tester d'autres hypothèses, concernant par exemple la différence entre des différents types de drainages évoqués dans ce chapitre. Il suffit par exemple, comme Marshall, de modifier la conductivité pour simuler l'effet des divers types de conduits décrits plus haut.

3.6 Résultats du modèle pour l'Antarctique

3.6.1 Expériences

Pour présenter les résultats obtenus sous l'Antarctique, on présente 3 expériences stationnaires avec le climat actuel et une ligne d'échouage fixée (données BEDMAP présentées lors de la description du modèle). Dans ces expériences, la calotte évolue pendant 100 000 ans avec des conductivités hydrauliques K différentes :

Expérience	A	B	C
Conductivité K_0	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-8}$

Dans ces expériences, la conductivité est constante tant la pression de l'eau est faible. Lorsque la pression effective baisse en deçà de 100 bars la conductivité augmente avec la pression de l'eau, soit :

$$(3.13) \quad \begin{cases} K = K_0 & \text{si } N > 100 \text{ bar} \\ K = K_0 * \frac{1000}{N} & \text{si } N \leq 100 \text{ bar} \end{cases}$$

La figure 3.5a donne la température basale sous la calotte. La répartition des conditions à la base reflète celle du flux géothermique appliqué (figure 1.2). Le flux est très élevé en Antarctique de l'Ouest et la base y est partout tempérée.

Dans les zones où la base est tempérée on observe une fusion basale d'autant plus importante que la chaleur venue du sol, ou que la production de chaleur par des déformations sous les glaciers, est importante (fig 3.5b).

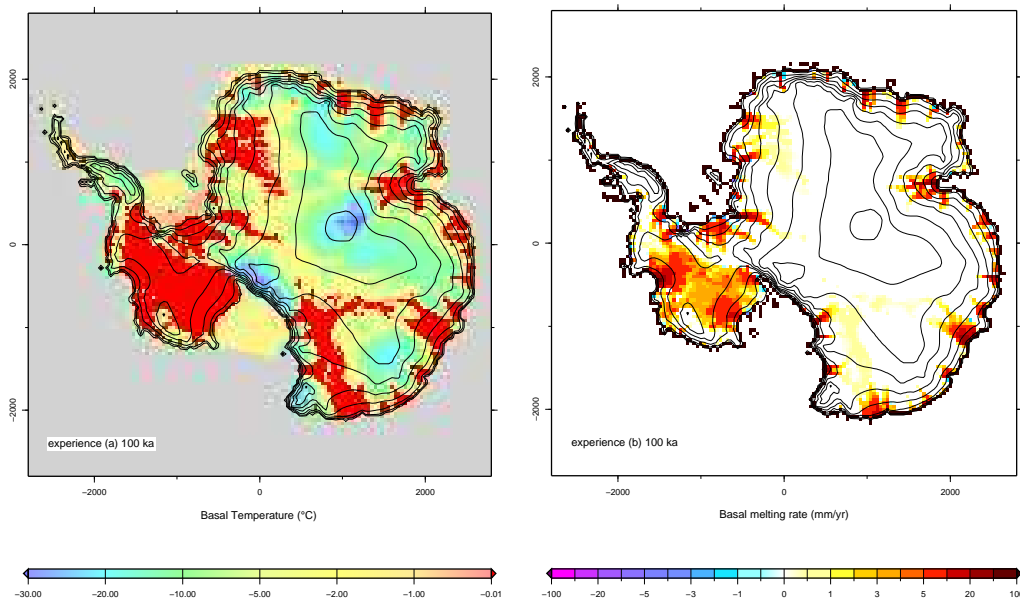


FIG. 3.5: **gauche** : température basale sous l'Antarctique, il s'agit de la différence de température avec le point de fusion : la base est tempérée dans les zones en rouge. **droite** : Fusion basale dans l'expérience B après 100 ka.

Le drainage de l'eau est contrôlé par le gradient hydraulique (éq 3.2). La partie du gradient due à la topographie de la calotte est présentée sur les figures 3.6. Ce gradient augmente lorsque l'on s'approche des côtes, et que les pentes de surface deviennent marquées. Lorsque l'eau apparaît, la pression de l'eau basale change le potentiel hydraulique Φ . La direction de l'écoulement de l'eau va alors être dépendante de la quantité d'eau présente et de sa répartition.

La figure 3.7 montre l'évolution de la charge hydraulique au cours de l'expérience B. Au début de l'expérience, h_w est fixée à 50 m lorsque la base est tempérée. Très vite l'eau est drainée vers l'extérieur de la calotte, et après 5 ka le motif du drainage est déjà apparu. Le drainage de l'eau basale s'effectue vers l'extérieur de la calotte et se concentre dans certaines régions.

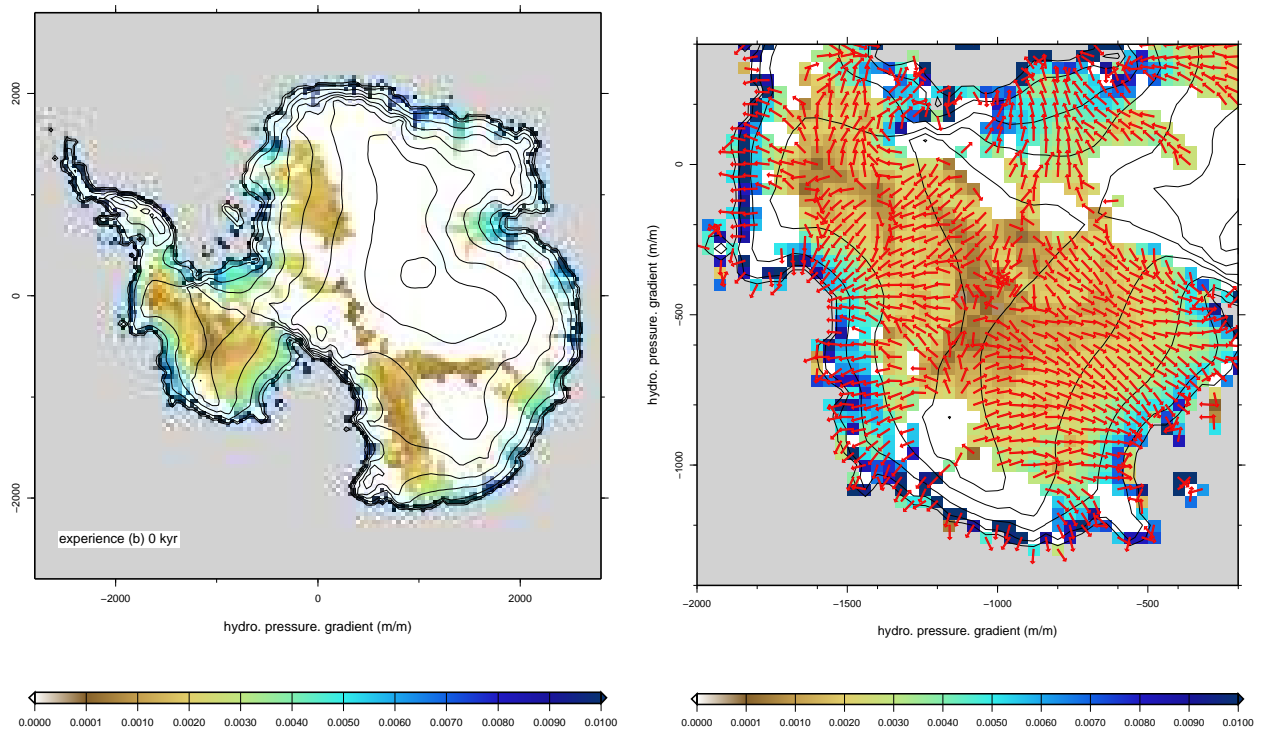


FIG. 3.6: **gauche** : Gradient hydraulique sous l'Antarctique (partie due à la topographie de la calotte) là où la base est tempérée à la fin de l'expérience C. **droite** : Zoom sur l'Antarctique de l'Ouest, la direction du drainage est indiquée par des vecteurs.

Vers la ligne d'échouage, la conductivité est très forte et les échanges avec les océans apparaissent rapidement. Les fortes valeurs de h_w à ces endroits indiquent que la pression de l'eau s'équilibre avec celle de l'océan. Ce phénomène est d'autant plus important que le socle est bas (par exemple vers Pine Island et Amery Ice Shelf) car le poids de la colonne d'eau dans l'océan (ou de glace à la ligne d'échouage) est proportionnel à la profondeur.

Au fur et à mesure de l'expérience le drainage se concentre dans les dépressions topographiques. Pendant les premiers 20 ka, la pression de l'eau basale augmente partout sous les bases tempérées. Ensuite l'eau présente sous l'Antarctique de l'Est se canalise dans les glaciers et disparaît des grands bassins qu'elle remplissait ($x=1000$, $y=-1500$ à -500 km, et $x=0$, $y=1000$ km).

On a indiqué avec un trait rouge la limite $h_w=700$ m. Les zones concernées s'étendent durant l'expérience et finissent par former un motif qui ressemble beaucoup à la disposition actuelle des ice streams.

La figure 3.8 quant à elle montre l'influence de la valeur de la conductivité. Les expériences A à C (de gauche à droite) ont une conductivité K_0 qui décroît (d'un facteur 100 entre 2 expériences).

Dans l'expérience A, malgré un drainage plus efficace (K est supérieur aux valeurs admises pour les sédiments glaciaires) la charge hydraulique est très élevée. Les régions où $h_w \geq 700$ m couvrent une grande partie de l'Antarctique de l'Ouest.

Dans les expériences B et C, les résultats sont très similaires et les différences de charges hydrauliques sont de l'ordre de quelques mètres. De plus les différences de h_w entre les 3 expériences ne sont pas corrélées spatialement. Ces résultats illustrent le comportement non linéaire de notre système de drainage. Cette non linéarité est due à l'influence de la pression l'eau basale p_w sur le gradient du hydraulique Φ qui contrôle l'écoulement de l'eau. La calotte marine de l'Antarctique de l'Ouest semble très sensible à ces non linéarités des processus basaux qui contrôlent l'écoulement de la glace via la localisation des ice streams.

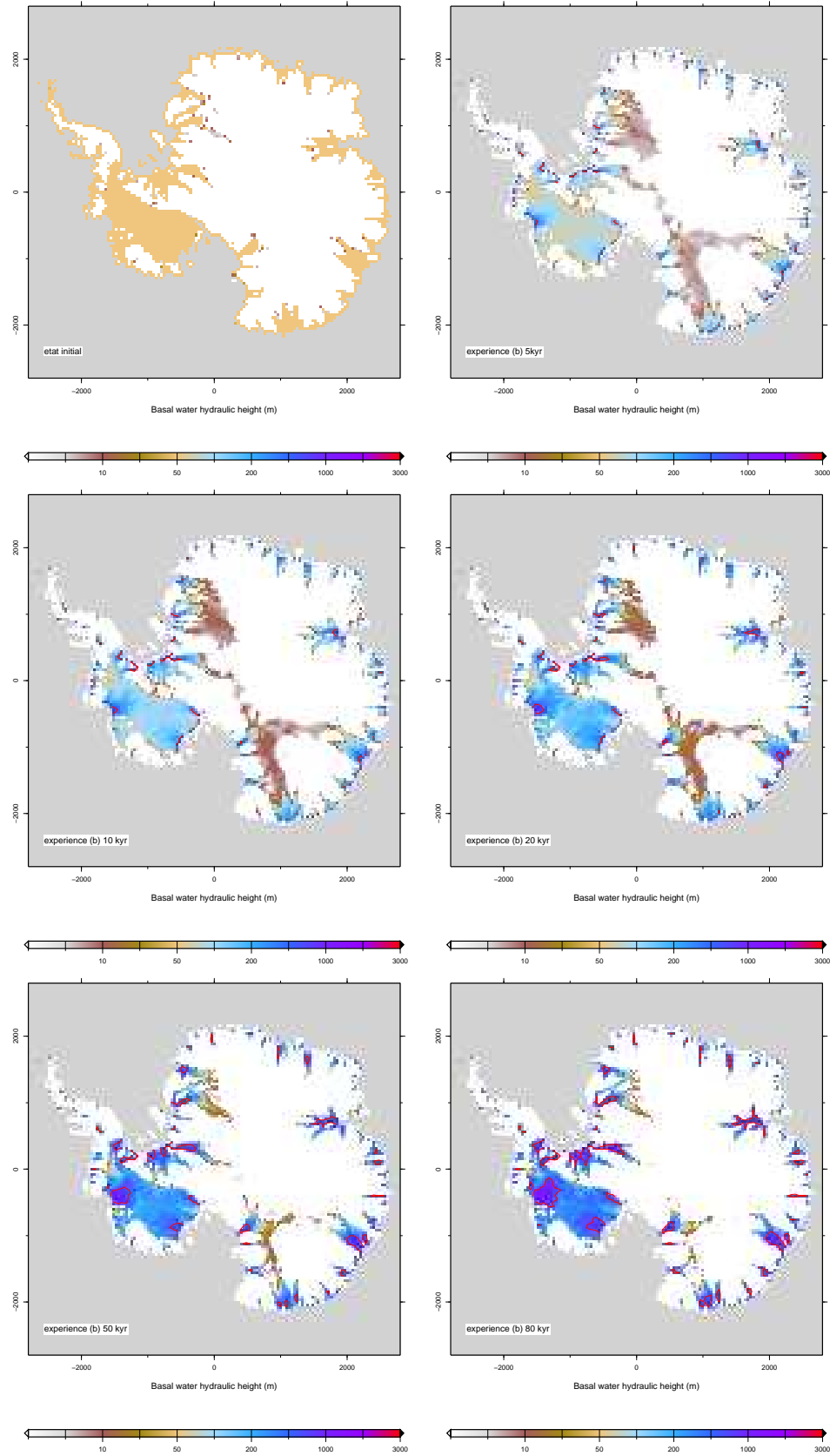


FIG. 3.7: Evolution de la charge hydraulique sous l'Antarctique (expérience B), en mètres. Etat initial puis cliché à 5, 10, 20, 50 et 80 ka (de gauche à droite et de haut en bas).

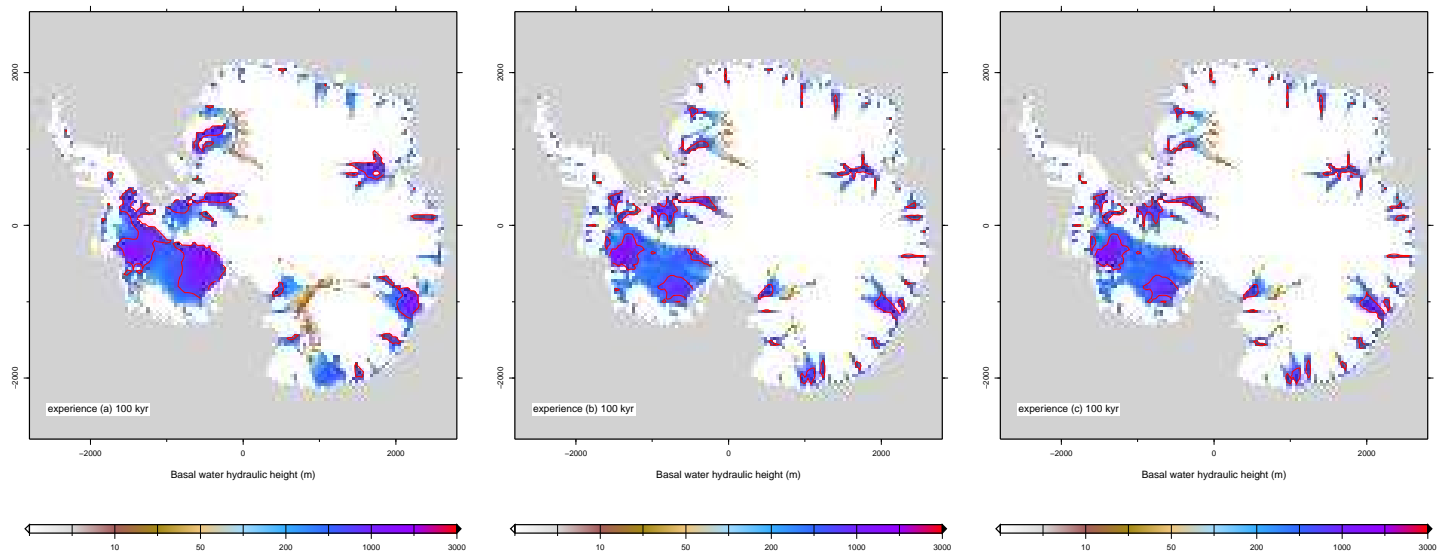


FIG. 3.8: Charge hydraulique sous l'Antarctique à la fin des 3 expériences (1000 ka), en mètres. **gauche** expérience A, **centre** exp B, **droite** exp C.

3.6.2 Conclusions sur l'eau basale

Le modèle d'hydrologie n'est pas parfait mais sa simplicité le rend adaptable en jouant sur la valeur de la conductivité en fonction de diverses caractéristiques telles que la pression effective, le flux d'eau ou le type de socle. On pourrait également ajouter l'advection d'eau par le sédiment. La principale difficulté reste le manque de données pour caler les paramètres du modèle.

Le principal intérêt est que nous avons à présent une nouvelle variable, la pression d'eau (p_w), ou la charge hydraulique (h_w) dont la répartition ressemble à la localisation des ice streams et qu'il y a de bons arguments pour estimer que cette pression d'eau favorise l'écoulement de la glace.

Sous l'Antarctique de l'Est, on observe de nombreux lacs sous glaciaires lotis dans les creux du socle (en particulier dans la région de Dome C à Ridge B, en passant par le plus grand lac situé sous Vostok) (Siegert and Ridley, 1998; Tabacco et al., 1998). Ces lacs sont observés à partir de leur impact sur la surface à partir d'écho-radar (Dowdeswell and Siegert, 1999b) et d'observations satellites (région plates reflétant une discontinuité dans les conditions basales). Les lacs sont reliés entre eux par un vaste réseau hydrologique

(Rémy et al., 2003; Rémy and Legrésy, 2004) et on a même observé la vidange d'un lac à travers un canal sous glaciaire (Wingham et al., 2006). L'équation 3.12 est a priori capable de créer des lacs sous glaciaires, cependant la résolution de notre modèle ne permet pas d'obtenir les reliefs suffisamment marqués nécessaires pour abriter des lacs et un réseau hydrologique qui les relie. Mais cela pourrait faire l'objet d'études en complément avec des observations.

Chapitre 4

Les ice streams

4.1 Introduction

4.1.1 Contexte

Donc les glaciers se déforment et se déplacent sous l'effet de leur poids (chapitre 1). Les calottes de glace évoluent lentement, leur écoulement par déformation ou glissement, généralement faible est de l'ordre de quelques mètres par an. Cependant on observe que cet écoulement n'est pas uniforme et que certaines régions concentrent l'écoulement vers les bords, formant un système complexe de fleuves de glaces et de glaciers émissaires qui évacuent, par exemple, 90% de la glace de l'Antarctique, concentrant le flux sur 13% de la périphérie des côtes.

Si nous désirons modéliser l'écoulement des calottes, en particulier en Antarctique où les observations sont nombreuses, un problème qui se pose à nous est de pouvoir retrouver l'extension correcte des ice streams avec GRISLI. Avant de présenter nos critères pour déterminer les zones de « streaming », nous présentons les ice streams : les conditions nécessaires à leur apparition et la variabilité de leur activité.

4.1.2 Description

La figure 4.1 illustre le réseau dendritique formé par de glaciers tributaires qui se rejoignent pour former les ice-streams.

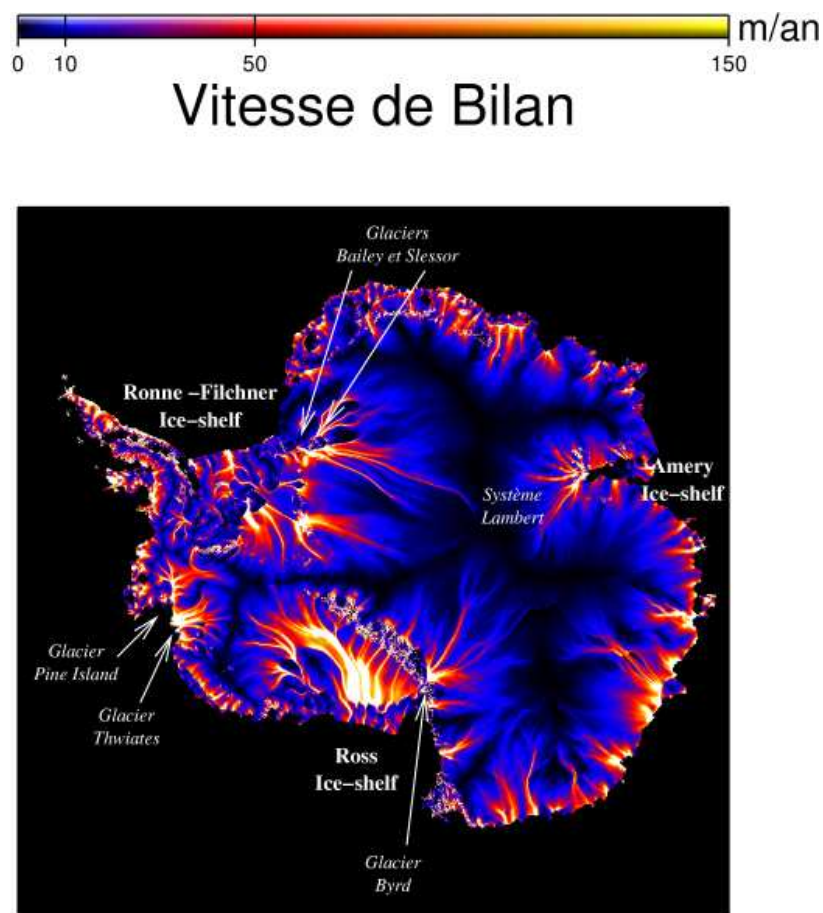


FIG. 4.1: Vitesses de bilan de l'Antarctique obtenues en considérant une calotte à l'équilibre (Testut, 2000). Les ice streams et leurs tributaires forment un réseau dendritique qui concentre l'écoulement.

En Antarctique de l'Ouest, les fleuves de glace ont une largeur de 30 à 80 km et remontent sur plusieurs centaines de kilomètres à l'intérieur des terres (Engelhardt *et al.*, 1990). Ils s'écoulent à des vitesses de plusieurs centaines de mètres par an. La vitesse de l'Ice Stream B (sur Siple Coast) atteint 800 m.a^{-1} . Les glaciers tributaires sont moins larges et moins rapides (vitesses inférieures à 100 m.a^{-1}) mais s'enfoncent très loin à l'intérieur de la calotte (Bamber *et al.*, 2000).

Comme illustré dans les figures 4.2 et 4.3 les écoulements rapides sont de deux sortes puisque certains sont contrôlés par la topographie du socle tandis que d'autres se forment dans des socles non accidentés. Les glaciers émissaires sont des écoulements contrôlés par

la topographie, la présence d'une vallée, d'une dépression ou d'un fjord. C'est le cas des glaciers qui traversent la chaîne transantarctique et qui nourrissent la plateforme du Ross (figure 4.2c). On réserve *strico sensus* l'appellation d'ice streams pour les formations qui se développent sur des socles plats. Cependant nombre de glaciers se forment dans des vallées mais se déforment selon les mêmes mécanismes que les ice streams et sont aussi appelés ice streams. Dans la suite du texte, nous désignons par ice streams tous ces glaciers.

4.1.3 Mécanique des ice streams

Les scientifiques se sont vite intéressés aux causes de ces écoulements et ont vite invoqué des processus basaux (*Engelhardt et al.*, 1990). En effet, les ice streams sont très plats : par conséquent le cisaillement est très faible et ne peut expliquer une déformation de la glace menant aux vitesses observées¹. On peut alors supposer que ces vitesses sont dues au glissement basal et, puisque les lois pour le glissement (équations 1.20) montrent que les vitesses augmentent avec la pression de l'eau basale, incriminer l'eau sous glaciaire. Cependant dans une loi de glissement le moteur reste la pente de surface, et comme les ice streams sont très plats, le glissement peine à expliquer les vitesses observées sur les ice streams antarctiques. Les observations *in situ* et par sismique montreront finalement l'existence d'une couche de sédiment déformable.

La force motrice de l'écoulement reste la pente de la surface. Cette force est très légèrement contre-balancée par le cisaillement au bord des fleuves de glace et la majeure partie des contraintes est transmise à la base. Le cisaillement appliqué au sédiment est au-delà des forces de cohésion de celui-ci, et il se déforme sur une épaisseur de quelques mètres (*Blankenship et al.*, 1986; *Alley et al.*, 1986).

4.2 Conditions basales sous les ice streams

L'observation des ice streams antarctiques montre que la quasi-totalité de la déformation se concentre à la base de la couche de glace et que l'existence d'un écoulement rapide

¹La déformation par cisaillement verticale est de l'ordre de 1 m/an sur l'Ice Stream B



FIG. 4.2: Les ice streams s'écoulent dans des vallées aux pentes rocheuses, ou simplement à travers une calotte.

Gauche : zone de cisaillement fortement crevassée au bord de l'Ice Stream D (Siple coast); Photo de N. Nereson, (an 2000). **Droite** : Shackleton Glacier, glacier émissaire d'une largeur de 10 km de l'Antarctique de l'Est qui traverse les montagnes Transantarctiques en direction de la plateforme de Ross (sources inconnues).

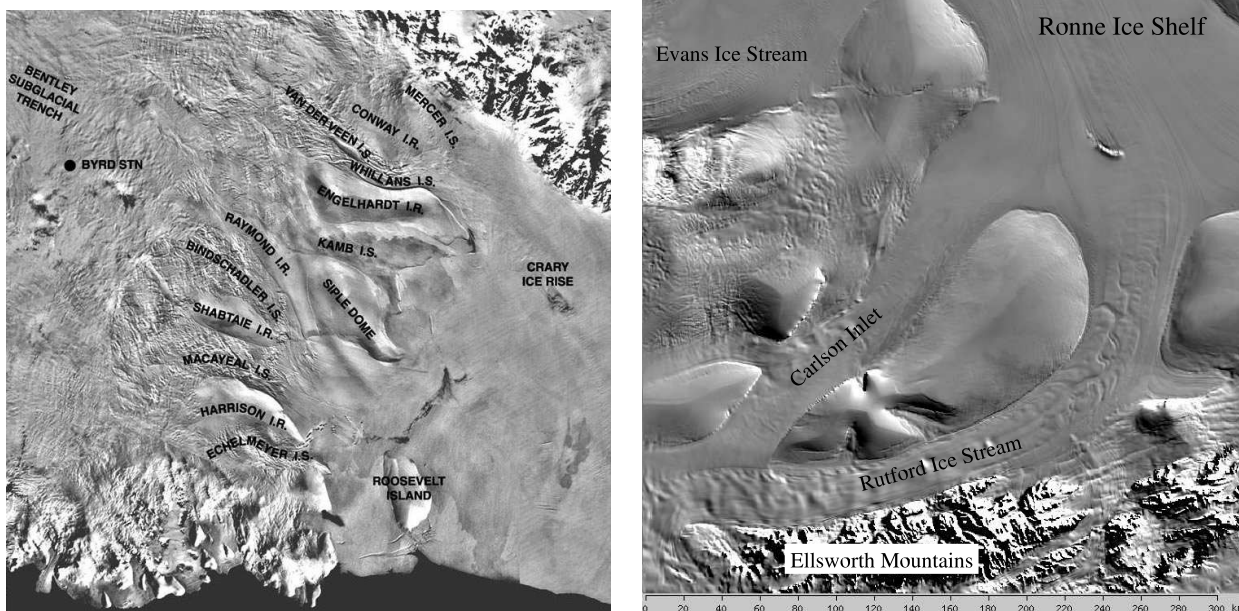


FIG. 4.3: **Gauche** : Mosaique d'images satellites (MOA) montrant les ice streams dans la région de Siple Coast. Leur écoulement sur un socle plat n'est lié qu'aux conditions basales. **Droite** : Image MOA des ice streams Rutford et Carlson (qui nourrissent la plateforme de Ronne). Même si le streaming est dû aux conditions basales, leur position est liée à des vallées sous glaciaires pas forcément visibles en surface.

nécessite des conditions basales favorables. Ces conditions sont la présence d'une couche de sédiment meuble et la présence d'eau basale sous pression :

Lors des premières expéditions sur les ice streams de Siple Coast, *Blankenship et al.* (1986) observent la présence d'une couche de sédiment de plusieurs mètres d'épaisseur. *Alley et al.* (1994); *Anandakrishnan and Alley* (1997a) expliquent que la présence d'une base tempérée avec une forte pression d'eau basale est une condition nécessaire mais non suffisante pour du « streaming ». De tels écoulements nécessitent la présence d'un socle sédimentaire (*Anandakrishnan et al.*, 1998).

L'écoulement des ice streams est pratiquement dû à la seule déformation du sédiment (*Alley et al.*, 1986). En Antarctique de l'Ouest (*Bell et al.*, 1998) comme de l'Est (*Bamber et al.*, 2006), on voit que les tributaires des ice streams naissent dans des dépressions topographiques en régions sédimentaires.

La présence d'eau basale est une autre condition nécessaire à l'apparition des ice streams, et le chapitre précédant illustre bien les conditions observées à la base de la glace.

Le sédiment se déforme parce qu'il est saturé et que l'eau basale est sous pression. La cohésion du sédiment diminue avec la pression effective (c.à.d. quand la pression de l'eau basale augmente) car la pression transmise entre les grains diminue. En outre le sédiment se dilate ce qui favorise le déplacement des grains les uns par rapport aux autres. La faible pression effective à l'interface glace-sédiment peut encore favoriser un glissement de la glace sur son substrat (*Thorsteinsson and Raymond*, 2000).

Sous les ice streams de Siple Coast, le sédiment est saturé et à l'interface glace-sédiment l'eau basale se répartit uniformément dans un réseau de cavités. La pression de l'eau P_w est très élevée et la colonne de glace est proche de la flottaison (*Engelhardt et al.*, 1990). *Anandakrishnan et al.* (1993) remarquent même que lors de la marée haute une onde de pression de l'eau se propage dans le sédiment jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de la ligne d'échouage : la surface s'élève et les vitesses augmentent. Ces phénomènes pourraient jouer sur l'écoulement de certains fleuves de glace (à Siple Coast en particulier). Ici aussi, les observations montrent des mécanismes très divers et très locaux. Sous l'Ice Stream B/Whillans les marées hautes allègent les contraintes sur les points de frottements (sticky points) ce qui accélère légèrement la glace (*Bindschadler et al.*,

2003), tandis que sous l'ice stream D les marées jouent sur la pression effective et sur la dilatation d'un sédiment visqueux.

L'exemple des marées montre en tout cas que la vitesse des ice streams (via P_w) est fortement dépendante du niveau des mers.

4.2.1 Variabilité des ice streams : observations actuelles

La figure 4.1 montre la variabilité spatiale de l'écoulement sur le bord des calottes. Ces différences sont dues aux conditions de température basale, à la nature géologique du socle et au drainage de l'eau sous glaciaire qui est fonction de la géométrie de la calotte. Or ces conditions peuvent aussi varier dans le temps. Il semble en effet que certains fleuves de glace peuvent alterner entre des phases actives et des phases lentes.

C'est ce que révèle la structure tridimensionnelle des ice streams de Siple Coast (Antarctique de l'Ouest, voir figure 4.4) : l'ice stream C, par exemple, s'est arrêté il y a 140 ans (*Retzlaff and Bentley, 1993*). Les explications de ce phénomène font intervenir le regel basal (*MacAyeal, 1993a; Payne, 1995; Bougamont et al., 2005*), ou une déviation du drainage sous-glaciaire vers l'ice stream B (*Alley et al., 1994; Anandakrishnan and Alley, 1997b*). L'ice stream B ralentit actuellement de manière sensible (*Joughin and Tulaczyk, 2002*). De même l'ice stream D a changé de direction il y a 1500 ans (*Siegert et al., 2004; Jacobel et al., 1996*).

D'autres glaciers émissaires semblent accélérer à l'heure actuelle. Ce constat s'applique à la majorité des glaciers du Groenland et sur Pine Island (Antarctique de l'Ouest). Les deux explications avancées sont l'augmentation de la lubrification du socle (par l'eau de fonte venue de la surface dans le cas du Groenland) et le retrait des ice shelves en aval. Lorsque l'épaisseur de la glace flottante diminue (ou que son front recule), les frottements sur les bords diminuent et la force qui retient la glace posée en amont se réduit. Ce phénomène est clairement observé sur le glacier du Jakobshavn Isbræ (*Thomas, 2004*), en amont des anciennes plates-formes de Larsen (*Scambos et al., 2004*) et sur Pine Island et Twaites Glaciers (*Thomas et al., 2004*).

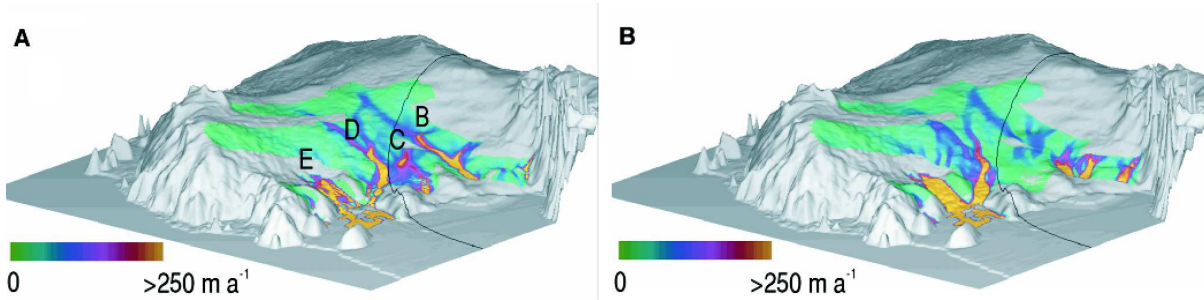


FIG. 4.4: *A* : Vitesses de bilan des ice streams de Siple Coast. *B* : Vitesses observées par interférométrie. Les différences entre vitesses de bilan et observées reflètent le dynamisme de la calotte : l'arrêt de l'ice stream *C* est évident. (Bamber et al., 2000)

4.2.2 Variabilité des ice streams : les informations du passé

L'observation du socle des anciennes calottes de l'hémisphère nord montre aussi une variabilité importante (Boulton and Clark, 1990; Kleman et al., 1997) du dynamisme des calottes de glace.

La première raison est que la géométrie de ces calottes changeait sensiblement au gré des climats. Durant la dernière glaciation, les dômes (centre des calottes) se sont déplacés aussi bien en Amérique qu'en Scandinavie. L'écoulement dépendant de l'épaisseur de glace et de la pente de surface a beaucoup varié au cours du temps.

On retrouve de nombreuses traces de paléo ice streams sur le socle des anciennes calottes. Par exemple de nombreux lobes de glace se sont formés sur les formations sédimentaires au sud des calottes américaines et Eurasiennes. On attribue ces lobes à la forte activité de fleuves de glaces. La datation des dépôts laissés par ces glaciers montre qu'ils n'étaient actifs qu'à certaines périodes et que la localisation des ice streams changeait au cours du temps (Boulton et al., 2004).

Les dépressions et vallées du socle canalisait de puissants glaciers émissaires. Ces glaciers montraient aussi une grande variabilité temporelle. C'est par exemple le cas du Norwegian Channel ice stream en Norvège² (Mangerud, 2004) et surtout du Glacier du

²Le Norwegian Channel est une tranchée qui s'écoule au sud de la Norvège entre la côte et la Mer du Nord

Détroit d'Hudson qui surgait périodiquement (*MacAyeal*, 1993b). C'est essentiellement la glace évacuée lors de ces surges, ou évènement de Heinrich, qui déversait des armadas d'icebergs dans l'Atlantique Nord (*Heinrich*, 1988).

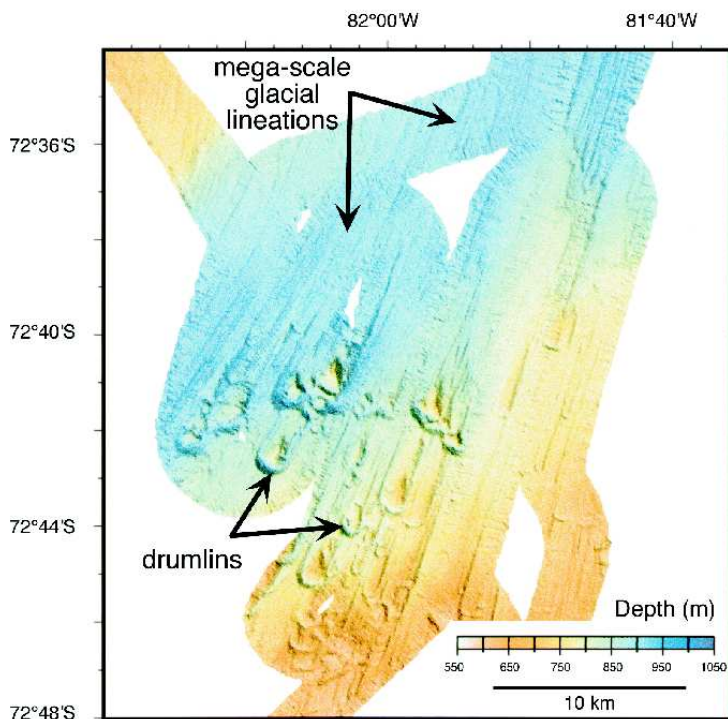


FIG. 4.5: Mosaïque d'écho sonar du socle d'une vallée glaciaire sous la Baie d'Eltanin (Mer de Bellingsausen). Les mégalinéations montrent l'existence d'un paléo-ice stream dans la vallée. Les drumlins marquent probablement la transition entre la glace lente sur le socle cristallin et un fleuve de glace s'écoulant sur un sédiment déformable (*Anderson et al.*, 2001)

4.3 Le streaming dans GRISLI

Nous avons vu au chapitre 1 que les équations de l'écoulement pour la glace lente et pour la glace rapide (ice-streams) sont différentes. Il nous faut donc définir un critère pour savoir quelle équation utiliser et à quels endroits. Si l'on veut traiter l'Antarctique actuel, on peut se contenter de définir comme zone d'ice streams les endroits où l'on observe des

écoulements rapides. C'est l'approche suivie par *Hulbe and MacAyeal* (1999). Cependant nous nous intéressons à l'évolution des calottes, y compris à des configurations passées (ou futures) pour lesquelles nous n'avons pas d'information sur la localisation des ice streams, et il nous faut un critère.

4.3.1 Méthode

Nous avons vu que les fleuves de glaces apparaissaient dans les dépressions de la topographie ou en présence d'un fort drainage de l'eau sous glaciaire sur une région sédimentaire. La largeur observée des ice streams est de quelques dizaines de kilomètres, soit inférieure à la résolution de GRISLI. Les processus à fine échelle ne pourront donc pas nous servir pour définir les zones de streams, et nous ne pouvons pas nous attendre à reconstruire le fabuleux réseau dendritique de la figure 4.1.

Cependant les améliorations que j'ai apportées au modèle ont permis de mieux définir les zones de streaming. Les résultats sont plus réalistes sur la calotte Antarctique et ont permis l'application du streaming aux calottes de l'hémisphère nord.

Dans la précédente version du modèle, *Dumas* (2002); *Ritz et al.* (2001) considéraient que la grande vitesse d'écoulement des ice streams était essentiellement due au faible frottement basal. Ils avaient donc utilisé comme critère la pression effective. La glace était en zone stream lorsque $N \leq N_{limit}$ où le seuil était généralement $N_{limit}=50$ bar. De plus, la pression effective était calculée en fonction de la hauteur de glace en excès par rapport à la flottaison. Le résultat était que seule une étroite bande côtière (d'1 maille) était traitée comme ice stream (à l'exception de Siple Coast). Lors du passage sur l'hémisphère nord ce critère est devenu inutilisable car aucune zone de streaming n'apparaissait. J'ai donc décidé de définir un critère sur le drainage de l'eau sous glaciaire et à cette fin j'ai utilisé le modèle d'hydrologie sous glaciaire. Parmi les caractéristiques issues du modèle hydrologique, la charge hydraulique est celle dont la répartition ressemble le plus aux localisations d'ice streams observés et c'est le critère que j'ai chois.

4.3.2 Résultats

La localisation des ice streams dans GRISLI est dorénavant dépendant des conditions basales, et en particulier de la charge hydraulique h_w . L'hydrologie sous glaciaire est donnée par le modèle décrit au chapitre précédent. La fin de ce chapitre était illustrée par quelques résultats obtenus pour la calotte Antarctique. Nous reprenons donc les expériences menées sur l'eau basale pour présenter les résultats obtenus avec notre nouveau critère sur la définition des zones de « streaming ».

On simule l'Antarctique actuelle en stationnaire (ligne d'échouage fixée) avec la conductivité de l'expérience B ($K \geq 3.10^{-6}$). Dans cette nouvelle expérience, appelée D, on passe en ice streams lorsque $h_w \geq 700$ m. Cette valeur *ad-hoc* a été choisie car, dans l'exp B, elle correspondait bien à l'extension actuelle des ice streams (voir figure 3.7).

On part d'un état initial sans ice stream (la hauteur d'eau est fixé à 50 m). Comme dans les expériences précédentes, la pression d'eau augmente très lentement et les ice streams apparaissent après 30 à 50 kyr ans d'évolution. L'étendue des ice streams croit avec le temps, et à la fin de l'expérience (après 100 000 ans), l'équilibre n'a pas encore été atteint. Celui-ci nécessite plusieurs centaines de milliers d'années.

Les ice streams sont localisés dans les régions de Pine Island, de Siple Coast et autour du Ronny Filchner. Quelques ice streams, parfois larges, se développent sur les bords de l'Antarctique de l'Est. Cette extension est en assez bien en accord avec les observations actuelles. Certains gros ice streams simulés sur la calotte Est ne correspondent à aucun motif observé parmi les glaciers existants. Ces larges zones d'ice streams sont localisées dans de vastes dépressions topographiques interpolées par le programme BEDMAP dans les régions où les données manquaient. Il s'agit là d'un autre problème.

Enfin, on n'observe pas de rétroaction sur l'hydrologie sous glaciaire à cause de la présence des ice streams. La réparation de l'eau basale, et de la limite des 700 m qui définit les ice streams, est presque identique dans les expériences B et D. Il est possible que la simulation des échanges d'énergie entre l'eau basale et la glace, tels que la chaleur perdue lors de l'évacuation de l'eau, puissent modifier ce résultat. Mais compte tenu de la résolution

grossière, nous ne sommes pas capables de reproduire les processus réellement en jeu à la base des calottes.

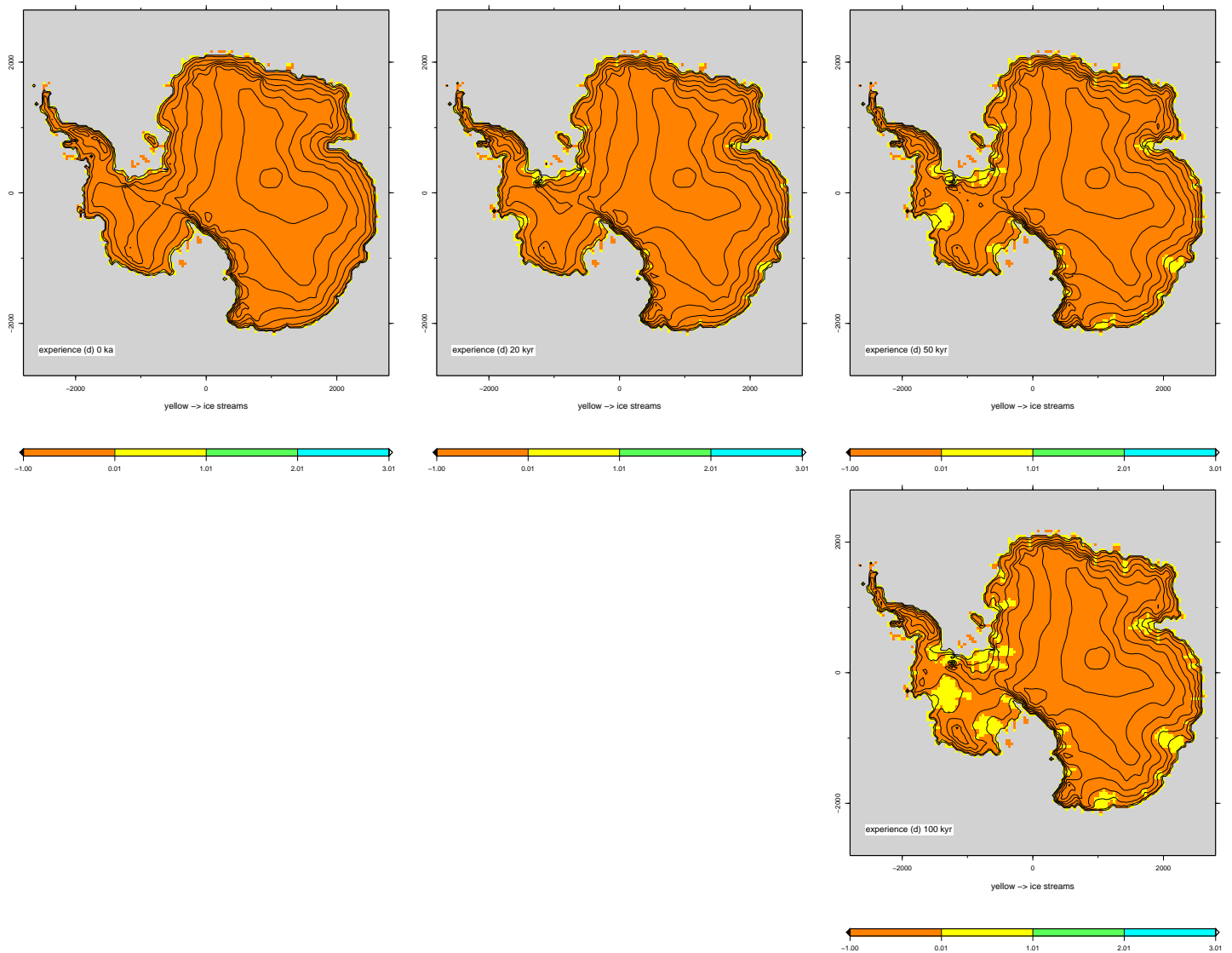


FIG. 4.6: *Extension des ice streams (en jaune) au cours de l'expérience D. au début de l'expérience, puis à 20, 50 puis 100 ka. (de gauche à droite et de haut en bas)*

Les expériences B et D sont stationnaires, l'écoulement de la glace s'est donc équilibré pour évacuer exactement l'accumulation. Pour garder une extension identique (la ligne d'échouage est fixée), les vitesses restent assez similaires dans les deux expériences. Par contre comme les modes de déformation sont différents entre la glace posée et les ice

streams (voir le chapitre 1), la géométrie s'adapte. Dans l'expérience B, sans ice streams, c'est la déformation par cisaillement vertical qui est responsable de l'écoulement de la glace. Pour permettre les vitesses importantes sur les bords, la calotte devient plus épaisse et plus pentue. Aussi dans figure 4.7, on compare les épaisseurs à l'issue des deux expériences B et D. Les différences d'épaisseurs peuvent être de plusieurs centaines de mètres au niveau des glaciers et montrent des résultats nuancés :

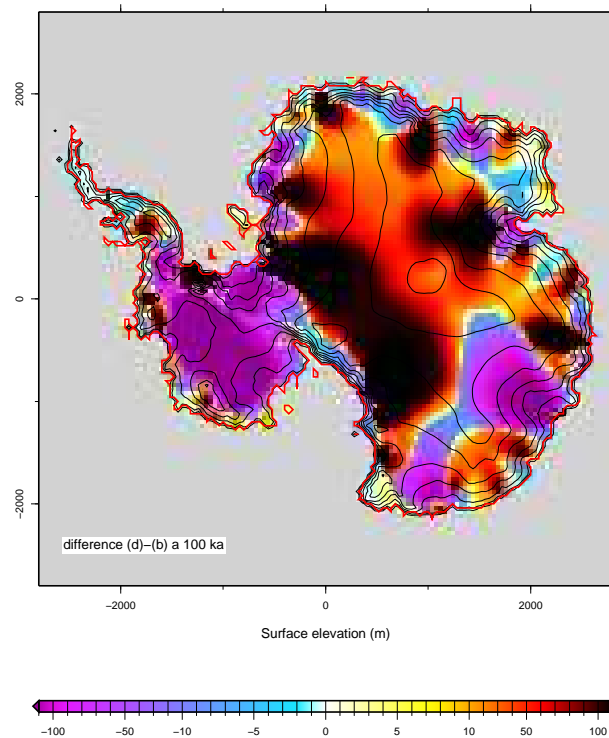


FIG. 4.7: Différence d'épaisseur entre les expériences B (sans ice streams) et D (avec ice streams) si $h_w > 700$ m.

- La glace est généralement plus fine dans l'exp D là où il y a des streams larges ($\Delta H < 0$ sur la figure). C'est le cas sur la majorité de l'Antarctique de l'Ouest et autour de l'Antarctique de l'Est. Ces fleuves de glace aplanissent la Calotte Ouest et son altitude (figure 4.6) se rapproche des observations (cartes BEDMAP sur la figure 1.5).
- On observe au contraire un épaissement en amont de certains glaciers, en parti-

culier si les ice streams sont fins, avec une largeur d'une maille. Il en résulte une élévation importante de l'Antarctique de l'Est. Cet épaissement de la glace est dû aux vitesses localement faibles sur les noeuds en stream. La vitesse d'un fleuve de glace est due aux contraintes longitudinales, mais est limitée par le cisaillement latéral, comme l'indiquent les équations 1.21 et 1.22 pour les écoulements rapides. Ce cisaillement entre deux points est proportionnel à la différence de vitesse entre ces deux points voisins. Dans le cas d'un ice stream large d'une maille, le cisaillement est calculé de chaque côté du fleuve et affecte directement le centre de fleuve de glace. Pour les zones d'ice streams plus larges, le cisaillement est limité aux points en bordure : le centre de l'ice stream est plus libre de se déplacer. Dans la réalité le cisaillement est très localisé sur la bordure des fleuves de glace (voir figure 4.2 de ce chapitre) et affecte peu l'intérieur du fleuve de glace.

- Ce problème lié à la faible vitesse des streams reste cependant assez académique, car dans nos expériences la calotte est stationnaire. Lorsque la ligne d'échouage est libre de se déplacer, la glace aura tendance à avancer pour « contourner l'obstacle ». C'est la raison pour laquelle dans la plupart des simulations, l'Antarctique est trop avancé vers les Ronny-Filchner et Amery Ice Shelves, c'est par exemple le cas des simulations présentées au chapitre traitant les ice shelves (chap 2, fig 2.7).

Cet artefact illustre les limitations de GRISLI pour simuler les processus sous mailles, or la plupart des fleuves de glace, des vallées glaciaires et fjords ne mesurent que quelques dizaines de kilomètres de largeur, soit une taille inférieure à la résolution de notre modèle.

4.4 Résumé sur les ice streams et l'eau basale

Les fleuves de glace et les glaciers émissaires ceinturent les grandes calottes actuelles et passées, leurs vitesses sont très importantes et ils drainent la majorité de la glace vers l'extérieur des calottes. Ces glaciers sont susceptibles de se déplacer et leur puissance peut varier au cours temps, éventuellement jusqu'à des comportements extrêmes comme les surges. Leur écoulement n'est pas du à la déformation de la glace (il y a peu de cisaillement vertical contrairement au reste de la calotte) mais au glissement basal ou à

la déformation d'un sédiment sous glaciaire.

Le comportement de ces glaciers est donc très dépendant des conditions basales, gouvernées par l'hydrologie sous glaciaire. Il existe plusieurs types de drainage de l'eau sous glaciaire. Soit par diffusion dans un sédiment, soit à travers des canaux, soit dans des cavités à la base de la glace :

Lorsqu'un sédiment recouvre le socle, l'eau peut diffuser à l'intérieur. Comme ce système est peu efficace, il est vite saturé. La pression de l'eau augmente alors jusqu'au delà des forces de cohésion du sédiment et celui-ci commence alors à se déformer. L'excédent d'eau est ensuite drainé par un réseau de cavités à la surface du sédiment. L'eau y circule difficilement par de petits orifices et sa pression monte. La pression effective très faible limite le frottement de la glace sur son lit. La vitesse de la glace qui recouvre ces régions devient très importante : des ice streams apparaissent.

Pour tenir compte de ces phénomènes j'ai ajouté un modèle d'hydrologie qui simule le motif de l'écoulement sous glaciaire, et diagnostique en particulier les régions où l'eau se concentre. Il apparaît que les régions où la charge hydraulique (i.e. pression de l'eau basale) est importante correspondent aux endroits où l'on observe actuellement des ice streams. Je définis donc les régions d'ice streams par un critère *ad hoc* sur la pression de l'eau basale.

GRISLI simule à présent des ice streams aux endroits adéquats, généralement dans les vallées et les dépressions topographiques. La résolution du modèle reste cependant grossière et ne permet pas encore de prendre correctement en compte les processus sous maille.

GRISLI semble un outil performant qui permet d'estimer avec confiance la dynamique des calottes : de l'Antarctique à celles de l'Hémisphère Nord qui sont étudiées dans la suite de ce mémoire.

Deuxième partie

Paléoclimats et reconstructions des calottes Quaternaires

Chapitre 5

Les Calottes pendant les glaciations : état des connaissances

5.1 Introduction

Au cours des derniers millions d'années la Terre a connu une succession de périodes glaciaires durant lesquelles d'immenses calottes ont recouvert l'Amérique du Nord, L'Eurasie et de nombreux massifs montagneux de par le monde. Ces longues périodes glaciaires étaient entrecoupées d'interglaciaires, à l'instar de l'époque actuelle, où régnait un climat chaud qui cantonnait l'englacement aux régions polaires et aux plus hautes montagnes. Ces évolutions de la cryosphère sont étudiées depuis le *XIX*^{ème} siècle mais une compréhension globale de ces phénomènes n'a été possible que depuis quelques décennies grâce à l'observation directe des calottes actuelles, et à la mise en évidence des informations paléoclimatiques contenues dans les nombreux dépôts sédimentaires.

Néanmoins, l'observation et la description ne suffisent pas à comprendre tous les phénomènes, en particulier parce que le système climatique est complexe et que toutes ses composantes rétroagissent entre elles. La modélisation est alors un outil indispensable, et à travers cette thèse nous cherchons à contribuer à une meilleure compréhension de la composante « calotte de glace ».

Dans la première partie de cette thèse, nous avons décrit le fonctionnement, les domaines d'applications, et les capacités de notre modèle de calotte de glace. Dans cette seconde partie nous utiliserons GRISLI pour l'étude des calottes de l'hémisphère nord. Nous voulons notamment examiner le rôle de la dynamique des calottes et les interactions entre

les calottes et le climat lors de la dernière période glaciaire.

Les travaux de modélisation devraient être menés en interaction avec les observateurs qui ont proposé les hypothèses que nous voulons expertiser. Comme c'est la littérature qui sert principalement d'intermédiaire entre les scientifiques, nous commençons par ce chapitre bibliographique présentant l'état des connaissances sur les glaciations. Au chapitre suivant (6) nous présentons le portage de GRISLI sur l'hémisphère nord et les façons d'appliquer un climat variable à la surface des calottes. Nous pourrions finalement illustrer cette partie par l'application du modèle à deux cas : la dernière glaciation pour les calottes de l'hémisphère nord au chapitre 7, puis l'étude d'un événement glaciaire en Eurasie au chapitre 8, cet événement survenu il y a 90,000 ans a vu l'apparition rapide d'une calotte marine que l'on croit aidée par la fraîcheur d'immenses lacs pro-glaciaires.

5.1.1 Préambule : naissance de la théorie glaciaire

L'idée que l'extension des glaciers puisse varier apparaît au *XIX*^{ième} siècle, lorsqu'il s'agit d'expliquer la présence des « blocs erratiques ». Ces blocs sont des rochers, pouvant peser plusieurs tonnes qui se tiennent isolés, au milieu des plaines ou au sommet de collines constituées d'une roche d'autre nature. Ces blocs erratiques (ou errant) sont très abondants dans les vallées suisses et le Jura, entre la mer Baltique et les Carpates... Des montagnards (l'histoire retiendra le nom du Suisse Jean-Pierre Perraudin) affirmaient que les blocs erratiques et les stries sur les rochers avaient été formés par les glaciers alpins jadis plus étendus. Ignace Venetz, un ingénieur suisse, observe dès 1821, que les glaciers transportent et poussent des débris devant eux, et que ces glaciers se sont agrandis (on est alors au petit âge de glace). Il estime que le climat oscille, entraînant des avancées ou des reculs des glaciers. Il convainc Jean de Charpentier, directeur des mines de sel à Bex et chercheur réputé, qui expose la théorie glaciaire à la communauté scientifique, où Louis Agassiz est présent. Ce dernier s'intéresse à la théorie et la développe (*Agassiz*, 1840). En 1837, il expose, lors d'un congrès scientifique international, l'idée d'un « âge glaciaire » au cours duquel la glace couvrait une grande partie de l'Europe, Le Nord de l'Asie et de l'Amérique.

La théorie glaciaire convainc difficilement la communauté, surtout en Angleterre et en

Allemagne. Cependant, en 1862, à la suite de la rupture d'un barrage écossais, Thomas Jamieson infirme définitivement les théories qui stipulaient que les blocs erratiques et les stries visibles à la surface des rochers étaient causés par des crues. A la fin du *XIX*^{ième} siècle, on connaît l'existence de 4 glaciations successives, dénommées Würm, Günz, Mindel et Riss dans les Alpes (*Penck*, 1909).

5.1.2 Présentation du chapitre

L'histoire des glaciations a beaucoup évolué depuis ces travaux pionniers.

Des traces laissées par les climats passés ont été découvertes dans différents milieux terrestres. Ces « proxies » présentent des caractéristiques dépendant des conditions de dépôts. On en extrait des enregistrements paléoclimatiques qui nous donnent une chronologie des conditions locales. Certains traceurs renseignent parfois même sur l'état global de la surface de la Terre.

Les calottes de glace ont aussi laissé sur leur lit de nombreuses marques qui témoignent de leur passage. L'interprétation de ces marques, grandement facilitée depuis l'apparition des satellites, nous renseigne sur l'évolution et la dynamique de ces anciennes calottes de glace. Tous ces travaux ont permis d'éclairer un monde glaciaire très changeant et dynamique.

Ce chapitre a pour objet de présenter les connaissances et les synthèses existantes sur l'extension passée des calottes de glace et sur les conditions climatiques qui ont permis à ces calottes de se développer. Ces reconstitutions seront utilisées ou discutées lors des applications suivantes.

Nous présentons d'abord les enregistrements paléoclimatiques exploitables. Ces enregistrements sont trouvés dans les sédiments marins ou continentaux, et dans la neige qui s'est accumulée à la surface des calottes. Nous expliquons aussi, brièvement, comment les dépôts glaciaires : moraines, stries et autres marques laissées sur le socle sont exploités par la géomorphologie pour reconstituer l'état des paléo-calottes de glace.

Nous présentons ensuite les causes de ces glaciations : la théorie astronomique qui rend compte des variations sur le long terme, ainsi que les interactions entre les différentes composantes du système climatique qui amplifient les forçages, menant parfois à des va-

riations brusques.

Nous retraçons finalement l'histoire des glaciations du Quaternaire en développant les périodes qui nous intéressent, et nous présentons en détail le dernier cycle pour lequel de grandes synthèses ont été publiées.

Nous décrirons finalement les « événements rapides » que constituent les modifications fortes et brutales des conditions climatiques observées pendant la glaciation, et dans lesquelles les calottes semblent parfois être impliquées.

5.2 Les enregistrements paléoclimatiques

Si tous les dépôts contiennent la marque de ce qu'ils ont traversé, encore faut-il pouvoir la lire. Cette lecture s'est améliorée à mesure que les techniques physiques permettaient d'étudier de nouveaux paramètres, en particulier les isotopes ; que les progrès permettaient des prélèvements dans les régions toujours plus reculées et que les auteurs imaginaient les mécanismes en jeu au cours des dépôts. On dispose aujourd'hui de nombreux traceurs du passé qui, une fois corrélés, donnent des images des conditions passées. Nous proposons ci-dessous une vue rapide des différents dépôts étudiés et des informations que l'on peut en tirer.

Dans ce premier exposé nous décrivons les outils disponibles et la façon dont les informations sont obtenues. Les informations en elles mêmes sont présentées seulement pour le dernier cycle glaciaire au paragraphe 5.4.

5.2.1 Les enregistrements marins

Les océans couvrent 71% de la surface du globe, et la circulation océanique, initiée aux hautes latitudes par la plongée des eaux denses, joue un rôle de régulation du climat. Lorsque ce climat se refroidit, d'une part les calottes se développent et font chuter le niveau des mers, et d'autre part les propriétés physiques de l'eau se modifient et les organismes marins en prennent la trace. Or la plupart des sédiments océaniques proviennent de l'accumulation des squelettes siliceux et carbonatés d'organismes marins (tests).

C'est en étudiant la composition isotopique de ces tests que *Emiliani* (1955) découvre une

variation cyclique de la composition isotopique des océans. Il existe différents isotopes stables de l'eau ^{18}O , ^{17}O et ^{16}O dont le fractionnement diffère suivant les conditions. Les isotopes lourds ont tendance à moins s'évaporer et à précipiter plus facilement. En période glaciaire l'eau stockée dans les calottes de glace est appauvrie en ^{18}O tandis que l'eau des océans s'enrichit en isotopes lourds. L'évolution du ratio $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ ¹ dans le temps peut être mesuré dans les foraminifères planctoniques (vivant dans les eaux de surface) et benthiques (vivant dans les eaux profondes). La température des eaux profondes ayant peu baissé en période glaciaire, la composition isotopique des foraminifères benthiques nous renseigne sur la composition globale de l'océan. La courbe de l'évolution du rapport $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ permet de retracer l'évolution du climat au Quaternaire. *Emiliani* (1955) définit différents stades isotopiques (Marine Isotope Stage, ou MIS) afin de distinguer les diverses périodes climatiques.

En outre la composition des carottes marines (présence et proportions des différentes espèces de foraminifères ou de diatomées) nous renseigne sur les conditions de température et de salinité locale de l'océan, ainsi que la présence éventuelle de glace de mer. La présence de débris transportés par les icebergs (IRD) traduit au contraire l'activité des calottes à bord marin. Plusieurs synthèses ont été proposées lors des projets CLIMAP (*McIntyre et al.*, 1976; *CLIMAP Project Members*, 1981) et plus récemment GLAMAP (*Sarnthein et al.*, 2003). Elles ont en particulier permis de reconstruire l'état des océans au dernier maximum glaciaire (LGM).

Enfin l'étude des foraminifères benthiques donne les variations globales du niveau des mers, donc le volume des calottes de glace. L'étude des coraux et des anciens rivages donne les variations locales qui reflètent les rebonds isostatiques.

5.2.2 Les enregistrements continentaux

Sur terre aussi, on trouve des proxies du climat dans différentes formations végétales ou minérales. Comme le climat change drastiquement entre les périodes glaciaires et interglaciaires, la végétation et la vie animale des régions varient également. Des pollens sont déposés dans les tourbes et les argiles, et éventuellement en mer. Les forages per-

¹ce ratio est présenté en comparaison du ratio global des océans observé $R_{SMOW} = 2005.20 * 10^{-6}$ (Standard Mean Ocean Water) (*Baertschi*, 1976)

mettent de tracer des diagrammes polliniques présentant les concentrations des diverses espèces végétales. La figure 5.1 illustre par exemple les changements de végétation lors du dernier interglaciaire en Angleterre.

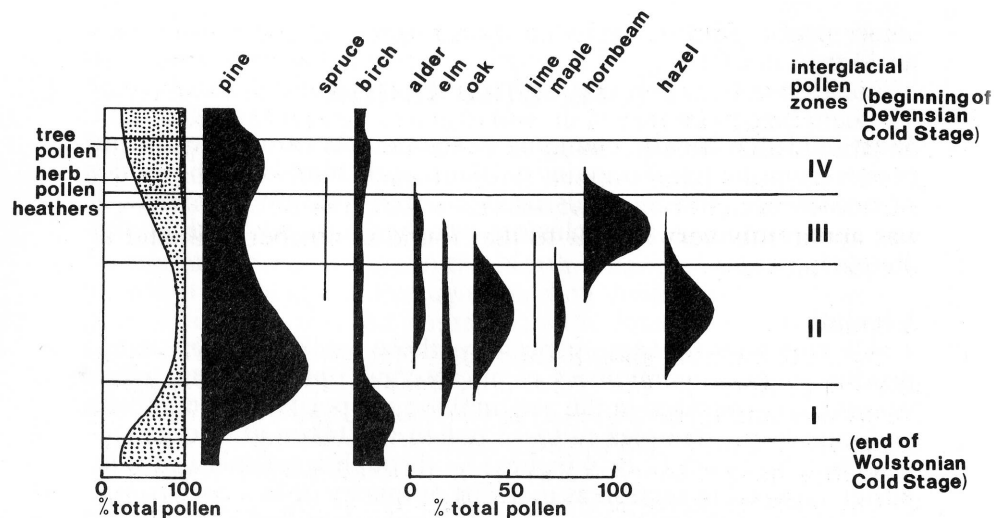


FIG. 5.1: Variation de la végétation en Angleterre durant l'Eemien. Lorsque le climat se réchauffe, la steppe herbeuse est remplacée par des arbres caractéristiques des régions de plus en plus tempérées, puis la tendance s'inverse lorsque l'on rentre dans la dernière glaciation. Traduction des espèces d'arbres de gauche à droite : pin, épicéa, bouleau, aulne, orme, chêne, tilleul, érable, charme, et noisetier.

En se basant sur les conditions actuelles de températures et de précipitations où l'on rencontre ces différentes espèces, les auteurs obtiennent par analogie les conditions environnementales du passé. Les enregistrements polliniques remontent localement sur plusieurs cycles glaciaires, et des synthèses illustrent les conditions climatiques au LGM en Eurasie (Peyron *et al.*, 1998; Tarasov *et al.*, 1999), et pendant la déglaciation. De même, les stalagmites, composées de $CaCO_3$ enregistrent les variations en isotopes ^{13}C et ^{18}O et donnent des indications sur les conditions locales de température et d'humidité. Ces enregistrements (ou spéléothèmes) donnent des datations absolues très précises et sont utilisés pour dater les variations rapides du climat (Wang *et al.*, 2001; Genty *et al.*, 2003).

Toutes sortes d'autres traceurs comme les cernes des arbres ou la présence d'insectes

peuvent aussi être utilisés. La présence d'ossements ou de sédiments lacustres et éoliens peut par exemple infirmer la présence des glaces dans une région à une époque donnée.

5.2.3 Les enregistrements glaciaires

5.2.3.1 Les principaux forages

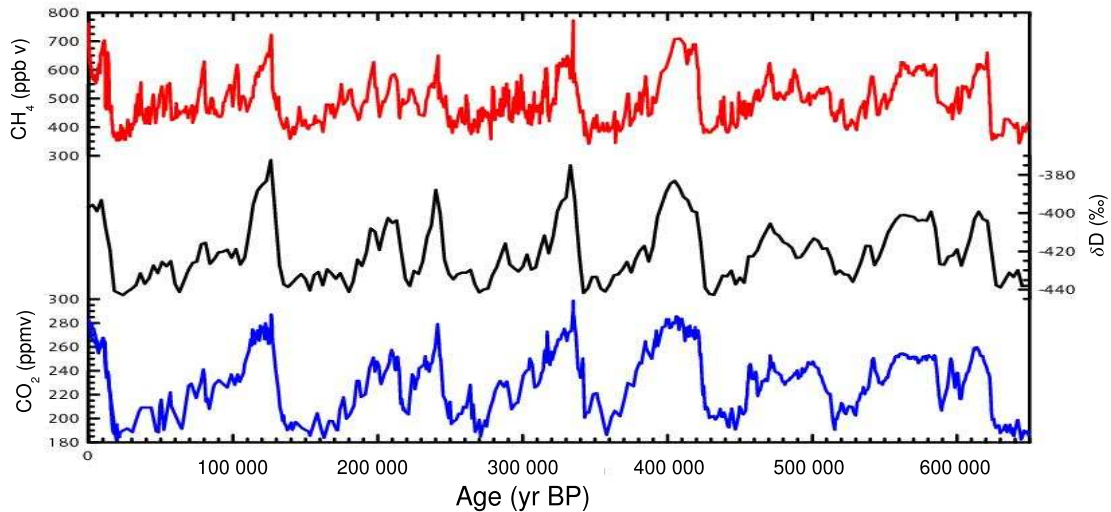


FIG. 5.2: Comparaison de l'évolution des concentrations de CO_2 et de CH_4 (deux gaz à effet de serre) et du deutérium (proxy pour la température) au cours des derniers 650 000 ans à Dome C (Antarctique). Image adaptée de T. Stocker (Siegenthaler et al., 2005).

Les calottes glaciaires donnent des enregistrements avec une très bonne résolution comparée aux enregistrements marins ou aux pollens. Elles permettent surtout la seule mesure directe de l'atmosphère passée. En effet, la neige s'accumule année après année à la surface des calottes et archive des bulles d'air caractéristiques de l'atmosphère au moment du dépôt (à la diffusion dans le névé et au piégeage retardé près).

Les premiers forages furent effectués dans les années 1960 par les états-unis à Camp Century, au nord-ouest du Groenland (Dansgaard et al., 1969) et à la station Byrd en Antarctique de l'Ouest (Epstein et al., 1970). La glace récupérée par ces deux carottages couvre une grande partie de la dernière glaciation.

Vers 1970 commence le forage de Vostok, une station russe située sur le plateau Antarc-

tique. L'épaisseur de glace y est de 3700 mètres et le taux d'accumulation très faible (6 cm de neige par an, soit environ 2 cm de glace), ce qui permet de remonter loin dans le passé. Cinq forages ont permis de creuser jusqu'à 3623 m, soit 80 m au dessus du lac sous-glaciaire de Vostok. L'analyse de la glace jusqu'à 3310, (au delà la glace est perturbée puis formée d'eau du lac regelée) a donné un enregistrement paléoclimatique de 420 000 ans (*Petit et al.*, 1999). *Raynaud et al.* (2005) ont plus récemment réussi à extraire la glace déposée plus bas et a en extraire le signal climatique pendant le stade MIS11, un interglaciaire particulièrement long (voir ci dessous).

De 1993 à 1997 une équipe japonaise extrait une carotte de 2503m à Dôme Fuji (Antarctique de l'Est) couvrant les 3 derniers cycles glaciaires (*Watanabee et al.*, 1999). Le forage est ensuite continué, le socle est atteint en janvier 2006 et donnera un des plus longs enregistrements.

Enfin à Dôme Concordia, les français forent jusqu'à ~900 m en 1978 (*Lorius et al.*, 1979). Le programme européen EPICA relance un forage profond qui atteint 3270 m et retracera également plus de 800 000 ans d'histoire climatique (*EPICA community members*, 2004; *Spahni et al.*, 2005).

Au Groenland, les forages profonds au centre de la calotte commencent au début des années 1990. Deux forages concurrents sont effectués à 28 km de distance par les européens à GRIP (Greenland Ice Core Project) (*GRIP Members*, 1993) et par les états-unis à GISP2 (Greenland Ice sheet Program)(*Grotes et al.*, 1993). Les deux forages atteignent le socle à environ 3000 m de profondeur. Ils permettent de couvrir le dernier cycle glaciaire jusqu'à 105 000 ans, au delà, l'enregistrement de celui-ci est perturbé par l'écoulement (*Landais et al.*, 2004). Un nouveau forage commence alors à North GRIP, 100 km au nord des précédents forages, et atteint le socle à 3085 m (*NGRIP members*, 2004). Ce forage a permis de couvrir seulement une partie de l'Eemien car la fusion basale est très intense.

5.2.3.2 Informations paléoclimatiques

L'étude chimique et isotopique de la glace et des gaz qu'elle a piégés donne des informations uniques sur les conditions passées. Si les carottes antarctiques retracent de très longues périodes, les enregistrements groenlandais ont une très bonne résolution tempo-

relle (de 1 à 5 ans), grâce à des accumulations plus grandes.

Le rapport en isotope $\delta^{18}O/\delta^{16}O$ décroît au fur et à mesure du transport depuis les océans jusqu'à l'intérieur des calottes. Et à l'opposé des sédiments marins, la neige est appauvrie en ^{18}O pendant les périodes froides. Les glaciologues observent aussi que dans la neige des calottes ce rapport varie linéairement avec la température du site. En supposant que cette relation spatiale soit également valable pour les variations temporelles en un site, ce « thermomètre isotopique » permet la reconstruction des conditions climatiques lors du dépôt de la neige. Rapidement, on observe aussi que tout au long des dernières glaciations une relation très étroite existe entre les gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) et la température.

D'autres constituants permettent de retracer l'état de l'atmosphère : la présence de volcanisme à partir des sulfates (*Zielinski, 2000*), l'extension de la glace de mer en bordure des calottes grâce aux organismes siliceux (*Gersonde et al., 2005*), aux sels marins (*Wolff et al., 2003*) ou bien encore la température des sources d'humidité par l'excès de deuterium (*Masson-Delmotte et al., 2005*). Finalement les concentrations en poussières peuvent être liées à l'aridité des sources et à l'intensité de la circulation atmosphérique (*Basile et al., 1997*).

5.2.4 Les données géologiques et géomorphologiques

L'extension et la dynamique des calottes passées peuvent être estimées directement par la présence des dépôts et marques qu'elles ont laissés sur le sol. Généralement les socles préglaciaires sont préservés dans les régions où la base de la glace est restée froide ; tandis que sous les bases tempérées l'écoulement de la glace et de l'eau basale remodèle le socle : on distingue alors les formations dues à l'érosion glaciaire et celles dues au dépôt de sédiments.

L'érosion glaciaire abrase (polit) les affleurements rocheux et crée des incisions (stries causées par la raclure des débris transportés). La baisse de pression en aval des obstacles mène au regel de l'eau basale, à la fracturation et à l'arrachage de rochers. Ce débitage crée les roches moutonnées. Toutes ces marques donnent la direction et le sens local de l'écoulement de la glace.



FIG. 5.3: Stries laissées par les calottes Fennosandienne (Punkari, 1982) en haut, et américaines (Boulton and Clark, 1990), en bas. Ces stries (par ex. en bas à gauche) sont classées en différents jeux (en bas à droite) qui reflètent un « cliché » de l'écoulement de la calotte

Le dépôt de matériel transporté mène à la formation d'une grande diversité de moraines. Nous retiendrons les moraines frontales qui donnent l'extension maximale à chaque avancée d'un glacier. Les moraines de fonds sont peu épaisses (quelques mètres en moyenne) et peuvent être plates ou irrégulières. Les drumlins, par exemple, souvent groupés en champs sont des collines ovoïdales allongées. Tous ces dépôts sont organisés par l'écoulement de la glace dont on peut retrouver la direction. Pendant les périodes de retrait, un réseau hydrologique sous glaciaire se forme si la base est tempérée. Les dépôts associés à ces phases sont formés par l'abandon de matériaux et la formation d'eskers à l'emplacement des anciens canaux sous glaciaires (voir au chapitre 3).

Toutes ces traces laissées au sol ont été observées et compilées depuis le *XIX*^{ième} siècle, les satellites aident depuis environ 20 ans à avoir une vision à grande échelle de ces linéations. Comme le montre la figure 5.3, ces traces indiquent une multitude de directions contradictoires qui reflètent la variation de l'écoulement des calottes à travers le temps. Toutes ces traces doivent être classées chronologiquement puis interprétées en grands ensembles cohérents. À partir de ce travail de synthèse, il est possible de recréer l'écoulement de calottes à différents instants.

Le premier grand travail de synthèse a été publié par *Denton and Hugues* (1981) qui présentent une reconstruction des calottes à la fin de la dernière glaciation. Ces calottes s'étendaient autour d'un noyau central, épais et stable. Les connaissances ont ensuite rapidement évolué vers une vision plus dynamique des calottes. *Boulton and Clark* (1990) proposent par exemple une histoire de la Laurentide et en particulier de la migration et jonction des divers dômes. *Kleman et al.* (1997) et *Lambeck et al.* (2006) présentent une évolution de la Scandinavie durant la dernière glaciation, et *Kleman and Hättestrand* (1999) contraignent les conditions basales (froides ou tempérées) pour les calottes du LGM.

Pour la période récente (LGM et déglaciation), le rebond isostatique encore observé permet en outre d'estimer la charge correspondante et donc l'épaisseur des calottes (*Peltier*, 2004).

Souvent, ce type de synthèse demande la contribution de nombreux groupes de chercheurs. De grands projets ont été menés afin d'estimer l'extension et la dynamique des anciennes calottes. Le programme *CLIMAP Project Members* (1981) a fourni la première

estimation du volume individuel des calottes. Plus récemment le colloque EPILOGUE (Quat. Sci. Rev. volume 21, 2002) a rassemblé modélisateurs et observateurs des paléocalottes. Le programme QUEEN s'est intéressé en particulier à la glaciation de l'Eurasie (Svendsen *et al.*, 2004) qui faisait encore récemment dispute.

5.2.4.1 datation

Afin de pouvoir comparer toutes ces informations, il est indispensable de pouvoir les dater. Pour les périodes récentes, la datation au radiocarbone permet des estimations très précises sur environ 30.000 ans. Au delà de cette période qui ne couvre que la fin de la dernière glaciation, d'autres techniques sont nécessaires :

- La radio luminescence (Optically Stimulated Luminescence, ou OSL) a été utilisée pendant le programme QUEEN pour dater les cristaux de quartz déposés durant la dernière glaciation (Murray and Olley, 2002).
- Le Ratio d'acide aminé D/L est aussi utilisé, (la proportion d'acide aminé D (dextrogyre) augmente à partir de la mort du tissu (dégradation des protéines)) ce qui permet une datation. L'évolution du ratio est très dépendante de la température. Cette technique est utilisé par Andrews *et al.* (1983) pour contraindre l'extension de la glaciation dans la baie d'Hudson durant le dernier cycle glaciaire.
- Le ratio U/Th est une méthode utilisant la désintégration d'isotope instable ^{234}U en ^{230}Th , absent lors de la cristallisation des cristaux de calcite. On l'utilise pour dater les sédiments calcaires (stalagmites, coraux, coquillages ou squelettes) sur plusieurs centaines de milliers d'années.

Dans les sédiments marins ou glaciaires, où aucune contrainte n'existe, on exploite d'autres considérations. Tant que la résolution le permet, on peut compter les couches de neiges annuelles. On utilise ensuite des fonctions de densification du névé puis d'amincissement de couches de glace pour estimer la relation entre l'âge et la profondeur des carottes. On obtient des datations des sédiments marins à partir des taux de sédimentation et du « tuning orbital » qui consiste à coller les variations de $\delta^{18}\text{O}$ sur les paramètres orbitaux qui sont censés les forcer comme nous allons le voir ci-dessous.

5.3 Théories des changements glaciaires-interglaciaires

Les différents enregistrements obtenus sur l'histoire de la Terre montrent que les conditions ont beaucoup varié au cours des ères géologiques. Les enregistrements marins indiquent en particulier que le climat s'est refroidi durant l'Ere Tertiaire et que des cycles glaciaires ont ponctué le Quaternaire. Les enregistrements glaciaires présentés ci-dessus nous ont éclairés sur les variations du climat pendant les derniers cycles mais n'expliquent pas les raisons de ces modifications. Dans la suite de ce chapitre nous présentons les causes suggérées des cycles glaciaires-interglaciaires puis développons les phases d'englacement qu'a connu la Terre, et en particulier l'hémisphère nord.

5.3.1 Evolution de l'insolation reçue par la Terre

Milankovitch (1941) suppose que le climat de la Terre est forcé par la quantité d'énergie qu'elle reçoit du soleil et plus particulièrement l'été vers 65°N car c'est là que se développent les grandes calottes « intermittentes ». Sous l'influence de la lune et des autres planètes, la trajectoire et la disposition de la Terre dans le système solaire change périodiquement. Il apparaît que ces variations dépendent de 3 paramètres :

- L'excentricité de l'orbite terrestre qui varie dans le temps entre 0.0005 et 0.0607 (actuellement $e=0.0167$) suivant une période principale de 95 ka, et une harmonique de 410 ka. L'excentricité contrôle la distance de la terre au soleil, en particulier à la périhélie et à l'aphélie (respectivement distances minimale et maximale).
- l'obliquité terrestre (ou angle entre l'axe de rotation de la terre et le plan de l'écliptique) qui varie entre $22^{\circ}02'$ et $24^{\circ}30'$ avec une période de 41 000 ans. L'obliquité terrestre influence les saisons : si l'inclinaison est forte les saisons sont plus marquées.
- La précession des équinoxes (combinaison de la précession de l'axe de rotation et du mouvement des absides) qui montre une double période d'environ 20 000 ans. La précession fait varier la position des saisons sur l'orbite terrestre. Actuellement le périhélie a lieu le 3 janvier ce qui donne des hivers doux et des étés frais dans l'hémisphère nord.

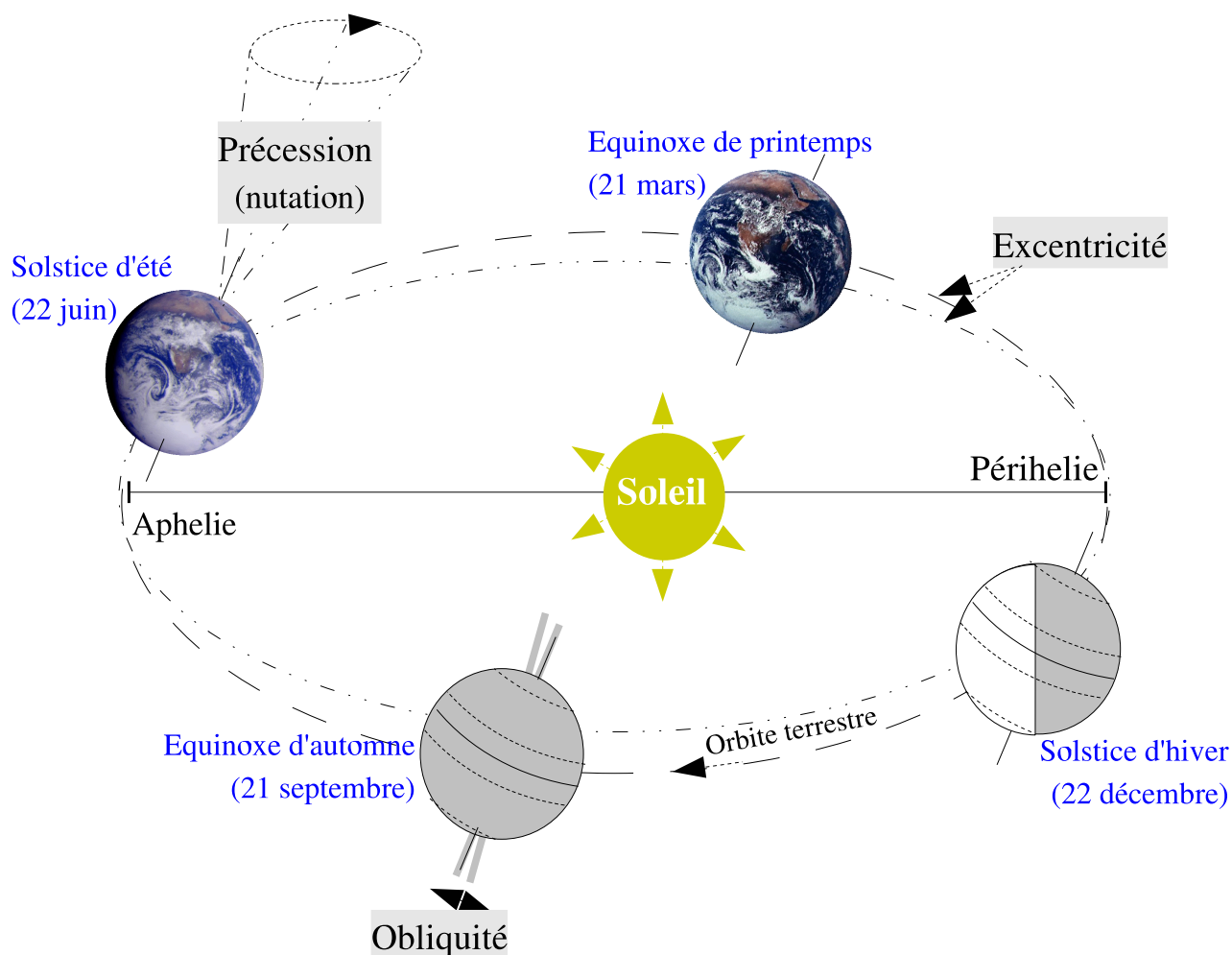


FIG. 5.4: Schéma illustrant les changements de l'orbite terrestre. Les trois paramètres évoluant sont l'excentricité, l'obliquité et la précession. Ces variations font varier de manière cyclique l'insolation reçue au sommet de l'atmosphère au cours des saisons aux différentes latitudes.

La théorie de Milankovitch (1941) n'a pu être vérifiée avant sa mort (en 1958) car les datations étaient limitées au ^{14}C . Mais cette théorie a connu un grand intérêt lorsque les moyens de calcul ont permis d'affiner les variations des paramètres orbitaux et de calculer l'insolation reçue. La meilleure prise en compte de l'insolation dans les modèles de climat et la correspondance entre les fréquences prédites par la théorie et celles observées dans les carottes marines (*Hays et al.*, 1976) ont définitivement validé la théorie du forçage astronomique.

D'après *Berger* (1977), aux hautes latitudes le climat suit les variations de l'obliquité (40 ka) car celle-ci change l'angle d'incidence des rayons lumineux. Tandis qu'aux basses latitudes, l'insolation suit un cycle de 20000 ans lié à la précession des équinoxes qui fait varier la position des tropiques aux solstices. Quand l'hémisphère nord est au périhélie (près du soleil) en été, les étés sont particulièrement chauds et les calottes fondent. Inversement s'il est à l'aphélie en été, les étés sont plus doux et limite l'ablation à la surface des calottes. A l'aide d'un modèle de climat *Jackson and Broccoli* (2003) trouvent les conditions les plus favorables à l'englacement lorsque l'aphélie est à la fin du printemps et que l'obliquité est faible car ces deux effets limitent l'ablation. Les variations d'insolation changent aussi la durée relative des saisons et, entre autres, la durée des périodes d'accumulation et d'ablation (*Joussaume and Braconnot*, 1997).

Variation de l'activité solaire

La quantité d'énergie fournie par le soleil n'est pas constante. On observe par exemple un cycle de 11 ans dans l'activité solaire. Le nombre d'éruptions solaires varie au cours de ce cycle de 11 ans et probablement sur des périodes plus longues. L'entrée dans le petit âge de glace, qui s'est traduit par une avancée des glaciers entre le *XVII*^{ième} et le *XIX*^{ième} siècle, correspond au minimum de Mandel durant lequel l'activité solaire était fortement réduite (en terme de taches solaires en tout cas). La variation d'intensité semble cependant insuffisante pour provoquer des modifications majeures et durables du climat.

5.3.2 L'importance des rétroactions dans le système climatique

La surface terrestre reçoit une énergie solaire variable qui influe sur le climat. Mais les variations d'énergie sont faibles et ne permettent pas, à elles seules, de provoquer des glaciations. De plus les derniers cycles glaciaires montrent des cycles de 100 000 ans mais les variations dues à l'excentricités sont assez faibles.

Les cycles glaciaires semblent donc dûs à des amplifications du forçage astronomique, causées par les non-linéarités du système Terre et des rétroactions entre ses différentes composantes. La compréhension de ce système est justement l'intérêt majeur des études

sur les paléoclimats.

5.3.3 Glaciation de l'Antarctique

Le continent antarctique est situé dans les hautes latitudes depuis le Crétacé ancien ~ 240 Ma. Il est cependant resté libre de glace jusqu'à la transition Eocène-Oligocène (il y a 34 Ma). Les enregistrements des sédiments marins indiquent à cette date une augmentation brusque du $\delta^{18}O$ benthique qui suggère un piégeage d'eau appauvrie sous forme de glace. D'autres évidences sont données par les sédiments marins autour de l'Antarctique. Ceux-ci montrent la présence de glace de mer et d'un changement dans les fossiles végétaux. (Kennett, 1977)

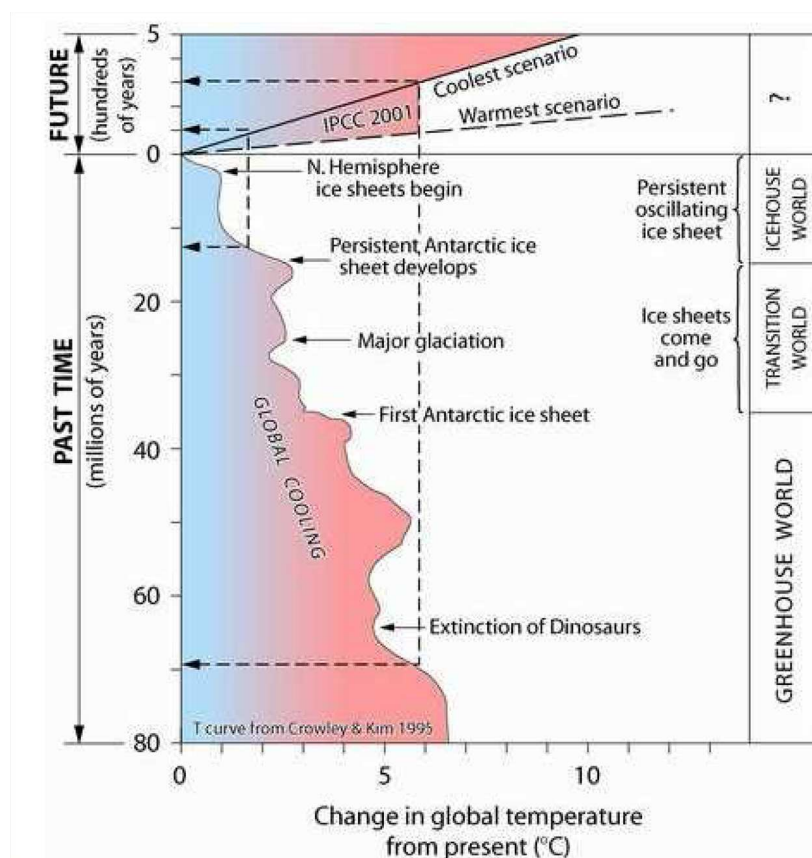


FIG. 5.5: La transition d'une Terre chaude vers une Terre froide au tertiaire s'est accompagnée du développement d'une vaste calotte sur l'Antarctique (Siebert, 2003).

L'apparition de la calotte Antarctique était attribuée à l'ouverture d'un couloir océanique entre l'Amérique du sud et la péninsule Antarctique, le passage de Drake (*Kennett, 1977*). L'organisation du Courant circumpolaire Antarctique aurait entraîné l'isolement thermique de l'Antarctique. Mais d'autres auteurs plus récents estiment que la baisse de concentration en CO_2 est à l'origine du refroidissement en Antarctique (*Deconto and Pollard, 2003*).

Comme le montre la figure 5.5, la calotte antarctique connaît alors plusieurs larges expansions, tandis que le climat continue à se refroidir. Un nouveau seuil est franchi vers 15 Ma qui est accompagné par la construction définitive de la calotte antarctique Est (*Kennett, 1977*). Des indices montrent cependant un possible recul des glaces il y a 3 Ma (*Barrett et al., 1992*). Lors des cycles climatiques du Quaternaire, la calotte oscille légèrement, avec des variations sensibles en Antarctique de l'Ouest et dans la péninsule (*Anderson et al., 2002; Ritz et al., 2001*).

5.3.4 Glaciation de l'hémisphère Nord

Jusqu'à récemment, les scientifiques pensaient que les premières glaciations dans l'hémisphère nord étaient apparues il y a 7 Ma sur le sud du Groenland. Puis une amplification des glaciations apparaît, contemporaine de la fermeture du détroit de Panama, qui modifie la circulation océanique et crée la circulation océanique de l'Atlantique Nord (NADW) vers 3 Ma. La glace serait apparue entre 2.75 et 2.55 Ma en Eurasie puis en Alaska et au Canada., comme le montrent les débris transportés par des icebergs qui apparaissent alors dans l'Atlantique Nord (*Shackleton et al., 1984*). Cependant l'observation récente d'une carotte prélevée sur le Lomonosov Ridge, au cœur de l'Océan Arctique suggère que cet océan s'est refroidi bien plus tôt, suivant tout comme l'Antarctique la chute de la concentration du CO_2 . Les premiers débris d'icebergs apparaissent il y a 45 Ma et la glace de mer se développe à partir de ~ 14 Ma (*Moran et al., 2006*). Puis la production d'icebergs et de glace de mer semble s'intensifier il y a 3.2 Ma.

Depuis, le climat de la terre oscille entre périodes glaciaires et interglaciaires. Dans un premier temps, la distribution des calottes restait modérée et de faible amplitude. Les oscillations se sont par la suite accélérées et ont gagné en amplitude (variations de 60 m

de niveau des mers). Il y a environ 900 ka, la période des glaciations passe de 40.000 à 100.000 ans et l'amplitude des oscillations devient deux fois plus importante (variation de plus de 100 m de niveau des mers). Cet événement est connu comme le Mid-Pleistocene Revolution (MPR) (*Raymo and Nisancioglu, 2006*).

L'englacement de l'hémisphère a beaucoup varié au cours du temps. Les parties calottes continentales sont assez bien documentées sur les extensions maximales et récentes. Par contre de nombreuses interrogations demeurent en particulier sur les parties marines.

5.3.5 Quelques exemples de stades « extrêmes »

Nous présentons ci-dessous quelques phases exotiques qui suscitent l'intérêt des auteurs.

Les ice shelves de l'Océan Arctique

Plusieurs stries alignées sur le Lomonosov Ridge, situé à 1000 mètres de profondeur évoquent le possible développement d'un gigantesque ice shelf qui aurait couvert le centre de l'Océan Arctique (*Polyak et al., 2001*). Ces stries non datées peuvent difficilement être imputées à des icebergs qui laissent des traces plus chaotiques. Elles sont aussi corroborées par d'autres empreintes dans d'autres régions de l'Océan Arctique. L'extension passée des ice shelves dans l'Arctique est peu documentée, et GRISLI pourrait être employé à pour déterminer les conditions nécessaire à la reconstruction d'un grand ice shelf arctique.

L'interglaciaire du Stade 11

Il y 400.000 ans, durant le stage isotopique marin 11, la Terre connaît un interglaciaire long, qui amena à une déglaciation massive du Groenland et de l'Antarctique de l'Ouest (*Droxler et al., 2003*). Les paramètres orbitaux étant proches de ceux d'aujourd'hui, cet interglaciaire est souvent considéré comme un des meilleurs analogues de l'époque actuelle.

Le Stade 6 : la glaciation du Saalian

L'avant dernière période glaciaire, appelée Saalian en Eurasie, atteint son maximum il y a plus de 140 000 ans (figure 5.6). La calotte eurasiennne couvre alors une large partie de l'Europe de l'Est, de la Russie et de la Sibérie correspondant pratiquement à l'extension quaternaire maximale dans ces régions (Svendsen *et al.*, 2004). Le refroidissement associé au développement de cette calotte devait être bien plus important qu'au LGM. Cette période est encore assez bien documentée et présente un sujet d'étude intéressant pour les modèles de climats et de calottes (Krinner, communications personnelles).

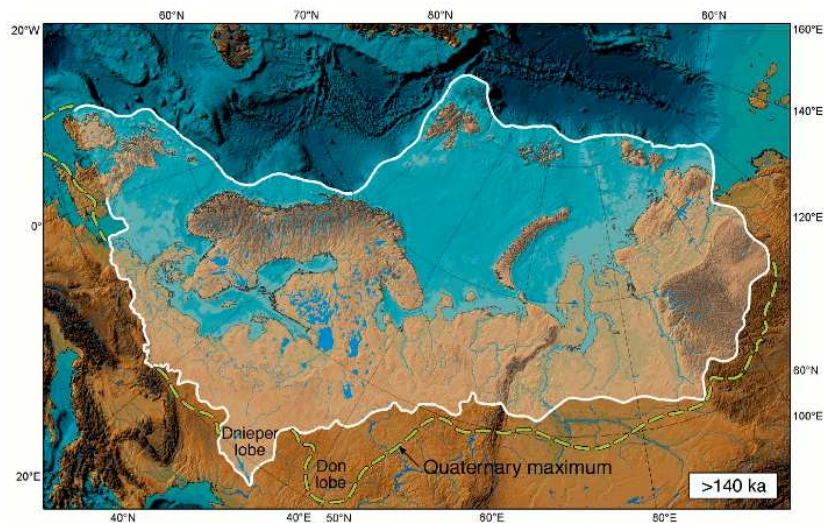


FIG. 5.6: Reconstruction de la calotte Eurasiennne au Saalien (il y a 140.000 ans) et de l'étendue maximum durant le quaternaire (pointillet vert) par le programme QUEEN (Svendsen *et al.*, 2004)

5.4 Le dernier cycle glaciaire

Ci-dessous nous désirons présenter au mieux les données disponibles sur l'étendue des calottes de glace durant le dernier cycle interglaciaire-glaciaire afin d'offrir une vision d'ensemble en vue de l'application de notre modèle de glace à cette période, présentée au chapitre 7.

Nous commençons tout d'abord par une image d'ensemble présentant les observations

marines (niveau des mers) et glaciologiques (les températures à GRIP, Groenland). Nous donnons aussi l'évolution des paramètres orbitaux et l'insolation reçue en été aux hautes latitudes nord, qui est supposée forcer la glaciation. Comme nous décrivons ensuite la glaciation stade après stade, nous espérons que cette figure pourra aider le lecteur à se situer.

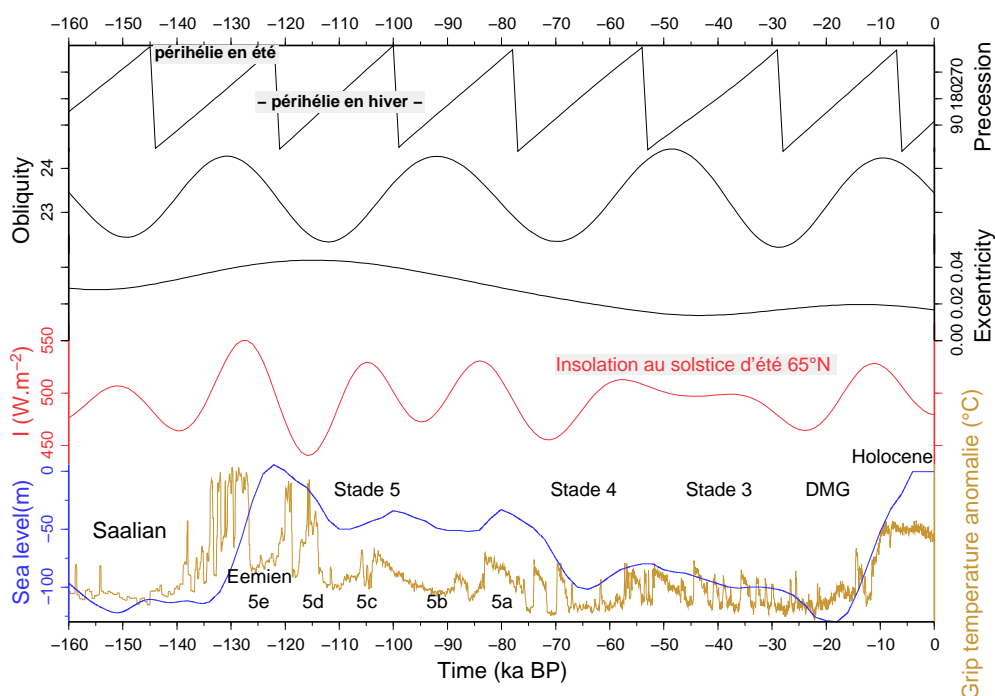


FIG. 5.7: Conditions d'insolation (Paillard et al., 1996), niveau des mers Shackleton et al. (1990), et anomalies de températures enregistrées à GRIP (Groenland, (GRIP Members, 1993)). L'enregistrement Grenlandais révèle de nombreux événements rapides (DO). Les différents stades décrits ensuite sont annotés.

5.4.1 Stade 5e : Le dernier interglaciaire, ou Eemien (~125 ka BP)

Conditions Climatiques

L'Eemien (MIS 5e) est l'avant-dernier interglaciaire. A cette époque, la précession corrélée à une obliquité importante ($>24^\circ$) donnaient une insolation accrue en été et

diminuée en hiver². Le climat se réchauffe après 134.000 et fait disparaître les calottes saaliennes. A son optimum, vers 125 ka BP (130 en Antarctique), le climat est plus chaud que l'actuel.

Extension des glaces

Un niveau des mers montant jusqu'à 6 mètres au dessus de l'actuel témoigne d'un fort recul des glaces. La partie sud du Groenland et l'Antarctique de l'Ouest étaient probablement bien moins étendus qu'actuellement. Les forages glaciaires qui montrent cet interglaciaire indiquent néanmoins qu'une calotte existait dans la partie centrale du Groenland, avec une altitude comparable à l'actuel (*NGRIP members*, 2004).

5.4.2 Stade 5d : L'apparition des glaces vers 116 ka BP

Conditions Climatiques

L'inclinaison terrestre a faibli ($<22^\circ$) et l'aphélon se situe à la fin du printemps (vers ~ 117 ka BP). Neige et glace de mer fondent plus tardivement et la faible insolation estivale limite l'ablation. En outre les hivers plus doux augmentent les chutes de neiges (*Jackson and Broccoli*, 2003). Les océans à basse latitude restent chauds pendant plus de 10.000 ans, le contraste longitudinal augmente le transport d'humidité vers les terres froides de façon tempétueuse (*Ruddiman and McIntyre*, 1979; *Khodri et al.*, 2001; *Vimeux et al.*, 1999). Les simulations corroborent cette influence océanique (*Khodri et al.*, 2001) mais insistent également sur les rétroactions des calottes et de la végétation (augmentation de l'albédo) (*Gallee et al.*, 1992; *Kageyama et al.*, 2004).

Complexe Laurentide

La glace apparaît vers 116 ka BP en Amérique du nord pour n'en disparaître qu'à la fin de la glaciation. A cette époque, l'intensification des tempêtes océaniques est très marquée sur la côte Atlantique (*Ruddiman and McIntyre*, 1979). Le niveau des mers chute rapidement jusqu'à -40 mètres vers 110 ka BP. Il faut probablement imputer une

²Durant tout le Stade 5, l'excentricité est importante, ce qui accroît les effets de la précession (avec son cycle de 20 000 ans) sur l'insolation.

contribution majeure à la Laurentide.

Des évidences de glaciation sont observées dans l'arctique canadien et au sud de la Baie d'Hudson (*Andrews et al.*, 1983). *Boulton and Clark* (1990) interprètent ces traces comme un complexe de glace à deux dômes initiés sur le nord de Baffin Island ou au nord est de Keewatin, et sur le Labrador.

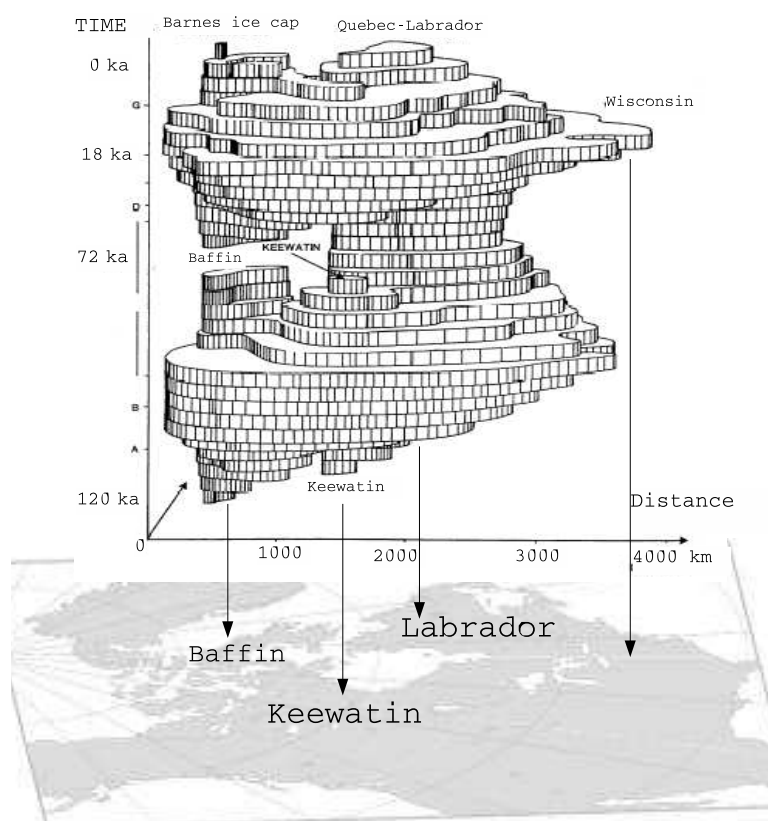


FIG. 5.8: Reconstruction de la calotte Laurentide durant la glaciation. La calotte s'initie sur l'archipel Arctique et le Labrador puis reste très mobile durant toute la glaciation, image adaptée de *Boulton and Clark* (1990).

Complexe Fennoscandien

Les traces d'IRD suggèrent une glaciation restreinte aux archipels de l'Arctique : au Spitsberg où elle s'étend jusqu'au talus continental, sur les Terres de Franz Joseph, et en Severnaya Zemlya (*Knies et al.*, 2001). En Scandinavie une calotte se forme sur les montagnes (*Kleman et al.*, 1997).

5.4.3 Stade 5c : Brörup interstadial (~105 ka BP)

Conditions Climatiques

Durant cet interstade, l'insolation est accrue en été et diminuée en hiver. Le climat se réchauffe et le niveau des océans remonte jusqu'à -30 mètres à 105 ka BP.

Complexe Laurentide

Andrews et al. (1983) constatent une inondation au sud de la baie d'Hudson vers 106 ka BP ce qui suppose que les calottes du Labrador et du Keewatin sont alors indépendantes.

Complexe Fennoscandien

La présence d'IRD semble supposer l'existence de glaciers marins dans les archipels arctiques. En Scandinavie, les glaces sont confinées dans les plus hauts massifs (*Mangerud*, 2004).

5.4.4 Stade 5b : Glaciation majeure en Sibérie (~90 ka BP)

Conditions Climatiques

A nouveau le climat se détériore. L'aphélie est à la fin du printemps et l'insolation au solstice d'été décroît jusqu'à 95 ka. Les chutes de neige augmentent tandis que l'ablation diminue. La Terre subit un englacement rapide et le niveau des mers descend jusqu'à -70m asl (above sea-level) vers -90 ka BP.

Complexe Laurentide

(*Andrews et al.*, 1983) La couverture glaciaire s'étend, l'extension est maximale, elle s'étend à l'Est du Canada sur le plateau continental, jusqu'en Alberta, sur le nord des Etats-Unis, et sur les îles arctiques de Baffin et de Banks. Probablement initié au Québec puis dans le Keewatin, ces dômes se fondent ensuite pour former une calotte avec une ligne de crête nord-Ouest Sud-Est sur la baie d'Udson (*Boulton and Clark*, 1990).

Complexe Fennoscandien

Une grande calotte de glace se développe jusqu'à après 90 ka BP. Cette calotte couvre tous les plateaux continentaux de Barents et de Kara et s'étend à l'Est jusqu'à la péninsule du Taimir et bien au sud des côtes actuelles de la Sibérie Occidentale. Elle rejoint une calotte s'étendant sur les plateaux du Purotana. Au Sud d'immenses lacs remplissent la dépression isostatique créée par les calottes (qui en outre barrent l'écoulement des fleuves vers le nord). Ces lacs ont tempéré les étés sibériens et réduit la fonte des calottes accentuant la glaciation (*Krinner et al., 2004*). Ces lacs n'existent plus à 80 ka BP, quand les calottes laissent à nouveau passer les fleuves.

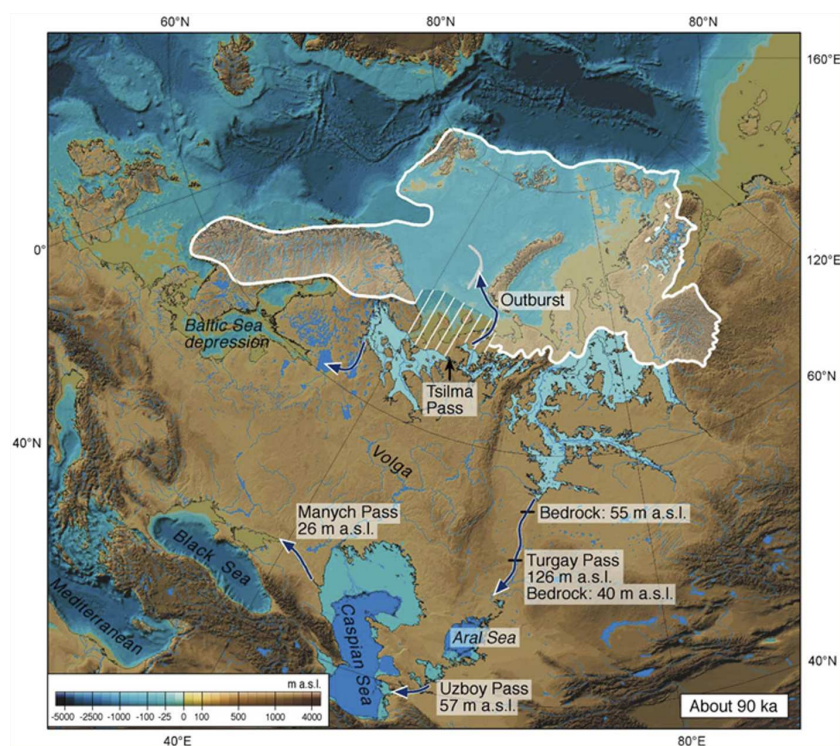


FIG. 5.9: Reconstruction de la calotte Eurasiennne il y a 90.000 ans (programme *QUEEN*), cette calotte a barré les rivières sibériennes et d'immenses lacs pro-glaciaires sont apparus (*Mangerud et al., 2004*).

La glaciation est plus limitée à l'Ouest où seuls les reliefs Scandinaves sont englacés (Voir figure 5.9).

5.4.5 Stade 5a : Odderade interstadial (85-74 ka BP)

Conditions Climatiques

Encore une fois les conditions d'insolation changent et le climat devient plus clément : Le volume des glaces diminue.

Complexe Laurentide

Andrews et al. (1983) observent une nouvelle inondation de la baie d'Hudson vers 75 ka BP.

Complexe Fennoscandien

La présence d'IRD semble supposer l'existence de glaciers marins dans les archipels arctiques. La Scandinavie est couverte de taïga, les glaciers sont confinés dans les grands massifs. Le climat est plus froid qu'à l'interstade 5c (*Mangerud*, 2004).

5.4.6 Stade 4 : La réelle entrée en glaciation

Conditions Climatiques (74-59)

La transition 5/4 témoigne d'une croissance rapide des calottes. *Ruddiman and McIntyre* (1981) constatent que l'océan Atlantique reste chaud et que l'augmentation de l'activité cyclonique apporte de l'humidité sur les terres refroidies. Les conditions orbitales sont à nouveau très favorables à de fortes précipitations neigeuses et une ablation réduite. Certains auteurs supposent que l'éruption du Toba (la plus importante du quaternaire à 73 ka BP) peut être un catalyseur de la glaciation (*Dawson*, 1992).

Cette phase se termine par l'interstade Bö 60 ka BP.

Complexe Laurentide

Comme l'illustre la figure 5.10, la Laurentide se re-développe à partir de deux dômes encore existants sur le Keewatin et le Labrador. Ces deux dômes s'agrandissent vers l'Est et se rejoignent au dessus de la Baie d'Hudson (*Boulton and Clark*, 1990). La Laurentide

s'étend et rejoint la calotte de la cordillère, et s'étend alors vers le Sud (*Kleman and Hättstrand, 1999*) jusqu'à 60 ka BP.

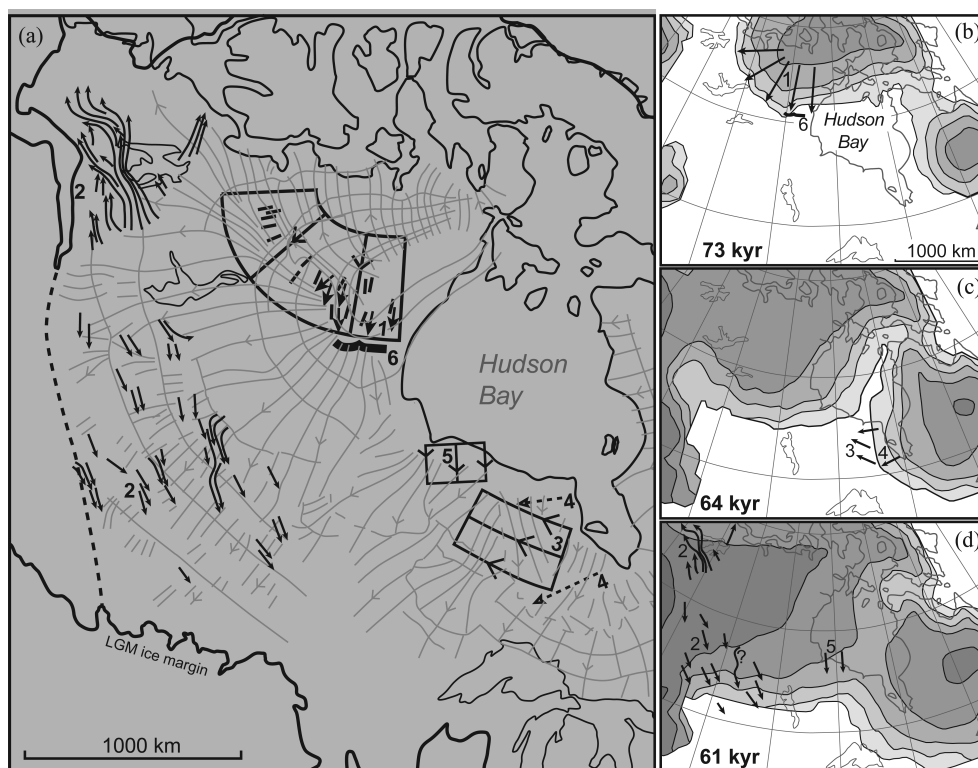


FIG. 5.10: **a** : évidences géomorphologiques associées au stade 4. Et à gauche, la reconstitution de l'englacement de la Laurentide au stade à 73 (b), à 64 (c) puis 61 ka BP (d) à l'aide d'un modèle en accord avec les indications géomorphologiques précédentes (*Kleman and Hättstrand, 1999*).

Complexe Fennoscandien

Les calottes avance rapidement en Scandinavie et sur les mers de Barents et de Kara. Cette avancée est moins importante que la précédente vers l'est ; par contre la calotte scandinave grossit considérablement et s'étend depuis le sud de la Norvège (centre de masse) (*Kleman et al., 1997*) sur la Baltique et la Finlande. Selon *Mangerud (2004)*, un puissant ice stream se développe probablement dans la fosse norvégienne, une longue tranchée située entre la mer du Nord et la côte sud de la Norvège.

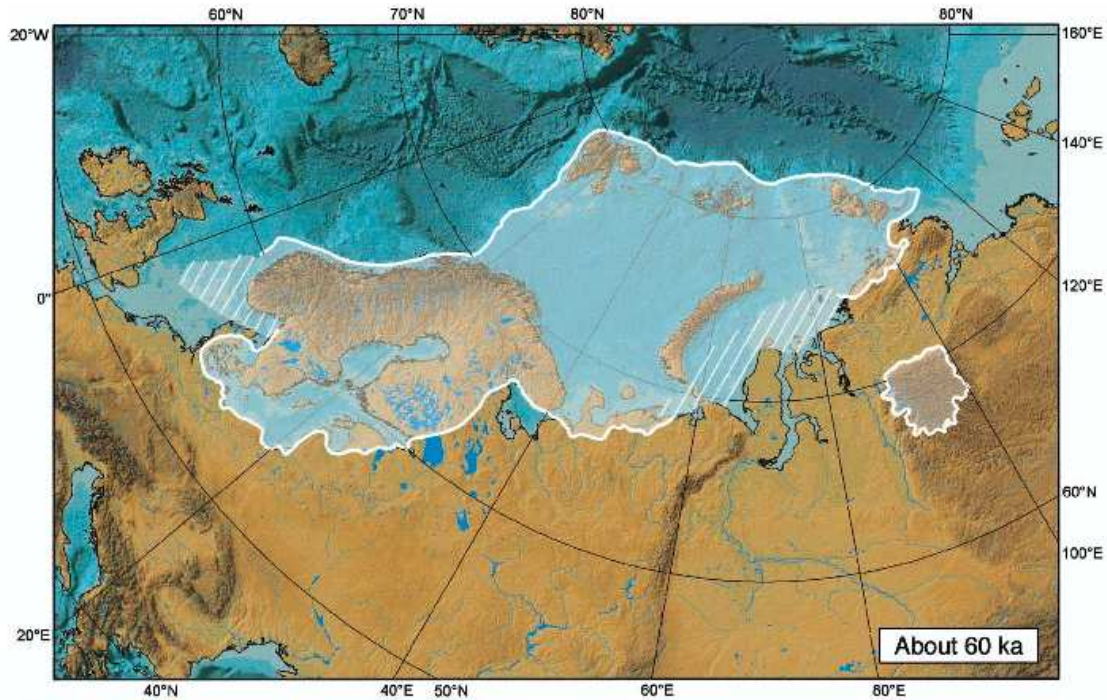


FIG. 5.11: *Reconstruction de la calotte Eurasiennne il y a 60.000 ans par le programme QUEEN, (Svendsen et al., 2004).*

5.4.7 Stade 3 (59-24)

Conditions Climatiques

Cette période est relativement douce (par rapport au reste de la glaciation) et très marquée par les variations rapides du climat (alternance de stades chauds et froids, voir à la fin de ce chapitre). *Voelker* (2002) propose une large synthèse des observations climatiques pendant ce stade.

Complexe Laurentide

L'Ouest du Canada (Alberta, sud Manitoba, Saskatchewan) reste déglacé durant cet interstade. La calotte réduit jusqu'à un minimum vers 27 ou 30 ka BP, et son extension minimum supposée est présentée à la figure 5.12. Les glaces dans la Cordière (*Clague*, 1989) et probablement dans l'archipel canadien sont un peu plus étendue qu'à l'actuel

(*Boulton and Clark, 1990; Dyke et al., 2002*). Une incursion maritime est observée dans la baie d'Hudson 35 ka BP par *Andrews et al. (1983)*.

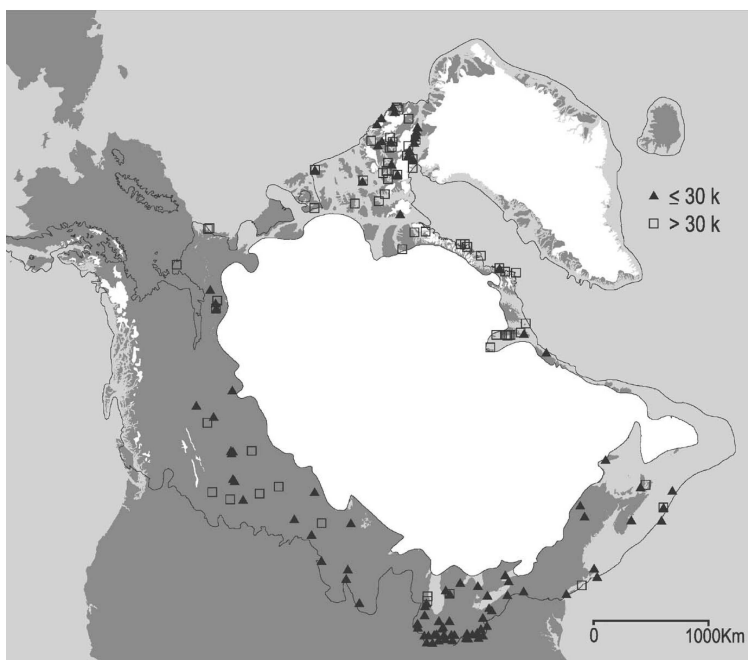


FIG. 5.12: Reconstruction de l'extension minimale de la Laurentide à la fin du stade 3 (en blanc). L'extention maximale au LGM est aussi tracée par un contour noir, image de *Dyke et al. (2002)*.

Complexe Fennoscandien

La persistance d'IRD au large des côtes norvégiennes reflète la présence de glaciers dans les terres qui vèlent leurs icebergs au fond des fjords. Les glaces avancent durant le stade froid (43 à 38 ka -Skjonghelleren Stade)- et reculent durant les interstades (Bøet Ålesund Stadial 35 à 28) (*Mangerud, 2004*). Ces changements glaciaires semblent synchronisés avec des variations rapides du climat enregistrées au Groenland (Dansggard Oeschger) (*Mangerud et al., 2002*).

Les mers de Kara et de Barents restent libres durant cette période *Svendsen et al. (2004)* où les glaciers du Svalbard semblent confinés au fond des fjords(*Mangerud et al., 1998*).

5.4.8 Stade 2 : Dernier Maximum Glaciaire

Conditions Climatiques

C'est la période la mieux documentée, car elle est accessible aux datations au ^{14}C , et que l'empreinte des calottes n'a pas été remodelée. De gros efforts de synthèse ont été menés, entre autre pour conduire les expériences PMIP et PMIP2. Ces projets rassemblent différents modèles de climat et comparent les reconstructions obtenues à diverses époques depuis le LGM avec les observations disponibles.

Au Dernier Maximum Glaciaire (LGM), les conditions d'insolation sont proches de l'actuel mais la présence des calottes refroidit drastiquement le climat. La température annuelle de GRIP présente une anomalie de $-23 \pm 3^\circ\text{C}$ *Masson-Delmotte et al.* (2005). La circulation océanique était réduite dans l'Atlantique Nord, la température à la surface des océans (SST) était jusqu'à 12° plus froide. La glace de mer s'étendait jusqu'au sud de l'Islande et des îles Féroé en hiver, mais l'Atlantique Nord était libre de glace en été jusqu'à la latitude 80° (*Sarnthein et al.*, 2003). La précédente reconstruction des SST (*CLIMAP Project Members*, 1981) proposait que la glace de mer estivale ait couvert l'Atlantique jusqu'au Féroé. C'est cette dernière reconstruction, trop froide qui est cependant utilisée pour fixer les SST dans les modèles de climat jusqu'à PMIP1.

L'Europe et la Sibérie étaient couvertes de steppes herbeuses et de toundra (permafrost) au nord. Les anomalies de température myenne annuelle étaient de $-12 \pm 3^\circ\text{C}$ en Europe, les températures minimales étaient de $30 \pm 12^\circ\text{C}$ plus froide que l'actuel (*Peyron et al.*, 1998). Ce refroidissement décroît vers l'est, il est environ trois fois moins marqué en Sibérie centrale *Tarasov et al.* (1999). Les précipitations étaient en moyennes 60% plus faible, témoignant d'un climat froid et sec probablement causé par un déplacement du jet vers le sud et un anticyclone sur la calotte Eurasienne (*COHMAP Members*, 1988). La steppe couvrait également l'Amérique du nord (pas d'indication de température) là où il n'y avait pas de calotte.

Complexe Laurentide

Un dôme se développe à partir de 30 ka BP sur le Keewatin et l'Alberta, *Dyke et al.* (2002). Les rocheuses s'englacent peu après, et une calotte centrée sur la Colombie

Britannique s'étend jusqu'aux côtes (à l'Ouest) et la Laurentide (à l'Est) jusqu'à 15 ka BP.

Une large fraction de la Laurentide atteint son extension maximum plusieurs milliers d'années avant le LGM (19 à 22 cal ka BP ; Mix et al., 2001) et la majorité de la calotte reste en place bien après le LGM (*Dyke et al.*, 2002). La contribution maximale de la calotte au niveau des mers est estimée, à partir du rebond isostatique, à 60-75 mètres de niveau des mers (*Tarasov and Peltier*, 2004).

Complexe Fennoscandien

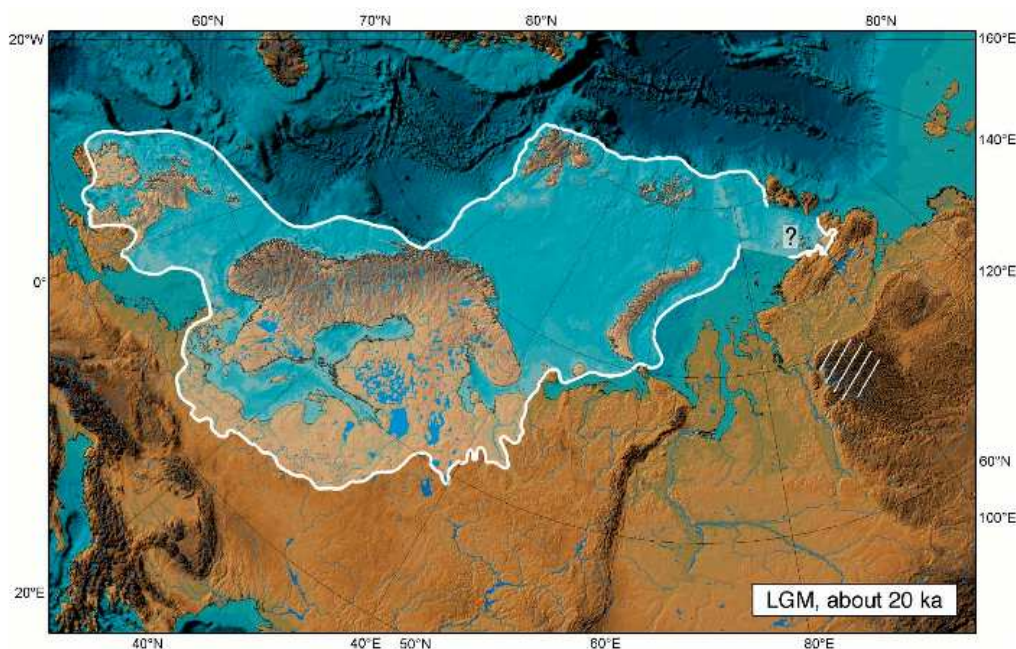


FIG. 5.13: *Reconstruction de la calotte Eurasiennne au Dernier Maximum Glaciaire (programme QUEEN)*

La dernière phase d'extension commence après 29 ka BP. La Calotte scandinave présente une étendue maximale vers 22 ka BP, centrée sur le golfe de Botnie. Selon *Kleman and Hättestrand* (1999) la base est froide sur le golfe de Botnie, ainsi qu'en Suède et en Laponie jusqu'à la péninsule de Kola. La calotte s'étend jusqu'au talus continental vers l'Ouest, sur L'Europe du Nord et les plaines russes et couvre la mer Blanche. Les

calottes scandinave et britannique se rejoignent probablement jusqu'à 23 ka BP. Un petit dôme apparaîtrait en Mer du Nord, séparée de la Scandinavie par un ice stream longeant les côtes norvégiennes dans la « fosse norvégienne » (*Mangerud, 2004*).

Une calotte s'étend sur la Mer de Barents centrée à l'Est du Svalbard *Landvik et al.* (1998). Son extension est plus limitée vers l'Est et ne couvre qu'une partie de la Mer de Kara (*Svendsen et al., 2004*), voir figure 5.13). Les indices géodynamiques (reconstruction isostatiques) donnent une épaisseur supérieure à 3000m (*Lambeck, 1995, 1996*), tandis que les modèles de glace l'estiment à 2000m (*Siegert et al., 1999*).

5.4.9 Déglaciation

Conditions Climatiques

A partir du LGM, l'insolation de l'hémisphère nord augmente. Le climat se réchauffe jusqu'à un optimum climatique vers 6 ka BP. La déglaciation est coupée par un épisode froid, nommé Dryas Récent, entre 14500 et 1400 BP. A la fin de la période glaciaire (vers 18 ka BP) des forêts de chênes en Europe et en Amérique du Nord et d'acacias en Amérique du Nord se développent (*COHMAP Members, 1988*). Entre 15 et 9 ka BP, l'inclinaison de la Terre augmente. Les saisons sont plus marquées dans l'hémisphère Nord, avec des étés plus chauds (périhélie au printemps).

Complexe Laurentide

La majorité de la calotte reste en place bien après le LGM, avec un retrait massif du front commençant vers 15 ka BP (*Dyke et al., 2002*), comme l'illustre la figure 5.14. La Laurentide recule alors vers le nord. Après 9000 ans BP, un mince filet de glace au sud de la baie d'Hudson relie deux dômes situés sur le Québec et l'Alberta. Au sud un lac (lac Agassiz) proglaciaire se forme. Ce lac se vidange vers 8200 ans en détruisant son barrage de glace. Après 7000 ans BP il ne reste que peu de glace dans l'archipel Canadien (îles de Baffin, d'Ellesmere...). La calotte a disparu avant 6 ka BP.

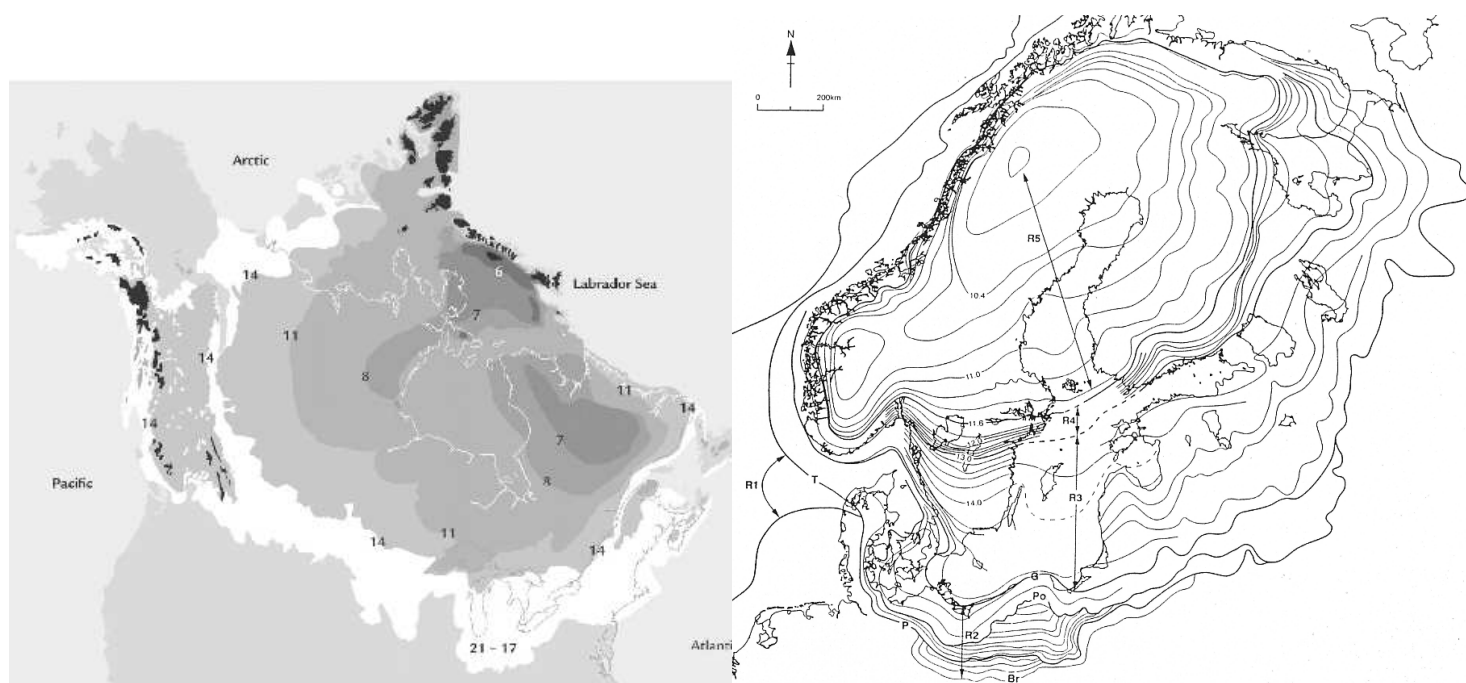


FIG. 5.14: *Déglaciation de la Laurentide (image de Ruddiman et al. (2005)) et de la Fennoscandie (Boulton et al., 2004).*

Complexe Fennoscandien

La déglaciation du plateau continental commence vers 15 ka BP. A 13 ka BP la glace s'est retirée dans les archipels de l'Arctique où les fjords sont libres de glace avant 10 ka BP (*Landvik et al., 1998*).

La calotte Fennoscandienne semble avoir atteint son extension maximale vers le sud entre 20 et 18 ka BP. En Russie, ce maximum est atteint après 17 ka BP et ne recule pas avant 15 ka BP. A partir de cette date la déglaciation est rapide : vers 13000 ans BP, la calotte a reculé jusqu'au Golfe de Botnie et à la frontière Finlandaise. Après 10000 ans BP, elle est confinée dans les massifs norvégiens (*Boulton et al., 2004*).

5.5 Les évènements rapides

Le forçage extérieur a induit une lente évolution du climat, amplifiée par des rétroactions à la surface de la Terre. Mais le système climatique a également connu des variations

très brusques, durant lesquelles les enregistrements climatiques montrent des variations de température de même amplitude qu'entre les périodes glaciaires et interglaciaires. Ces événements rapides ont été mis en évidence par *Dansgaard et al.* (1993) dans les calottes groenlandaises. Ces cycles, dits de Dansgaard-Oeschger (DO), montrent 24 variations quasi-périodiques (~ 1500 ans) du climat depuis l'Eemien³. Chaque épisode consiste en un graduel refroidissement de l'atmosphère (stades), coupé par un retour brutal à des conditions chaudes (interstades). Ces variations ont touché le système climatique dans son ensemble. On les retrouve, atténuées et en opposition de phase, dans les glaces antarctiques (*EPICA community members*, 2006).

Par ailleurs, les carottes marines de l'Atlantique Nord présentent des dépôts de débris apportés quasi-cycliquement par des armadas d'iceberg dans tout l'Atlantique Nord (*Heinrich*, 1988). Ces événements, ou événements de Heinrich (HE), sont corrélés aux oscillations climatiques de Dansgaard-Oeschger, bien que moins fréquentes (*Bond et al.*, 1993). Nous développons dans cette partie, l'état des connaissances actuelles sur les événements de Heinrich. Après avoir introduit les conditions de dépôt des débris transportés par les icebergs, nous expliquerons leur origine géographique, puis la chronologie de ces dépôts avec les variations climatiques. Enfin nous présenterons les différentes hypothèses sur les mécanismes en jeu dans ces événements.

5.5.1 Dépôt de débris d'icebergs (IRD, ice rafted debris)

Dans l'océan atlantique nord, *Ruddiman* (1977) relève la présence de couche de débris glaciaires dans les sédiments océaniques. *Heinrich* (1988) compte les grains de sable supérieur à 180μ m dans une carotte marine prélevée à 500 km au large de Brest. Il relève les traces de dépôts dus à des débâcles d'icebergs se répétant avec une cyclicité d'environ 10 000 ans. Six événements majeurs sont identifiés et datés (*Broecker et al.*, 1992) mais une augmentation de la présence d'icebergs dans l'Atlantique Nord apparaît tous les 2 à 3000 ans (*Bond and Lotti*, 1995). Les dépôts d'IRD sont maximum dans la ceinture d'IRD (*Ruddiman*, 1977) située entre 45° et 55° Nord qui correspond au front polaire, limite nord des eaux chaudes durant ces événements.

³ces conclusions sont néanmoins contestées

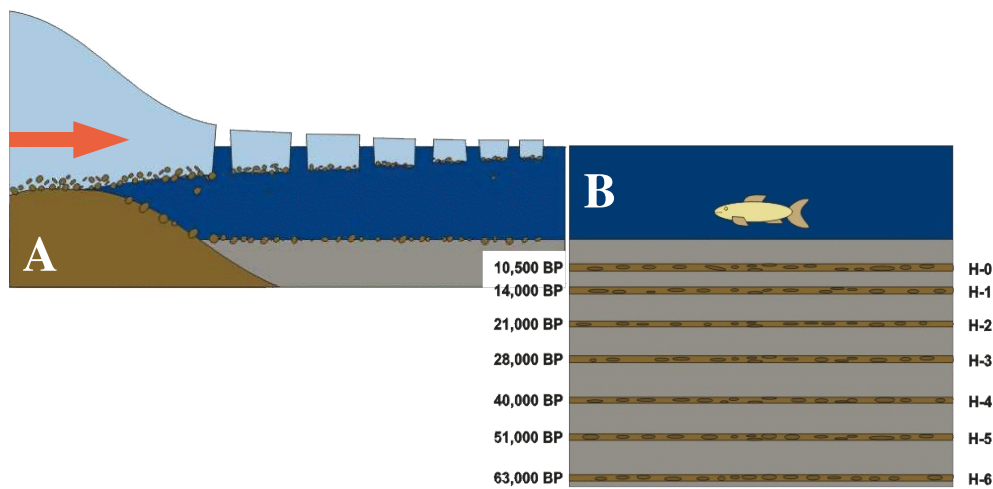


FIG. 5.15: A : Dépôts de débris d'iceberg lors de la purge d'une calotte marine. B : Les couches d'IRD permettent de dater les évènements de Heinrichs. Images adaptées de Marshall (1996).

L'épaisseur des dépôts décroît d'Ouest en Est, excepté pour l'HE3 qui montre une tendance Nord-Ouest Sud-Est. Ces dépôts de débris transportés par des icebergs s'accompagnent de conditions froides des eaux de surface caractérisées par une diminution drastique de la production de foraminifères et une production quasi-exclusive de (foraminifères) *N. pachyderma*, vivant dans les eaux polaires. La faible teneur en $\delta^{18}O$ dans ce foraminifère montre une faible salinité des eaux de surface (Heinrich, 1988; Bond et al., 1992). Ces conditions ne peuvent être causées seulement par la fusion des icebergs mais correspondent à des conditions climatiques froides et à la présence de glace de mer.

5.5.2 Origine des dépôts d'IRD

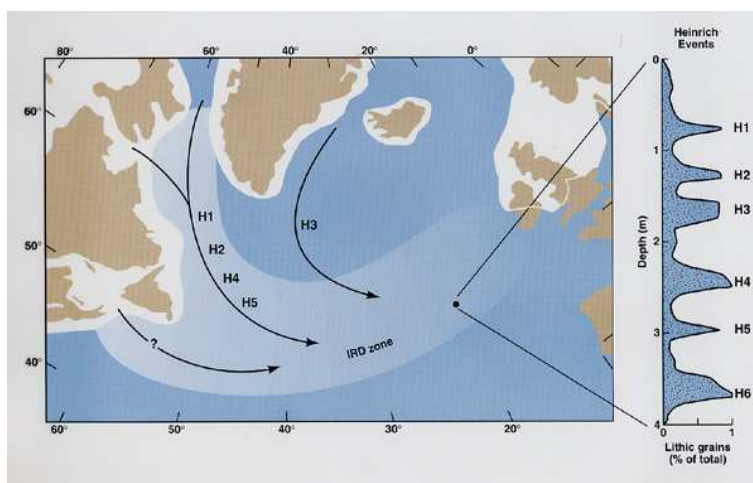


FIG. 5.16: Origine et zone de dépôts des débris transportés par les icebergs lors des évènements de Heinrich.

L'analyse de la composition des débris donne de nombreuses informations sur leur provenance. 20% des grains sont calcaires (*Bond et al.*, 1992) et proviennent de l'est du Canada, mais ces débris semblent absents dans les HE3 et HE6. *Grousset et al.* (1993) montrent deux origines différentes pour les IRD, une origine canadienne pour les événements 1,2,4 et 5 et une origine européenne pour l'HE3, la répartition de ces dépôts reflétant une origine différente.

Durant l'HE3, les icebergs auraient circulé depuis l'Arctique ou la Fennoscandie à travers le détroit du Danemark. *Bond and Lotti* (1995) notent la présence de dépôts d'origine volcanique (Islande) dans toutes les couches d'IRD, avec des concentrations très importantes au début des HE, puis plus diluées avec d'autres débris. Les débris d'origine canadienne (baie d'Hudson et Golfe du Saint Laurent) sont présents dans tous les dépôts, même très faiblement dans l'HE3. Ceci semble indiquer une contribution des différentes calottes présentes (Laurentide, Fennoscandie et Islande) durant les grandes débâcles d'icebergs.

5.5.3 Timing des Evènements de Heinrich (HE)

Bond and Lotti (1995) remarquent que les dépôts d'origine volcanique présentent des concentrations importantes au début des IRD, puis sont dilués par d'autres débris. Les contributions européennes pourraient avoir précédé les débâcles venues de la Laurentide *Snoeckx et al.* (1999). *Grousset et al.* (2000) étudient la chronologie des HE2 et HE4 dans une carotte de la baie de Biscaye. Une datation précise au ^{14}C de l'HE2 montre une sédimentation d'origine européenne durant les premiers 2000 ans de l'évènement, et 1000 ans après le début des dépôts, un pic intense (pendant environ 200 ans) de matériel canadien. Les icebergs européens semblent donc des précurseurs aux surges de la Laurentide.

Des dépôts d'IRD arrivent à la fin de chaque période froide des DO (conditions atmosphériques (*Bond et al.*, 1993) et océaniques), et précèdent le réchauffement brusque typique des Dansgaard-Oeschger. Cependant les dépôts d'IRD ne sont pas toujours assez importants pour constituer un Heinrich Events. Les HE ne se reproduisent qu'à intervalles d'environ 10 000 ans, traduisant sans doute un délai nécessaire à la croissance de la Laurentide entre chaque débâcle.

5.5.4 Mécanismes des Evènements de Heinrich

L'explication des événements de Heinrichs oppose deux hypothèses : celle d'un forçage externe (atmosphérique ou océanique) ou celle d'un cycle lié aux propriétés glaciologiques de la Laurentide.

MacAyeal (1993a) utilise un modèle simplifié de la calotte Laurentide, qui surge périodiquement. Cette calotte, une simple couche de glace (d'épaisseur uniforme), épaisse sous l'effet de l'accumulation, sa base est initialement froide et son écoulement négligeable. Le flux géothermique réchauffe la base de la calotte, et l'épaississement isole le fond de la calotte, jusqu'à ce que la base atteigne le point de fusion. La glace se met alors à glisser sur les sédiments saturés en eau, la chaleur produite par déformation de la glace empêchant le regel de la base. L'épaisseur de la calotte décroît jusqu'à ce que sa base regèle. La calotte oscille entre une épaisseur de 300 m à 1700 m, purgeant en quelques 250 ans, avec une cyclicité de 7000 ans.

MacAyeal (1993b) estime que ces oscillations, contrôlées par les conditions basales, ne peuvent dépendre de variations climatiques. Une variation de 5 °C de la température de surface est fortement atténuée en se propageant vers le bas et ne modifie que de 0.23 °C la température à la profondeur de 3000 mètres. La périodicité est cependant une fonction croissante de la température au niveau des mers et du gradient vertical de température. Ce qui explique les différences de délai entre les différents HE (de 12000 à 6000 ans). Les débâcles associées à ces surges correspondent à un volume de $12 * 10^{14} m^3$, soit 3,5 mètres de niveau des mers, d'eau fraîche larguée en 250 ou 500 ans. Ce flux d'eau douce de 0.16 Sv serait capable de ralentir fortement la circulation des eaux profondes. Le réchauffement brutal observé après les HE peut être lié à une réorganisation de la circulation atmosphérique due aux changements de topographie de la Laurentide.

Calov et al. (2002) utilisent un modèle de climat de complexité intermédiaire (Climber2) couplé à un modèle de calotte (Sicopolis) dans un climat glaciaire permanent (pour atteindre un état d'équilibre). Ils supposent deux lois de glissement : un glissement lent sous la majorité des calottes et un glissement fortement accéléré pour la Baie d'Hudson. Ils observent des oscillations avec une cyclicité d'environ 10000 ans. Une phase de croissance, puis une « vague d'activation » (*Fowler and Schiavi*, 1998) où une base tempérée

apparaît au front du détroit d'Hudson et se propage rapidement vers l'amont, ce qui crée une purge qui s'arrête lorsque le socle commence à regeler. Les oscillations ont environ 10 m s.l.e. d'amplitude et ne sont visibles que pour un très fort coefficient de glissement pendant les purges.

Cependant la théorie des Binge/Purge de la Laurentide ne permet pas d'expliquer les corrélations avec les débâcles européennes, surtout si ceux ci sont des précurseurs. *Grossset et al.* (2000) estiment que les premières vagues d'icebergs européens correspondent aux stades identifiés tous les 1500 ans par *Bond and Lotti* (1995) sur lesquels se superposent des surges de la Laurentide dépendant d'une cyclicité propre de cet oscillateur glaciologique. Dans leurs expériences, *Calov et al.* (2002) imposent une légère augmentation du glissement au front du glacier tous les 1500 ans, pour simuler un forçage climatique. Cette augmentation qui serait par exemple due à la fusion de l'ice shelf fringeant, provoque des instabilités et des surges régulières en phase avec ces « micro-événements ».

5.5.5 Mécanismes des événements de Dansgaard-Oeschger (DO)

Le climat glaciaire semble donc plus instable que le climat interglaciaire. Ces passages brutaux d'un climat froid (stadial) à une courte période chaude (interstadial) impliquent la circulation océanique. *Voelker* (2002) synthétise les observations paléoclimatologiques durant le MIS3 et décrit les climats pendant les phases chaudes et les phases froides.

En période interglaciaire, la circulation océanique de l'Atlantique Nord (NADW) semble posséder deux états stables (circulation d'environ 20 Sv ou stoppé) en période interglaciaire. Le climat glaciaire, lui possède un état « froid stable » et un état « chaud instable » avec une NADW accrue. C'est un apport d'eau douce qui provoque le passage d'un état de forte circulation à un état de NADW limitée. (*Ganoplski and Rahmstorf*, 2001). La superposition d'une débâcle d'icebergs aux cycles de DO (apport d'eau douce accru) ne modifie pas les variations de circulation et de température dans les zones polaires, mais refroidit considérablement les régions subtropicales (Atlantique (*Bard et al.*, 2000) et Méditerranée).

5.6 Résumé de cette étude bibliographique

Les calottes de glaces apparaissent par intermittence à la surface de la Terre depuis quelques millions d'années et témoignent de grandes fluctuations climatiques, parfois rapides. La compréhension du système Terre passe par l'étude des paléoclimats qui nécessite une interaction entre la modélisation et l'observation : d'où ce chapitre qui constitue une excursion de modélisateur dans le monde des observations.

Les enregistrements paléoclimatiques

Les témoignages des climats passés sont présents un peu partout sur Terre. Dans les sédiments océanique, l'augmentation de la proportion de l'eau lourde reflète le volume des glaces posées (ceci sont constituée de glace appauvrie). D'autres dépôts révèlent des caractéristiques comme la température locale de l'eau ou la présence de glace de mer. Les dépôts terrestres qui contiennent des pollens ou des insectes, ou les stalagmites dans les grottes, trahissent les conditions dans lesquels ils ont vécu (température, humidité). Enfin les calottes de glace nous révèlent la composition de l'atmosphère. Ces traceurs donnent généralement une chronologie locale du climat. Les synthèses offrent en plus des « clichés » spatiaux. Le climat ainsi reconstruit semble évoluer sous l'effet des variations d'insolation reçue par la Terre, et d'un grand nombre de rétroactions internes du système « Terre ».

Les données géomorphologique

Pour les anciennes calottes, les informations (sauf le volume total) viennent des traces qu'elles ont laissées sur le socle. Les stries, moraines et autres formations servent aux géomorphologues à retrouver l'extension et aussi la dynamique des calottes. Le rebond isostatique renseignent même sur les épaisseurs récentes (~ 30 ka) des calottes. De ces travaux, on tire a une bonne idée de l'évolution des calottes pendant la dernière glaciation, et il apparaît que ces calottes étaient très dynamiques avec de grands ice streams et de multiples dômes dont la localisation varie au cours du temps.

La dernière glaciation dans l'hémisphère nord

La dernière glaciation a commencé après le dernier interglaciaire : L'Eemien vers 125 ka BP. Dans une première phases (stade 5) le climats se refroidit, puis se réchauffe par deux fois. La glace apparaît vers 116 ka BP, principalement en Amérique et très rapidement le volume croît (jusqu'à 1/3 du volume maximum de la glaciation). La calotte américaine bougera par la suite mais ne disparaîtra pas avant la déglaciation. C'est lors de la deuxième phase froide, vers 90 ka BP, que la glace apparaît en Eurasie. Après un dernier réchauffement on entre vraiment dans la glaciations vers 70 ka BP, et les calottes grossissent jusqu'au dernier maximum glaciaire (LGM) vers 21 ka BP. Le niveau des mers est alors diminué de 130 m. Puis les calottes fondent très rapidement et disparaissent en quelques milliers d'années (il n'y a plus de glace vers 9 ka en Eursie et 6 ka BP en Amérique).

La dernière glaciation est constituée d'oscillations brutales quasi-périodiques du climat, alternant périodes chaudes et froides, ce sont les évènements de Dansgaard-Oeschger. Les ice shelves semblent réagir (interagir ?) avec ces oscillations et les productions d'icebergs présente un pic a chaque cycle. Parfois d'immense débaclés d'icebergs, provenant principalement de l'ice stream d'Hudson, inondent l'Atlantique Nord en influencant sur la circulation océanique.

Ce que retiendra le modélisateur

Toutes ces informations nous donnent des critères pour juger de la qualité des simulations. On regarder en particuliers :

- La localisation des calottes aux diverses époques.
- La rapidité de construction, et de destruction des calottes (en particulier la Fennoscandie qui semble avoir eu une vie agitée).
- La capacité du modèle a reproduire des évènements rapides.

Chapitre 6

Portage sur l'hémisphère Nord et considérations climatiques

6.1 Introduction sur le portage

Le modèle de calotte de glace GRISLI a été développé et validé sur l'Antarctique par *Ritz et al.* (2001). L'objet de cette étude porte sur l'hémisphère Nord et pour cela un long travail de portage a été nécessaire.

Une ancienne version du modèle, nommée GREMLINS, avait déjà été portée sur l'hémisphère nord par *Fabre* (1997) et de nombreuses applications ont été menées (*Ramstein et al.*, 1997; *Charbit et al.*, 2002; *Kageyama et al.*, 2004)... A l'occasion du portage de GRISLI nous avons décidé de remettre à jour toutes les cartes de données utilisées en entrée afin de tenir compte des données récentes. Toutes ces cartes ont été définies sur une nouvelle grille de $5*5 \text{ km}^2$ nous permettant ensuite d'appliquer ces données sur différents secteurs géographiques et avec plusieurs résolutions (10, 20 et 40 km).

Nous avons défini deux régions : le plus vaste domaine contient l'ensemble des calottes de l'hémisphère nord (Laurentide, Groenland et Eurasie). Puis nous avons réduit le domaine sur l'Eurasie, permettant des résolutions plus fines.

Une partie du portage était liée aux processus inclus dans le modèle et ceci a fait l'objet des chapitres précédents. L'autre partie a consisté à ajouter de nouvelles conditions aux limites : topographie du socle, climat actuel observé et flux géothermique. Nous présentons ci-dessous les différents domaines d'études sur lesquels GRISLI est à présent utilisable. Puis nous décrivons les nouvelles données que nous avons préparées pour porter

GRISLI sur l'hémisphère Nord.

6.1.1 Domaines d'études des Calottes de l'Hémisphère Nord

On simule l'ensemble des calottes de l'Hémisphère Nord sur une grille de 40 km de résolution. Le domaine d'investigation s'étend sur $9640 * 9240 \text{ km}^2$, soit $241 * 231$ points. On utilise une projection équiaréale de Lambert (azimutale équivalente). Elle est centrée sur le pôle (90°N), et son méridien de référence (Greenwich) apparaît verticalement. Les parallèles forment des cercles concentriques autour du pôle et la déformation croît vers le sud, elle est de 15% vers 42°N . Cette projection a l'avantage de conserver les aires, ce qui permet de plus facilement respecter le principe de conservation de la masse de glace¹.

6.1.2 Domaines d'études de la calotte eurasienne

On choisit de zoomer, avec la même projection, la précédente carte de l'hémisphère nord sur l'Eurasie, soit un domaine de $3680 * 5200 \text{ km}^2$. Cette nouvelle grille comprend l'extension quaternaire maximale des calottes eurasiennes (Fennoscandie, Iles Britanniques, Mer de Kara et de Barents, la Sibérie jusqu'au Taïmyr...). Ce domaine est disponible pour trois résolutions de 40 km (soit $93 * 131$ points), de 20 km ($185 * 261$ points) et de 10 km².

Cette grille permet des études rapides et détaillées de cette calotte très sensible au climat.

6.2 Les nouvelles données d'entrée

6.2.1 Topographie de l'hémisphère Nord

La carte du socle provient des données ETOPO2, base de données de la surface terrestre à 2 minutes de résolution (environ 5 km en latitude) , fournie par la NOAA et le National Geophysical Data Center (NGDC) de Boulder, USA.³

¹par rapport à la projection stéréopolaire dans laquelle sont fournies la plupart des données Antarctique et qui ne conservent pas les surfaces.

²Nous n'avons pas utilisé la résolution de 10 km à cause des limitations actuelles des moyens de calcul.

³Sur les continents il existe aussi des données GLOBE avec une résolution de 30' que nous n'avons malheureusement pas utilisé

La surface et le lit rocheux du Groenland sont donnés par *Bamber et al.* (2001) avec une résolution de 5 kilomètres. Nous les avons substituées aux données ETOPO2 lorsque l'épaisseur de glace est non nulle.

Les données ETOPO2 étaient originalement en longitudes/latitudes, les cartes de Bamber (S, H, B) étaient dans une projection différente de celle que nous avons choisi. Aussi nous avons re-projeté ces données sur notre grille avec une résolution de 5 km :

- Les données ETOPO2 ont été re-projetées de la façon suivante. Comme les résolutions de ETOPO2 et de notre grille finale sont à peu près identiques (5 km), nous avons interpolé ETOPO2 en 30'. Nous avons rassemblé tous les points ainsi obtenus qui étaient compris dans chaque maille de notre grille. Pour chacune de nos mailles de $5 * 5 \text{ km}^2$ pour nous avons environ 30 données en 30' et nous avons calculé (i) l'altitude moyenne du socle, (ii) les altitudes maximales et (iii) minimales.
- Nous avons interpolé les cartes du Groenland à 1 km de résolution (avec la projection de Bamber). Cette nouvelle carte a alors été re-projetée sur notre grille en 5 km par la méthode précédente.
- Enfin sur la grille ETOPO2 projetée en 5 km nous avons substitué les données de Bamber là où l'épaisseur de glace du Groenland est non nulle. Ceci nous a donné 3 nouvelles cartes en $5 * 5 \text{ km}^2$ pour la topographie de l'hémisphère Nord : une carte du socle, de la surface, et de l'épaisseur de glace actuelle. Il faut toutefois préciser que nous avons uniquement considéré la glace du Groenland et négligé les autres parties englacées (Arctique canadien et eurasien, Alaska et Islande...).

Toutes ces projections ont été réalisées avec le logiciel GMT⁴.

⁴General Mapping Tool, <http://gmt.soest.hawaii.edu/>

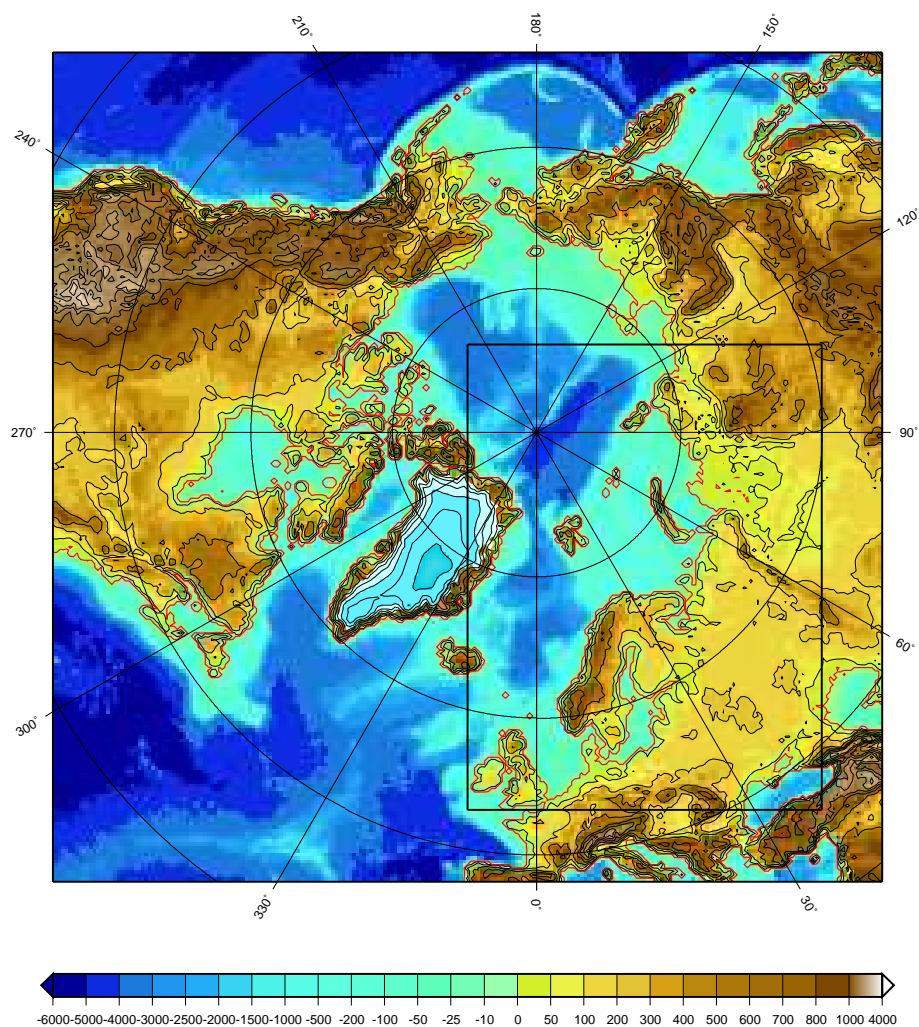


FIG. 6.1: *Topographie de la surface dans GRISLI, les côtes actuelles sont indiquées par un contour rouge. La carte couvre le domaine de l'hémisphère nord et le cadre noir indique le domaine d'étude de l'Eurasie. La résolution utilisée pour tracer cette carte est de 40 km.*

6.2.2 Flux géothermique

Dans le modèle, le flux géothermique était initialement uniforme et pris entre 40 mW.m^{-2} (pour l'hémisphère nord) et 55 mW.m^{-2} (pour l'Antarctique). Nous avons modifié ce point afin de prendre en compte les variations spatiales du flux géothermique pour plus de réalisme. Encore fallait-t-il disposer de cartes ce qui est particulièrement

difficile pour l'Antarctique et le Groenland car le socle n'est pas accessible. *Shapiro and Ritzwoller* (2004) ont proposé une méthode basée sur la tomographie sismique et une approche par analogue. En comparant la structure du manteau supérieur et de la croûte obtenue par études sismiques, ces auteurs supposent que dans les régions « structurellement similaires » le flux géothermique a des valeurs équivalentes. En se basant sur les données existantes de flux géothermiques, ils ont extrapolé par analogie et proposé une carte du flux géothermique pour l'ensemble du globe (résolution 1 °).

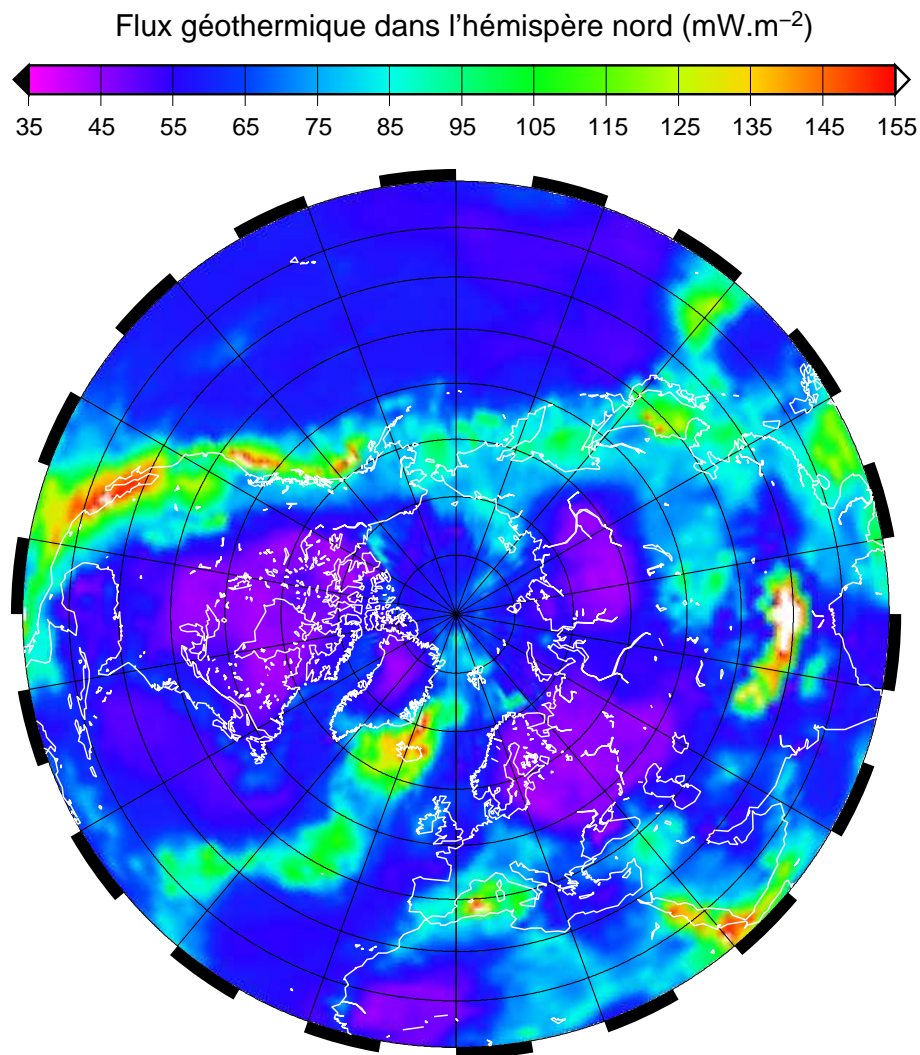


FIG. 6.2: Flux géothermique reconstruit par *Shapiro and Ritzwoller* (2004) pour l'hémisphère nord.

C'est cette carte, courtoisement mise à disposition par *Shapiro and Ritzwoller* (2004), que nous utilisons. Ce flux géothermique est présenté pour l'hémisphère nord sur la figure 6.2. Pour le nord cette carte est proche des cartes issues des données (par sa construction même). Pour l'Antarctique, d'autres cartes de flux géothermiques ont été publiées depuis. Certains auteurs ont obtenu des cartes à partir du champ magnétique (*Fox et al.*, 2005), ou à partir des conditions thermiques sous la glace, déduites des réseaux hydrologiques et des lacs sous glaciaires (*Llubes et al.*, 2006).

Un des avantages de la carte de Shapiro et Ritzwoller est qu'elle donne également le flux géothermique dans la mer, ce qui est indispensable pour les simulations où la calotte antarctique s'étendait jusqu'au bord du talus continental, comme par exemple au dernier maximum glaciaire.

Le flux géothermique dépend des gradients de température dans le manteau supérieur (transfert de chaleur vers l'extérieur) et de la désintégration des éléments radioactifs de la croûte terrestre (augmentant avec l'épaisseur de croûte). Ce flux géothermique montre une large variabilité. Les régions au dessus des vieux boucliers (Est du Canada, Scandinavie, Sibérie et Russie) remontent peu de chaleur à la surface. Au contraire les régions en marge des plaques tectoniques (Islande et Cordillère Américaine) possèdent des flux géothermiques élevés. Les valeurs dépassent parfois les 130 mW.m^{-2} , facilitant l'existence de base tempérées.

6.2.3 Climat actuel

Afin de reconstruire le climat à la surface des calottes, certaines méthodes nécessitent la climatologie actuelle. La paramétrisation du bilan de masse en surface dans GRISLI utilise seulement trois variables, La température annuelle T_{clim}^{ANN} , la température moyenne des trois mois d'été (juin, juillet et août) T_{clim}^{JJA} , et la précipitation moyenne annuelle P_{clim} . Ces trois variables pour l'actuel ont donc été compilées sur des cartes en 5 km.

Les températures actuelles sont données par les réanalyses européennes ERA40. Les températures sont corrigées des différences d'altitude entre ERA et GRISLI avec un gradient vertical de température de -6.5 K.km^{-1} en été (JJA) et de -8 K.km^{-1} pour la moyenne annuelle. Les précipitations sont issues d'une compilation des observations

sur les continents (programme CRU (*New et al.*, 1999)). Elles sont étendues sur les océans par les données du programme GPCP (*Adler et al.*, 2003), excepté pour la Baie d'Hudson et la Mer Blanche, où elles montraient des discontinuités importantes avec les précipitations sur les terres. Dans ces deux lieux, sensibles pour la formations des calottes, nous avons préféré *Legates and Willmott* (1990). Enfin pour les zones arctiques les précipitations sont données par *Serreze and Hurst* (2001).

Cette climatologie est représentée sur la figure 6.3. Elle a déjà été utilisée par *Charbit et al.* (2006).

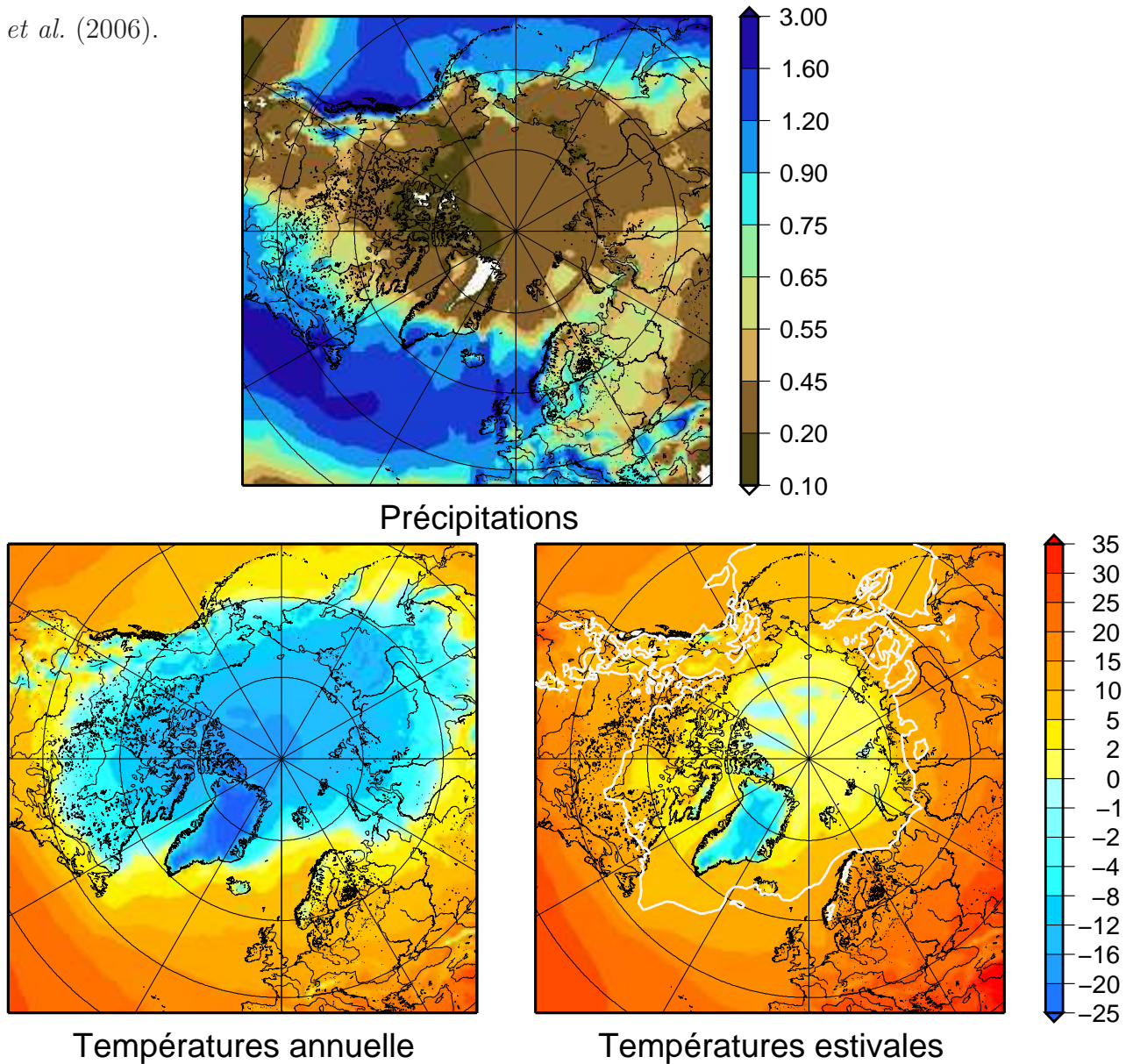


FIG. 6.3: Climat actuel de l'hémisphère nord. **A** : Précipitations (mètres par an). **B** : Températures moyennes annuelles (°C). **C** : Températures estivales (moyenne des mois de juin, juillet et août en °C). L'isotherme 10°C (en blanc) marque la limite des « régions polaires ».

6.3 Reconstruction du Bilan de Masse en Surface

6.3.1 Introduction

Afin de reconstruire les calottes de l'hémisphère, il nous faut appliquer un climat adéquat à la surface de GRISLI pour toutes les époques considérées. Plusieurs techniques, que nous détaillons à la fin de ce chapitre, sont possibles :

- a) Il est possible simplement de perturber le climat actuel, en utilisant par exemple les variations de températures déduites des forages glaciaires. La perturbation est alors uniforme spatialement. Pour avoir le climat passé, on ajoute alors cette perturbation au climat actuel.
- b) On aussi appliquer une perturbation variable spatialement, à l'aide des anomalies déduites des simulations de GCM.
- c) On peut tout simplement utiliser les sorties GCM et les appliquer directement à la surface de notre ISM.
 - Dans les deux derniers cas, se pose le problème de l'évolution dans le temps dont nous reparlerons plus loin.

La géométrie d'une calotte de glace dépend en première approximation du bilan de masse à sa surface (eq 1.2). Ce bilan de masse de surface M comprend l'accumulation Acc , c'est à dire les précipitations, et l'ablation Abl (perte de masse par fusion ou sublimation).

$$(6.1) \quad M = Acc - Abl$$

Tant que l'accumulation est supérieure à la fonte, c'est à dire dans la zone d'accumulation, le bilan de masse en surface est positif. Lorsque la température augmente (vers les bords), l'ablation croît. Quand elle devient prépondérante, c'est à dire dans la zone d'ablation, l'épaisseur de la calotte diminue. Bien que la géométrie dépende aussi de l'écoulement et de l'accumulation, les calottes ne s'étendent en général pas dans les régions où la température d'été en surface (qui contrôle l'ablation) devient positive. Il est donc important de bien tenir compte des variations de température qui jouent sur les précipitations annuelles et sur l'ablation estivale.

6.3.2 Variations verticales de température

La température décroît avec l'altitude car dans l'atmosphère, la pression diminue avec l'altitude et une particule qui monte se détend et se refroidit. Dans notre modèle l'altitude de surface est susceptible de varier en fonction de l'épaisseur des calottes et de la déplétion isostatique. On corrige alors pour chaque point les variations de température liées aux changements de topographie. En pratique on calcule toutes les températures à l'altitude d'une topographie de référence S_0 . Puis on corrige des différences d'altitude en considérant un gradient vertical de température λ . Soit :

$$(6.2) \quad T = T_0 - \lambda(S - S_0)$$

Dans GRISLI, le gradient λ est différent pour la température moyenne annuelle T^{ANN} et la température estivale T^{JJA} . La valeur de gradient est importante car elle contrôle l'altitude de la ligne d'équilibre. Généralement on utilise les gradients observés par *Reeh* (1991) au Groenland, $\lambda = -8Kkm^{-1}$ pour les moyennes annuelles et $\lambda = -6.5Kkm^{-1}$ en été. Cependant les observations en Antarctique donnent des valeurs un peu différentes, avec notamment un gradient très faible dans la partie intérieure de la calotte (*Fortuin*, 1992).

6.3.3 Accumulation

L'accumulation à la surface des calottes dépend principalement des précipitations. Or les masses d'air qui circulent autour des calottes sont généralement froides et sèches. La teneur en eau de ces masses d'air dépend de la distance à leur source, c'est à dire du lieu où elles se régénèrent par évaporation (au dessus de l'eau liquide) ou évapotranspiration (végétation). Ces masses d'air se refroidissent lorsqu'elles se rapprochent des régions froides ou qu'elles montent à la surface des calottes (effet orographique). Leur capacité à contenir de la vapeur d'eau diminuant, la vapeur d'eau se condense et précipite. Les précipitations diminuent vers l'intérieur de la calotte et le centre des calottes est un désert froid.

Pour tenir compte de ces effets, nous imposons que, toutes choses égales par ailleurs, la

précipitation annuelle décroisse avec la température. Ceci permet de prendre en compte l'aridification d'un climat qui se refroidit et les effets orographiques.

Dans le modèle, les précipitations décroissent exponentiellement avec la température moyenne annuelle.

$$(6.3) \quad P = P_0 * \exp(-a_T * \frac{T^{ANN}}{T_0^{ANN}})$$

où P_0 et T_0^{ANN} sont les précipitations et températures de référence (Comme S_0 dans 6.2). a_T est un paramètre du modèle qui est semblable à (mais pas forcément exactement celui tiré de) la relation de Clausius-Clapeyron qui régit la variation de la pression de vapeur saturante avec la température. Cela nous permet d'effectuer des études de sensibilité sur a_T pour prendre en compte d'autres mécanismes du refroidissement des masses d'air tels qu'une intensification de l'effet orographique due à la vitesse du vent (*Ritz*, 1992).

Enfin, l'accumulation à la surface est la fraction solide (précipitations neigeuses) de la précipitation annuelle, calculée en supposant que toute précipitation est solide en dessous de 2°C.

6.3.4 Ablation

L'ablation est calculée selon la méthode des degrés-jours positifs, ou *PDD* (*Reeh*, 1991). Pour une journée de température moyenne T_d :

$$(6.4) \quad PDD = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^{\text{inf}} \exp[-\frac{(T - T_d)^2}{2\sigma^2}] dT$$

Où T_d est la température moyenne journalière, σ la déviation standard à cette moyenne (prise égale à 5 degrés). Cette déviation autorise des températures positives (donc de la fonte) même au cours de journée dont la température moyenne est inférieure à 0°C. On considère que la température journalière varie sinusoidalement au cours de l'année :

$$(6.5) \quad T_d(t) = (T^{JJA} - T^{ANN}) * \cos(\frac{2\pi t}{A})$$

où A représente une année. L'ablation est alors proportionnelle au nombre de degrés-jours positifs (PDD). Le nombre de PDD est converti en taux de fonte annuelle en fonction du type de surface. La neige fond à un taux C_{neige} . *Reeh* (1991) estime que 60% de l'eau de fonte percole et regèle, le reste étant drainé à la surface de la calotte. La glace surimposée et la glace de la calotte fondent à un taux C_{glace} . Les taux de fonte généralement utilisés pour la neige et la glace sont respectivement $3 \text{ mm.d}^{-1} \text{C}^{-1}$ et $8 \text{ mm.d}^{-1} \text{C}^{-1}$.

6.4 Reconstruction des climats passés

6.4.1 Reconstruction du Climat Antarctique : méthode perturbative

Pour appliquer les variations du climat au cours du temps sur l'Antarctique, on utilise une méthode dite « perturbative » (méthode a du paragraphe 6.3.1). Les forçages profonds (Vostok, Dôme Concordia, Dôme Fuji) montrent que le climat varie uniformément à la surface du Plateau Central de l'Antarctique de l'Est (*Watanabee et al.*, 2003). Pour simuler les cycles climatiques en Antarctique, on utilise les températures reconstruites à partir du forage de Vostok ou de Dome C, et on applique cette perturbation au climat présent, sur toute la calotte. Comme la calotte est dynamique les variations d'altitude de surface agissent sur les conditions locales grâce au gradient vertical de température (équation 6.2). De même la précipitation, reliée à la température (pression de vapeur saturante) est susceptible d'évoluer différemment suivant les régions (équation 6.3). Cette méthode est largement décrite par *Dumas* (2002) pages 39 à 44.

6.4.2 Reconstruction du Climat Nord : forçage climatique par GCM

Méthode relative

Dans l'hémisphère nord, les conditions climatiques ont varié avec une régionalité très forte à cause de la réorganisation de la circulation atmosphérique et océanique. Une méthode consiste à utiliser un modèle de climat AGCM pour simuler les climats passés

sur la Terre. La topographie (qui change essentiellement à cause des calottes de glace), les conditions d'insolation et les concentrations de gaz à effet de serre sont prescrites. Parmi les divers champs issus du GCM, nous utilisons les températures annuelles et d'été ainsi que les précipitations reconstruites pour les appliquer sur notre grille de calotte. La méthode relative consiste à utiliser la différence entre climat actuel (contrôle) et passé pour minimiser les biais inhérent aux modèles de climats. Deux programmes d'inter-comparaison PMIP et PMIP2⁵ se sont appliqués à comparer les simulations faites par différents AGCMs. *Charbit et al.* (2006) utilisent les différents climats de PMIP pour reconstruire des calottes pendant le dernier cycle glaciaire. Il ressort de cette étude que peu de GCMs reproduisent des climats susceptibles d'englacer les régions où les évidences de terrains suggèrent la présence de calottes, et inversement, un certain nombre de modèles GCMs produisent des climats générant des calottes en Sibérie et en Alaska où il n'y en avait pas.

Pour l'évolution temporelle, on est confronté au fait que peu de simulations GCM du passé existent. Pour PMIP et PMIP2 par exemple, on dispose seulement de climats à 21 ka BP, 6 ka BP et actuel. Lorsqu'on dispose de plusieurs instantanés de climats (time slices), on peut envisager d'interpoler entre ces différents climats. Cette approche a été suivie par exemple dans *Charbit et al.* (2002) pour étudier la déglaciation à partir de 21 ka, 15 ka, 6 ka et 0 ka BP. Lorsqu'on ne dispose (comme c'est le plus souvent le cas) que de climats simulés à 21 ka et 0 ka BP, l'approche suivie est celle de l'index climatique. On suppose que le climat à n'importe quelle époque est une combinaison entre un climat « pur glaciaire » (qui sera donné par la simulation à 21 k) et un climat « pur interglaciaire » (donné par le run de contrôle à 0k).

Pour, à une époque donnée, connaître la proportion de l'un et de l'autre, on utilise un index qui peut par exemple être un enregistrement tel que celui de GRIP. C'est la méthode suivie par *Marshall et al.* (2000) et *Charbit et al.* (2006). On choisit cet index pour représenter l'évolution du climat entre ces deux époques et appliquer la perturbation au climat actuel.

⁵site web :<http://www-lsce.cea.fr/pmip/> et <http://www-lsce.cea.fr/pmip2/>

Méthode absolue

Nous présentons aussi des expériences de forçages absolus en imposant directement sur notre modèle les champs climatiques issue d'un AGCM. Les températures sont ramenées au niveau du socle libre de glace afin d'observer s'il permet la croissance d'une calotte. Nous appliquons cette méthode sur l'Eurasie, à la calotte saalienne (160 ka BP, pas montré dans cette thèse) et la calotte du Weichselian précoce (90 ka BP).

6.4.3 Couplage avec un modèle de climat

A terme, les modèles de climat (atmosphère, végétation et océans) devraient être couplés avec les modèles de calottes de glace, mais au vu des capacités de calcul actuelles, seuls des couplages simples sont possibles aujourd'hui.

Une technique est d'utiliser un modèle de climat de complexité intermédiaire qui possède une résolution très grossière, ou un AGCM dégradé, et de le coupler aux modèles de glace, en faisant une interpolation (downscaling) sur la (relativement) fine grille du modèle de glace. Plusieurs travaux qui suivent cette approche ont été publiés (*Calov et al.*, 2002). En ce qui concerne les modèles de glace du LGGE, un premier couplage a été effectué à Saclay entre le modèle de climat CLIMBER et GREMLINS sur l'hémisphère nord (*Kageyama et al.*, 2004; *Charbit et al.*, 2005) et avec la précédente version de GRISLI sur l'Antarctique (*Philippon et al.*, 2006). Notre nouvelle version de GRISLI devrait bientôt les remplacer.

6.4.4 Reconstruction du Climat Nord par méthode inverse

Une autre manière de se représenter le problème peut être d'utiliser les calottes pour contraindre les paléoclimats. En effet, nous avons à présent une connaissance au moins approximative de l'extension des glaces à quelques périodes du passé (grandes avancées et reculs) et le volume total de glace au cours du temps nous est donné par les variations du niveau des mers. Comme on sait que les calottes ne peuvent subsister qu'en deçà d'une certaine température, et que leur épaisseur est liée aux précipitations qu'elles reçoivent, on peut estimer les conditions climatiques nécessaires à l'englacement « observé ».

Bintanja et al. (2004) utilisent un modèle de calotte de glace pour estimer les températures

globales durant la dernière glaciation. Ils diminuent les températures actuelles de façon à ce que le volume des glaces crée soit égal au niveau -eustatique- des mers. Cependant cette méthode voit l'apparition de calottes de glace là où il n'y en avait pas (et inversement).

Nous souhaiterions au contraire régionaliser les variations de températures pour reconstruire des calottes correspondant aux reconstitutions géomorphologiques. C'est l'objet du prochain chapitre où nous présentons nos résultats préliminaires sur les calottes de l'hémisphère nord et discuterons les problèmes qui surviennent avec cette méthode. On peut se demander l'intérêt de GRISLI par rapport à GREMLINS qui est moins lourd en temps calcul, mais ce dernier a du mal à englacer les régions marines.

6.5 Résumé

Le portage sur l'hémisphère Nord a été réalisé dans l'optique de rendre le modèle plus modulaire et de faciliter les applications futures :

- Un nouveau jeu de conditions limites est disponible à 5 km de résolution (topographie et climat...). On peut maintenant utiliser facilement le modèle sur de nouveaux domaines avec des résolutions variées.
- La description des interactions de GRISLI avec l'atmosphère a été réécrite dans la même optique. GRISLI est à présent plus facilement exploitable dans les divers couplages ou forçages prévus avec des modèles de climat. Dans cette thèse nous n'avons utilisé qu'une approche par forçage mais les modifications apportées devraient faciliter le couplage avec le modèle climatique de complexité intermédiaire CLIMBER en collaboration avec le LSCE (Saclay, France).

Chapitre 7

Expériences de glaciations sur le dernier cycle glaciaire

7.1 Introduction

L'englacement de l'hémisphère nord a beaucoup varié au cours du temps, et en particulier au cours de la dernière glaciation comme on l'a vu au chapitre 5. Dans ce chapitre, nous appliquons finalement GRISLI aux calottes de l'hémisphère nord en tentant de reproduire le dernier cycle glaciaire.

Pour cela, il nous faut d'abord résumer les facteurs qui jouent sur le développement d'une calotte de glace. La cause de la glaciation est un refroidissement des températures (éventuellement lui-même conséquence d'un autre phénomène). Celui-ci fait descendre la ligne d'équilibre (ELA) jusqu'au sol et la neige s'accumule. L'englacement est facilité par les rétroactions -positives- dues à l'augmentation d'albédo. Par exemple la végétation change et passe de la taïga à la toundra plus claire. De même la neige qui couvre les calottes a un albédo très élevé et refroidit sensiblement la surface. Lorsque les calottes grossissent, le niveau des mers chute, et de nouvelles régions émergent et deviennent susceptible de s'englacer. Cependant comme l'effet régulateur de l'eau disparaît, les températures peuvent sensiblement augmenter en été et limiter cet englacement. Enfin ces calottes s'élèvent, et la température décroît avec l'altitude. La glace peut alors coloniser de nouvelles régions même si le socle est sous la ligne d'équilibre, à condition que le flux de glace compense l'ablation. Plus l'écoulement est important et plus la glace est capable d'avancer dans les régions hostiles. Cet effet dynamique est très important

et illustre pourquoi le modèle de glace est nécessaire pour vérifier des hypothèses « statiques » que l'on obtient en considérant un « instantané » du climat.

Pour reconstruire l'évolution des calottes de glace durant les derniers 125 000 ans (depuis l'Eémien et à travers le Weichselian jusqu'au dernier maximum glaciaire, ainsi que la déglaciation), il faut des conditions climatiques propices à la naissance et au développement des calottes de glace. Différentes méthodes de forçage ont été utilisées dans la littérature, en particulier celle se basant sur un index climatique. Cette méthode que nous avons décrite au chapitre précédent utilise un climat chaud et un climat froid et considère que le climat varie entre ces deux extrêmes en suivant cet index.

La plupart des auteurs qui utilisent un index climatique se basent sur les variations de température observées dans les carottes glaciaires du Groenland, en particulier à GRIP (*Marshall et al.*, 2000; *Charbit et al.*, 2006). *Bintanja et al.* (2002) utilisent le niveau global des mers, et supposent qu'il reflète aussi les conditions climatiques. Ces auteurs arrivent à calibrer le volume total au dernier maximum glaciaire (LGM) mais l'extension et l'évolution laissent généralement à désirer.

A l'opposé, *Bintanja et al.* (2004) utilisent une méthode inverse pour retrouver un index climatique qui reflète les variations du volume total de glace, mais ils ont toujours des problèmes liés à la localisation des calottes. Nous désirons améliorer cette technique en exploitant deux considérations :

- i- Premièrement nous voulons exploiter les indications climatiques (actuelles et paléo) pour améliorer les variations climatiques en considérant des variations régionales.
- ii- Nous voulons aussi utiliser le modèle GRISLI pour prendre en compte les effets dus à la dynamique des calottes, en particulier sur les parties flottantes.

Pour mener nos expériences sur les calottes de l'hémisphère nord, nous présentons ci-dessous le climat glaciaire que nous avons reconstruit. Puis nous l'appliquons à la dernière glaciation ce qui va inclure les effets causés par l'écoulement de la glace. On teste alors l'impact des rétroactions de l'albédo, et de la fusion basale sous les ice shelves. Enfin on regardera l'effet de l'hydrologie sous glaciaire, qui contrôle la localisation des ice streams, sur l'écoulement des calottes.

7.2 Reconstruction du climat glaciaire

7.2.1 Méthode

Nous commençons par définir un climat glaciaire qui permette de reconstruire convenablement les calottes de glace. Notre approche régionale a été motivée par les considérations suivantes :

- Les reconstructions basées sur un refroidissement homogène du climat donnent une répartition des calottes incohérente avec les observations (*Bintanja et al.*, 2004). Nous avons aussi diminué les températures degrés par degrés : entre autres défauts, les calottes apparaissent préférentiellement en Sibérie, en Beringie et en Alaska (où il n’y en avait pas) mais très difficilement en Europe du Nord (où il y en avait).
- Les climats calculés par les modèles de climats comme les GCM montrent une grande variété et ne sont pas forcément compatibles avec les observations climatiques et glaciologiques (*Charbit et al.*, 2006).
- On dispose justement d’enregistrements qui montrent des variations régionales très marquées. Ces indications qui montrent les paléoclimats « réels » devraient être compatibles avec l’extension « réelle » des calottes et peuvent être utilisés pour notre estimation du climat glaciaire sur l’ensemble de l’hémisphère nord.

Au cours de la dernière glaciation les conditions climatiques ont évolué différemment dans les différentes régions, tout comme l’extension des calottes. On pourrait tenter de reconstruire le climat « compatible avec les calottes » au cours des différentes phases de la glaciation. Ce serait une extension par approche inverse du travail présenté dans ce chapitre. Nous proposons d’ailleurs quelques pistes pour une telle approche à la fin de ce chapitre.

Dans le travail présenté ici, nous faisons l’hypothèse que les variations de climat gardent la même répartition tout au long de la période glaciaire, seule l’amplitude change. Cette hypothèse est celle sous-jacente dans la méthode d’index, la seule différence est que nous remplaçons les anomalies issues de GCMs par des anomalies inspirées des divers enregistrements et des contraintes liées aux calottes. Comme le dernier maximum glaciaire (LGM) est documenté mieux que n’importe quelle autre période, tant au niveau du cli-

mat que des calottes de glace, nous calibrons les différences régionales sur cette époque là. Nous cherchons donc le forçage climatique avec lequel les calottes ont la répartition la plus proche possible des observations pour le LGM.

On travaille en « relatif » afin d'estimer l'anomalie de température en période glaciaire. On ne s'intéresse qu'aux variations de température ΔT^{JJA} et ΔT^{ANN} , et l'on suppose que l'anomalie est constante durant l'année, soit

$$\Delta T^{JJA} = \Delta T^{ANN}$$

Les anomalies sont prises au niveau du sol (actuel) mais les températures sont susceptibles de varier lorsque la surface de la calotte s'élève, ce qui est pris en compte par l'équation 6.2. Les précipitations varient avec la température selon l'équation 6.3, pour tenir compte du fait qu'un climat plus froid s'aridifie.

7.2.2 Anomalie de température nécessaire pour une neige pérenne

Pour avoir une idée de la chute de température compatible avec l'existence de calottes, on peut premièrement reconstruire l'anomalie nécessaire pour que la ligne d'équilibre touche le sol. C'est la condition pour que le bilan de masse dans GRISLI devienne positif au sol et que de la neige pérenne s'accumule (voir au chapitre précédent). La figure 7.1 montre les résultats obtenus sur notre grille, avec une altitude de surface de 40 km.

- Les régions polaires non englacées sont actuellement proches du point d'englacement. Les zones actuellement englacées sont préservées (Groenland, archipels de l'arctique canadien et eurasien).
- La carte 7.1 illustre également les différences de comportements entre l'Amérique et l'Eurasie. L'anomalie de température est plus faible en Amérique et la ligne de $\sim -12^\circ\text{C}$ correspond assez bien à l'extension de la Laurentide au LGM. Au contraire l'Eurasie semble plus protégée de l'englacement. Les plus fortes anomalies peuvent être imputées à la chaleur apportée par le Gulf Stream en Europe et en Scandinavie, et à la continentalité très marquée en Eurasie qui donne des étés très chaud (donc une forte ablation dans le modèle).

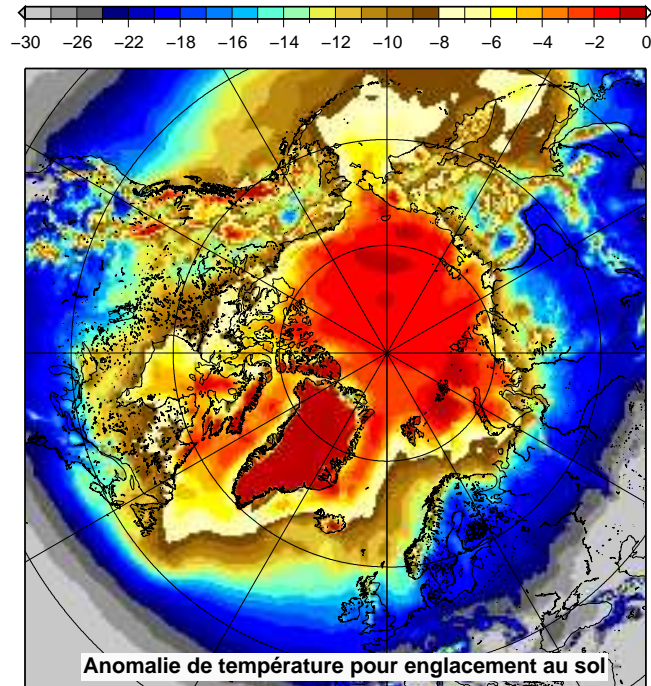


FIG. 7.1: Anomalie de température par rapport à l'actuel nécessaire pour un englacement au sol avec la paramétrisation du bilan de masse utilisée dans GRISLI. Cette anomalie montre un fort contraste entre l'Amérique et l'Eurasie.

- On observe également un très fort contraste entre les terres et les mers voisines. Le contraste saisonnier (caractérisé dans le modèle par $T^{JJA} - T^{ANN}$) est environ 5°C plus élevé sur les continents, ce qui traduit l'effet d'adoucissement estival des grandes masses d'eau.

Cette caractéristique est présente, en particulier dans la baie d'Hudson, et à tendance à produire un artéfact dans nos simulations. Dans nos simulations, cette région s'englace plus vite que les terres voisines, et la glace tend à persister pendant les déglaciations. Ceci est dû au fait qu'avec la méthode relative une région actuellement marine (et donc fraîche en été) ne prend pas un climat continental lorsque le niveau de la mer est plus bas ; ce biais peut atteindre 5° (non montré). Ce fait est d'autant plus gênant que cette zone nous intéresse fortement pour son caractère dynamique (l'ice stream du détroit d'Hudson génèrait les Heinrichs Events). De même les terres qui deviennent émergées au large de la Sibérie s'englacent très facilement, et dans de nombreuses simulations des calottes, des calottes qui n'ont

jamais existé, apparaissent (*Bintanja et al.*, 2004).

7.2.3 Expérience de croissance des calottes sous un climat glaciaire permanent

On considère dans un premier temps que cette variation est stable au cours du temps, c.à.d. que le climat est « glaciaire permanent ».

Le climat « pur glaciaire » a alors été déterminé en utilisant un critère d'essai-erreur par comparaison entre les calottes simulées et celles déduites des observations présentées au chapitre 5. Pour cela nous avons effectué un grand nombre d'expériences, chacune avec un climat « pur glaciaire » construit en imposant des anomalies de température, région par région (voir plus loin les régions considérées). Nous sommes partis de la topographie actuelle (pas de calottes sauf au Groenland) et le niveau des mers du LGM (-120 m a.s.l.) et avons accru légèrement les précipitations de 20% pour tenir compte de l'effet orographique sur les calottes.

Ensuite nous avons laissé évoluer les calottes pendant 40 000 ans. Cette durée est plus courte qu'une période glaciaire et pas assez longue pour obtenir des calottes à l'équilibre, mais elle permet de définir, en tenant compte de la dynamique, les régions qui s'englacent. Dans la réalité le climat s'est refroidit progressivement et les calottes n'étaient toujours pas à l'équilibre au LGM.

Tous les paramètres du modèle sont ceux donnés au chapitres 1,2,3 et 4, c'est à dire ceux utilisés sur l'Antarctique à deux exceptions près (en plus du climat) :

Fusion basale sous les ice shelves

La fusion basale dans cette expérience est constante au cours de la simulation, par contre elle dépend des régions. Elle est très élevée au dessus des océans profonds (Atlantique et Pacifique) pour tenir compte des échanges de chaleur dans l'océan. La fusion basale est modérée (similaire à celle observée en Antarctique) sur les plateaux continentaux, et en particulier dans les mers froides comme celle d'Hudson, dans l'archipel canadien et le plateau continental sibérien. La fusion est également limitée dans l'Océan

Arctique bien qu'il soit profond. En effet pendant une bonne partie du glaciaire, le détroit de Bering était fermé et cet océan était très isolé, ce qui diminuait l'apport de chaleur. L'influence de la fusion des ice shelves est testée plus loin et nous donnons plus de détails à ce moment là.

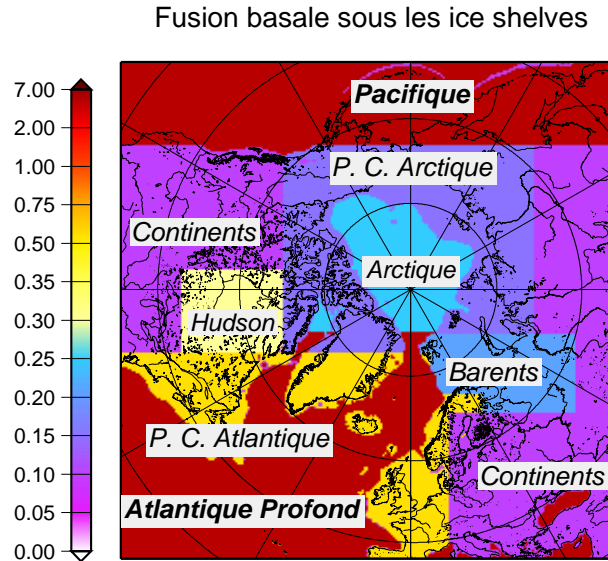


FIG. 7.2: Fusion basale sous les ice shelves de l'hémisphère nord en m/an.

Écoulement de l'eau et impact sur les ice streams

Dans cette expérience, l'écoulement de l'eau basale est celui utilisé pour l'Antarctique (chapitre 3), mais le critère sur la pression d'eau pour déterminer les ice streams a été diminué à $h_w = 50$ m. La raison de ce changement est discutée plus loin lorsque nous testerons l'impact de l'hydrologie sous glaciaire à la fin de ce chapitre.

7.2.4 Définition des régions et anomalie déduite pour l'état glaciaire

Après plusieurs tentatives pour régionaliser la variation de température, nous avons préféré une approche en fonction de la longitude. Le domaine est coupé par bandes de longitudes. On estime en général que lors des changements climatiques les hautes latitudes présentent des variations plus grandes que les basses latitudes. Pour en tenir compte, dans chaque bande les anomalies varient avec la latitude : on définit l'anomalie au pôle 90°N et à 45° de latitude et l'anomalie varie linéairement entre ces deux valeurs. La recherche des anomalies est facilitée par le fait que les différentes calottes sont à peu

près indépendantes. D'autre part, la carte présentée précédemment (l'anomalie nécessaire pour un englacement au sol, fig 7.1) permet de déduire une solution de départ assez proche de la solution sélectionnée, surtout sur le bord sud des calottes où les températures ne doivent pas être plus basse que la limite de neige pérenne.

L'anomalie « glacio-compatible » n'est pas unique et en pratique nous avons gardé soit l'anomalie la plus faible possible (qui permette de construire une calotte convenable) soit une anomalie en accord avec les enregistrements climatiques donnés par ailleurs, à condition que cela reste compatible avec les calottes (par exemple pour le Groenland). On diminue uniquement la température (la précipitation varie avec l'anomalie de température). Les résultats et justifications sont resumés dans la table 7.1.

Lorsque l'on applique ce forçage à la surface de notre modèle de glace durant une durée de 40 000 ans, de grandes calottes, présentées sur la figure 7.3, se développent à la surface de l'hémisphère nord. Bien que leur volume soit sensiblement trop grand (après 40 000 ans) leur extension est assez convaincante.

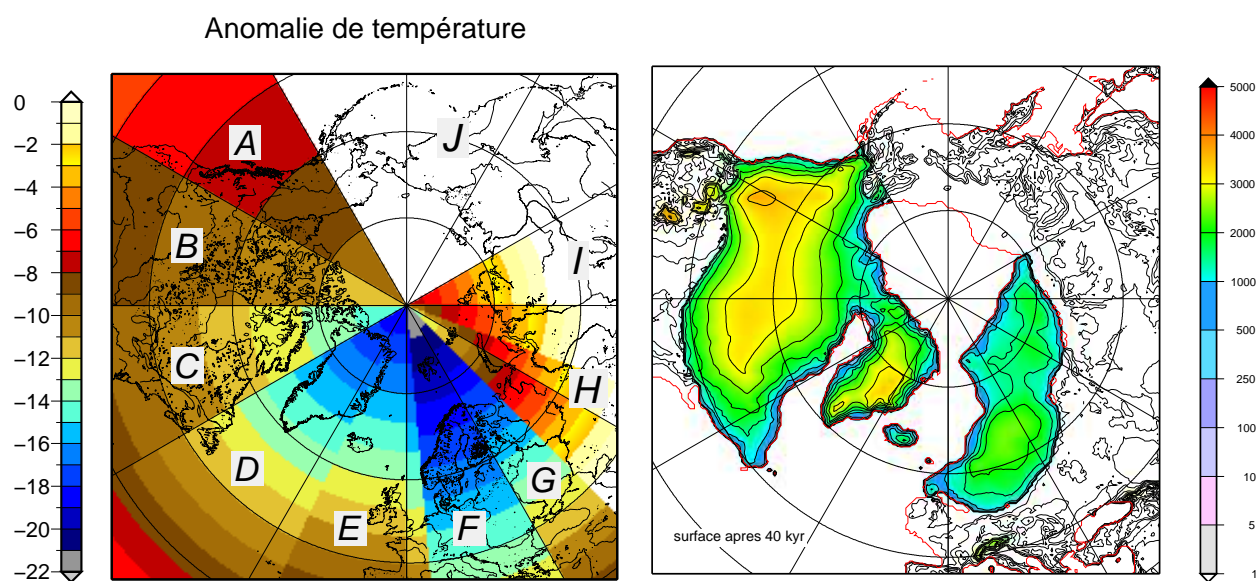


FIG. 7.3: **à gauche** : Anomalie de température déduite pour le climat glaciaire. L'anomalie est régionalisée par bande de longitudes, il est aussi possible de la lisser. **à droite** : calottes obtenues après 40 000 ans dans un « glaciaire permanent ».

Zone	Secteur géographique	ΔT 90°N	ΔT 45°N	Justification
A	Cordillère	-10	-7	Le refroidissement est moindre dans les rocheuses pour tenir compte du fait que la calotte est restée plus limitée jusqu'à tard dans la glaciation.
B	Canada	-12	-9	on peut utiliser un forçage plus homogène, d'environ -11°C vers la limite sud de la calotte (région des grands lacs). Ce forçage correspond à celui que <i>Marshall et al.</i> (2000) estime d'après ses reconstructions glaciologiques.
C	Labrador-Québec	-15.	-10	On impose un refroidissement plus marqué sur la côte Atlantique car (i) l'Atlantique était plus froid.(ii) On choisit donc une anomalie entre les valeurs canadienne et Atlantique pour éviter les discontinuités trop fort.
D	Groenland	-19	-11	Les températures des carottes de glace montrent refroidissement de -23°C à GRIP et d'environ 5°C dans les régions d'où proviennent les précipitations <i>Masson-Delmotte et al.</i> (2005)
E	Iles Britanniques	-19	-10	Les températures à la surface de l'Atlantique nord étaient sensiblement plus froides (<i>McIntyre et al.</i> , 1976; <i>Sarnthein et al.</i> , 2003).
F	Scandinavie	-22	-14	Un fort refroidissement est nécessaire en Scandinavie, faute de quoi l'englacement reste localisé dans les montagnes. Les pollens indiquent un refroidissement moyen de -15°C en Europe, (<i>Peyron et al.</i> , 1998).
G	Russie Occ.	-22	-12	Un fort refroidissement est aussi nécessaire pour une avance de la glace en Russie. L'anomalie est aussi choisie pour tenir compte du gradient Est-Ouest.
H	Sibérie Occidentale	-14 à -10	0 à +5	Les pollens suggèrent que le refroidissement est de moins en moins marqué vers l'Est <i>Tarasov et al.</i> (1999).
I	Taimir-Putorana	-8	+6	Au LGM la glaciation était limitée aux reliefs. le +6 à basse latitude est un artefact pour limiter l'extension de la calotte aux très hautes latitudes Nord.
J	Sibérie Orient.-Beringie	+3	+3	Aucune glaciation n'est observée dans ces régions que l'on suppose soit plus chaude au LGM, soit plus aride à cause d'une réorganisation de la circulation atmosphérique. L'anomalie est > 0 car si l'anomalie est nulle la glace apparaît quand même sur les terres qui émergent (mer de Laptev).

TAB. 7.1: Anomalie de température entre le climat présent et le « pur glaciaire » utilisés dans les expériences de ce chapitre. On présente les anomalies par bande de longitude et les justifications basées sur les enregistrements paléoclimatiques et l'extension des calottes.

Nous n'oublions pas cependant que les vraies calottes du LGM n'étaient pas le résultat d'un glaciaire permanent, ce qui peut expliquer par exemple le trop grand volume obtenu, ainsi que l'extension de la Fennoscandie qui couvre une trop grande zone à l'Est.

Dans la partie qui suit, nous allons justement nous intéresser à l'évolution au cours de la période glaciaire.

7.3 Reconstruction des calottes au cours du dernier cycle

7.3.1 Présentation des expériences de base G1 et I1

Nous allons à présent simuler l'évolution des calottes de glace au cours des 125 000 dernières années. Pour ce faire on utilise une méthode de forçage « relatif » avec un climat interglaciaire donné par la climatologie actuelle et un climat glaciaire donné par l'anomalie reconstruite à la section précédente. On utilise alors un index climatique α_{CLIM} pour reconstruire l'amplitude de l'anomalie de température ΔT_{ISM} au cours du cycle.

$$(7.1) \quad \Delta T_{ISM} = T_O + (1 - \alpha_{CLIM})\Delta T_{anomaly}$$

α_{CLIM} varie entre 0 et 1. Lorsque $\alpha_{CLIM} = 1$ les conditions sont interglaciaires, lorsque $\alpha_{CLIM} = 0$ les conditions sont glaciaires.

Nous avons choisi deux index glaciaires, et présentons parallèlement le résultat des deux simulations. Dans l'expérience G1, l'index suit les variations de température et de précipitations enregistrées à GRIP (Groenland), tandis que dans l'expérience I1 l'index varie suivant l'insolation estivale (solstice) à 65°N.

A priori, aucun de ces deux index n'est parfait. La température à GRIP (G1) est le résultat local de l'évolution du climat de la Terre sous l'action de l'insolation (I1), notre second index. I1 représente le forçage pur et ne tient pas compte des rétroactions du système climatique. Seules les rétroactions modélisées dans GRISLI (celles des calottes polaires) sont prises en considérations. G1 contient le forçage et l'effet de toutes les

rétroactions, mais à GRIP seulement. Si certaines rétroactions sont actives ailleurs, nous ne les verrons pas et inversement des rétroactions actives à GRIP seulement peuvent produire des artéfacts dans les autres régions.

Dans ces deux expériences, les conditions basales sous les ice shelves, l'hydrologie sous glaciaire et le critère sur les streams sont identiques à ceux utilisés pour l'expérience en « glaciaire permanent ».

7.3.2 Résultats des expériences G1 et I1

Les index ainsi que les évolutions temporelles simulées sont présentés dans la figure 7.4.

Dans l'expérience G1, le climat se refroidit assez progressivement, et le volume des calottes de glace augmente presque linéairement, sans jamais décroître. Par contre, l'extension est très sensible aux brusques refroidissements (événements de DO), et c'est lorsque l'extension est maximale que le volume de glace augmente sensiblement (en particulier entre 75 et 60 ka BP).

Dans l'expérience I1, le climat passe par des phases froides, où les calottes grossissent vite, puis des phases très chaudes (et plus longues que dans l'exp. G1) où le volume et l'extension des calottes se réduisent sensiblement. Au final les calottes sont trop petites même au LGM. Par contre l'évolution du volume semble mieux suivre la forme des variations du niveau des mers. L'extension en Eurasie passe de périodes de grande extension, à des quasi-disparitions, ce qui semble mieux corrélé aux reconstructions du programme QUEEN *Svendsen et al.* (2004). Malheureusement, le Laurentide déglace aussi beaucoup, ce qui n'est pas complètement en accord avec les données.

Au dernier maximum glaciaire, les calottes obtenues sont sensiblement différentes dans les deux expériences (fig 7.5), et aussi vis à vis des calottes obtenues par un forçage permanent (fig 7.3b). L'explication de ces différences est due au « chemin » suivi par les 3 englacements. Enfin, on remarque que dans les deux expériences G1 et I1, la déglaciation

n'est pas achevée à l'actuel, ce qui est carrément contradictoire avec les observations.

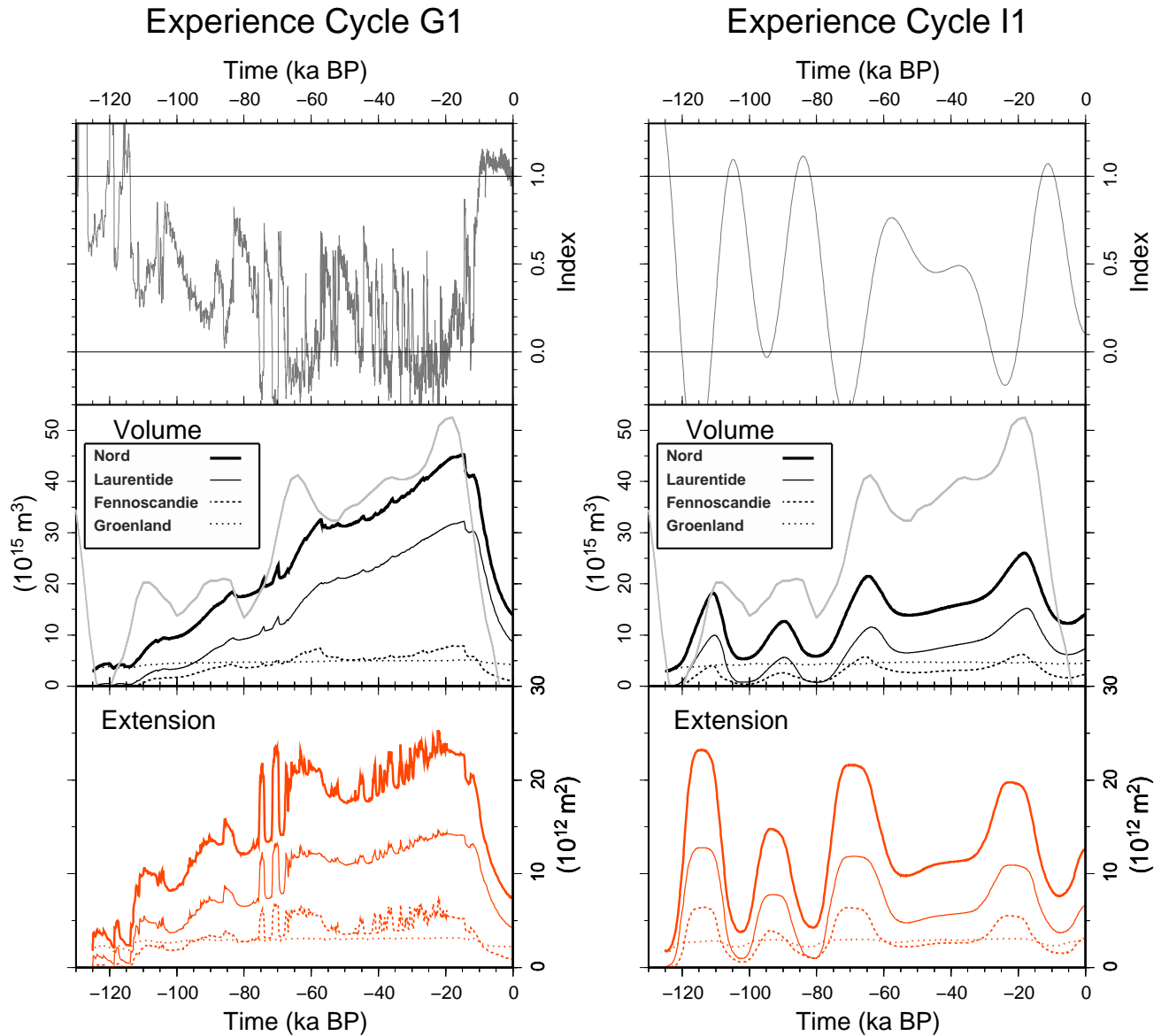


FIG. 7.4: Evolution des calottes de l'hémisphère nord au cours du dernier cycle glaciaire en utilisant un index glaciologique basé à gauche sur l'enregistrement GRIP et à droite sur l'insolation d'été à 65°N. **haut)** l'index glaciaire, qui vaut 1 pour le climat actuel et 0 pour le « cliché » du climat glaciaire. **milieu)** Variation du volume des calottes (i) total pour l'hémisphère Nord, (ii) Laurentide, (iii) Fennoscandie et (iv) Groenland. Le niveau des mers (en volume de glace équivalent est tracé en gris clair. **bas** Variation de l'extension des calottes au cours des expériences (comme pour le volume).

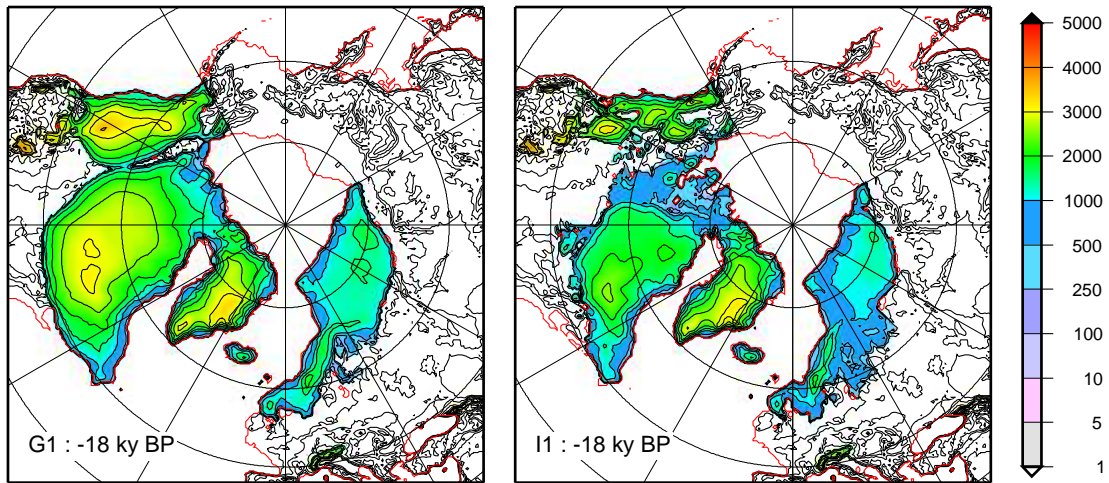


FIG. 7.5: Etat des calottes de l'hémisphère nord à 18 ka BP en utilisant un index glaciologique basé sur à gauche l'enregistrement GRIP et à droite sur l'insolation d'été à 65°N .

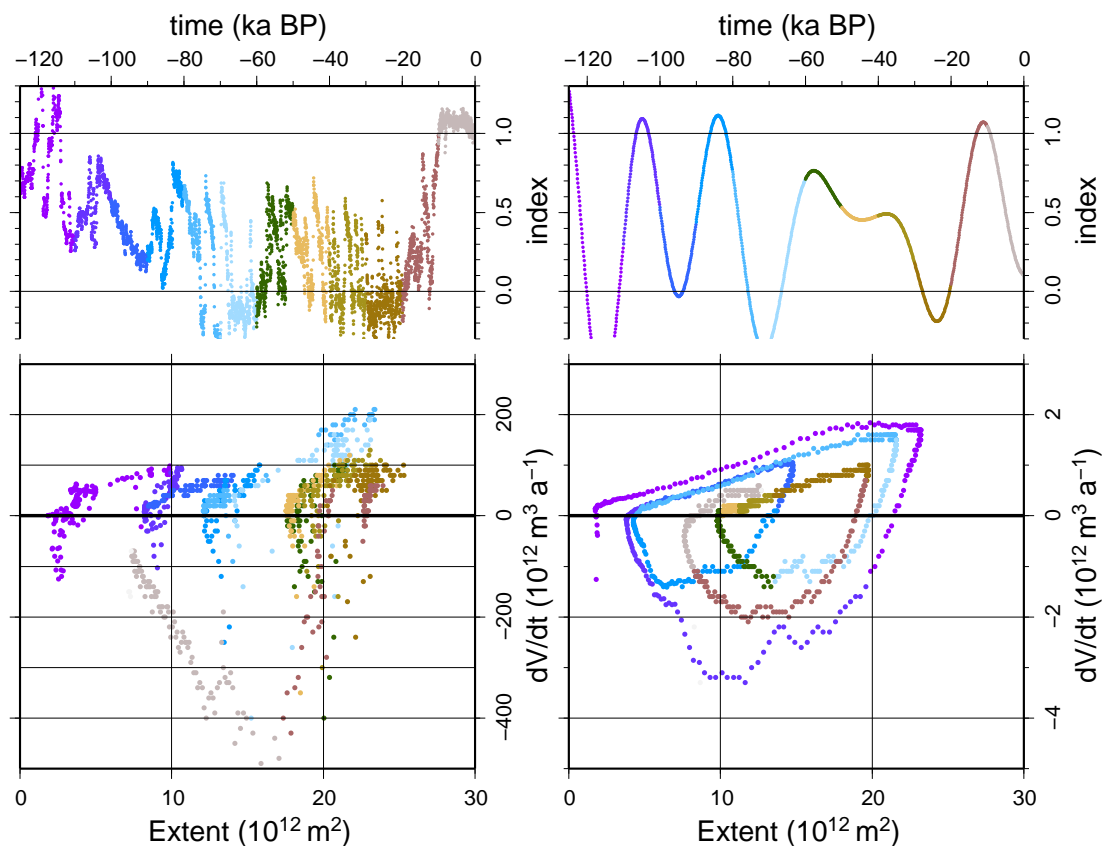


FIG. 7.6: Evolution de la variation de volume des calottes de l'hémisphère nord en fonction de leur extension durant le dernier cycle glaciaire en utilisant un index glaciologique basé à gauche sur l'enregistrement GRIP et à droite sur l'insolation d'été à 65°N . En haut on montre aussi la valeur de l'index au cours du temps. Les dates sont indiquées par une coloration différents tous les 10 000 ans.

La figure 7.6 présente le taux de variation de volume, en fonction de l'étendue des calottes. On remarque que le comportement est très différent lors des deux simulations. Dans l'expérience G1, $dV/dt > 0$ pendant la majorité du temps : la calotte ne fait que croître sauf ponctuellement, et pendant la déglaciation. Dans l'expérience I1, la calotte croît et décroît en fonction des variations de température. Pendant les phases de croissance, on observe sur les deux simulations que la variation de volume varie linéairement avec l'extension. dV/dt varie comme si on imposait une accumulation moyenne d'environ 10 cm.a^{-1} à la surface des calottes. On peut tenter de comparer ce résultat avec les données disponibles, c'est à dire le volume de glace déduit du niveau des mers. La courbe de niveau des mers montre 3 phases de croissances rapides vers -115, -70 et -23 ka BP (pendant quelques millénaires). La croissance des calottes est alors de $\sim 2.10^{12} \text{ km}^3 . \text{a}^{-1}$. Si l'on considère que les calottes couvrent alors l'extension du LGM, soit 23.10^{12} km^2 (Peltier, 2004), on obtient aussi une accumulation moyenne de 10 cm.a^{-1} . Les calottes de glace dans l'expérience G1, croissent en permanence jusqu'au LGM. Dans l'expérience I1, les calottes subissent des périodes de fonte importante vers 105, 85 et 60 ka BP, ce qui réduit le volume au LGM. D'autre part, dans l'expérience I1, l'évolution du volume des calottes rappelle beaucoup celui du volume marin. Cela est dû aux grandes périodes de froid quand l'insolation est faible : l'extension des glace est alors très grande (proche, voir supérieure au LGM).

7.4 Sensibilité au climat

7.4.1 Sensibilité à l'amplitude de l'anomalie « glaciaire »

Dans les deux expériences ci-dessus, on a vu que le choix de l'index climatique est important. L'index basé sur GRIP utilise un résultat des changements climatiques, à savoir la température à la surface du Groenland, tandis que l'insolation est seulement une des causes supposées de ces changements. Comme en plus I1 donne une variation du volume de glace qui, en terme de minima et de maxima, rappelle celle du niveau des mers, et que cet index a rarement été utilisé dans la littérature, nous décidons d'approfondir ci-dessous l'expérience I1.

Nous avons vu que les volumes de glace de l'expérience I1 sont assez faibles, dans un premier temps nous regardons la sensibilité à l'amplitude des variations :

En comparaison de l'expérience standard I1, on présente deux expériences où les anomalies de températures régionales ont été augmentées de 25% (IDT+) et diminuées de 25% (IDT-), comme on l'indique dans la table 7.2.

Sensibilité à l'amplitude du forçage

Expérience	I1	IDT+	IDT-
Anomalie de température	Δ	$\Delta T * 1.25$	$\Delta T * .75$

TAB. 7.2: Résumé des expériences testant la sensibilité à l'amplitude du forçage. Par rapport à l'expérience I1, le ΔT est augmenté (IDT+) et diminué de 25% (IDT-).

Expériences sur l'amplitude de l'anomalie (DT)

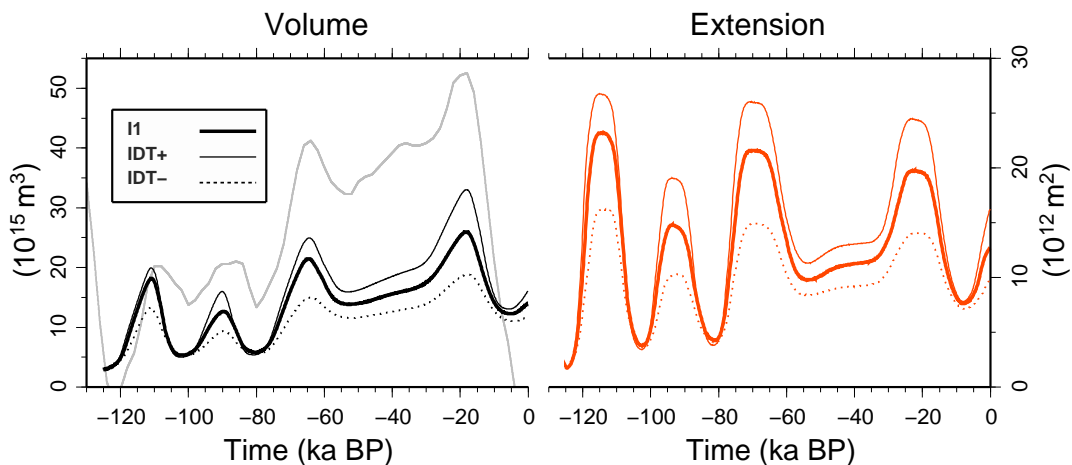


FIG. 7.7: Evolution du volume et de l'extension des calottes dans les expériences standard (I1), avec une anomalie de température amplifiée (IDT+) et diminuée (IDT-).

Lorsque l'anomalie est amplifiée (exp IDT+), l'extension de la glace est plus grande pendant les périodes froides, et par conséquent le volume aussi. On observe au contraire un volume et une extension moindre dans l'expérience IDT-. Pendant les premières périodes chaudes à 100 et 80 ka BP (stade 5), les calottes reculent de manière identique dans les 3 expériences : la Laurentide est alors limitée tandis que la Fennoscandie disparaît.

Ensuite les 3 expériences diffèrent et donnent des calottes différentes au LGM. En fin de cycle les 3 expériences déglacent jusqu'à 6 ka BP où les expériences se rejoignent, puis la déglaciation cesse car l'index croit à nouveau .

7.4.2 Expériences sur l'albédo et la fusion basale sous les ice shelves

Nous voulons maintenant estimer l'effet de quelques paramètres qui sont susceptibles d'influencer l'évolution des calottes. Ci-dessous, nous présenterons simplement des expériences incluant l'albédo et la fusion basale sous les ice shelves.

Nous considérons l'expérience standard I1, et nous modifions ensuite certains paramètres :

- L'albédo est pris en compte en diminuant la température de surface là où la glace apparaît (et en augmentant à nouveau là où la glace disparaît).
- La fusion basale est imposée sous les ice shelves soit constante, soit variant avec l'index climatique. Les expériences sont résumées dans la table 7.3, et décrites au fur et à mesure du texte.

Expériences de sensibilité au climat

Expérience	I1	IFC	IFV	IA4	IAFC	IAFV	IA6
Albédo	0	0	0	-4	-4	-4	-6
Fusion basale	1	*5	de 1 à 10	1	*5	de 1 à 10	1

TAB. 7.3: Résumé des expériences testant la sensibilité de notre méthode de forçage basée sur l'insolation pour les calottes de l'hémisphère nord durant la dernière glaciation. Dans les expériences IA, on ajoute l'effet d'albédo. Dans les expériences IF on augmente la fusion basale sous les ice shelves, soit de manière constante (IFC), soit variable en fonction de l'index (IFV). Les expériences sur la fusion basale sont réalisées sans (IF) et avec (IAF) un effet d'albédo de 4°.

7.4.3 Albédo

Lorsque la neige pérenne apparaît, la surface passe du « vert » au « blanc », et la fraction d'insolation réfléctée augmente. Cet effet d'albédo refroidit la surface et favorise donc l'englacement. Précédemment nous n'avons pas considéré cet effet, mais le faible volume de glace obtenue dans l'expérience standard I1, suggère que nous le prenions en compte.

Des simulations AGCM ont été réalisées par M. Kageyama (communication personnelle) au LGM, avec entre autre une calotte blanche et une calotte verte pour tester l'effet d'albédo. La température d'été sur la calotte blanche est environ 6°C plus basse. Nous réalisons donc deux simulations, nommées IA4 et IA6 en imposant un effet d'albédo de respectivement 4° et 6°C à la surface des calottes.

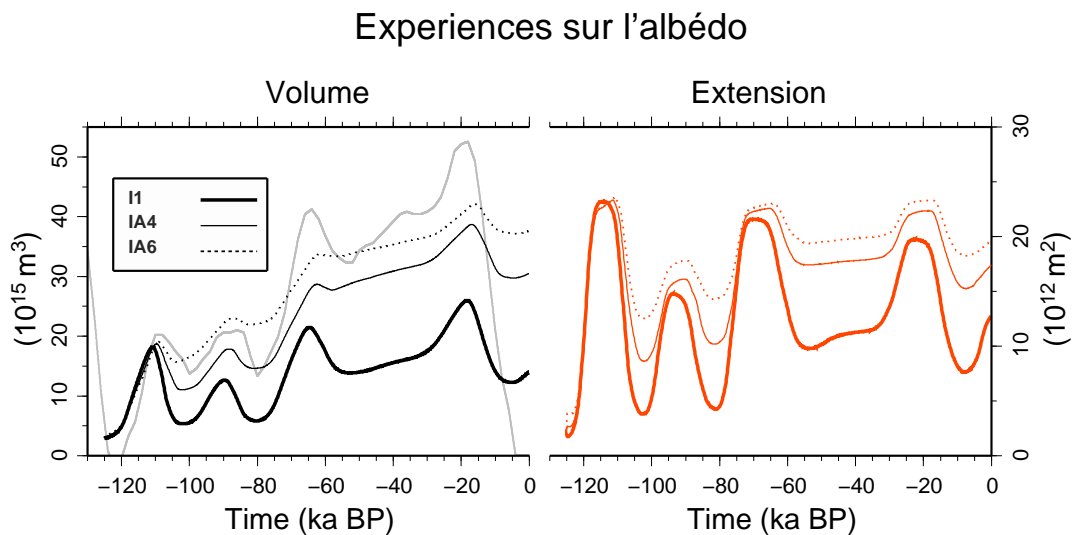


FIG. 7.8: Variation du volume et de l'extension totale des calottes pour les expériences I1, IA4 et IA6 (albédo : -4 et -6°C sur les calottes)

On observe que lorsque l'on ajoute un effet d'albédo, les calottes déglacent moins que dans l'expérience I1 lors des périodes de forte insolation et par conséquent leur volume augmente. Par contre le dV/dt est de moins en moins important quand l'albédo augmente. Ceci est dû à la diminution de précipitation à cause de la baisse des températures. Sans compter l'effet d'altitude (les calottes de IA4 et IA6 sont plus hautes), la précipitation

est réduite de 18% si la température chute de 4°C (et 26% pour 6°C) (équation 6.3). Pendant tout l'englacement, le volume obtenu par ces simulations est donc beaucoup plus proche de celui fourni par le niveau des mers. Cependant, prendre en compte l'albédo empêche encore plus la déglaciation.

7.4.4 Fusion basale sous les ice shelves

On aura remarqué qu'il reste de la glace à 0 ka, donc le principal problème est celui de la déglaciation, en particulier des régions marines : dans les expériences avec l'albédo la calotte Barents-Kara ne déglace plus. On tente donc d'augmenter la fusion basale sous les ice shelves (Dans tout ce paragraphe, le terme « fusion basale » concerne la fusion sous les ice shelves).

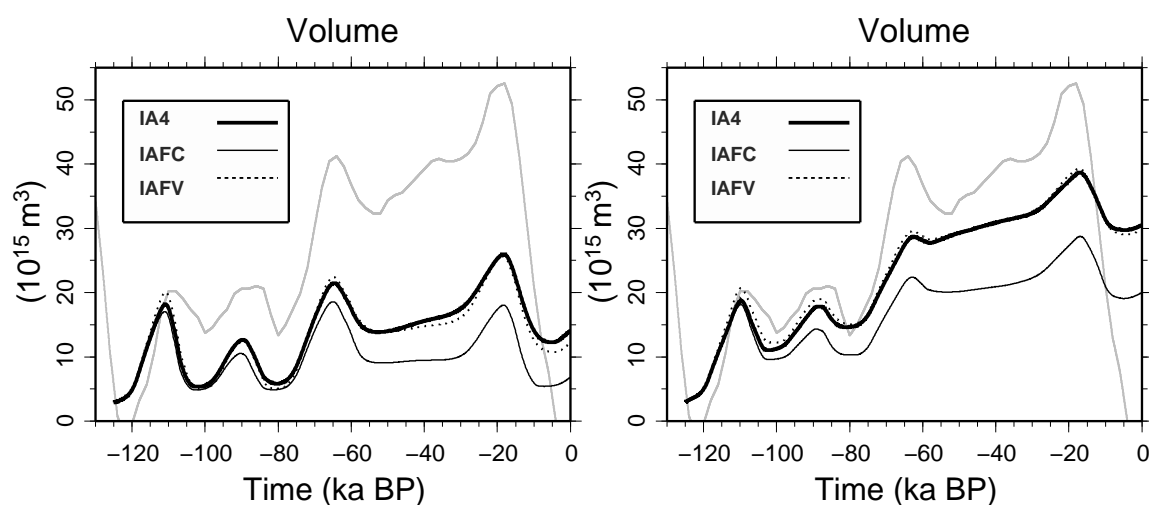


FIG. 7.9: Evolution du volume des calottes de l'hémisphère nord au cours du dernier cycle glaciaire en changeant la fusion basale. **A)** A partir de l'expérience I1, dans IFC (fusion basale*5 Constante), IFV (fusion basale Variable en fonction de l'index). **B)** même sensibilité à partir des expériences avec albédo IA4, dans IAFC (fusion basale*5 Constante), IAFV (fusion basale Variable en fonction de l'index).

Dans la simulation I1, nous avons utilisé une fusion basale modérée, compatible avec l'extension marine des calottes au LGM et constante dans le temps. Comme la fusion basale est due aux échanges d'énergie avec l'océan, elle augmente avec la température de

l'eau. La fusion basale est donc bien plus forte durant les périodes chaudes. On présente ici des expériences avec soit une fusion multipliée par 5 par rapport à l'expérience I1 mais constante (FC), soit une fusion qui varie (FV) selon l'index entre sa valeur minimale (celle de I1 si $\alpha_{CLIM} = 0$), et 10 fois plus forte quand $\alpha_{CLIM} = 1$. Ces expériences sont réalisées sans albédo (exp IFC, IFV) et avec albédo (exp IAFC, IAFV).

- Dans les expériences sans albédo, si l'on augmente la fusion basale de manière constante (exp IFC), le volume est limité après 70 ka BP (par rapport à I1). La différence est due aux parties marines (Mer de Kara, entre le Labrador et Baffin) qui ne sont pas englacées dans l'exp IFC. Une fois englacées dans I1, ces parties déglacent difficilement et à 55 ka BP, la glace est bien plus étendue (figure 7.10).
- Par contre, lorsque cette fusion basale est variable (exp IFV), celle-ci est limitée en périodes froides, la glace s'étend sur les mers et ne se retire pas : les calottes sont identiques dans les expériences I1 et IFV (voir le volume figure 7.9a).

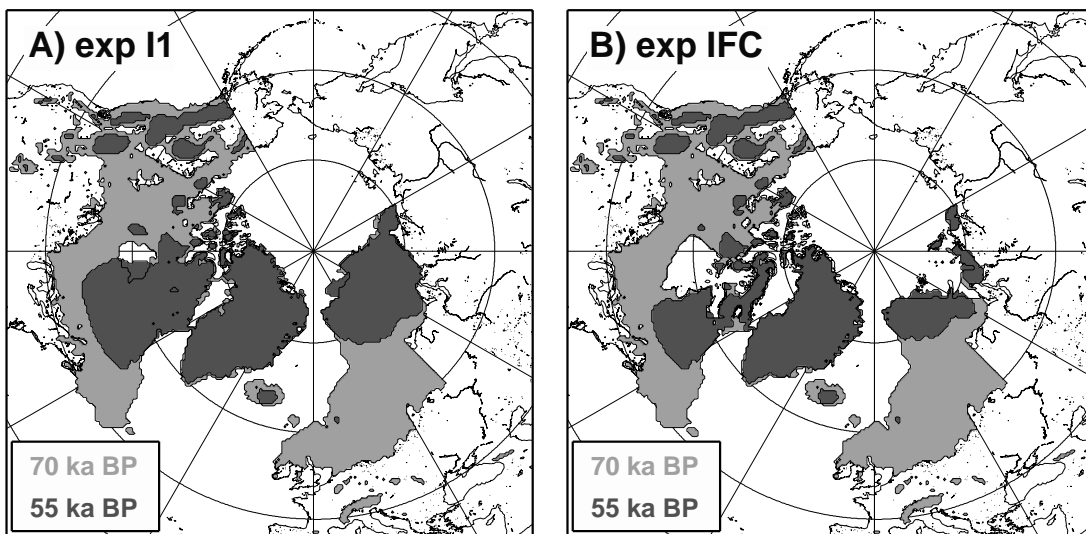


FIG. 7.10: *Extension des calottes à 70 et 55 ka BP. A) dans l'expérience I1, et B) dans l'expérience IFC. La grande fusion (IFC) empêche la glace de s'étendre vers 70 (période froide), une fois posée sur les mers froides, la glace ne part plus de l'exp I1.*

- Dans les expériences avec albédo, par rapport à IA4, dans l'expérience IAFC si l'on rajoute une forte fusion basale constante (*5) l'étendue de glace est aussi plus limitée sur les parties marines.

- Dans le cas d’une fusion basale variable (exp IAFV), on obtient aucune différence avec l’expérience IA4. Les parties marines, comme dans les expériences sans albédo, ne déglacent pas. Le résultat est même pire du fait de l’effet protecteur de l’albédo.

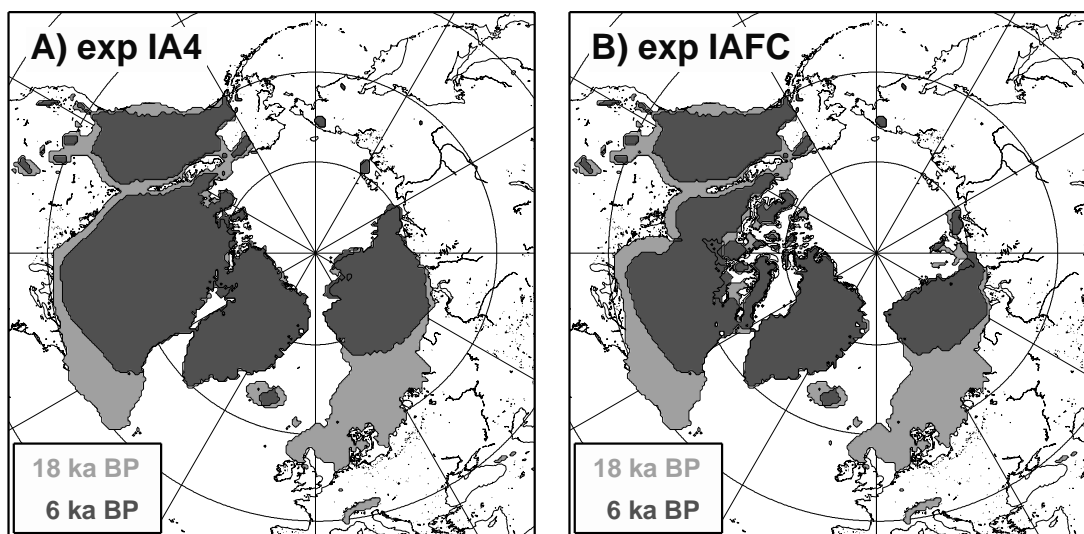


FIG. 7.11: *Extension des calottes à 18 (LGM) et 6 ka BP. A) dans l’expérience IA4, et B) dans l’expérience IAFV. La déglaciation est très difficile dans les deux expériences au dessus des parties marines, même si la fusion basale augmente pendant la déglaciation.*

Que l’on prenne en compte les effets d’albédo ou pas, on obtient les mêmes tendances dans les expériences avec fusion basale. Si la fusion est plus forte en permanence elle empêche la glace de coloniser des mers froides et limite l’extension des calottes. Mais si cette fusion est faible aux périodes froides, la glace s’étend sur les mers, et GRISLI est ensuite incapable de déglacer ces parties froides, même si la fusion augmente.

7.4.5 La déglaciation

Avec notre méthode, GRISLI est incapable de simuler une déglaciation correcte. Et la figure 7.12 présente les volumes de glace obtenus dans différentes expériences.

- Le niveau des mers montre que le volume des glace maximum fut atteint à 18 ka BP. A partir de 15 ka, la déglaciation est très forte et la glace à complètement disparu à 4 ka BP.
- L’expérience G1 (utilisant GRIP) déglace après 15 ka, et s’arrête aussitôt (c’est le

Dryas récent) jusqu'à 11 ka BP. Ensuite la glace recule et une grosse calotte est encore présente à 0 ka.

- Dans les expériences avec insolation le résultat est encore pire, la calotte décroît bien à partir de 18 ka BP dans l'expérience I1 (fig 7.12a), et un peu plus tard avec l'albédo (IA4 fig 7.12b). Mais le volume de glace décroît très lentement, et la décroissance s'arrête à l'optimum climatique à 6 ka BP.
- Si l'on conduit les déglaciations de I1 et IA4, en maintenant une forte insolation après le maximum d'insolation (vers 9 ka BP) le volume continue à décroître lentement, de façon monotone et inintéressante.

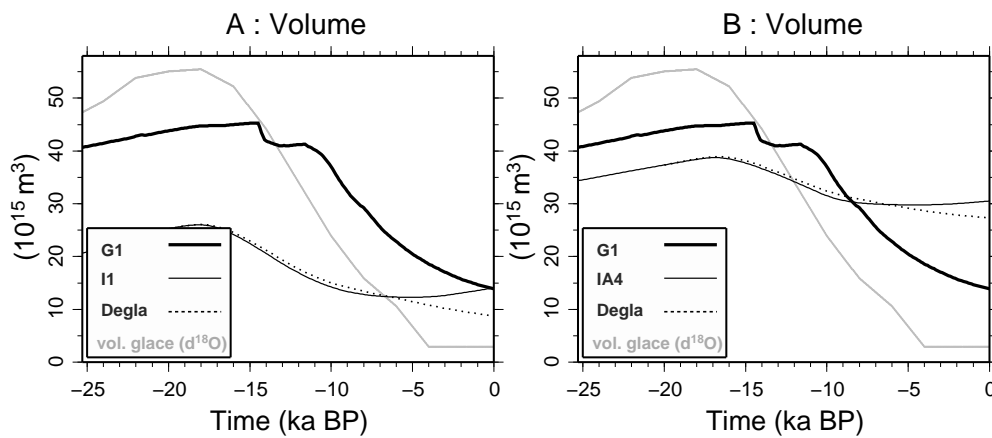


FIG. 7.12: *Volume de glace pendant la déglaciation, on compare le niveau des mers, l'expérience G1 basée sur GRIP, et les expériences basées sur l'insolation. Les volumes en pointillés (notés Degla) sont obtenus en maintenant l'insolation élevée pendant tout l'holocène. A) expérience I1, et B) expérience IA4, avec albédo.*

Parmi les observations dont on dispose, on sait qu'un vaste ice stream s'écoulait par le détroit d'Hudson, et que la calotte était assez fine au LGM au dessus de la Baie d'Hudson (le bassin versant de l'ice stream). Par ailleurs, *Tarasov and Peltier* (2004) montrent que seul un écoulement intense lié aux derniers Heinrich Events permet d'amincir la calotte jusqu'à des niveaux cohérents avec les lignes d'échouages observées.

Dans la plupart des simulations présentées ci-dessus, la calotte Laurentide est très stable au dessus de la Baie d'Hudson, sur l'île de Baffin et le Labrador, (voir figure 7.13). En réalité la glace a disparu du Déroit et de la Baie d'Hudson vers 8.5 ka BP. Nous

ne sommes pas arrivés à reproduire ce fait, mais il est très possible que la dynamique de notre calotte (drainage de l'ice stream d'Hudson) ne soit pas assez efficace. C'est pourquoi nous abordons maintenant l'impact de notre modèle d'hydrologie sous glaciaire, avec notre nouvelle définition des zones d'ice streams.

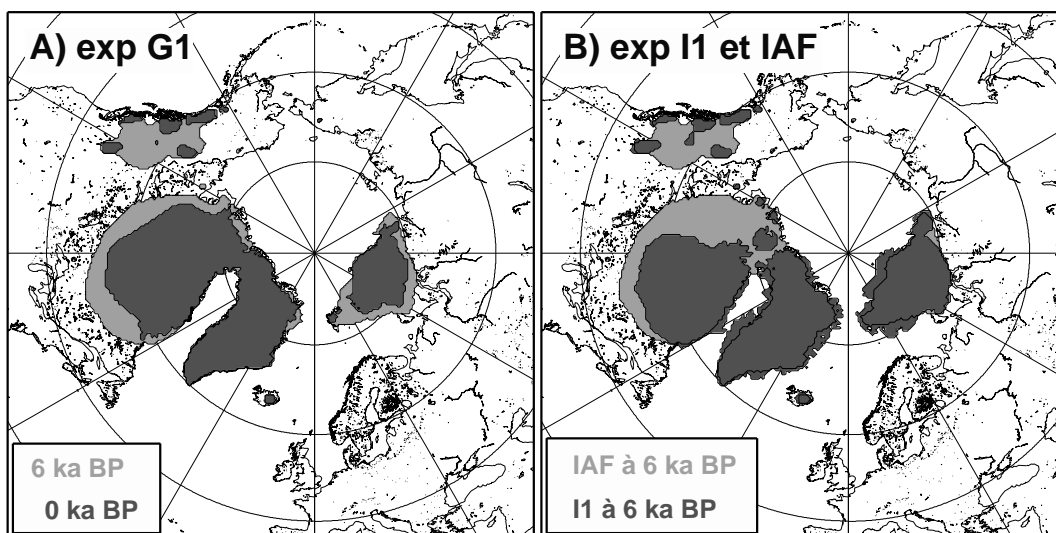


FIG. 7.13: *Extension après la déglaciation. A) expérience G1 à 6 ka et 0ka BP, et B) montre les expérience I1 IA4 (avec albédo) au volume minimal obtenu durant l'optimum climatique (6ka BP). La référence volume des mers correspond au volume actuel du Groenland.*

7.5 Et la dynamique alors ?

7.5.1 Résultat de l'hydrologie sous glaciaire

La modèle d'hydrologie sous glaciaire de GRISLI a été implémenté car les tests préliminaires ont montré que l'ancienne définition des zones d'ice streams n'était pas utilisable sur l'hémisphère nord. En effet, ce critère n'était actif que pour les faibles hauteurs au dessus de la flottaison, ce qui ne se produit que pour lorsque le socle est bien en dessous du niveau de la mer (critère efficace pour l'Antarctique de l'Ouest mais pas pour la Baie d'Hudson). Nous illustrons ci-dessous les résultats obtenus avec le modèle d'hydrologie présenté au chapitre 3 pour les calottes de l'hémisphère nord. Nous présentons 4 expériences résumées dans le tableau 7.4 :

- L'expérience A correspond à l'expérience standard présentée sous l'Antarctique au chapitre avec un critère élevé $h_w = 600$. m pour l'apparition des ice streams.
- Comme le critère utilisé en Antarctique, utilisé après une longue évolution, se révèle trop élevé au Nord, les expériences B, C et D utilisent un critère beaucoup plus faible, soit $h_w = 50$. m : les zones en ice streams seront donc plus étendues. On teste alors la sensibilité à la conductivité hydraulique (exp C) et au frottement basal sous les ice streams (exp D).

Expérience	A	B	C	D
critère stream (m)	600	50	50	50
Conductivité K_0	3.10^{-6}	3.10^{-6}	3.10^{-4}	3.10^{-6}
Frottement cf	-10^{-5}	-10^{-5}	-10^{-5}	-2^{-5}

TAB. 7.4: Résumé des expériences de sensibilité au modèle d'hydrologie sous-glaciaire. Le jeu de paramètres B est celui utilisé dans les expériences précédentes.

On fait évoluer les calottes au cours du dernier cycle glaciaire. On utilise simplement le forçage de l'expérience G1, c'est à dire en utilisant l'index glacial basé sur l'enregistrement de GRIP. Les volumes et extension obtenus pour l'ensemble des calottes sont présentés à la figure 7.14.

Expériences sur l'eau basale

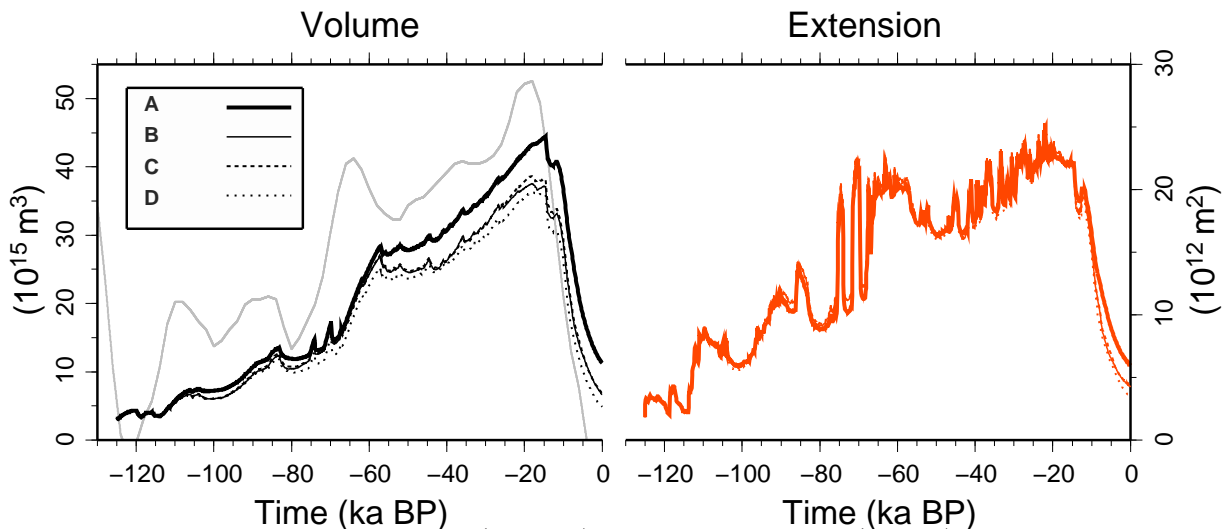


FIG. 7.14: Evolution du volume (gauche) et de l'extension (droite) de l'ensemble des calottes pour les 4 expériences sur l'eau basale

Dans l'expérience A, où il y a moins d'ice streams, le volume devient supérieur à celui des autres expériences lorsque la Laurentide est construite (après 60 ka BP), cela s'explique facilement par l'écoulement moins intense. Dans les autres expériences (B, C et D) le volume est à peu près identique. L'extension dans les 4 expériences est la même et elle est en fait essentiellement contrôlée par les températures d'été.

Durant la déglaciation, on observe des différences plus importantes, dans l'expérience A, la calotte est plus grosse (donc plus haute) et déglace plus difficilement. L'expérience C est la plus dynamique, c'est aussi celle qui présente le minimum de glace (volume et extension) à la fin du cycle.

La figure 7.15 présente les vitesses des calottes au Dernier Maximum Glaciaire (LGM). On constate premièrement qu'il n'y a pas d'ice streams dans l'expérience A car le critère sur h_w est trop élevé. En Antarctique (chapitre 3), on avait observé que l'équilibrage de l'eau sous glaciaire était très long, or les calottes de l'hémisphère nord ont une durée de vie beaucoup plus courte. Le critère sur le h_w est donc adapté, même si nous devons reconnaître que nous n'avons pas de justification physique à proposer (type de socle, relief sous maille?). Dans les expériences suivantes on a pris le critère à $h_w=50$ m. De nombreux fleuves de glace apparaissent (fig 7.15d et f) autour de la Laurentide, dans la partie Sud de la Cordillère, et dans les dépressions topographiques des Mer de Kara et Barents (Eurasie). Comme on l'a dit précédemment ces ice streams réduisent l'altitude des calottes, et n'ont pas d'influence sur l'extension.

7.5.2 Sensibilité à l'hydrologie sous glaciaire

Dans les expériences B, C, et D, nous gardons le même critère pour définir les zones d'ice streams.

La conductivité hydraulique K_O modifie les flux d'eau sous glaciaire et par conséquent la charge hydraulique (éq 3.12). Dans l'expérience C, K_O a été multipliée par 100. Au LGM (fig 7.15c et d) la pression d'eau sous les calottes est plus élevée et il y a plus de zones d'ice streams. Comme en Antarctique (chapitre 3), l'hydrologie sous glaciaire s'équilibre plus vite quand la conductivité est élevée et la pression de l'eau augmente plus vite.

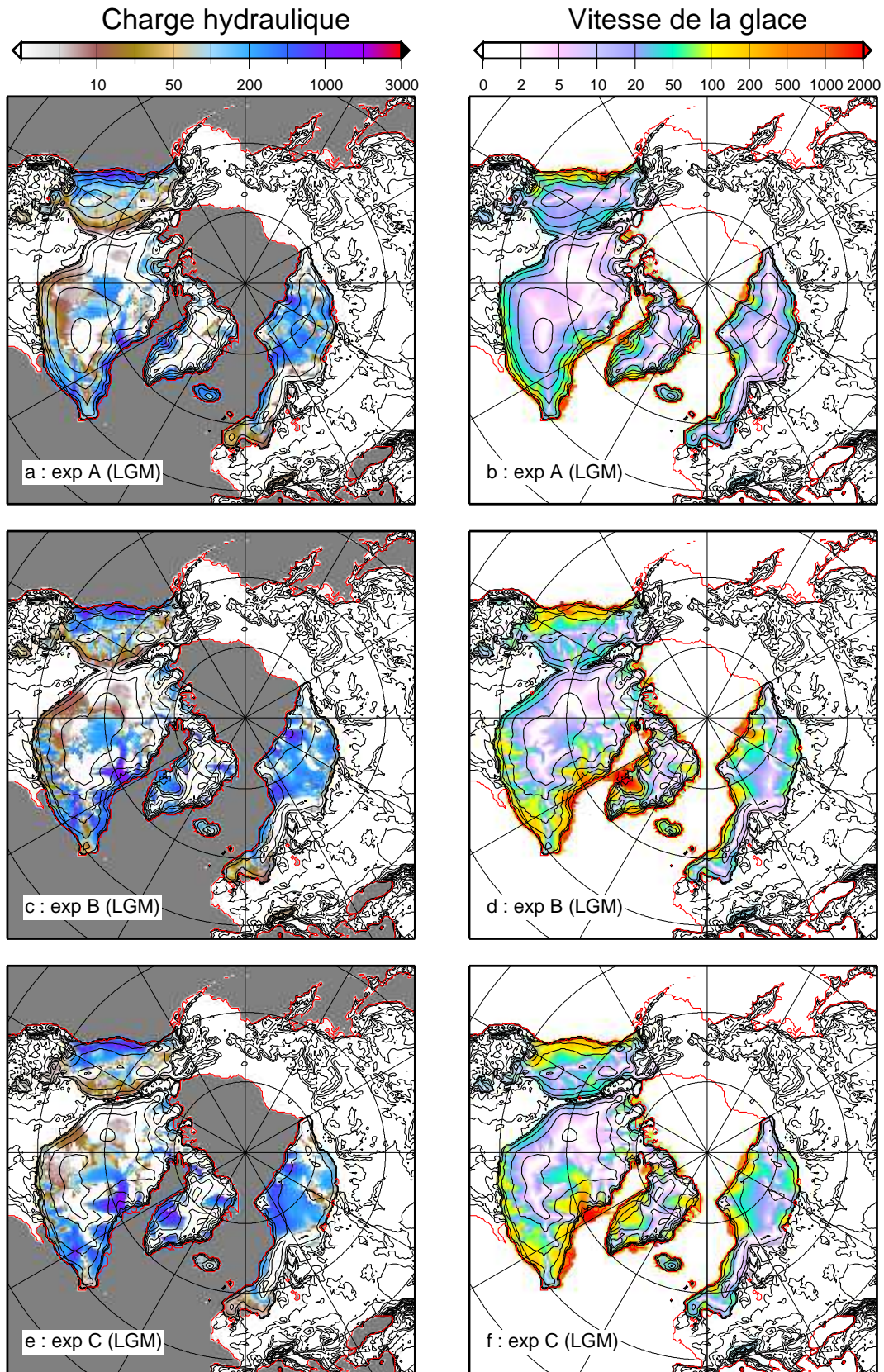


FIG. 7.15: Charge hydraulique et vitesse moyenne de la glace au LGM pour les expériences A (peu de steaming, a et b), B (run standard, c et d) C (conductivité accrue, e et f)

A l’opposé, le modèle est assez insensible à la valeur du frottement basal τ_b . Dans l’expérience D, il a été diminué d’un facteur 5 par rapport à l’exp B. On n’observe pas de différences entre ces deux expériences, ni pour les variations de volume et d’extension (figure 7.14) ni pour les vitesses reconstituées (pas montré).

7.5.3 Impact de la dynamique sur la déglaciation

Finalement on constate que plus la calotte est dynamique et plus elle s’aplatit, un puissant ice stream se développe dans la baie d’Hudson, et dans l’expérience C (fig 7.15f), cet ice stream draine suffisamment de glace pour séparer deux dômes sur le Keewatin et le Québec.

Nous avons vu à la section que précédente que GRISLI avait du mal à déglacer en particulier dans les régions froides, comme le Nord de la Baie d’Hudson et la mer de Kara. Nous avons donc modifié des paramètres décrivant l’hydrologie et le streaming pour tester l’impact de la dynamique.

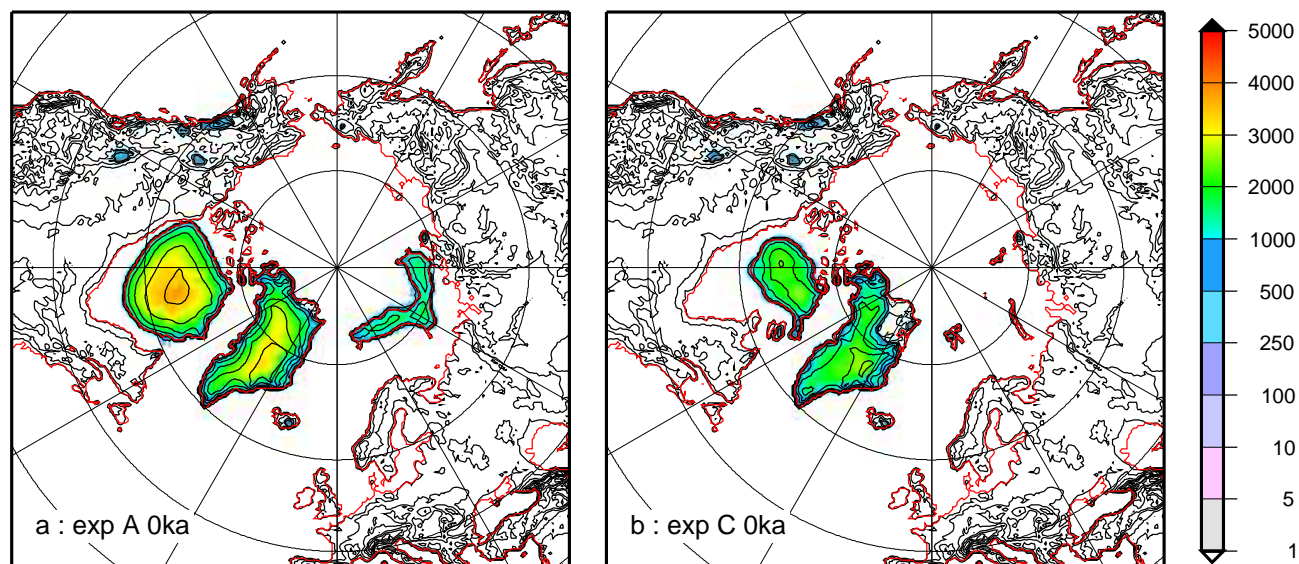


FIG. 7.16: Calottes de glace à la fin des expériences A (sans ice streams) et C (la plus dynamique).

Les expériences A, B et C montrent que plus une calotte est dynamique (vitesses élevées et streaming) plus elle déglace. La figure 7.16a montre une extension encore assez

importante à 0 ka (soit 6000 ans après la disparition attendue de la glace). Il reste en particulier très peu de glace à la fin de la déglaciation de l'exp. C. qui était la plus dynamique. Quand l'écoulement devient important, l'épaisseur de la glace diminue, et la surface est donc moins élevée. Les températures en surface augmente, et une rétroaction positive due à l'ablation accélère la déglaciation.

7.6 Discussion

Les expériences présentées dans ce chapitre permettent d'illustrer les capacités du modèle GRISLI à modéliser les anciennes calottes de l'hémisphère nord et en particulier leur dynamique. Dans la mesure où nos simulations ont des défauts redhibitoires (comme de ne pas déglacer complètement) nous passons d'abord en revue divers aspects de cette modélisation pour en tirer les points positifs mais aussi les manques dont la correction permettrait d'améliorer les simulations.

7.6.1 La dynamique

En choisissant un critère adéquat pour la localisation des ice streams, GRISLI reconstruit des calottes assez dynamiques, et de nombreux fleuves de glace apparaissent autour de la Laurentide, en particulier au Sud et entre les îles de l'archipel canadien. Un ice stream très puissant, qui s'initie dans la Baie d'Hudson, s'écoule dans le détroit d'Hudson à des vitesses jusqu'à un kilomètre par an (figure 7.15), notons que *Tarasov and Peltier* (2004) proposent des vitesses jusqu'à 20 km/a. Ces ice streams aplatissent la calotte, comme le suggère la géomorphologie.

Dans cette nouvelle version de GRISLI, la position des ice streams ne dépend que de la hauteur d'eau basale, et il serait souhaitable de tenir compte du rôle des sédiments sous-glaciaires. Comme on l'a vu au chapitre 3, les sédiments sont susceptibles de se déformer et sont responsables de la majorité de l'écoulement des fleuves de glace. Des cartes de sédiments existent et ont déjà été appliquées à la modélisation de la Laurentide, mais pas avec le type de traitement d'ice streams que nous avons.

A notre grande déception, GRISLI ne s'est pas révélé capable de reproduire des évènements

rapides tels que les surges, et par conséquent des Heinrich Events. Les modèles de glace qui ont reproduit des oscillations (*Calov et al.*, 2002) sont basés sur l'approximation de la couche mince et ont imposé des coefficients de glissement produisant des vitesses extrêmement rapides. Ils ont de plus dû utiliser une très fine résolution temporelle. Dans des expériences dédiées à ce phénomène et avec des conditions similaires (sédiment et petit pas de temps) GRISLI reproduit également des oscillations dans l'écoulement des ice streams (Ritz, communication personnelle) en sortant de l'approximation de la couche mince (ce qui à notre avis est beaucoup plus réaliste). Quelques améliorations dans la compréhension des mécanismes en jeu, puis dans leur modélisation (problème d'instabilité numérique) permettront certainement des avancées notables.

Dans nos simulations, une des raisons de ne pas avoir d'évènements rapides serait donc l'absence d'une carte de sédiments (c'est la différence socle dur-sédiments qui semble la clé) et l'utilisation d'un pas de temps trop long pour capturer la rétroaction positive température basale / glissement / chaleur produite.

Nous pourrions aussi incriminer la stabilité du motif d'anomalie en température et supposer que la variabilité observée des paléo-calottes est due aux rétroactions climatiques qui modifient les précipitations et les températures, et faisaient par conséquent évoluer la forme des calottes.

7.6.2 La fusion basale sous les ice shelves

GRISLI n'a pas de problèmes majeurs pour simuler l'avancée de glace dans les parties marines, grâce aux ice shelves. Sur ce plan là, l'utilisation d'un vrai modèle d'ice shelf est plus rigoureux et efficace que les paramétrisations utilisées par les autres auteurs. Cependant l'inconnue majeure concernant ces parties flottantes est la fusion à la base de la glace, causée par les échanges de chaleur avec l'océan. Dans cette étude nous avons considéré une fusion homogène mais régionale pour la fusion basale. Nous avons aussi regardé l'impact de la fusion basale, soit par une augmentation, soit par une variation temporelle. Il ressort de cette étude qu'une forte fusion basale limite l'avancée des calottes vers la mer. Par contre GRISLI a beaucoup de mal à déglacer les parties marines. Lorsque

le climat se réchauffe, les calottes se rétractent et n'ont plus de parties flottantes Il y a plusieurs possibilités :

- Soit nous avons sous-estimé l'amplitude de la fusion basale à la ligne d'échouage, ce qui est plus qu'envisageable vu les observations en Antarctique. En effet nous avons utilisé dans ces expériences une fusion basale homogène, et à peine plus forte à la ligne d'échouage (mutipliée par le nombre de mailles voisines flottantes). Un autre fait est que les marées jouent un rôle important à la ligne d'échouage et sous les ice streams. *Arbic et al.* (2004) ont montré, en tenant compte des changements de topographie que les marées étaient particulièrement fortes en mer du Labrador au LGM. Ces marées, au même titre que la fusion basale, ont pu jouer un rôle dans l'activité de l'Hudson ice stream.
- Soit, s'il est prouvé que la fusion basale à la ligne d'échouage n'est pas assez efficace, il faudra en plus appliquer un taux de vèlage au front, comme il est observé sur les glaciers à bords marins (voir au chapitre 2, et les travaux de *Vieli et al.* (2001))
- Soit enfin les ice streams ne sont pas assez actifs et ici encore les sédiments pourraient jouer un rôle.

7.6.3 La méthode de forçage

Dans nos expériences nous avons utilisé deux différents index climatiques α_{CLIM} . Les variations de volume au cours du cycle pour quelques expériences clés (G1,I1 et IA4) sont présentées en comparaison de l'observation du niveau des mers à la figure 7.17.

L'index classique basé sur les températures à GRIP crée des variations trop monotones comparées à ce que donne le niveau des mers.

L'index basé sur l'insolation d'été à 65°N apporte au contraire beaucoup d'avantages :

- Premièrement cet index représente le forçage de la glaciation, et ce n'est pas une conséquence observable comme les températures, ce qui est plus satisfaisant d'un point de vue conceptuel, à condition de savoir tenir compte des rétroactions essentielles : dynamique glaciaire, océans, impact des poussières... Il semblerait intéressant également d'y adjoindre un modèle de type conceptuel (*Paillard and Parrenin, 2004*)

- Il apparaît par contre évident que différents mécanismes sont à l'œuvre dans la glaciation et la déglaciation. La méthode devra donc être adaptée pour la déglaciation. Un autre facteur qui peut jouer au cours de la glaciation est la durée des saisons qui n'est pas constante et peut par exemple réduire la saison d'accumulation ou d'ablation (*Joussaume and Braconnot, 1997*).
- Les variations d'insolation provoquent de forts reculs des calottes. Ces reculs sont trop importants et montrent l'importance de la rétroaction due à l'albédo qui rajoute de l'inertie aux calottes.

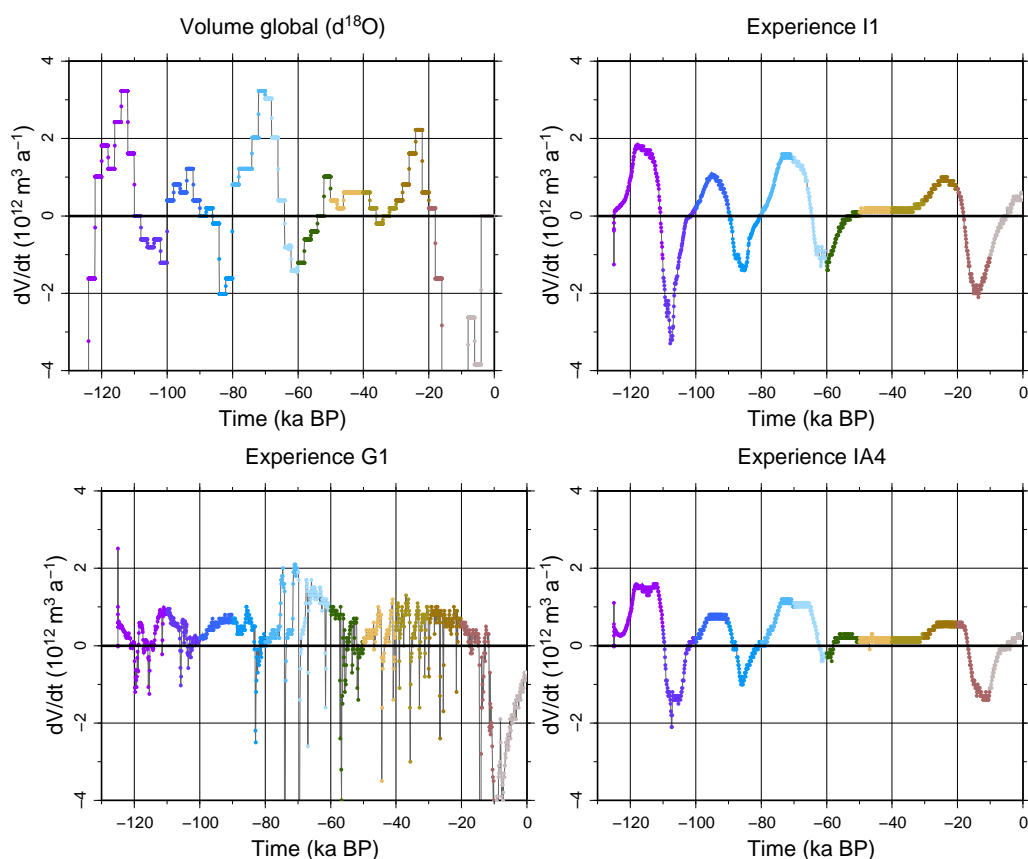


FIG. 7.17: dV/dt au cours du cycle pour le volume observé et les exp G1, I1 et IA4.

Cette méthode demande encore quelques améliorations, car l'albédo semble réduire les précipitations à la surface des calottes. Dans ce chapitre, nous n'avons pas regardé l'impact des variations de précipitations, et il serait important de tester à quelles conditions nous sommes capables de reproduire les variations de volume observées dans le

niveau des mers.

Cette méthode suggère finalement plusieurs pistes pour améliorer les forçages par GCMs, et nous proposons une expérience sur l'Eurasie dans le prochain, et dernier chapitre.

7.6.4 Perspectives

Les expériences présentées dans ce chapitre constituent un travail préliminaire pour développer une méthode inverse afin d'estimer les paléoclimats à l'aide d'un modèle de glace.

La méthode précédente pourrait premièrement être utilisée pour tester quelques hypothèses sur les paléoclimats

- Par exemple pourquoi la calotte Eurasiennne s'est elle déplacée vers l'Ouest au cours de la glaciation (*Svendsen et al.*, 2004). Une explication classique est qu'au fur et à mesure que la calotte Scandinave grossissait, elle coupait les précipitations à l'Est. Cette hypothèse pourrait être testée en appliquant un seuil sur la taille de la calotte Scandinave.
- De même l'apparition de la calotte Cordillère est très tardive pendant la glaciation ($> 30kaBP$) et des auteurs suggèrent que cette calotte est apparue quand la Laurentide était assez haute pour diviser le courant jet et renvoyer les précipitations sur les Rocheuses canadiennes.

La méthode inverse que nous avons imaginée, mais qu'il faudrait plus de temps pour développer, consiste à retrouver les conditions climatiques en adéquation avec l'extension (et le volume) des calottes observées :

- Dans cette méthode, on pourra considérer les secteurs longitudinaux précédents. Ce qui fait environ 10 secteurs. On peut estimer pour chaque bande le climat nécessaire à une avancée (ou un recul) des calottes qui soit compatible avec les données géomorphologiques.
- Pour tenir compte des variations en latitudes il pourrait être intéressant de considérer les variations d'insolation par bande de latitude, et aussi la durée des saisons.
- On considère des pas de temps, par exemple 1000 ans, pendant lesquels on applique un forçage par secteur. On considère plusieurs scénarios : le critère de validité est

donné par le volume total des calottes.

- On reconstruit ainsi l'anomalie au cours du temps pour chaque secteur qui donnerait 10 index climatiques locaux.

Comme on peut le constater, cette méthode demande encore des améliorations conceptuelles, et le développement d'un dispositif expérimental.

Chapitre 8

La Calotte Eurasienne il y 90 000 ans

8.1 Introduction en français

L'application de GRISLI aux calottes de l'hémisphère Nord au chapitre précédent a montré la capacité du modèle à avancer dans les parties marines. Par contre nous avons vu qu'il reproduit difficilement les variations rapides du volume des calottes à moins d'être forcé par l'insolation.

Nous avons donc décidé de nous intéresser en particulier à la Fennoscandie, car le domaine d'étude réduit permet d'effectuer nombreuses expériences. Cette calotte a aussi la particularité d'être en partie marine, avec un socle en mer de Kara et de Barents sous le niveau des mers, et d'avoir connu des événements glaciaires courts, en particulier dans les premières phases de la glaciation.

Krinner et al. (2004) avaient reconstruit le climat de l'Eurasie à 90 ka BP, s'intéressant plus particulièrement à cette période car de grands lacs pro-glaciaires s'étaient alors formés au sud des calottes. Nous avons choisi de simuler les calottes glaciaires qui se sont développées à cette époque.

Cette étude nous a permis d'étudier la dynamique de la calotte pendant l'englacement puis pendant son déclin. Et de regarder en particulier un aspect plus exotique qu'est celui de la rétroaction des grands lacs pro-glaciaires sur l'englacement des calottes de glace :

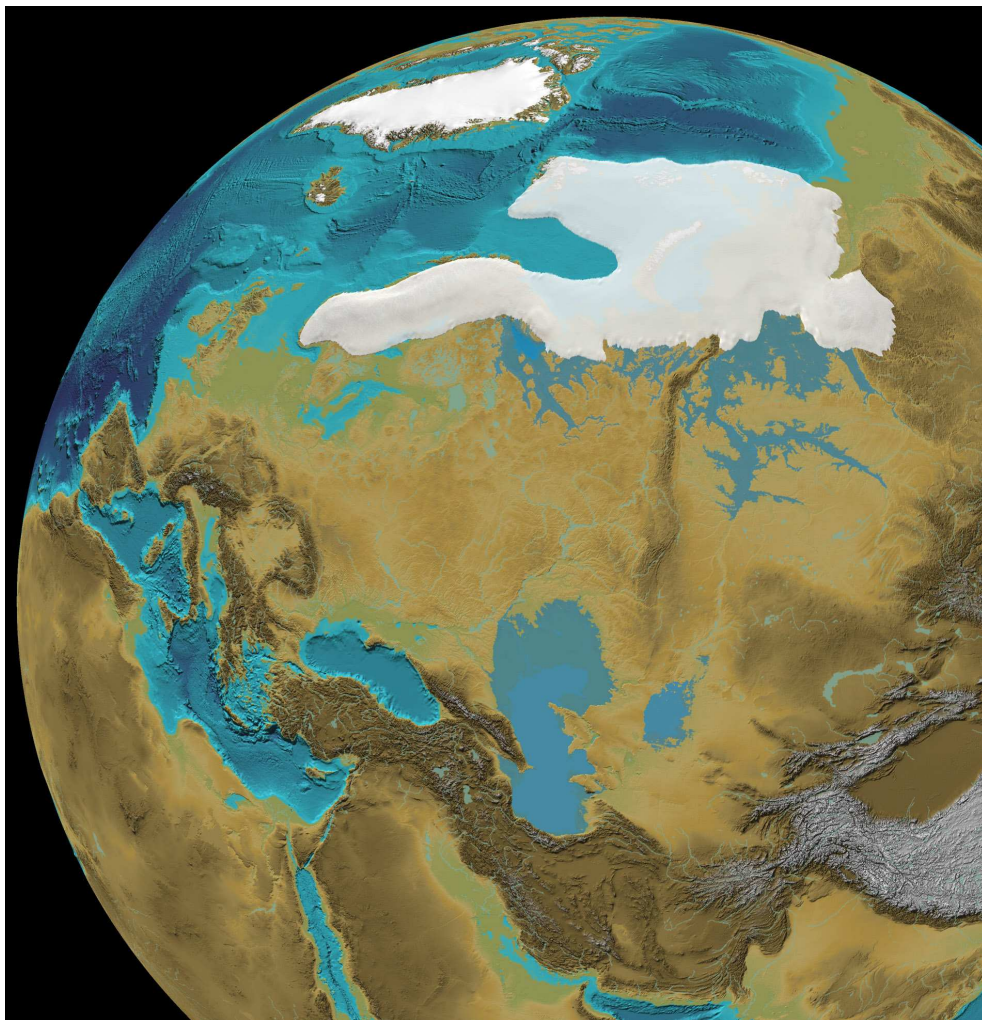


FIG. 8.1: Image de la calotte Fennoscandienne et de ses lacs pro-glaciaires vers 90 ka BP. Image de M. Jakobson, pour l'article de Krinner et al. (2004).

article soumis à *Climate of the Past*.

Modelling the Early Weichselian Eurasian Ice Sheets : role of ice shelves and influence of ice-dammed lakes

V. Peyaud and C. Ritz and G. Krinner

Abstract

During the last glaciation, a marine ice sheet repeatedly appeared in Eurasia. The floating part of this ice sheet was essential to its rapid extension over the seas. During the earliest stage (90kyr BP), large ice-dammed lakes formed south of the ice sheet. These lakes are believed to have cooled the climate at the margin of the ice. Using an ice sheet model, we investigated the role of ice shelves during the inception and the influence of ice-dammed lakes on the ice sheet evolution. Inception in Barents sea seems due to thickening of a large ice shelf. We observe a substantial impact of the lakes on the evolution of the ice sheets. Reduced summer ablation enhances ice extent and thickness, and the deglaciation is delayed by 2000 years.

8.2 Introduction

The last glacial period witnessed the growth and decay of a large ice complex over the North Eurasia. Geological evidences suggest that the first glacial event occurred around 90 ka BP. This glaciation was probably due to a low insolation during summer and an increase in snowfall (*Ruddiman and McIntyre, 1981; Jackson and Broccoli, 2003*). In this paper we focus on the Early Weichselian in Eurasia (MIS5b ~90 ka BP), as this short event started and finished with almost ice free conditions and can be treated independently of the rest of the glaciation.

At that time, a large ice sheet covered the Barents and Kara seas from the continental-shelf edge, where it leaned against the Arctic archipelago, to the south of the present Siberian coast. This ice sheet was mostly marine, that is, its base was below sea-level. Therefore, the Barents-Kara ice sheet was most probably unstable and very sensitive to oceanic influence, similar to the West Antarctic ice sheet today (*Oppenheimer, 1998*). Thus, the role of the floating part (ice shelf) might have been essential during its inception and disintegration.

According to the conclusion of the QUEEN project (*Svendsen et al., 2004*), the Barents-Kara ice sheet was coalescent with an ice dome located over Scandinavia on the West, and with the Putorana ice cap on the East (see figure 8.2). This ice complex put up a dam that stopped the northward drainage of Siberian rivers. The large ice-dammed lakes created south of the ice were shown to have cooled regional summer climate (because of their large heat capacity) and modified precipitation (through mesoscale atmospheric feedbacks) (*Krinner et al., 2004*). These effects reduced the ablation and thus were inferred to favour ice sheet growth. To complement the study by *Krinner et al. (2004)*, which discussed the impact of ice-dammed lakes on climate, we want to investigate in more detail the lakes influence on the ice sheets.

To this end, we use a numerical ice sheet model to reconstruct the geometric evolution of the ice sheet. This model features ice shelves as well as grounded ice and allow us to test different assumptions for the glaciation of this area. In contrast to previous studies using a calving parameter to determine the limit of grounded ice (*Zweck and Huybrechts, 2005; Siegert et al., 2001*), we applied for the first time a model of grounded and floating ice to a whole northern ice sheet.

We describe briefly the ice sheet model and the climate forcing, adapted from *Krinner et al. (2004)*. Then we discuss the mechanism of the marine ice sheet inception and waxing. We present different reconstructions taking (or not) into account the impact of the ice-dammed and discuss their plausibility.

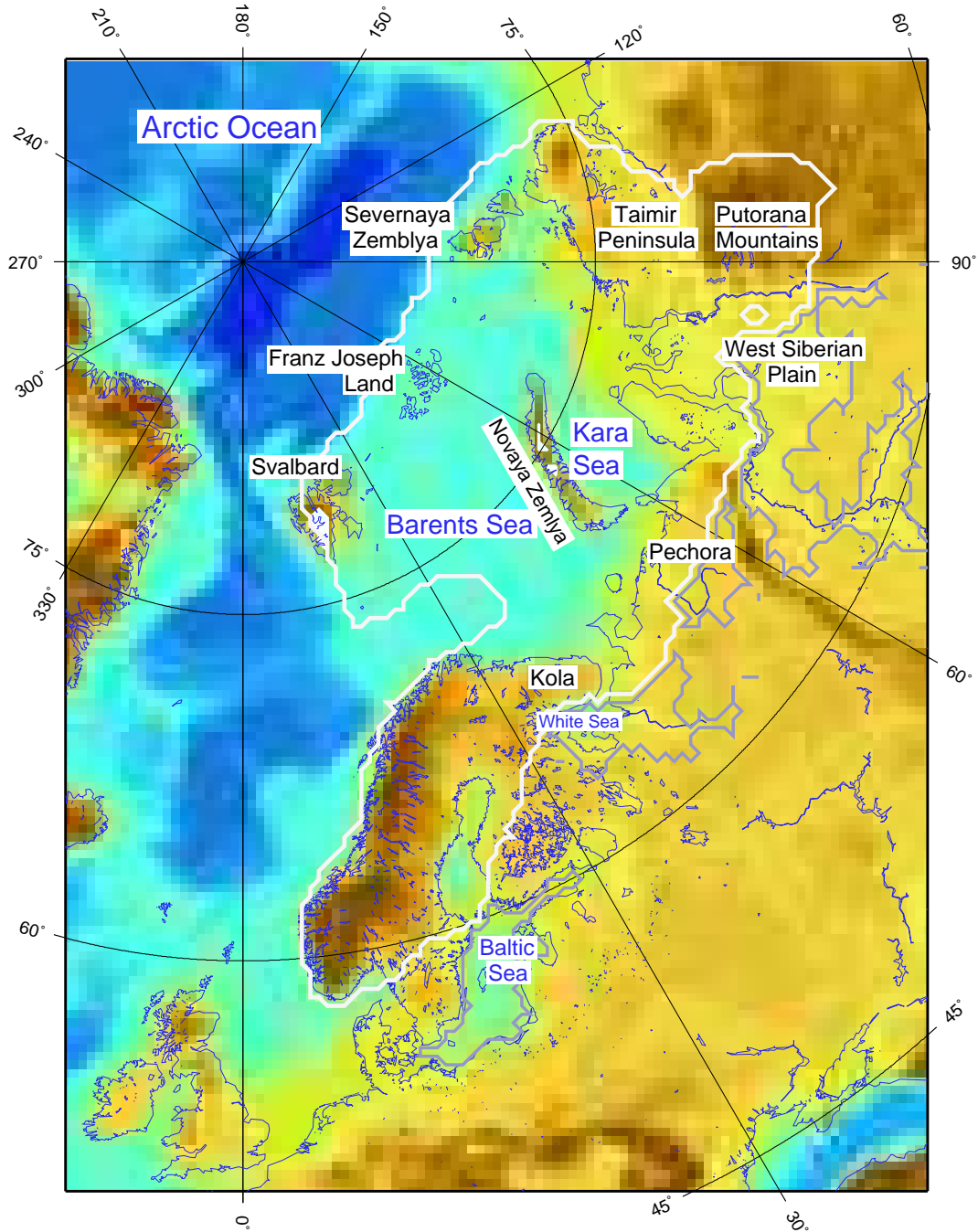


FIG. 8.2: Site map with names used in the text. The limit of the QUEEN ice sheet reconstruction is pictured in white, The extent of ice dammed lakes with a thick blue line. Present day coast and rivers are pictured with a blue thin line. The coast line, with a sea level drop of -50 m, is depicted in red.

8.3 Experiments

8.3.1 Ice Sheet Model Description

We used the GRISLI ice sheet model (ISM) to reconstruct the ice sheet topography during the 90ka BP glacial event. GRISLI simulates the dynamics of grounded ice as well as ice shelves and ice stream regions. Inland ice deforms according to the stress balance using the shallow ice approximation (*Morland, 1984; Hutter, 1983*). Ice shelves and dragging ice shelves (ice streams) are described following *MacAyeal (1989)*. This 3D model has been developed and validated over Antarctica by *Ritz et al. (2001)*. A comprehensive description of the model is given by these authors. We therefore simply present recent improvements :

- i- Thermomechanical coupling was extended to the ice shelves and ice streams. Ice viscosity – depending on the temperature field — is integrated over the thickness.
- ii- Basal drag under ice streams is related to ice velocity ($\tau_b = \beta U$). The factor β depends on the effective pressure N : $\beta = -cf * N$, where cf is constant.
- iii- We compute basal water drainage with a Darcian flow into a sediment layer. The thickness of the sediment layer is set to the *ad-hoc* value of 50 m. This description is too simplistic to account for the real basal processes. Nevertheless Darcian flow allow us to catch the drainage patterns.
- iv- Location of the ice streams is determined by the basal water head. Ice stream regions correspond to areas where the sediment layer is saturated.
- v- Ice shelf fronts are determined using a Lagrangian scheme. This scheme follows ice thickness between the grid points immediately upstream of the front and the grid points on the front. Calving is deemed to occur when the ice front thickness decreases below 150 m. This corresponds to the thickness of most observed ice shelf fronts. Oppositely, if the Lagrangian scheme forecasts that the front will exceed the threshold thickness, no calving occurs, even if the front is presently too thin. Ice shelf front position changes at each time step and appropriate boundary conditions, adapted from *Rommelaere and Ritz (1996)* and *Ritz et al. (2001)*, are applied for the different front configurations.

8.3.2 Input maps

We assume that the initial bedrock was similar to present. Since no large glaciation is known in this area between the Saalian (140,000 years ago) and 90 kyr BP (*Svendsen et al.*, 2004), no isostatic effects should deform the bedrock. Bedrock elevation and bathymetry is given by the ETOPO2 dataset. Isostatic response is described by the ELRA (for elastic lithosphere-relaxed asthenosphere) method (*Le Meur and Huybrechts*, 1996). This deflection is partly responsible for the formation of ice-dammed lakes and will be discussed. We apply a heterogeneous geothermal heat flux from *Shapiro and Ritzwoller* (2004).

8.3.3 Climate forcing

8.3.3.1 AGCM climatic fields

In order to reconstruct the Eurasian Ice Sheet during the 90 kyr event, we adapted climates reconstructed by *Krinner et al.* (2004). These authors used the LMDZ3.3 (Laboratoire de Météorologie Dynamique, CNRS Paris) stretched-grid atmospheric general circulation model (AGCM) to investigate the Eurasian climate around 90 kyr before present (BP). They carried out three simulations, a present-day reference (henceforth GCM-P) and two simulations for 90 kyr before present (BP). One included ice-dammed lakes (GCM-LA), the other did not (no lakes, or GCM-NL). Eurasian precipitations and summer (JJA) air temperatures at two metres above the surface are shown in figure 8.3.

Compared to the present day climatology, the simulated climate for the present (GCM-P) gives appropriate temperatures, but precipitation is overestimated by more than 60% over the Eurasian continent, as stated by *Krinner et al.* (2004).

The simulated surface air temperature anomaly at 90 ky BP (difference to the present-day climate) is strongly negative over the ice sheets and the oceans. This is caused by the prescribed SSTs, ice sheet extent (albedo and topography), and lower greenhouse gas (GHG) concentrations. However ice-free continents are warmer at 90kyr during summer (JJA). The 90 ka simulation are performed with a summer (JJA) insolation (496 W.m^{-2} at solstice) higher than at 0 kyr; this overcompensates for the cooling induced by lower GHG concentrations, sea surface temperatures and adjacent ice sheets. This warming is

confined south of the ice sheet ; on the ice sheets, the cooling effects of high snow albedo and surface elevation are preponderant. Precipitation is higher than at present in the 90 kyr simulations, especially over the Scandinavian mountains, the Barents Sea and around the Siberian coast (see figure 8.3).

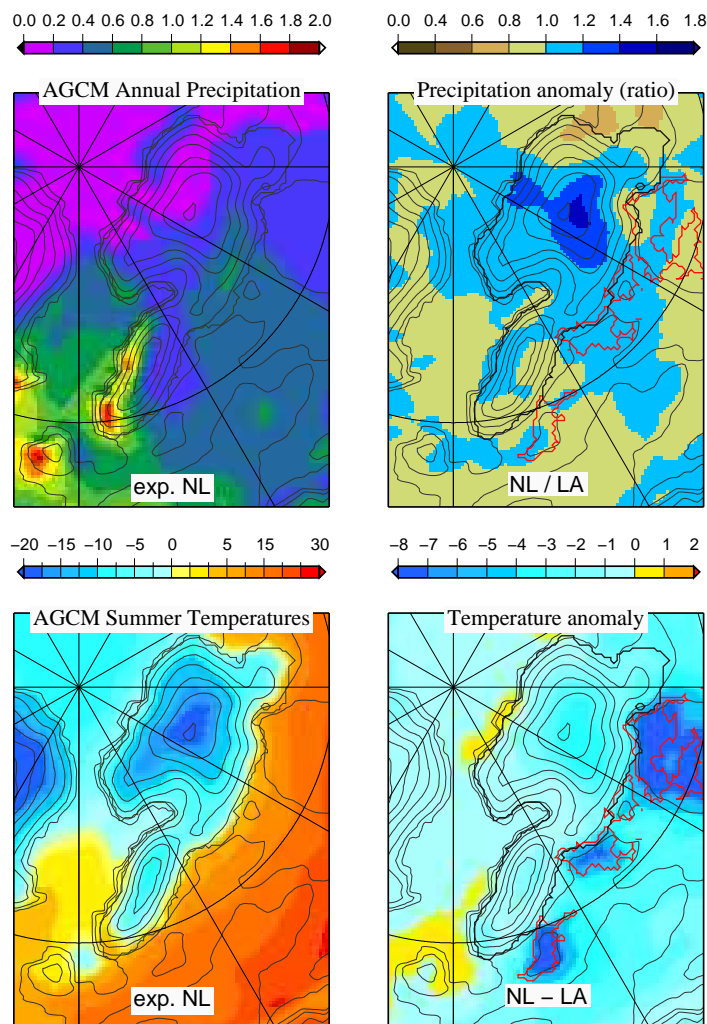


FIG. 8.3: AGCM climat at 90ka without lakes (GCM-NL) **On the left**) on top : precipitation ($m.a^{-1}$) and summer temperature in $^{\circ}C$ (average from June July and August,) on bottom. **On the right**) anomaly between climate for (GCM-NL) and (GCM-LA) reflecting the influence of the lake : ratio of precipitation and temperature differences. The QUEEN ice sheet and lake extent are depicted with a black and red line.

8.3.3.2 Surface mass balance of the ISM

We use the AGCM air temperature and precipitation to reconstruct the climate at the surface of the ice sheet model following *Charbit et al.* (2002). The significant difference with respect to that work is that we apply AGCM climate directly to the ISM surface instead of the relative differences between 90 kyr and control (P) climate. In this work, the imposed surface climate is driven by summer insolation. Using the AGCM simulation, we derived synthetic climatic snapshots to force the ISM at the warm (initial and final) and cold periods. The climate forcing evolves from warm to cold conditions following the 65°N solstice summer insolation (*Paillard et al.*, 1996) as described in the following.

Temperatures at the ice sheet surface are given by the AGCM air temperature at 2m above the surface. We used the mean annual temperature and the averaged summer (JJA) temperature. Temperature is corrected for altitude changes calculated by the ISM. Vertical temperature gradient is set to $-5^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ during summer and to $-6^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ for averaged annual temperature. These gradients are weaker than in *Charbit et al.* (2002) and motivated by results from observations (*Fortuin and Oerlemans*, 1990) and AGCM simulations (*Krinner and Genthon*, 1999).

We assume that precipitation depends on annual temperature with an exponential law reflecting the saturation water pressure (*Charbit et al.*, 2002). Accumulation is the solid fraction of the total precipitation. Ablation is calculated according to a positive degree day method (*Reeh*, 1991). The melting coefficient have been chosen in order to fit with AGCM ablation at 90 kyr. They are equal to $C_{snow} = 8 \text{ mm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{d}^{-1}$ for snow, and $C_{ice} = 17 \text{ mm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{d}^{-1}$ for ice. The discrepancies between our coefficients and those given by Reeh (3 times lower) are due to our calculation of PDD -assuming a sinusoidal variation of temperature trough the year- that probably underestimates extreme temperatures. A fraction of the melting is likely to refreeze. As in the AGCM (*Krinner et al.*, 2006) this fraction increases as the amount of melting compared to snow fall decreases.

8.3.3.3 Forcing method

The forcing method is presented in the figure 8.4.

We use 4 climate snapshots at 105, 95, 90 and 85 kyr ago adapted from the AGCM simulations. The temperatures and precipitations at any time between these dates is obtained by an interpolation between two snapshots (for instance at 87.5 ka we used the 90 and 85 kyr snapshots) that vary in time with the insolation, as presented below.

The 90 ky BP snapshot is directly given by the AGCM simulations of *Krinner et al.* (2004). To construct the 105, 95 and 85 ky BP snapshots, we assumed that insolation changes are the primary causes of the climatic variations during the period considered. *Siegert et al.* (2001) shows that forcing the climate with insolation allows to build realistic Eurasian ice sheets through the full last glacial cycle. We take the impact of insolation changes into account by three means :

- i- We use a glacial index proportional to summer (solstice) insolation at 65 °N. The climatic conditions vary from initial warm conditions (at 105 ka BP) to cold conditions. The lowest insolation occurs at 95 ka (as presented in the figure 8.4).
- ii- Warm conditions prevail at 105 and 85 kyr ago and the corresponding snapshots are derived from the control (GCM-P) climate.
- iii- At 90 kyr, climate is directly given by the *Krinner et al.* (2004) GCM-NL or GCM-LA climate, as stated before.
- iv- The coldest climate occurs at 95 kyr. It is slightly different from the 90 kyr GCM simulations because of the following considerations : First, tests show that climate given by the AGCM 90 kyr ago allows the maintenance of an existing ice sheet, but hardly glaciates an ice free Scandinavia (not shown). Second, 90 kyr BP AGCM simulations were performed with orbital parameters for 90 kyr ago (*Krinner et al.*, 2004). However, summer insolation did not reach its minimum at 90, but at 95 kyr BP. To estimate the influence of summer insolation and correct the 95 kyr BP snapshot, we used the insolation sensitivity found in the PMIP experiments (Paleoclimate Model Intercomparison Project). In the framework of PMIP, AGCMs reconstructed climatic conditions at several time periods, and in particular at 6 kyr BP and for the present. The 6ka conditions being similar to present except for insolation, we compared simulations performed by 12 selected models participating in PMIP. In average we found that summer temperatures in the northern Eurasian continent between 60° and 70° North and 15° and 60°

East are 1.45°C higher at 6ka compared to present. Given the summer insolation anomaly of 27 W.m^{-2} at 6 ky BP, we infer the influence of summer insolation on surface temperature to be $5.5 \cdot 10^{-2} \text{ K/W.m}^{-2}$ in northern Eurasia. Using this result, we reconstruct the coldest climate of 95 ka by decreasing AGCM 90 ka summer temperatures by 1.5°C .

Oceans are also expected to influence the Eurasian ice sheet and the ice shelves. Heat exchanges melt the base of the floating ice and the sea level controls the floatation criterion and the grounding line position. In our simulations sea level evolution is given by *Shackleton et al.* (1990). The basal melting under Eurasian ice-shelves is our main unknown. We decided to impose a homogeneous basal melting which varies from 2.0 m.a^{-1} to 0.2 m.a^{-1} following the glacial index. In deep sea regions ($< -450 \text{ m}$), very high basal melting (8.0 m.a^{-1}) prevents ice shelf development and is justified by high heat exchanges with the deep ocean.

8.3.4 Experiments

We performed 3 experiments. The first used the AGCM glacial climate without lakes (NL); the second used ACGM climate with lakes (LA). In the LA experiment, the floatation level is spacially variable. When ice dam existed (from 95 to 87 ky BP, see below), we set the floatation level on the lake side to the observed lake altitude. According to *Mangerud et al.* (2004), the West Siberian Lake surface was around 60 metres a.s.l., ice-dammed lakes in Pechora Low land (Lake Komi) and in the White Sea region were linked through a pass, and shorelines lay around 100 m above the sea level. Considering the sea level drop, the Baltic Sea was still linked with the North Sea.

The third experiment (MI) mixes the 2 previous experiments : we applied the no-lake (GCM-NL) climate from 105 kyr until the moment when the extension of the simulated ice sheet leads to the formation of ice-dammed lakes. At this date, we switch to glacial climate with lakes (GCM-LA). When lakes drained into Arctic ocean as a consequence of the simulated ice sheet decay, we switch back to the no-lake climate until the end of the experiment.

8.4 Results

First we present the evolution of ice sheets for the 3 experiments and the differences induced by ice-dammed lakes. Then we describe the ice sheet dynamics through the experiment MI.

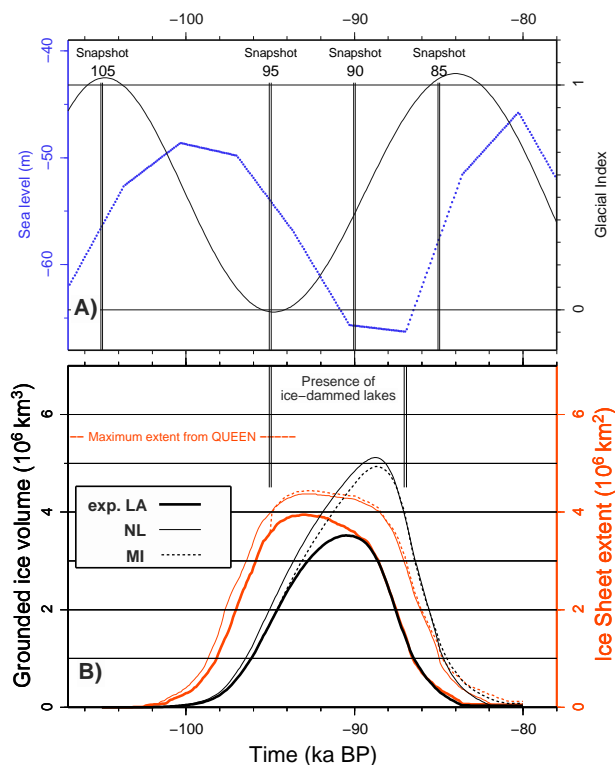


FIG. 8.4: **A)** Forcing method : 4 climatic anomaly snapshots adapted from the AGCM are applied at 105, 95, 90 and 85 ky BP. The climatic anomaly applied at the ISM surface evolves between the snapshots according to a glacial index (summer insolation at 65°N). Climate is colder when glacial index is 0. Sealevel variation are plotted with a blue dotted line Shackleton et al. (1990). **B)** Variation with time of ice sheet volume (black lines) and extent (orange lines) for the 3 experiments.

8.4.1 Influences of lakes

Timing

The evolution of the ice sheets in the three experiments is drawn in the figure 8.4. The experiments present approximately a similar timing with a maximum extent at

the coldest period (95 kyr BP), and a maximum volume correlated with sea level drop -which reflects the real global (eustatic) ice volume-.

In both experiments NL and LA, ice appears around 100 kyr BP and expands until 94 kyr BP. In the NL ice retreats as soon as summer insolation starts to increase while the presence of ice-dammed lakes maintains a large extent. This allows ice to thicken much longer in the LA and the maximum ice sheet is 1.5 times bigger in volume. The presence of lakes also delays maximum volume and the deglaciation by 2 kyr.

The maximum volume is reached around 89 kyr BP in the LA experiment. Figure 8.5 depicts the two ice sheets (LA and NL) at that date. The ice-dammed lakes maintain a large extent of the LA ice sheet until this date. In the LA experiment, ice expands further south and the junction between Scandinavia and Barents ice sheets is stronger. The ice is thicker (up to 200% in Barents Sea).

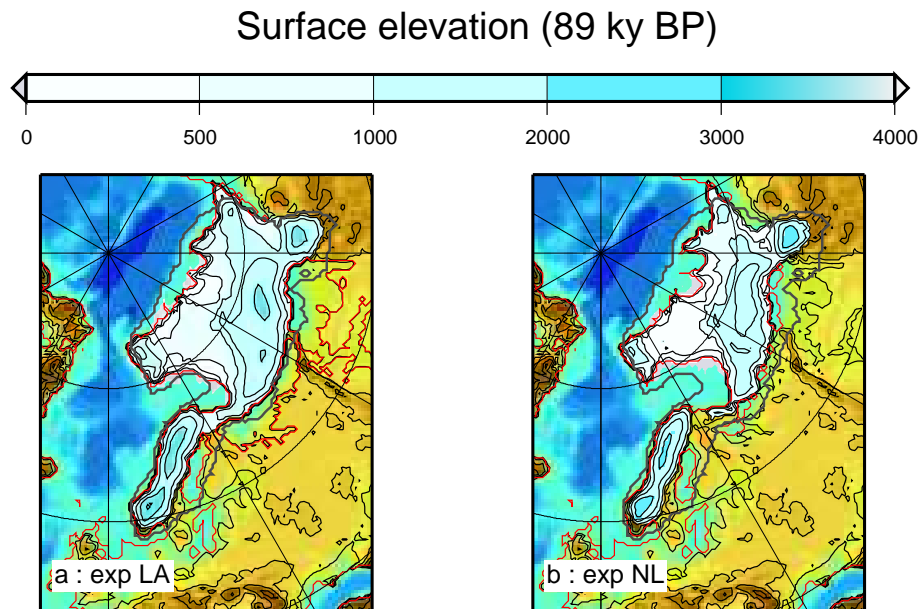


FIG. 8.5: A : Reconstructed ice sheet for the LA and NL experiments. Snapshot at 89 kyr BP, close to the maximum ice volume.

According to our simulations, lakes appear early on the Siberian plains when the passage between Novaya Zembyla and Ural closes. Ice-dammed lakes in Pechora Low land (Lake Komi) and in White Sea appear when the Scandinavian and Barents ice

sheets coalesce. Oppositely lakes disappears when the ice dams break. The timing of the lakes in simulations NL and LA is given in the table 8.1. To perform the mixed (MI) experiment, we start as the NL because the lakes did not exist during the inception. Ice dammed lakes appears around 95 kyr BP (table 8.1). We suppose that water from snow melt and rivers rapidly filled the lakes and by consequent rapidly changes the climate. Thus we switch to (GCM-LA) climate at that time. Lakes influence the climate until ice-dams recede which occurs at 87 kyr BP in the mixed experiment (as in LA). We expect the MI experiment to be the most realistic and enlight the dynamical effect induced by lake appearance and disappearance.

Experiment	NL	LA
Siberian Lakes	96-97 to 88.6 ky BP	97-96 to 87.5 ky BP
White Sea	96 to 87 ky BP	95.4 to 86.5 ky BP

TAB. 8.1: Possible timing of ice-dammed lakes in experiment NL and LA. These date are obtained by visual interpretation of ice-dam formation between Ural and Novaya Zemlya for West Siberian Lakes, and between Barents ice sheet and Kola Peninsula for the White Sea.

MI experiment

In the MI experiment (figure 8.4), lakes begin to influence the climate at 95 kr. In response to this switch, ice extends immediately and the volume rises at the same rate as in the LA experiment. During the deglaciation, when lakes are switched off, ice decay seems unaffected : the volume and extend are similar in the MI and the LA experiments. We conclude that lakes enhance the ice sheet inception and build-up. However, ice sheet decays is sensitive to the ice sheet volume and a huge ice sheet delays the deglaciation but the higher ablation (after lakes are swiched off) has no sensitive impact.

We tested the impact of floating of the ice over the lakes (lake surface is set at 60m asl. on Siberian plain and 100m asl for Lake Komi and the White Sea. This does not influence the ice sheet because it is too thick to float. Only high basal melting ($> 2 m.a^{-1}$) at the grounding line has a significant effect (northward retreat of the ice). Nevertheless observed calving rates in freshwater are usually low (*Vieli et al.*, 2001), thus we did not

investigate this any further.

8.4.2 Description of the dynamics of ice in the mixed (MI) experiment

As presented in figure 8.6, inception occurs in the Arctic archipelago, on highlands (Scotland, Scandinavia, Putorana) and over the Siberian plain (8.6a). By 98kyr BP fringing ice shelves around Novaya Zembyla and Siberia join on Kara Sea (8.6b). Soon after, ice grounds in this area that will become the center of mass of the future ice sheet (8.6c). Between 97,000 and 96,500 years BP (8.6c-e), while basal melting below the ice shelves decreases and surface mass balance increases, unconfined ice shelves spread over from the coast and islands. This floating ice encounters islands and grounds on shallows. The resulting longitudinal stresses backforce slow down the upstream ice and enhance ice shelf thickening. When ice covers the Barents Sea (i.e. ice shelves from Spitsberg, Franz Joseph Land and Novaya Zembyla coalesce) the buttressing effect confines the whole area, and ice grounds between 96 and 95 kyr BP (8.6e-f).

Maximum extent is reached after 95 kyr BP and remains stable during several thousands of years. The ice sheets reaches its maximum volume around 89 ka ago (figure 8.5a). The velocity field presented in figure 8.8 shows slow ice in Siberia, where the bed stays frozen. Enhanced by high accumulation, an elevated ice ridge appears on the south of the ice sheet. In areas where ice shelves grounded, velocities stay high and ice streams appears in the topographic troughs. A particularly long ice stream develops on Kara sea, along Novaya Zemlya down to St. Anna trough. This stream causes a saddle that separates two domes on the ice sheet ridge. The high discharge rates of the Barents Sea leads to a very flat ice sheet. Its thickness never exceeds 2000m.

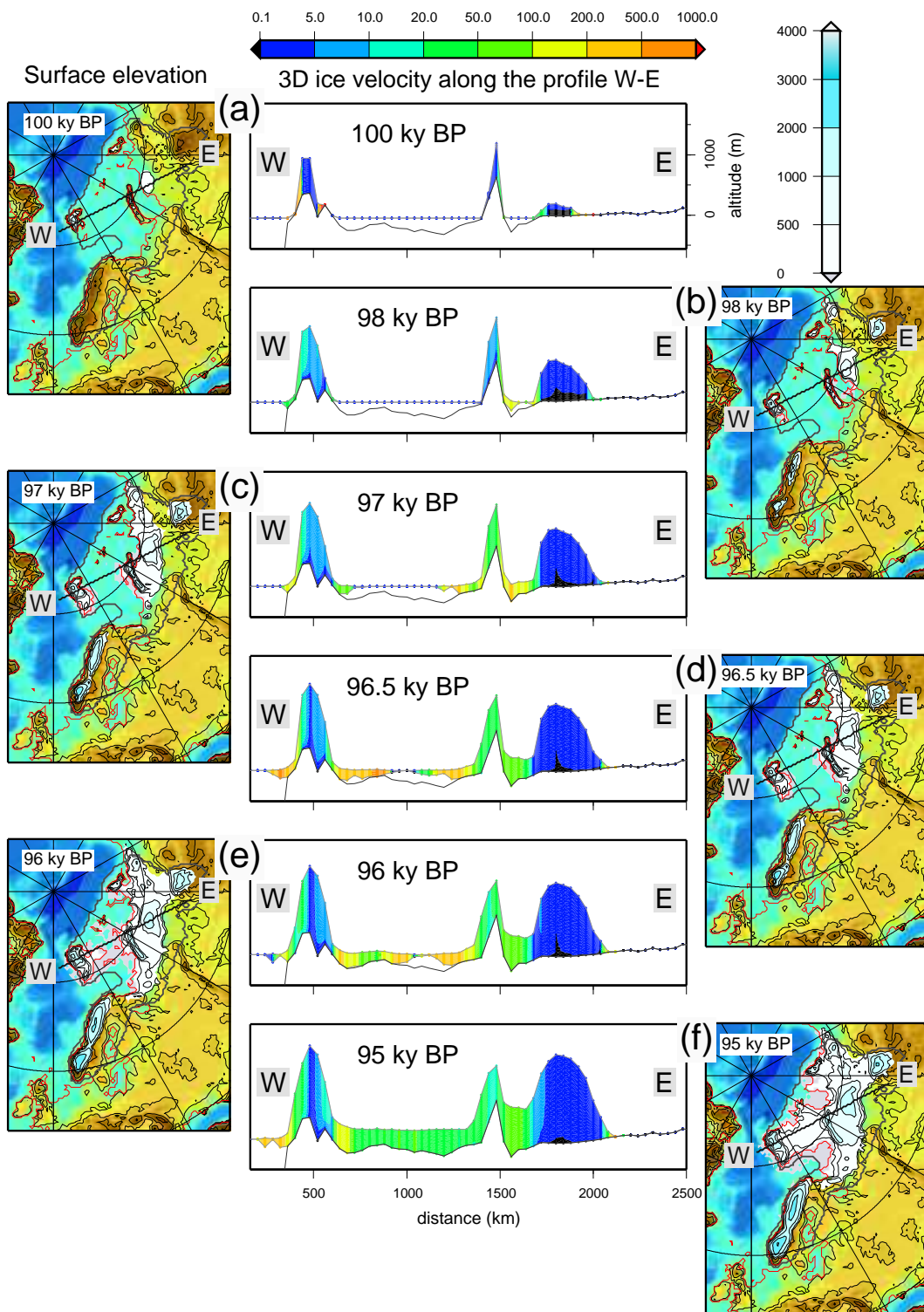


FIG. 8.6: 6 snapshots during the MI inception. At each time, ice sheet surface elevation and ice velocity (m/a) along the profile W-E are presented (central boxes). Grounding line is pictured in red, ice shelves surface is in grey (elevation < 0 m). These snapshots focus on the role of the floating part. (ice shelves surface elevation in grey).

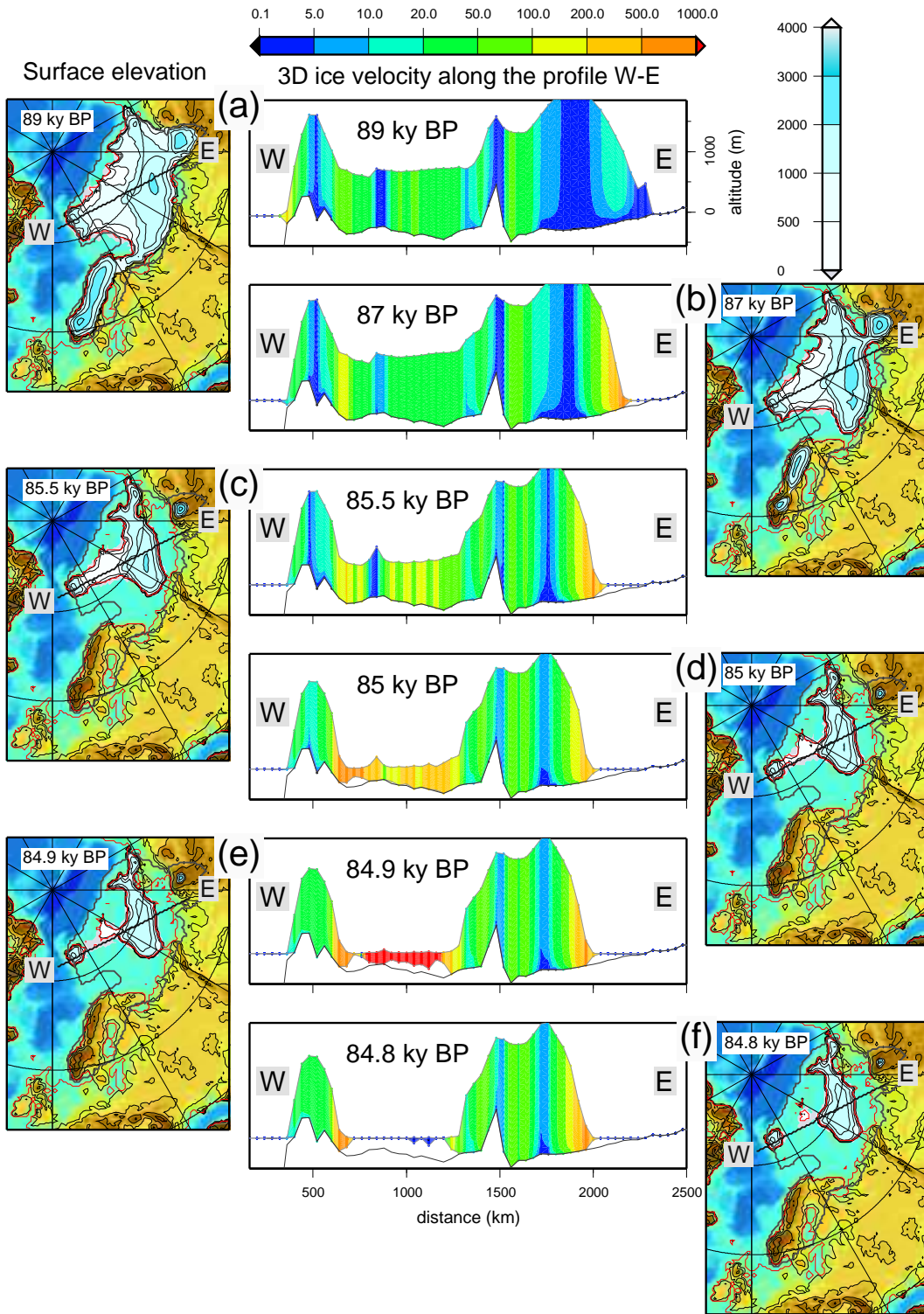


FIG. 8.7: Snapshots during the deglaciation in the MI experiments. At each time ice sheet surface elevation and ice velocity (m/a) along the profile are presented. The Barents ice sheet break off occurs within a few centuries.

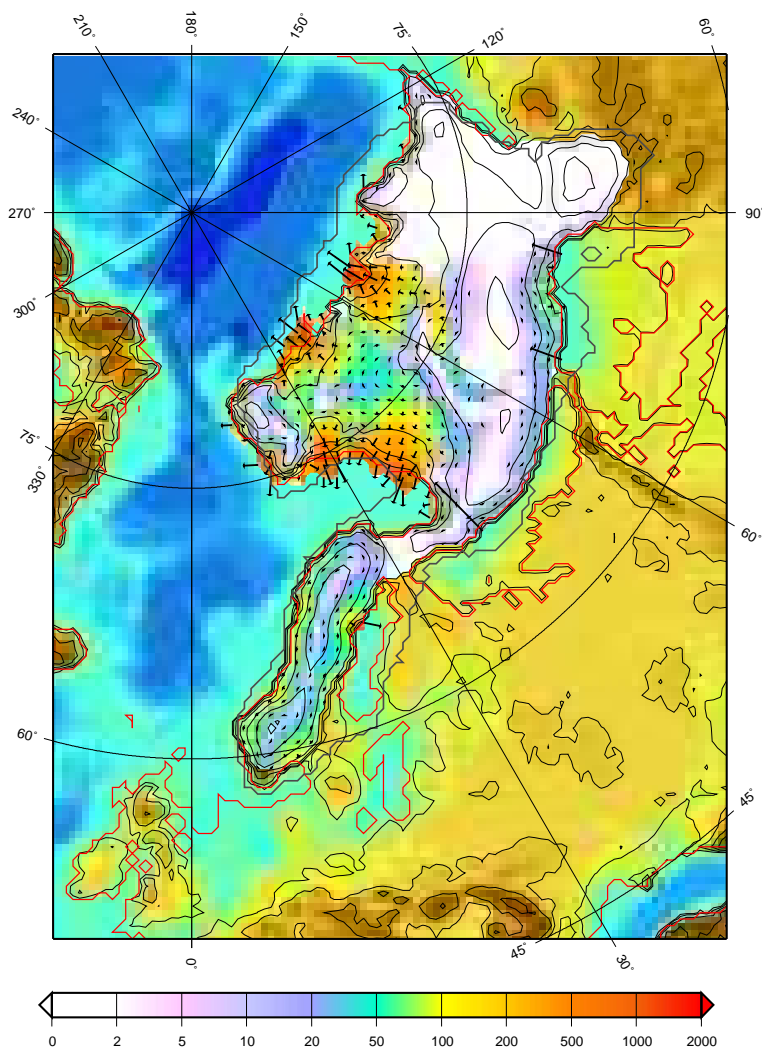


FIG. 8.8: *Horizontal ice velocity of experiment MI 89 kyr BP, close to the maximum ice volume. Kara sea is covered by a high slow moving ice dome. Barents Sea presents large ice streams in the topographic troughs.*

During the deglaciation, presented in the figure 8.7, the Barents and Scandinavian ice sheets split at 88 ka BP. The ice recedes to the North and the East. More stable features are the Kara ice sheet and another ice sheet North of Barents Sea leaning on Spitsberg, Franz Joseph Land and Novaya Zembyla (8.7b). This last feature disintegrates within two hundred years between 85 and 84.8 kyr BP (8.7c-f). As ablation increases, ice thins to its flotation limit. When ice starts to float, high basal melting appears and the ice shelf therefore thins more rapidly. Furthermore, longitudinal stresses decrease and

the upstream grounded ice accelerates. The snapshot at 85 ky BP (8.7d) captures the moment when bulk of the ice sheet start to float, the ice is unconfined and velocities rises up to several thousands of meter per year. After this catastrophic break off, ice is constrained within Arctic islands where it slowly recedes to ice free conditions (8.7f).

8.5 Discussion

8.5.1 Temporal evolution of the climate forcing

The temporal evolution of the climate forcing is a critical input for the ice sheet model. Unfortunately, AGCM climate forcing was only available for 90 kyr BP and for the present. This led us to reconstruct intermediate climate states as a function of the available baseline climates and of orbitally driven summer insolation anomalies. To a certain degree, our forcing method thus allows to test the hypothesis that the Early Weiselian glacial event is driven by orbital summer insolation variations. As the ice sheet model does indeed reproduce the ice sheet growth and decay in a fairly plausible manner, this seems to confirm the assumption of a major role of the orbital forcing. However, our forcing method neglects the fact that the season lengths also depend on the orbital parameters (*Joussaume and Braconnot, 1997*); Precessional orbital variations (the 20kyr band) are such that a summer insolation maximum is coincident with a minimum of the length of that season. Here we only assumed changes of summer (JJA) temperature according the summer solstice insolation (60°N). It would be preferable take into account variations of season lengths in calculating the monthly and thus annual surface mass balance.

8.5.2 Ice sheet extent

Experiments MI and LA yield a huge ice sheet, in agreement with the QUEEN reconstruction (*Svendsen et al., 2004*). The difference between simulations LA and NL is mainly due to reduced ablation on the southern flanks of the ice sheets. Precipitation is slightly higher in NL, but this effect is negligible compared to the ablation increase. In our simulations, we have chosen the melting coefficients such that the GCM-simulated

melt rates are reproduced in the ice sheet model simulations. These coefficients are higher than those usually taken in comparable modeling exercises (*Reeh*, 1991) and limit the southward extension of the ice sheet. In particular, the modelled ice sheet does not reach the southern limit of the QUEEN reconstruction. However, the GCM simulations with and without lakes differ particularly strongly over and in the immediate vicinity of the ice-dammed lakes (figure 8.4). This means that the ice sheet regions where the simulated climates in the two GCM simulations differ most strongly are actually not ice-covered in the GRISLI simulations. Therefore the difference between the two climatic states from the GCM does not unfold its full impact in the ice sheet model simulations.

Our results thus confirm that ice-dammed lakes do have an influence on ice sheets that should not be neglected. However, the amplitude of the impact of the lakes is very sensitive to the baseline mass balance.

8.5.3 Simulated and observed isostatic responses

The degree of realism of our model results can be assessed by analysing the modelled isostatic response. *Mangerud et al.* (2004) observed that the shorelines of the lake Komi range from 90 m above the present sea level (a.s.l.) in the south to 110 m a.s.l. in the north, and are at about 60 m a.s.l. in West Siberia. In our experiments, the ice sheets thicken until 89 kyr BP, and the isostatic depletion reaches 200m on the southern limit in experiment LA. Regionally, close to the ice-dammed lakes, the isostatic depletion is such that the continental surface drops below sea level (see figure 8.5). This overestimate of the isostatic depletion suggests that the simulated Siberian ice sheet is too massive. The probable reason is that the LMDZ4 AGCM overestimates the precipitation in this region (as in the control AGCM simulation labelled P).

8.5.4 Lake ages

Mangerud et al. (2004) dated Lake Komi on the Pechora Low Land between 90 and 80 ky BP, with ages subject to large uncertainties. Our reconstruction suggests that the lakes existed from 95 to 87 ky BP (see 8.1). Simulations LA and NL give similar durations of 8000 to 9000 years. The simulated ice dam linking the Barents Sea ice sheet and the

Scandinavian ice sheet is small, and possibly existed only during a few thousand years. Therefore, the postulated White Sea Lake might have broken this dam and might have drained across it through subglacial drainage, similar to what was suggested for Lake Agassiz (*Clarke et al.*, 2004). Moreover, the « QUEEN-team » working in the white sea basin observed only rare material deposit that confirm the existence of a lake at that date (*Houmark-Nielse et al.*, 2001). The lack of deposit may be due to a shorter lake existence, as suggested by our simulations.

8.5.5 Deglaciation and fresh water fluxes to the oceans

During the deglaciation, high calving rates and freshwater release due to the sudden drainage of the ice dammed lakes drainage are supposed, in accordance with marine sediment deposits (*Spielhagen et al.*, 1997). Our simulations suggest a delay of 1000 years between drainage of Lake Komi and that of the West Siberian lake. Such freshwater discharges can in principle influence oceanic circulation, but the location of the freshwater input (either the Barents Sea, that is the North Atlantic, or the Arctic Ocean) is critical as it determines the climatic impact of the event. Figure 8.7b clearly suggests that the White Sea Lake and Lake Komi drained into the Barents Sea. The larger West Siberian Lake might have drained either into the Barents Sea or the Arctic Ocean. In the MI experiment, two ice dams persist during the ice sheet retreat in Siberia (8.7c). The first dam joins Novaya Zemlya to the Taimir Peninsula, the second links Novaya Zemlya to the Urals. During ice retreat, two possible outlets appear between the Putorana and Taimir and between Ural and Kara sea (fig 8.7b,c). Analyse of the water threshold (not shown) might suggest that the lake drained into the Barents Sea through this latter passage. Finally, it is worth noting that in our simulations, final volume of the lakes before the outburst might have been much larger than what was inferred by *Mangerud et al.* (2004) because as the ice sheet retreats, the lakes expand.

8.5.6 Ice sheet inception in Siberia

Our reconstructions situate the ice sheet inception on the Siberian emerged land, rather than on Arctic archipelagos. The low temperatures and high precipitations (in experiment A) lead to a high dome (thicker than the observed isostatic depletion suggests, as discussed above). The reason is that before 97 ky (in exp MI, see figure 8.6), grounded ice can extend freely on emerged land of the Kara Sea, while ice is restricted to the islands by high basal melting under fringing ice shelves.

The inception of a marine ice sheet is limited by oceanic conditions. Some authors (*Kenneally and Hughes, 2002, e.g.*) argue that calving is too important to allow ice caps to advance across seas or interisland channels and coalesce. They proposed that marine inception is due to sea ice thickening and formation of fast ice in which icebergs are caught (Marine Transgression hypotheses). Our simulations show that with a true ice shelf model this hypothesis is not necessary. Furthermore, sensitivity experiments (not shown) have demonstrated that the existence of an ice shelf is indeed necessary to explain the glaciation of Kara and Barents Seas. Since GRISLI ISM simulations of the West Antarctic ice shelves reproduce well the observed ice shelves, we are confident in the present reconstruction.

8.6 Conclusion

We reconstructed the Eurasian ice sheet through the early Weichselian (90kyr ago). We performed three simulations using AGCM climate with and without the influence of ice-dammed lakes, applying the reconstructed climate to the GRISLI ice sheet model. The simulation NL did not include lakes, while LA did. From these two simulations we inferred that ice-dammed lakes existed from 95 to 87 kyr BP on the south of the ice sheet. The climate forcing in the third ISM simulation (MI) was initially an adapted AGCM climate without lakes. At the point where the reconstructed ice sheet was large enough to dam northward flowing rivers, the forcing was switched to an AGCM climate taking into account the climatic impact of the proglacial lakes. After the simulated disappearance of the ice dams, we switched back to the initial climate forcing without lakes. This

experiment constructed and disintegrated ice sheets in accordance with geomorphological evidences. The simulated ice streams are very efficient in draining the ice sheet, especially in the Barents and Kara sea. Lakes have a great influence during inception. Maximum ice volume is 50% higher in LA compared to simulation NL, and deglaciation is delayed by 2 kyr. Moreover the impact of lakes is probably underestimated because our ice sheet does not reach the shoreline of the lakes where the GCMs show the largest difference. We also studied the impact of ice shelves on the Barents ice sheet. Inception occurs by thickening of a large ice shelf that is slowed down by islands and ice rises. This seems reasonable. Deglaciation occurs in a few centuries when the surface mass balance decreases (as a consequence of orbitally-induced summer surface temperature variations) and the ice thickness consequently decreases below the floating level. The ice then begins to float and disintegrates immediately. The modelled deglaciation is characterized by high calving rates and the freshwater release due to the drainage of the ice dammed lakes in accordance with observations from marine sediments.

This study confirms that and illustrates how ice-dammed lakes influence adjacent ice sheets. It would be interesting to investigate in more detail the realism of our reconstruction with isostatic considerations, and to investigate the volume and drainage pattern of the ice sheet at higher model resolution.

Acknowledgment

The simulations were carried out of the MIRAGE computer platform in Grenoble. We thank N. Shapiro for providing us with his geothermal heat flux map for the northern hemisphere. The graphics were produced using the GMT software (*Wessel and Smith, 1991*). This work was supported by the MOTIF program.

Troisième partie

Conclusion et annexes

Conclusions et perspectives

L'objet de cette thèse est d'étudier le rôle de la dynamique glaciaire dans l'évolution des calottes polaires de l'hémisphère nord. Pour cela j'ai utilisé GRISLI, un modèle de calotte polaire développé au LGGE pour simuler l'évolution de l'Antarctique. Ce modèle est un des seuls qui prenne en compte les ice shelves (plate-formes de glace flottante) et les régions d'ice streams. Son application dans l'hémisphère nord permet, pour la première fois, d'évaluer le rôle de ces parties des calottes dont la dynamique est très active. Au cours du portage, il est apparu que la prise en compte d'un certain nombre de processus devait être améliorée et la première partie de cette thèse est consacrée à ces améliorations. Dans la deuxième partie, après une synthèse bibliographique, je montre les premières applications de GRISLI sur l'hémisphère nord.

Modifications apportées à GRISLI

En vue de l'application du modèle aux calottes de l'hémisphère nord plusieurs points clés de la dynamique ont été modifiés et à chaque fois les modifications ont été testées sur l'Antarctique où les observations permettent de vérifier la validité des résultats.

Sur l'Antarctique, les ice shelves s'étendaient jusqu'au bord de la grille, et le front de l'ice shelf était imposé par un large masque au-delà duquel la glace, non confinée, pouvait être coupée sans affecter l'écoulement. Cette méthode présentait deux défauts : elle demandait un surcroît de temps de calcul (et cela aurait été encore plus pénalisant pour l'hémisphère nord) et d'autre part dans l'optique d'un couplage futur avec un modèle de climat, cela rendait difficile les interactions avec l'océan et l'atmosphère. J'ai donc mis

au point une méthode pour déterminer la position du front en fonction de la dynamique de l'ice shelf. Pour cela j'ai utilisé un critère Lagrangien sur l'épaisseur du front. Quand l'épaisseur est trop faible, la glace au front est vêlée, à moins que la dynamique de l'ice shelf ne permettent un futur épaissement. Ce critère permet de déterminer de façon réaliste l'étendue des plate-formes flottantes (en Antarctique), et d'autoriser l'avancée des calottes marines durant un englacement.

Les conditions aux limites des ice shelves ont été réécrites pour tenir compte des irrégularités du front qui change à chaque pas de temps. Ceci a permis de réduire sensiblement le temps de calcul numérique et d'autoriser une application à l'hémisphère nord.

Un modèle d'hydrologie sous glaciaire a été ajouté pour obtenir la forme du drainage de l'eau et améliorer la localisation des zones d'ice streams. Dans la version présente, les ice streams sont déterminés par un critère sur la pression de l'eau basale. Cette pression d'eau basale pourrait encore être améliorée pour tenir compte des différents types de drainage observés sous les calottes et les glaciers, et qui donnent des conditions de pression de l'eau différentes.

Le modèle a alors été porté sur le domaine de l'hémisphère nord pour étudier les calottes Américaines, Groenlandaise, et Eurasiennes. A cette occasion, le forçage climatique du modèle a été modularisé pour faciliter les différentes méthodes envisageables, forçage par modèle de climat ou couplage avec un modèle d'atmosphère en particulier.

Résultats sur l'hémisphère nord

Deux applications aux calottes de l'hémisphère nord ont été présentées. La première a montré que GRISLI était capable de simuler les calottes de l'hémisphère nord au cours d'un cycle glaciaire. Une évolution forcée par l'insolation d'été aux hautes latitudes nord s'est révélée convaincante même si de nombreux mécanismes sont encore à améliorer : la fusion basale sous les ice shelves, et surtout la déglaciation des parties marines qui est difficile. Ceci est probablement dû, entre autre, à une mauvaise compréhension des

interactions avec l'océan. Les résultats indiquent aussi que la dynamique joue un rôle fondamental, et en particulier que l'existence de l'ice stream de la Baie d'Hudson est nécessaire pour obtenir une calotte Laurentide peu épaisse à l'Est, en accord avec les indications géomorphologiques.

Cette application est aussi une méthode pour estimer les facteurs qui jouent sur l'évolution des calottes. Les méthodes classiques de forçage calibrent les évolutions du climat sur celles d'un enregistrement paléoclimatique (par exemple GRIP). Ceux-ci contiennent toutes les rétroactions qui ont mené aux climats observés mais dans certains cas ces rétroactions sont purement locales et la méthode tend à les généraliser sur tout le domaine alors qu'inversement les rétroactions n'ayant pas de signature locale sont ignorées. Dans notre approche au contraire, nous avons forcé les calottes avec l'insolation d'été, qui est supposée être la cause des glaciations. Nous avons alors observé que ce seul forçage ne suffisait pas car une multitude de rétroactions sont en fait à l'œuvre. Nous avons alors rajouté la rétroaction due à l'albédo qui a beaucoup amélioré les résultats, mais pose encore des problèmes, en particulier durant la déglaciation.

On peut donc envisager d'utiliser cette méthode, avec un forçage primaire, et en rajoutant les différentes rétroactions suggérées dans la littérature ou observées dans nos simulations : Le contraste saisonnier entre les terres et les mers et le fait que le climat change lorsque des régions émergent, les effets orographiques et de températures qui augmentent les précipitations, l'effet des gaz à effet de serre (vapeur d'eau, CO_2), ou des poussières. Il serait également intéressant d'ajouter un modèle conceptuel, tel que celui proposé par *Paillard and Parrenin* (2004) qui déclenche des rétroactions océaniques ou climatiques en supposant des effets de seuil.

Enfin une étude sur la calotte eurasienne a permis de mettre en évidence le rôle des ice shelves dans les glaciations. GRISLI montre que l'englacement des parties marines est dû au développement d'un ice shelf entre les îles et les hauts fonds. Une fois confinée, cette plate-forme de glace s'épaissit puis se pose sur le plateau continental. A l'inverse, la déglaciation est due à un amincissement de la glace à cause des conditions en surface. La glace se met alors à flotter et se désintègre en une myriade d'icebergs. Les mers de Kara

et de Barents se libèrent des glaces très brusquement, en quelques centaines d'années.

Perspectives

Les études menées sur l'hémisphère nord ont montré quelques limitations pour lesquelles des progrès sont encore nécessaires.

La fusion basale sous les ice shelves de l'hémisphère nord est en particulier une inconnue majeure. Les échanges d'énergie avec l'océan sont pourtant primordiaux car ils contrôlent l'extension des plates-formes flottantes et jouent sur la dynamique des ice streams (via les marées). Ces phénomènes sont très importants dans les mers de Kara et Barents (Eurasie) et pour l'ice stream d'Hudson responsable des événements de Heinrich.

La dynamique de GRISLI semble assez stable et l'on n'observe pas d'évènements rapides. Des pistes pour obtenir des surges, avec de magnifiques lobes de glace sur les parties continentales, ou des débâcles d'icebergs, sont suggérées :

- 1- Les conditions basales sont très différentes selon les systèmes de drainage de l'eau sous glaciaire, et une prise en compte plus élaborée pourrait permettre des changements dans les conditions hydrologiques et donc dans l'écoulement des ice streams.
- 2- Les ice streams sont très dépendants des sédiments sous glaciaires, il serait intéressant de prendre en compte ces sédiments, et éventuellement leur déformation.
- 3- Le modèle montre que des cycles dans l'écoulement sont observés à très fine résolution temporelle (C. Ritz, communication personnelle). Ceci est dû à une meilleure prise en compte des rétroactions thermodynamiques et semble également une piste prometteuse (mais gourmande en temps de calcul).

Enfin on a évoqué différentes problématiques concernant le climat à la surface des calottes. Nous espérons que ce modèle sera bientôt couplé au modèle de climat CLIMBER en collaboration avec le LSCE (Saclay), en attendant le modèle à grande vitesse (MGV)¹, qui serait l'outil idéal pour comprendre les mécanismes en cause dans la déglaciation. Enfin, GRISLI pourrait en outre être utilisé dans une approche inverse pour estimer

¹le MGV est un projet de AOGCM dégradé pour pouvoir être utilisé sur des grandes périodes de temps de l'ordre de 15 000 ans. Nous espérons bien y coupler le modèle de calotte pour en faire un AOC-GCM.

les conditions climatiques passées qui sont compatibles avec l'existence des calottes observées.

Annexe A

Méthode numérique pour la résolution de l'équation des ice shelves

Pour éviter de résoudre l'équation des ice-shelves sur l'ensemble du domaine marin, la prise en compte des conditions aux limites sur le front des ice shelves (et des ice streams) a été modifiée.

Cette annexe donne quelques précisions sur la méthode suivie.

A.1 Condition générale ice streams/shelve

Les équations qui décrivent la dynamique des ice-shelves sont données par *MacAyeal* (1989); *Rommelaere and Ritz* (1996). Ces auteurs obtiennent deux équations pour les directions X et Y liant les vitesses par un système elliptique.

Le membre de gauche donne la relation entre les vitesses. Le premier terme illustre les déformations dues aux contraintes longitudinales, le second terme le cisaillement dans le plan horizontal. Le membre de droite comprend la force motrice (responsable du déplacement) et le frottement basal.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[2\bar{\eta}H \left(2\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\bar{\eta}H \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \right] = \rho g H \frac{\partial S}{\partial x}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left[2\bar{\eta}H \left(2\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left[\bar{\eta}H \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right] = \rho g H \frac{\partial S}{\partial y}$$

Cette équation est discretisée selon la méthode des différences finies. Selon la direction X :

$$\begin{aligned} & \frac{1}{\Delta x} \left[2\eta H_{i,j} \left(2\frac{u_{i+1,j}-u_{i,j}}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1}-v_{i,j}}{\Delta y} \right) - 2\eta H_{i-1,j} \left(2\frac{u_{i,j}-u_{i-1,j}}{\Delta x} + \frac{v_{i-1,j+1}-v_{i-1,j}}{\Delta y} \right) \right] \\ & + \frac{1}{\Delta y} \left[\frac{\eta H_{i-1,j} + \eta H_{i,j} + \eta H_{i-1,j+1} + \eta H_{i-1,j-1}}{4} \left(\frac{u_{i+1,j+1}-u_{i+1,j}}{\Delta y} + \frac{v_{i,j+1}-v_{i-1,j+1}}{\Delta x} \right) \right. \\ & \quad \left. + \frac{\eta H_{i-1,j} + \eta H_{i,j} + \eta H_{i-1,j-1} + \eta H_{i-1,j-1}}{4} \left(\frac{u_{i,j}-u_{i,j-1}}{\Delta y} + \frac{v_{i,j}-v_{i-1,j}}{\Delta x} \right) \right] \\ & = \rho g \frac{(1-\frac{\rho}{\rho_w})}{2\Delta x} (H_{i,j}^2 - H_{i-1,j}^2) \end{aligned}$$

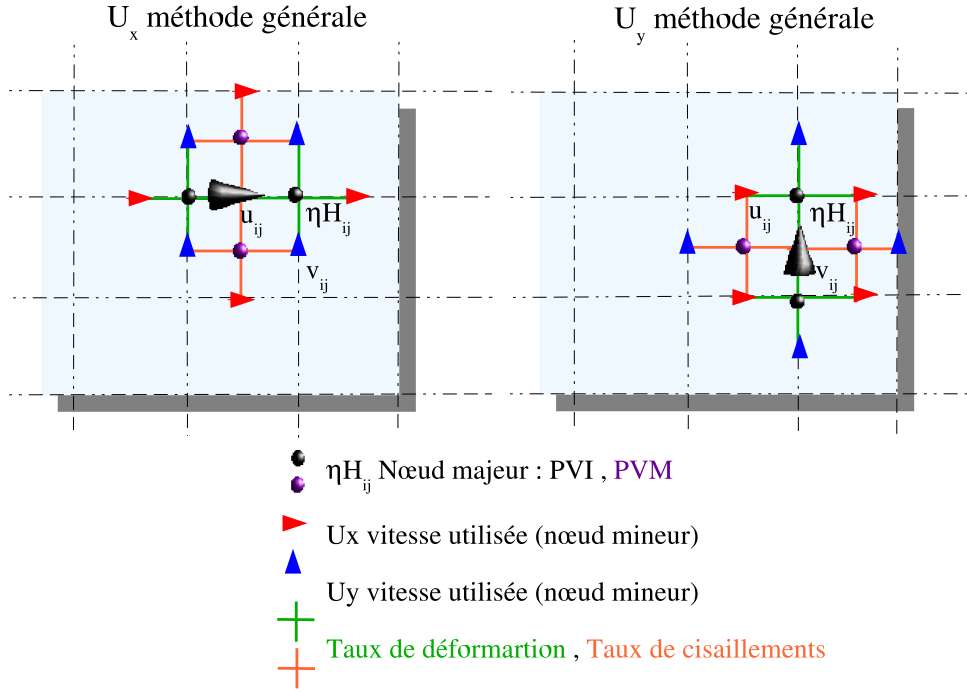


FIG. A.1: Discretisation sur la grille du modèle de l'équation générale des shelves. Dans toutes les figures, le cône de grande taille est le noeud (i,j) où est appliquée l'équation.

On réduit cette équation en fonction des diverses composantes de la vitesse comme :

$$\begin{aligned} & t_{u_{ij}} * u_{i,j} + t_{u_{mij}} * u_{i-1,j} + t_{u_{pij}} * u_{i+1,j} + t_{u_{imj}} * u_{i,j-1} + t_{u_{ipj}} * u_{i,j+1} \\ & + t_{v_{ij}} * v_{i,j} + t_{v_{mij}} * v_{i-1,j} + t_{v_{mipj}} * v_{i-1,j+1} + t_{v_{ipj}} * v_{i,j+1} \\ & = \rho g \frac{(1-\frac{\rho}{\rho_w})}{2\Delta x} (H_{i,j}^2 - H_{i-1,j}^2) \end{aligned}$$

On définit le terme de viscosité PVI (sur les noeuds majeurs) pour les contraintes longitudinales

$$PVI_{ij} = H_{ij}\eta_{ij}$$

Nous résolvons ce système par une méthode de Gauss sur une matrice bande avec la librairie de code de résolution de systèmes linéaire LAPACK.

A.2 Conditions limites aux bords des ice streams/shelve

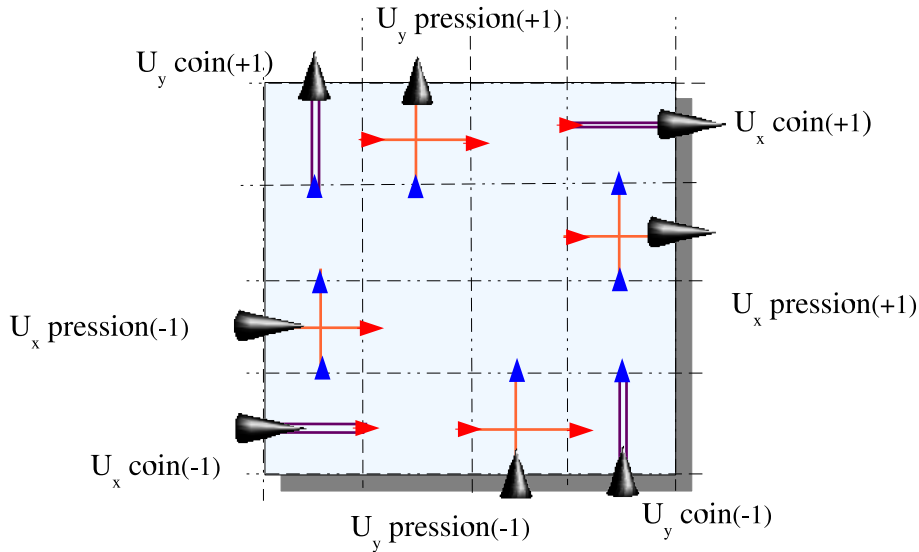


FIG. A.2: Discretisation sur la grille du modèle des conditions aux limites perpendiculairement au front.

Pour les vitesses perpendiculaires au front, les équations aux limites décrites par *MacAyeal* (1989) sont :

$$(A.1) \quad 2\bar{\eta}H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \rho g \frac{H^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv - B)^2}{2} - \tau_b$$

Cette condition est :

- Pour la glace flottante ; l'équilibre entre les contraintes longitudinales et la pression de l'eau sur le front.
- Dans le cas des ice streams posés ; l'équilibre entre les conditions longitudinales et le frottement basal.

A.2.1 Conditions sur un front régulier

Calcul des vitesses U_{ij}

$$\frac{2\eta H_{i-1,j}}{\Delta x} [2(U_{i,j} - U_{i-1,j}) + (V_{i-1,j+1} - V_{i-1,j})] = \rho g \frac{H_{i-1,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i-1,j} - B_{i-1,j})^2}{2} \quad U_{pression}(+1)$$

$$\frac{2\eta H_{i,j}}{\Delta x} [2(U_{i+1,j} - U_{i,j}) + (V_{i,j+1} - V_{i,j})] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j} - B_{i,j})^2}{2} \quad U_{pression}(-1)$$

Calcul des vitesses V_{ij}

$$\frac{2\eta H_{i,j-1}}{\Delta x} [2(V_{i,j} - V_{i,j-1}) + (U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1})] = \rho g \frac{H_{i,j-1}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j-1} - B_{i,j-1})^2}{2} \quad V_{pression}(+1)$$

$$\frac{2\eta H_{i,j}}{\Delta x} [2(V_{i,j+1} - V_{i,j}) + (U_{i+1,j} - U_{i,j})] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j} - B_{i,j})^2}{2} \quad V_{pression}(-1)$$

A.2.2 Conditions sur un front en coin

Dans les coins il y a trop de conditions, pour ne pas faire redondance avec les conditions de non-cisaillement on transmet simplement, vers l'amont, la pression exercée sur le front (par l'eau).

$$\frac{2\eta H_{i,j}}{\Delta x} [V_{i,j} - V_{i,j-1} + U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1}] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} \left(1 - \frac{\rho}{\rho_w}\right)$$

Calcul des vitesses U_{ij}

$$\frac{2\eta H_{i-1,j}}{\Delta x} [2(U_{i,j} - U_{i-1,j})] = \rho g \frac{H_{i-1,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i-1,j} - B_{i-1,j})^2}{2} \quad U_{coin}(+1)$$

$$\frac{2\eta H_{i,j}}{\Delta x} [2(U_{i+1,j} - U_{i,j})] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j} - B_{i,j})^2}{2} \quad U_{coin}(-1)$$

Calcul des vitesses V_{ij}

$$\frac{2\eta H_{i,j-1}}{\Delta x} [2(V_{i,j} - V_{i,j-1})] = \rho g \frac{H_{i,j-1}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j-1} - B_{i,j-1})^2}{2} \quad V_{coin}(+1)$$

$$\frac{2\eta H_{i,j}}{\Delta x} [2(V_{i,j+1} - V_{i,j})] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j} - B_{i,j})^2}{2} \quad V_{coin}(-1)$$

A.2.3 Conditions de non-cisaillement sur le front

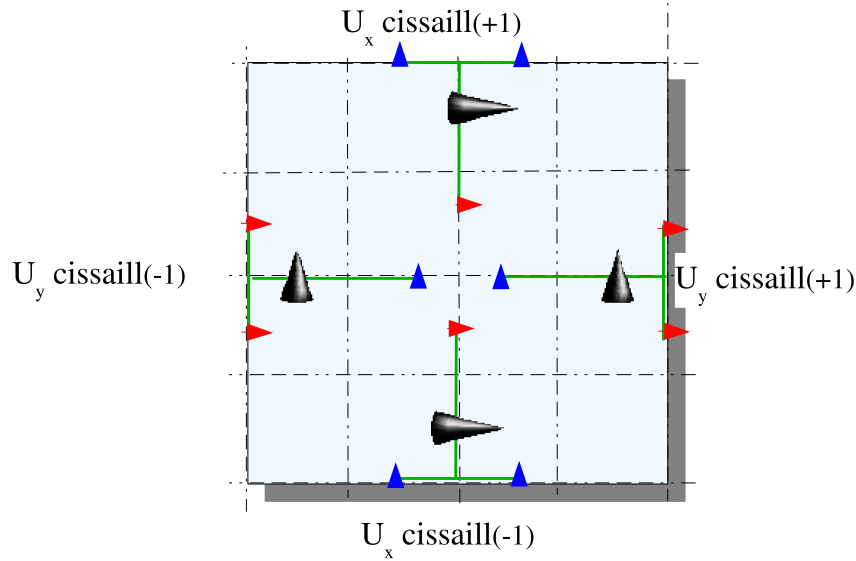


FIG. A.3: Discretisation sur la grille du modèle des conditions aux limites parallèlement au front (condition de non-cisaillement).

L'autre condition à la limite de l'ice shelf (éq. 1.24) indique que le cisaillement parallèle au front (dû aux courants marins) est nul, soit :

$$(A.2) \quad \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) = 0$$

Calcul des vitesses U_{ij}

$$(U_{i,j} - U_{i,j-1}) + (V_{i,j} - V_{i-1,j}) = 0 \quad U_{cisaill}(+1)$$

$$(U_{i,j+1} - U_{i,j} + (V_{i,j+1} - V_{i-1,j+1})) = 0 \quad U_{cisaill}(-1)$$

Calcul des vitesses V_{ij}

$$(V_{i,j} - V_{i-1,j}) + (U_{i,j} - U_{i,j-1}) = 0 \quad V_{cisaill}(+1)$$

$$(V_{i+1,j} - V_{i,j}) + (U_{i+1,j} - U_{i+1,j-1}) = 0 \quad V_{cisaill}(-1)$$

A.3 Conditions pour une langue de glace

Les langues de glace qui ne comportent qu'un seul noeud de largeur ne peuvent être prises en compte dans la discrétisation de l'équation générale. Pour contourner ce problème nous utilisons la formulation de l'étalement d'un ice shelf non confiné (Ritz, 1992) qui nous permet d'imposer une équation plus simple, dont la discrétisation est possible.

La première équation est la condition de non confinement qui permet de simplifier la condition aux limites précédente.

$$\epsilon_{xx} = \epsilon_{yy} \longleftrightarrow \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial v}{\partial y}$$

$$2\bar{\eta}H \left(3 \frac{\partial u}{\partial x} \right) = \frac{\rho g H S}{2}$$

A.3.1 Langues de glace selon l'axe x

Dans cette partie on considère les langues de glace selon l'axe x. Les vitesses U sont dans l'axe de la langue de glace, les vitesses V sont calculées par l'étalement latéral de la langue de glace.

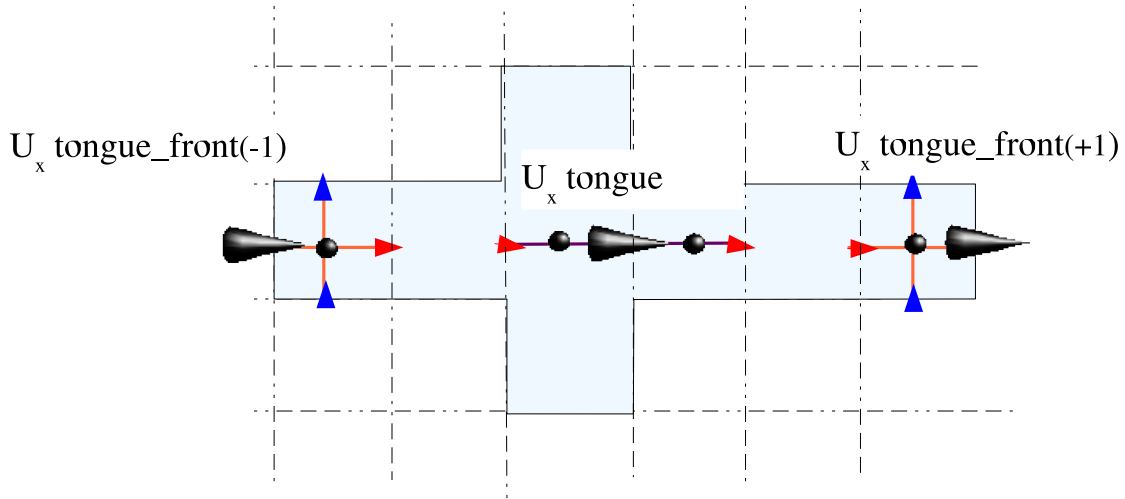


FIG. A.4: Discretisation sur la grille du modèle des conditions aux limites dans l'axe d'une langue de glace dans l'axe x.

Calcul des vitesses U_{ij}

Les vitesses dans une langue de glace sont données par l'équation :

$$(A.3) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[6\bar{\eta}H \frac{\partial u}{\partial x} \right] = \frac{\rho g H S}{2}$$

$$\frac{6\eta H_{i,j}}{\Delta x} [U_{i+1,j} - U_{i,j}] - \frac{6\eta H_{i-1,j}}{\Delta x} [U_{i,j} - U_{i-1,j}] = \rho g \frac{(1-\frac{\rho}{\rho_w})}{2\Delta x} (H_{i,j}^2 - H_{i-1,j}^2) \quad U_{tongue}$$

Les vitesses au bout (sur le front perpendiculaire à l'axe d'une langue de glace) sont données par l'équation :

$$(A.4) \quad \frac{\partial}{\partial x} \left[6\bar{\eta}H \frac{\partial u}{\partial x} \right] = \frac{\rho H^2}{2}$$

$$\frac{6\eta H_{i-1,j}}{\Delta x} [U_{i,j} - U_{i-1,j}] = \rho g \frac{H_{i,j-1}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j-1} - B_{i,j-1})^2}{2} \quad U_{tongue-front}(+1)$$

$$\frac{6\eta H_{i,j}}{\Delta x} [U_{i+1,j} - U_{i,j}] = \rho g \frac{H_{i,j}^2}{2} - \rho_w g \frac{(slv_{i,j} - B_{i,j})^2}{2} \quad U_{tongue-front}(-1)$$

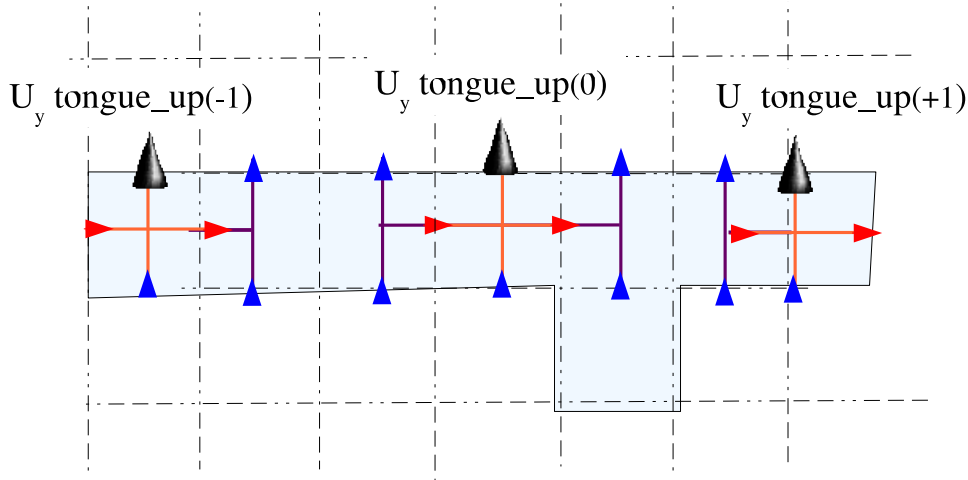


FIG. A.5: Discretisation sur la grille du modèle des conditions aux limites perpendiculairement à une langue de glace dans l'axe x .

Calcul des vitesses $V_{i,j}$

On regarde ici les vitesses $V_{i,j}$, sur les cotés des langues de glace, on considère ici la bordure en haut (sur un dessin de la grille xy). Les vitesses $V_{i,j}$ sont données par :

$$(A.5) \quad \frac{\partial U}{\partial x} = \frac{\partial V}{\partial y}$$

$$(A.6) \quad V = cte. \text{ au centre de langue de glace}$$

Pour le coin en haut à gauche, on a :

$$(A.7) \quad \begin{cases} \frac{1}{\Delta x} [V_{i,j} - V_{i,j-1}] = \frac{1}{\Delta x} [U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1}] \\ V_{i,j} - V_{i,j-1} = V_{i+1,j} - V_{i+1,j-1} \end{cases}$$

$$(A.8) \quad \text{soit} \quad 2V_{i,j} = V_{i+1,j} + V_{i+1,j-1} + U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1} \quad V_{tongue-up}(-1)$$

Pour le coin haut droit et pour une vitesse au milieu de la langue on a respectivement :

$$2V_{i,j} = V_{i-1,j} + V_{i-1,j-1} + U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1} \quad V_{tongue-up}(+1)$$

$$2V_{i,j} = \frac{1}{4} [V_{i+1,j} + V_{i+1,j-1} + V_{i-1,j} + V_{i-1,j-1}] + \frac{1}{2} [U_{i+1,j-1} - U_{i,j-1}] \quad V_{tongue-up}(0)$$

A.3.2 Langues de glace selon l'axe y

Les conditions sont symétriques et, comme pour les autres équations, il suffit d'inverser x et y, $U_{i,j}$ et $V_{i,j}$.

Annexe B

Nomenclature des périodes glaciaires

Cette annexe présente les différentes appellations régionales des stades glaciaires évoquées au chapitre 5.

Stade (MIS)	?	6	5e	5d	5c	5b	5a
Eurasie	quat. max. ext.	Saalian	Eemien	Early Weichlesian			
Russie	Don-Diepner stages	Moscovisian	Mikulino	Early Valdaian			
Norvege		Saalian	Eemien	Herning	Brørup	Redderstall	Odderade
Europe Nord	Elsterian	Eemien		Early Weichlesian			
Iles britanniques	Anglian (MIS 12)	Wolstonian	Ipswichian	?			
Alpes	Riss	Mindel		Würm ...			
Amerique	pre-Illiinoian	Illiinoian	Sangamonian	Early Wisconsinan			
Stade (MIS)	4	3			2	1	
Eurasie	Middle Weich.				Late Weich.	Holocene	
Norvege	Karmøy	Bø	Skjonghelleren	Ålesund	Late Weich.	Holocene	
Iles britanniques	Early Devensian				Late Devensian	Flandrian	
Alpes	Würm						
Amerique	Middle Wisconsinan				Late Wisconsin-Fraser		

TAB. B.1: Nomenclature des périodes glaciaires.

Annexe C

Evolution des calottes de glace de l'expérience IA4

Cette annexe, est constitué d'une succession de cartes qui représente la géométrie les calottes de glace de l'expérience IA4 (décrite au chapitre 7) à diverses époques au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire. Cette expérience est forcée par l'insolation d'été à 65°N. On applique aussi un effet d'Albédo qui refroidit de 4°C, la température (annuelle et été) à la surface des calottes.

L'englacement commence vers 120 ka BP, sur le Labrador (fortes précipitations) et dans les régions polaires ou en altitude. L'insolation est au plus bas vers 105 ka BP (Stade 5d) et la glace apparaît instantanément, sur de vastes régions. Les calottes commencent ensuite à épaissir, elles ne disparaîtront plus du Canada. Durant cet évènement, il faut noter que la baie d'Hudson ne s'englace pas, tandis que les ice shelves se posent définitivement en mer de Barents et Kara (en désaccord avec les données géomorphologiques).

Vers 90 ka BP (Stade 5b), un nouvel évènement froid apparaît, la Baie d'Hudson s'englace.

Après 70 ka BP (Stade 4) une période froide prolongé commence. Les calottes grossissent jusqu'au dernier maximum glaciaire (Stade 2). Le volume maximum est atteint vers 15 ka BP.

La déglaciation est très difficile, en particulier sur les parties marines (la Baie d'Hudson et les mers de Barents et Kara), et la Cordillère. Ces artéfacts sont probablement dus à un forçage trop fort sur la Cordillère, et une mauvaise prise en compte des interactions avec l'océan.

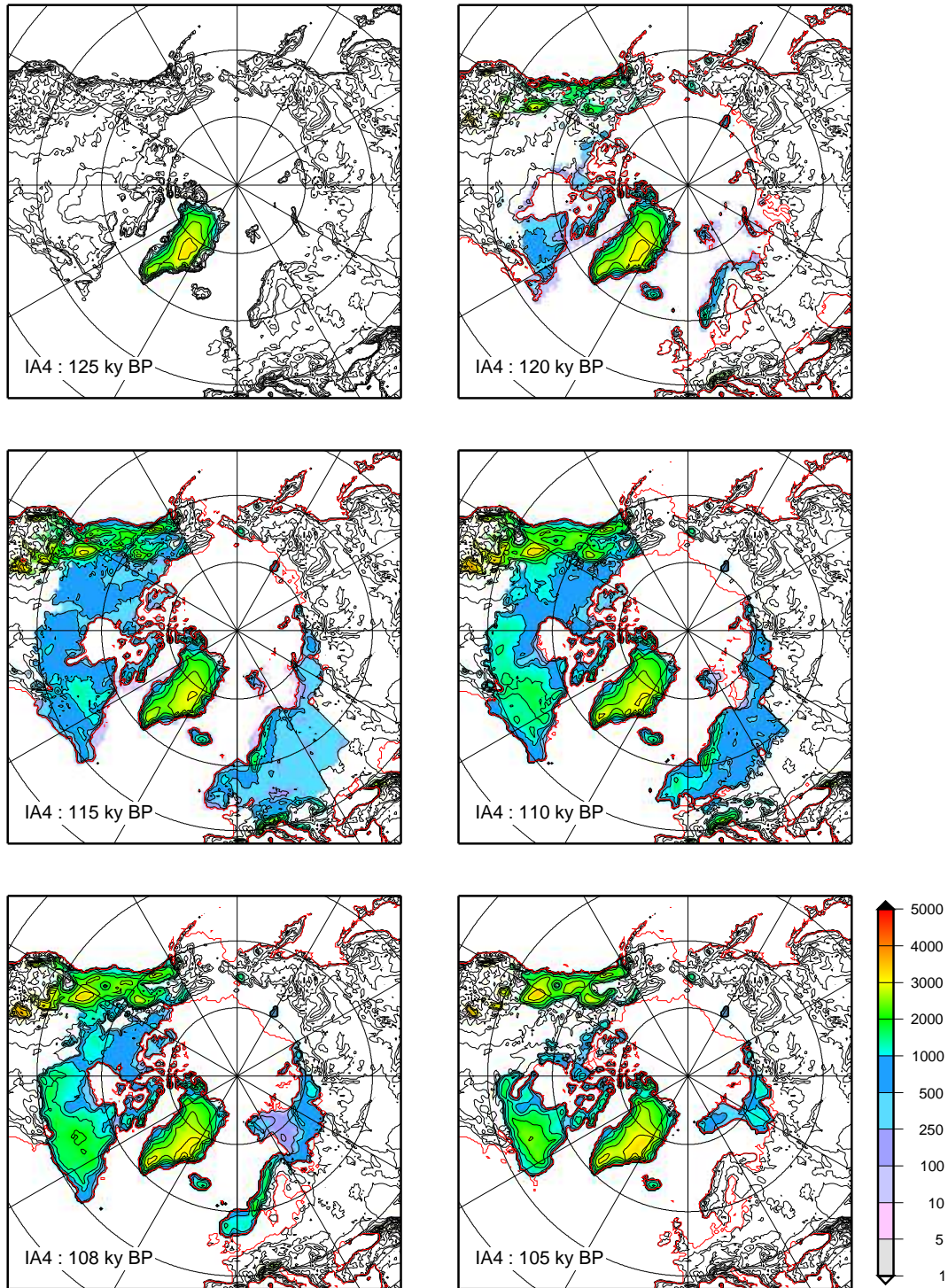


FIG. C.1: Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 125 et 105 ky BP. La ligne d'échouage est indiquée en rouge.

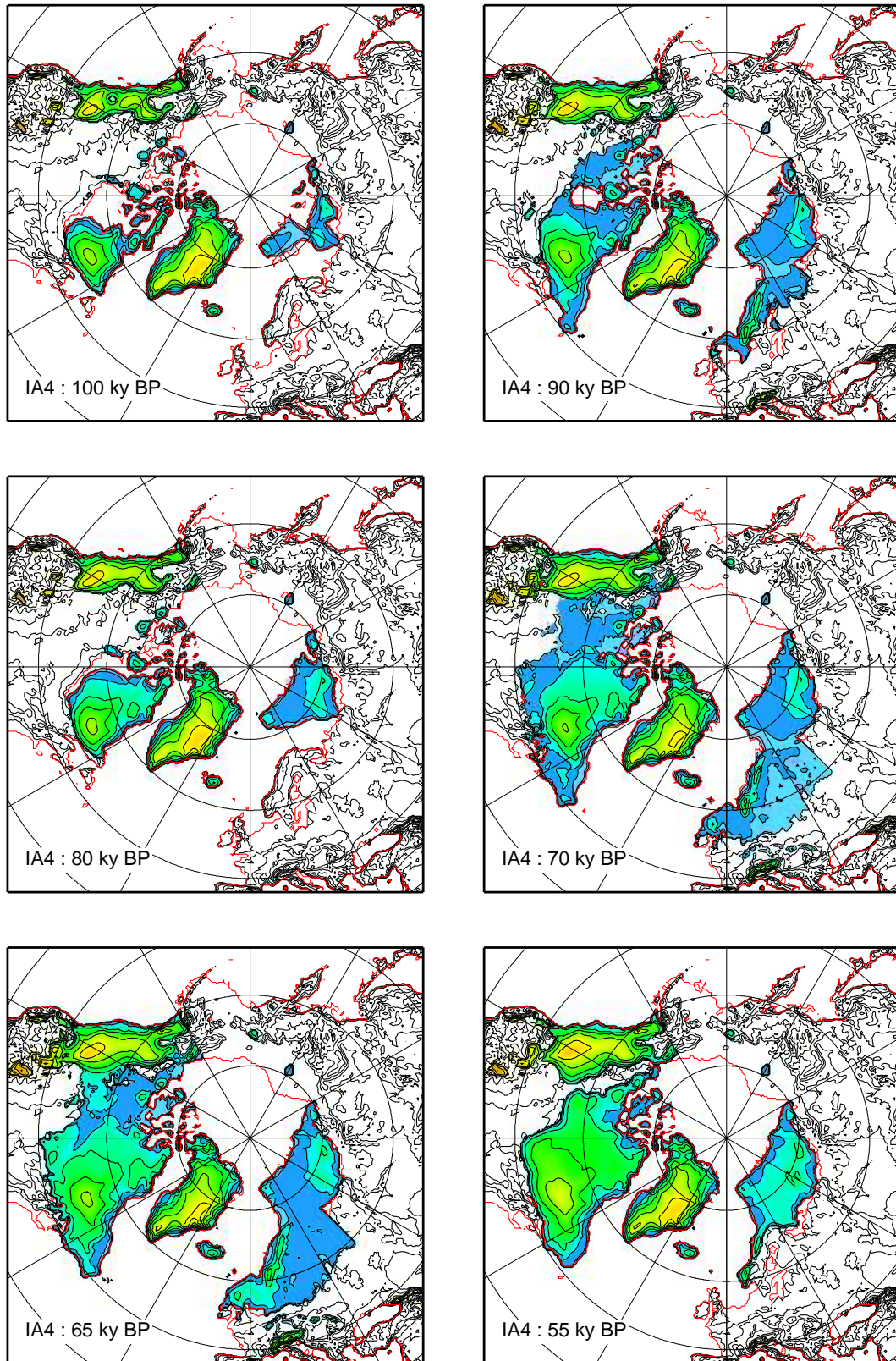


FIG. C.2: Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 100 et 55 ky BP.

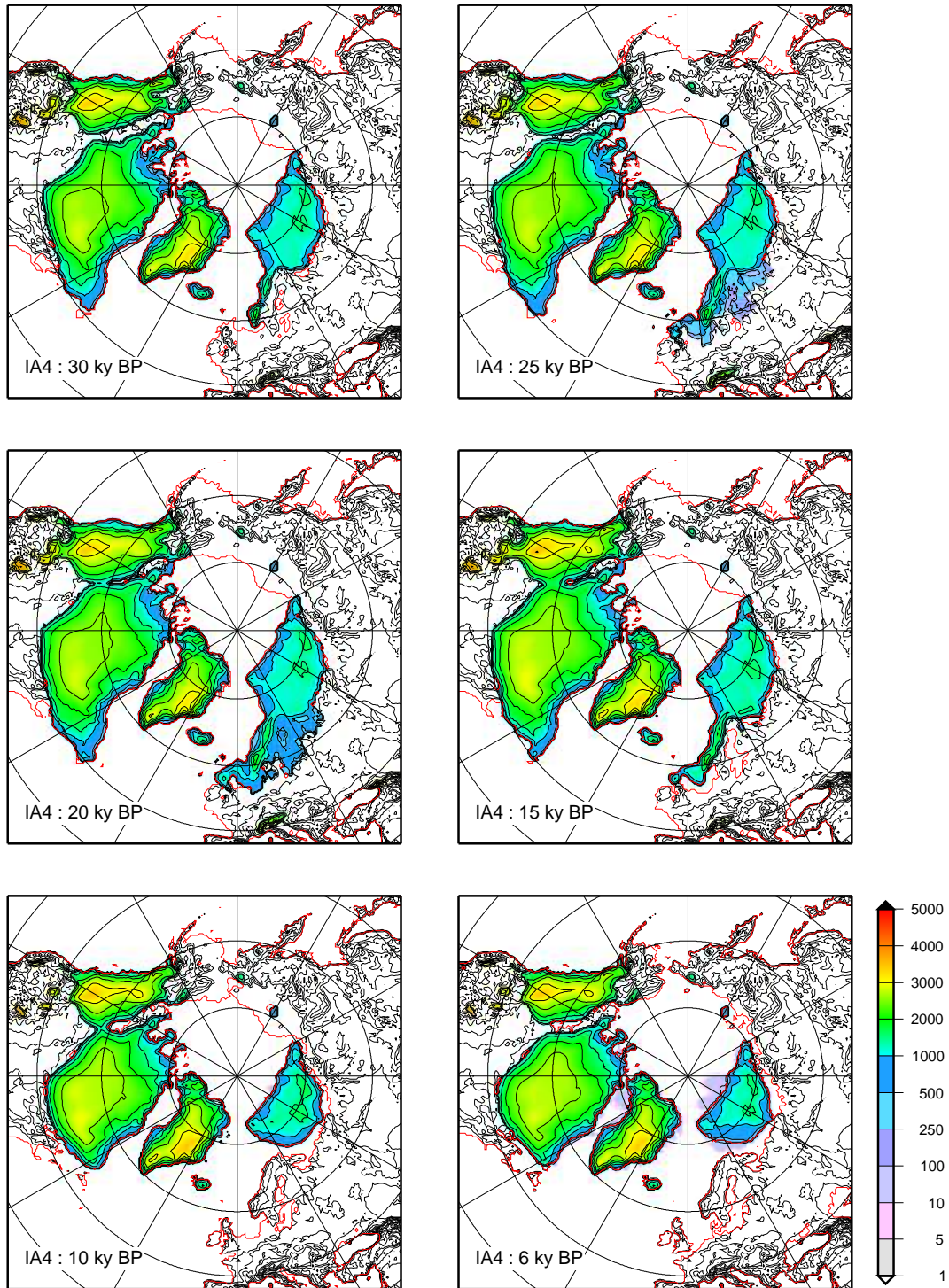


FIG. C.3: Surface des calottes dans l'expérience IA4 entre 30 et 6 ky BP.

Bibliographie

- Adler, R. F., et al., The version-2 global precipitation climatology project (gpcp) monthly precipitation analysis (1979-present), *Journal of Hydrometeorology*, *4*, 1147–1167, 2003.
- Agassiz, L., *Etude sur les glaciers*, Neuchatel, 1840.
- Alley, R., Water pressure coupling and bed deformation : I. Water system, *Journal of Glaciology*, *35*, 108–118, 1989.
- Alley, R., D. Blankenship, C. Bentley, and S. Rooney, Deformation of till beneath ice stream B, West Antarctica, *Science*, *322*, 57–59, 1986.
- Alley, R., S. Anandakrishnan, C. Bentley, and N. Lord, A water piracy hypothesis for the stagnation of Ice Stream C, Antarctica, *Annals of glaciology*, *20*, 187–194, 1994.
- Alley, R. B., P. U. Clark, P. Huybrechts, and I. Joughin, Ice-sheet and sea-level changes, *Science*, *310*, 456–460, 2005.
- Anandakrishnan, S., and R. Alley, Ice stream C, Antarctica, sticky-spots detected by micro-earthquake monitoring, . *Ann. Glaciol.*, *20*, 183–186, 1997a.
- Anandakrishnan, S., and R. Alley, Stagnation of Ice Stream C, West Antarctica by water piracy, *Geophysical Research Letters*, *24*, 265–268, 1997b.
- Anandakrishnan, S., D. Voigt, and R. Alley, Ice stream D flow speed is strongly modulated by the tide beneath the Ross Ice Shelf, *Geophysical Research Letters*, *30*, doi :10.1029/2002GL016,329, 1993.
- Anandakrishnan, S., D. Blankenship, R. Alley, and P. Stoffa, Influence of subglacial geology on the position of a West Antarctic ice stream from seismic observations, *Nature*, *394*, 62–65, 1998.
- Anderson, J. B., J. S. Wellner, A. L. Lowe, A. B. Mosola, and S. S. Shipp, Footprint of the Expanded West Antarctic Ice Sheet : Ice Stream History and Behavior, *GSA Today*, *11*, 4–9, 2001.

- Anderson, J. B., S. S. Shipp, A. L. Lowe, J. Smith 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.
- Andrews, J. T., W. W. Wilts, and G. H. Miller, Multiple deglaciation of the hudson bay lowlands, canada, since deposition of the missinabi (last-interglacial?) formation, *Quaternary Research*, 19, 18–37, 1983.
- Arbic, B. K., D. R. MacAyeal, J. X. Mitrovica, and G. A. Milne, Ocean tide and heinrich events, *Nature*, 432, 460, 2004.
- Arnold, N., and M. Sharp, Flow variability in the Scandinavian ice sheet : modelling the coupling between ice sheet flow and hydrology, *Quaternary Science Reviews*, 21, 485–502, 2002.
- Baertschi, P., Absolute ^{18}O content of standard mean ocean water, *Earth and Planetary Science Letters*, 31, 341–344, 1976.
- Bamber, J. L., D. G. Vaughan, and I. Joughin, Widespread complex flow in the interior of the Antarctic Ice Sheet, *Science*, 287, 1248–1250, 2000.
- Bamber, J. L., R. L. Layberry, and S. P. Gogenini, A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet 1 : Measurement, data reduction, and errors, *Journal of Geophysical Research*, 106, 33,773–33,780, 2001.
- Bamber, J. L., F. Ferraccioli, I. Joughin, T. Shepherd, R. D. M., M. J. Siegert, and D. G. Vaughan, East Antarctic ice stream tributary underlain by major sedimentary basin, *Geology*, pp. 33–36, 2006.
- Bard, E., F. Rostek, J. L. Turon, and G. S., Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic, *Science*, 289, 1321–1324, 2000.
- Barrett, P. J., C. J. Adams, W. C. McIntosh, C. C. Swisher, and G. S. Wilson, Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago, *Nature*, 359, 816–818, 1992.
- Basile, I., M. Grousset, F. E. Revel, J.-R. Petit, P. E. Biscaye, and N. I. Barkov, Patagonian origin of glacial dust deposited in East Antarctica (Vostok and Dome C) during glacial stages 2, 4 and 6. , *Earth and Planetary Science Letters*, 146, 573–589, 1997.
- Beckmann, A., and H. Goosse, A parameterization of ice shelf-ocean interaction for climate models, *Ocean Modelling*, 5, 157–170, 2003.
- Bell, R. E., D. D. Blankenship, C. A. Finn, D. L. Morse, T. A. Scambos, J. M. Brozena, and S. M. Hodge, Influence of subglacial geology on the onset of a West Antarctic ice stream from aerogeophysical observations, *Nature*, 394, 58–62, 1998.

- Benn, D. I., and D. J. A. Evans, *Glaciers and glaciations*, Arnold, London, 1998.
- Berger, A., Long-term variations of the Earth's orbital elements, *Celestial Mechanics and Dynamical Astronomy*, *15*, 53–74, 1977.
- Bindschadler, R. A., M. A. King, R. B. Alley, S. Anandakrishnan, and L. Padman, Tidally controlled stick-slip discharge of a West Antarctic Ice Stream, *Science*, *301*, 1087–1089, 2003.
- Bintanja, R., R. S. W. van de Wal, and J. Oerlemans, Global ice volume variations through the last glacial cycle simulated by a 3-D ice-dynamical model, *Quaternary International*, *95-96*, 11–23, 2002.
- Bintanja, R., S. Roderik, R. S. W. van de Wal, and J. Oerlemans, A new method to estimate ice age temperature, *Climate Dynamics*, *24*, 197–211, 2004.
- björnsson, H., Subglacial water reservoirs, jökulhlaups and volcanic eruptions, *jökull*, *107*, 1–14, 1976.
- Blankenship, D. D., C. R. Bentley, S. T. Rooney, and R. B. Alley, Seismic measurements reveal a saturated porous layer beneath an active Antarctic ice stream, *Nature*, *322*, 54–57, 1986.
- Bond, G., W. Broecker, S. Johansen, J. McManus, L. Labeyrie, J. Jouzel, and G. Bonani, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and greenland ice, *Nature*, *365*, 143–147, 1993.
- Bond, G., et al., Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, *360*, 245–249, 1992.
- Bond, G. C., and R. Lotti, Iceberg discharge into the north atlantic on millennial time scales during the last glaciation., *Science*, *267*, 1005–1010, 1995.
- Boon, S., and M. Sharp, The role of hydrologically-driven ice fracture in drainage system evolution on an Arctic glacier, *Geophysical Research Letters*, *30*, 1–2, 2003.
- Bougamont, M., S. Tulaczyk, and I. Joughin, Numerical investigation of the slowdown of Whilland Ice Sream, West Antarctica : is it shutting down like Ice Stream C, *Annals of Glaciology*, *37*, 239–246, 2005.
- Boulton, G. S., and C. D. Clark, A highly mobile Laurentide ice sheet revealed by satellite images of glacial lineations, *Nature*, *346*, 813–817, 1990.
- Boulton, G. S., P. Dongelmans, M. Punkari, and M. Broadgate, Evidence of Eurasian ice sheet fluctuation during the last glacial cycle, in *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe*, edited by J. Ehlers and P. Gibbard, pp. 442–460, Elsevier, Amsterdam, 2004.

- Broecker, W. S., G. C. Bond, M. Klas, E. Clark, and J. McManus, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events, *Climate Dynamics*, 6, 265–273, 1992.
- Brown, C. S., M. F. Meier, and A. Post, Calving speed of Alaska tidewater glaciers, with application to Columbia Glacier, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, pp. 1258–C, 1982.
- Calov, R., A. Ganopolski, V. Petroukhov, and M. Clausen, Large-scale instabilities of the Laurentide ice sheet simulated in a fully coupled climate-system model, *Geophysical Research Letters*, 29, 1, 2002.
- Charbit, S., 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, 2002.
- Charbit, S., 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.
- Charbit, S., C. Ritz, G. Philippon, V. Peyaud, and M. Kageyama, Numerical reconstructions of the northern hemisphere ice sheets through the last glacial-interglacial cycle, *Submitted to Climate of the Past*, 2006.
- Clague, J. J., Cordilleran ice sheet, *Geological Survey of Canada, Geology of Canada No. 1*, pp. 40–42, 1989.
- Clarke, G. K., D. Leverington, J. Teller, and A. Dyke, Superlakes, Megafloods, and Abrupt Climate Change, *Science*, 301, 922 – 923, 2003.
- Clarke, G. K., D. Leverington, J. Teller, and A. Dyke, Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event, *Quaternary Science Reviews*, 23, 399–407, 2004.
- CLIMAP Project Members, *Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum*, vol. MC36, Geological Society of America Map and Chart Series MC-36, 1981.
- COHMAP Members, Climatic changes of the last 18,000 years : observations and model simulations, *Nature*, 241, 1043–1052, 1988.
- Cook, A. J., 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.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, J. Moller, and C. C. Langway, One thousand centuries of climatic record from camp century on the greenland ice sheet, *Science*, 166, 377–381, 1969.

- Dansgaard, W., et al., Evidence for general instability of past climate from a 250kyr ice core-recordr, *Nature*, 364, 218–220, 1993.
- Davis, C. H., Y. Li, J. R. McConnell, M. M. Frey, and E. Hanna, Snowfall-Driven Growth in East Antarctic Ice Sheet Mitigates Recent Sea-Level Rise, *Science*, 308, 1891–1901, 2005.
- Dawson, A. G., *Ice Age Earth. Late Quaternary geology and climate*, Routledge, 1992.
- De Angelis, H., and J. Kleman, Palaeo-ice streams in the northern Keewatin sector of the Laurentide ice sheet, *Annals of Glaciology*, 42, 135–144, 2005.
- Deconto, R. M., and D. Pollard, Rapid cenozoic glaciation of antarctica induced by a declining atmospheric CO_2 , *Nature*, 421, 245–249, 2003.
- Denton, G. H., and T. J. Hugues, *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley & sons, 1981.
- Denton, G. H., and T. J. Hugues, Reconstructing the antarctic ice sheet at the last glacial maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 193–202, 2002.
- Dowdeswell, J. A., and M. J. Siegert, Ice-sheet numerical modeling and marine geophysical measurements of glacier-dreived sedimentation on the eurasian arctic continental margins, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, 1080–1097, 1999a.
- Dowdeswell, J. A., and M. L. Siegert, The dimensions and topographic setting of Antarctic subglacial lakes and implications for large-scale water storage beneath continental ice sheets, *GSA bulletin*, 111, 254–263, 1999b.
- Drewy, D. J., *Glacial Geologic Processes*, Edward Arnold, London, 1986.
- Droxler, A. W., R. Z. Poore, and L. Burkle (Eds.), *Earth's Climate and Orbital Eccentricity : The Marine Isotope Stage 11 Question*, AGU, 2003.
- Dumas, C., 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, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 2002.
- Dyke, A. S., J. T. Andrews, P. U. Clark, J. H. England, G. H. Miller, J. Shaw, and J. J. Veillette, The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, 21, 9–31, 2002.
- El-Tahan, M., S. Venkatesh, and H. El-Tahan, Validation and quantitative assessment of the deterioration mechanisms of Arctic icebergs, *J. Offshore Mech. Arctic Eng.*, 109, 102–108, 1987.
- Emiliani, C., Pleistocene tempetatures., *Journal of geology*, 63, 539–578, 1955.

- Engelhardt, H., N. Humphrey, B. Kamb, and M. Fahnestock, Physical conditions at the base of a fast moving Antarctic Ice Stream, *Science*, *248*, 57–59, 1990.
- EPICA community members, Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, *429*, 623–628, 2004.
- EPICA community members, One-to-one interhemispheric coupling of polar climate variability during the last glacial, *Nature*, p. in press, 2006.
- Epstein, S., R. P. Sharp, and A. J. Gow, Antarctic ice sheet : stable isotope analyses of byrd station cores and interhemispheric climatic implications., *Science*, *168*, 1570–1572, 1970.
- Fabre, A., 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, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 1997.
- Fabre, A., A. Letréguilly, C. Ritz, and A. Mangeney, Greenland under changing climates : sensitivity experiments with a new three-dimensional ice-sheet model, *Annals of Glaciology*, *21*, 1–7, 1995.
- Flowers, G., and G. Clarke, A multicomponent coupled model of glacier hydrology, 1, Theory and synthetic examples, *Journal of Geophysical Research*, *107*, doi :10.1029/2001JB001,122, 2002.
- Forsström, P.-L., and R. Greve, Simulation of the Eurasian ice sheet dynamics during the last glaciation, *Global and Planetary Change*, *42*, 59–81, 2004.
- Fortuin, J., The surface mass balance and temperature of antarctica, Ph.D. thesis, Utrecht Institute of Technology, Netherlands, 1992.
- Fortuin, J. P. F., and J. Oerlemans, Parametrisation of the annual surface temperature and mass balance of antarctica, *Annals of Glaciology*, *14*, 78–84, 1990.
- Fowler, A., and E. Schiavi, A theory of ice-sheets surges, *Journal of Glaciology*, *44*, 104–108, 1998.
- Fowler, A. C., Sliding with cavity formations, *Journal of Glaciology*, *33*, 255–267, 1987a.
- Fowler, A. C., A theory of glaciers surges, *Journal of Geophysical Research*, *92*, 9111–9120, 1987b.
- Fowler, A. C., Breaking the seal at Grímsvötn, Iceland, *Journal of Glaciology*, *45*, 506–516, 1999.

- Fox, C., Maule, M. E. Purucker, N. Olsen, and K. Mosegaard, Heat flux anomalies in Antarctica revealed by satellite magnetic data, *Science*, 309, 464–467, 2005.
- Freeze, R. A., and J. A. Cherry, *Groundwater*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ., 1979.
- Gallee, H., 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*, 97, 15,713–15,740, 1992.
- Ganopolski, A., and S. Rahmstorf, Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model, *Nature*, 409, 153–158, 2001.
- Genty, D., D. Blamart, R. Ouahdl, M. Gilmour, A. Baker, J. Jouzel, and S. Van-Exter, Precise dating of Dansgaard-Oeschger climate oscillations in Western Europe from stalagmite data, *Nature*, 421, 833–837, 2003.
- Gersonde, R., X. Crosta, A. Abelmann, and L. Armand, 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.
- Gregory, J. M., P. Huybrechts, and S. C. B. Rapera, Threatened loss of the Greenland ice-sheet, *Nature*, 428, 616, 2004.
- GRIP Members, Climate instability during the last interglacial period in the GRIP ice core, *Nature*, 364, 203–207, 1993.
- Grotes, F. E., M. Stuiver, J. W. C. White, S. Johnsen, and J. Jouzel, Comparison of oxygen isotope record from GISP2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, 366, 5526,554, 1993.
- Grousset, F. E., L. Labeyrie, J. A. Sinko, M. Cremer, G. Bond, E. Duprat, J. Cortijo, and S. Huon, Patterns of ice-rafted debris in the glacial north atlantic(40-55N), *Paleoceanography*, 8, 175–192, 1993.
- Grousset, F. E., C. Pujol, L. Labeyrie, G. Auffret, and A. Boelaert, Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets?, *Geology*, 28, 123–126, 2000.
- Gudmundsson, M., H. björnsson, and F. Pálsson, Changes in jökulhlaup sizes in Grimsvötn, Vatnajökull, Iceland, 1934-91, deduced from in-situ measurements of subglacial lake volume, *Journal of Glaciology*, 41, 263–272, 1995.

- Hallet, B., Subglacial regelation water film, *Journal of Glaciology*, *21*, 321–334, 1979.
- Hays, J. D., J. Imbrie, and N. L. Shackleton, Variations in the Earth's Orbit : Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, *194*, 1121–1132, 1976.
- Heinrich, H., Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, *Quaternary Research*, *29*, 142–152, 1988.
- Houmark-Nielse, M., I. Demidov, S. Funder, K. Grjøl, K. H. Kjær, E. Larsen, N. Lavrova, A. Lyså, and J. K. Nielsen, Early and Middle Waldaian glaciations, ice dammed lakes and periglacial interstadials in the northwest Russia : new evidence from Pyoza River area, *Global and Planetary Change*, *31*, 215–237, 2001.
- Hubbert, M. K., The theory of groundwater motion, *Journal of Geology*, *48*, 785–822, 1940.
- Hulbe, C. L., and D. R. MacAyeal, A new numerical model of coupled ice sheet, ice stream, and ice shelf flow and its application to the West Antarctic Ice Sheet, *Geophysical Research Letters*, *104*, 25,349–25,366, 1999.
- Hulbe, C. L., D. R. MacAyeal, G. H. Denton, J. Klemen, and T. V. Lowell, Catastrophic ice shelf breakup at the source of Heinrich event icebergs, *Paleoceanography*, *1*, doi :10.1029/2003PA000,890, 2004.
- Hutter, K., *Theoretical Glaciology*, D. Reidel, Norwell, Mass., 1983.
- Huybrechts, P., A 3-D model for the Antarctic ice sheet : a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast, *Climate Dynamics*, *5*, 79–92, 1990.
- Huybrechts, P., Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland, Antarctic ice sheets during the glacial cycles, *Quaternary Science Reviews*, *21*, 2002.
- Huybrechts, P., and S. T'siobbel, A three-dimensional climate-ice-sheet model applied to the Last Glacial Maximum, *Annals of Glaciology*, *25*, 333–339, 1997.
- IPCC, *Summary for policymakers*, Intergovernmental Panel on Climate Change, 3rd edition, 2001.
- Ivins, E., and T. James, Antarctic glacial isostatic adjustment : a new assessment, *Antarctic Science*, *17*, 537–549, 2005.
- Jackson, C. S., and A. J. Broccoli, Orbital forcing of Arctic climate : mechanisms of climate response and implication for continental glaciation, *Climate Dynamics*, *21*, 539–557, 2003.

- Jacobel, R. W., T. A. Scambos, C. F. Raymond, and A. M. Gades, Changes in the configuration of ice stream flow from the West Antarctic Ice Sheet, *Journal of Geophysical Research*, 101, 4071–4087, 1996.
- Jenkins, A., A one-dimensional model of ice shelf-ocean interaction, *Journal of Geophysical Research*, 96, 20,671–20,677, 1991.
- Johnson, J., and J. Fastook, Northern hemisphere and its sensitivity to basal melt water., *Quaternary International*, 95-96, 65–74, 2002.
- Joughin, I., and S. Tulaczyk, Positive Mass Balance of the Ross Ice Streams, West Antarctica, *Science*, 295, 476–480, 2002.
- Joughin, I., W. Abdalati, and M. Fahnestock, Large fluctuations in speed on Greenland's Jakobshavn Isbræglacier, *Science*, 432, 608–610, 2004.
- Joussaume, S., and P. Braconnot, Sensitivity of paleoclimate simulation results to season definitions, *Journal of Geophysical Research*, 102, 1943–1956, 1997.
- Kageyama, M., S. Charbit, C. Ritz, and M. Khodri, Quantifying ice-sheet feedbacks during the last glacial inception, *Geophysical Research Letters*, 31, L24,203, 2004.
- Kamb, B., Glacier surge mechanism based on linked cavity configuration of the basal water conduit system, *Journal of Geophysical Research*, 92, 90,831–91,000, 1987.
- Kamb, B., C. Raymond, W. Harrison, H. Engelhardt, K. Echelmeyer, N. Humphrey, M. Brugman, and T. Pfeffer, Glacier surge mechanism : 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska, *Science*, 227, 469–479, 1985.
- Kenneally, J., and T. Hughes, The calving constraints on inception of Quaternary ice sheets, *Quaternary International*, 95-96, 31,943–31,964, 2002.
- Kennett, J. P., Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography, *Journal of Geophysical Research*, 82, 3843–3860, 1977.
- Khodri, M., Y. Leclainche, G. Ramstein, P. Braconnot, O. Marti, and E. Cortijo, Simulating the amplification of orbital forcing by ocean feedback in the last glaciation, *Nature*, 410, 570–574, 2001.
- Kleman, J., and C. Hättstrand, Frozen-bed Fennoscandian and Laurentide ice sheets during the Last Glacial Maximum, *Nature*, 402, 63–66, 1999.
- Kleman, J., C. Hättstrand, I. Borgström, and A. Stroeven, Fennoscandian paleoglaciology reconstructed using a glacial geological inversion model, *Journal of Glaciology*, 43, 283–298, 1997.

- Knies, J., H.-P. Kleiber, J. Matthiessen, C. Müller, and N. Nowaczyk, Marine ice-rafted debris records constrain maximum extent of Saalian and Weichselian ice-sheets along the northern Eurasian margin, *Global and Planetary Change*, *31*, 45–64, 2001.
- Krinner, G., and C. Genthon, Altitude dependence of the ice sheet surface climate, *Geophysical Research Letters*, *26*, 2227–2230, 1999.
- Krinner, G., J. Mangerud, M. Jakobsson, M. Crucifix, C. Ritz, and J. Svendsen, Enhanced ice sheet growth in Eurasia owing to adjacent ice-dammed lakes, *Nature*, *427*, 429–432, 2004.
- Krinner, G., O. Magand, I. Simmonds, C. Genthon, and J.-L. Dufresne, Simulated Antarctic precipitation and surface mass balance at the end of the twentieth and twenty-first centuries, *Climate Dynamics*, pp. 18–+, 2006.
- Lambeck, K., Constraints on the Late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observation of raised shorelines, *Quaternary Science Reviews*, *14*, 1–16, 1995.
- Lambeck, K., Limits on the areal extent of the Barents Sea ice sheet in the Late Weichselian time, *Global and Planetary Change*, *12*, 41–51, 1996.
- Lambeck, K., A. Purcell, S. Funder, K. Kjær, E. Larsen, and P. Möller, Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling, *Boreas*, *35*, 539 – 575, 2006.
- Landais, A., J. P. Steffensen, N. Caillon, J. Jouzel, V. Masson-Delmotte, and J. Schwander, Evidence for stratigraphic distortion in the Greenland Ice Core Project (GRIP) ice core during event 5e1 (120 kyr BP) from gas isotopes, *Journal of Geophysical Research*, *109*, D06,103.1–D06,103.8, 2004.
- Landvik, J. Y., A. Bondevik, S. and Elverhi, W. Fjeldskaar, J. Mangerud, O. Salvigsen, M. J. Siegert, J. I. Svendsen, and T. O. Vorren, The last glacial maximum of Svalbard and the Barents Sea area : Ice sheet extent and configuration, *Quaternary Science Reviews*, *17*, 43–75, 1998.
- Le Meur, E., Spécificité de l'isostasie en contexte glaciaire. présentation et application d'un modèle de réponse terrestre, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 1996.
- Le Meur, E., and P. Huybrechts, A comparison of the different ways of dealing with isostasy : examples from modelling the antarctic ice sheet during the last glacial cycle., *Annals of Glaciology*, *23*, 309–317, 1996.
- Legates, D. R., and C. J. Willmott, Mean seasonal and spatial variability in global surface air temperature., *Theor. Appl. Climatol.*, *41*, 11–21, 1990.

- Lliboutry, L., General theory of subglacial cavitation and sliding of temperate glaciers, *Journal of Glaciology*, 7, 21–58, 1968.
- Lliboutry, L., Local friction laws for glacier : a critical review and new opening, *Journal of Glaciology*, 23, 67–95, 1979.
- Llubes, M., C. Lanseau, and F. Rémy, Relation between basal condition, subglacial hydrological networks and geothermal flux in Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 655–662, 2006.
- Lorius, C., L. Merlivat, J. Jouzel, and M. Pourchet, A 30,000 yr isotope climatic record from Antarctic ice, *Nature*, 280, 644–648, 1979.
- MacAyeal, D. R., Large Scale ice flow over a viscous basal Sediment : Theory and Application to Ice Stream B, Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, 94, 4071–4087, 1989.
- MacAyeal, D. R., A low-order model of the Heinrich event cycle, *Paleoceanography*, 8, 767–773, 1993a.
- MacAyeal, D. R., Binge/Purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, 8, 775–784, 1993b.
- MacAyeal, D. R., T. A. Scambos, C. L. Hulbe, and M. A. Fahnestock, Catastrophic ice-shelf break-up by an ice-shelf-fragment-capsize mechanism, *Annals of Glaciology*, 49, 22–36, 2003.
- Mangerud, M., Ice sheet limits on Norway and the Norwegian continental shelf, in *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. Vol. 1 Europe*, edited by J. Ehlers and P. Gibbard, pp. 271–294, Elsevier, Amsterdam, 2004.
- Mangerud, M., R. Løvlie, S. Gulliksen, A.-K. Hufthammer, E. Larsen, and V. Valen, Paleomagnetic correlations between Scandinavian Ice-Sheet fluctuations and Greenland Dansgaard-Oeschger Events, 45,000-25,000 yrs B.P., *Quaternary Research*, 59, 211–220, 2002.
- Mangerud, M., et al., Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea ice sheet during the last 150 000 years, *Quaternary Science Reviews*, 17, 11–42, 1998.
- Mangerud, M., et al., Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation, *Quaternary Science Reviews*, 23, 1331–1332, 2004.
- Marshall, S., Notes on parametrization of subgrid processes in large-scale ice sheet models, *Eismint II intercomparison workshop*, pp. 1–37, 1997.

- Marshall, S., L. Taresov, G. Clarke, and W. Peltier, Glaciological reconstruction of the Laurentide Ice Sheet : physical processes and modelling challenges, *Canadian Journal of Earth Science*, *37*, 769–793, 2000.
- Marshall, S., T. James, and G. Clarke, North American Ice Sheet reconstruction at the Last Glacial Maximum, *Quaternary Science Reviews*, *21*, 175–192, 2002.
- Marshall, S. J., Modelling laurentide ice stream thermomechanics, Ph.D. thesis, University of British Columbia, 1996.
- Masson-Delmotte, V., J. Jouzel, A. Landais, M. Stievenard, S. J. Johnsen, J. W. C. White, M. Werner, A. Sveinbjornsdottir, and K. Fhurer, GRIP deuterium excess reveals rapid and orbital-scale changes in Greenland moisture origin, *science*, *309*, 118–121, 2005.
- Masson-Delmotte, V., et al., Past and future polar amplification of climate change : climate model intercomparisons and ice-core constraints, *Climate Dynamics*, *26*, 513–529, 2006.
- McIntyre, A., A. Kipp, N.G. and Bé, T. Crowley, T. Kellogg, J. Gardner, W. Prell, and W. Ruddiman, The glacial North Atlantic 18,000 years ago : a CLIMAP reconstruction, in *Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology*, edited by R. Cline and J. Hays, vol. 145, pp. 43–76, Mem. Geol. Soc. Am., 1976.
- Mercer, J. H., West Antarctic Ice Sheet and CO₂ greenhouse effect : a threat of disaster, *Nature*, *271*, 321–325, 1978.
- Milankovitch, M., *Canon of Insolation and the Ice-Age Problem*, Royal Serbian Acad. Sp. Pub, Belgrade, Yugoslavia, 1941.
- Moran, K., et al., The Cenozoic palaeoenvironment of the Arctic Ocean, *Nature*, *441*, 601–605, 2006.
- Morland, L., Thermo-mechanical balances of ice sheet flow, *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, *29*, 237–266, 1984.
- Morland, L. W., Unconfined ice-shelf flow, in *Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet*, edited by C.J. Van deer Veen and J. Oerlemans, pp. 99–116, Dordrecht, etc., 1987.
- Murray, A., and J. Olley, Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz, *Geochronometria*, *21*, 57–73, 2002.
- Murray, T., Assessing the paradigm shift : deformable glaciers beds, *Quaternary Science Reviews*, *16*, 995–1016, 1997.

- New, M., M. Hulme, and P. Jones, Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part I : Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology, *J. Clim.*, 12, 829–856, 1999.
- NGRIP members, High resolution record of Northern Hemisphere climate extending into last interglacial period, *Nature*, 431, 147–151, 2004.
- Oppenheimer, M., Global warming and the stability of the West Antarctic Ice Sheet, *Nature*, 393, 325–332, 1998.
- Paillard, D., and F. Parrenin, The Antarctic ice sheet and the triggering of deglaciations, *Earth and Planetary Science Letters*, 227, 263–271, 2004.
- Paillard, D., L. Labeyrie, and P. Yiou, Macintosh Program Performs Time-Series Analysis, in *EOS Transactions*, vol. 77, p. 379, AGU, 1996.
- Paterson, W. S. B., *The Physics of Glaciers*, Elsevier Science Ltd, 3rd edition, 1994.
- Payne, A. J., Limit cycles in the basal thermal regime of ice sheets, *Journal of Geophysical Research*, 100, 4249–4263, 1995.
- Peltier, W., Ice age paleotopography, *Sciences*, 265, 195–201, 1994.
- Peltier, W., Global Glacial Isostasy and the Surface of the Ice-Age Earth : The ICE-5G(VM2) Model and GRACE, *Annu. Rev. Planet. Earth Sci.*, 32, 111–149, 2004.
- Pelto, M. S., and C. R. Warren, Relationship between tidewater glacier calving and water depth at the calving front, *Annals of Glaciology*, 15, 115–118, 1991, pas grand chose.
- Penck, A., W. et Brckner, *Die alpen im Eiszeitalter*, 3 vols, Leipzig, Tauschnitz, 1909.
- Petit, J., et al., Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostok ice core, antarctica, *Nature*, 399, 429–436, 1999.
- Peyron, O., J. Guiot, R. Cheddadi, P. Tarasov, M. Reille, J. de Beaulieu, S. Bottema, and V. Andieu, Cliatic reconstruction in europe for 18,000 yr b.p. from pollen data, *Quaternary Research*, 49, 183–196, 1998.
- Philippon, G., G. Ramstein, S. Charbit, M. Kageyama, C. Ritz, and C. 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.
- Pimienta, P., Etude du comportement mécanique des glaces polycristallines aux faibles contraintes ; applications aux glaces des calottes polaires, Ph.D. thesis, Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble, 1987.

- Polyak, L., M. Edwards, B. Coakley, and M. Jakobsson, Ice shelves in the Pleistocene Arctic Ocean inferred from glaciogenic deep-sea bedforms, *Nature*, *410*, 453–457, 2001.
- Punkari, M., Glacial geomorphology and dynamics in the eastern parts of the Baltic Shield interpreted using Landsat imagery, *Photogrammetric journal of Finland*, *9*, 77–93, 1982.
- Ramstein, G., A. Fabre, S. Pinot, C. Ritz, and S. Jousaume, Ice-sheet mass balance during the last glacial maximum, *Annals of Glaciology*, *25*, 145–152, 1997.
- Raymo, L. E., M. E. and Lisiecki, and K. H. Nisancioglu, Plio-Pleistocene Ice Volume, Antarctic Climate, and the Global $\delta^{18}\text{O}$ Record, *Science*, *313*, 492–495, 2006.
- Raynaud, D., M. Loutre, C. Ritz, J. Chappellaz, J.-M. Barnola, J. Jouzel, V. Lipenkov, J.-R. Petit, and F. Vimeux, Marine Isotope Stage (MIS) 11 in the Vostok Ice Core : CO_2 Forcing and Stability of East Antarctica, in *Earth's Climate and Orbital Eccentricity : The Marine Isotope Stage 11 Question*, edited by A. W. Droxler, R. Z. Poore, and L. Burkle, pp. 27–40, AGU, 2003.
- Raynaud, D., J. Barnola, R. Souchez, R. Lorrain, J. Petit, P. Duval, and V. Lipenkov, Palaeoclimatology : the record for marine isotopic stage 11, *Nature*, *436*, 39–40, 2005.
- Reeh, N., Parametrization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice-sheet, *Polarforschung*, *59*, 113–128, 1991.
- Retzlaff, R., and C. R. Bentley, Timing of stagnation of Ice Stream C, West Antarctica, from short-pulse radar studies of buried surface crevasses, *Journal of Glaciology*, *39*, 553–561, 1993.
- Rignot, E., and S. S. Jacobs, Rapid bottom melting widespread near Antarctic Ice Sheet grounding lines, *Science*, *296*, 2020 – 2023, 2002.
- Rignot, E., and P. Kanagaratnam, Changes in the Velocity Structure of the Greenland Ice Sheet, *Science*, *311*, 986–990, 2006.
- Rignot, E., and R. H. Thomas, Mass balance of polar ice sheet, *Science*, *297*, 1502 – 1505, 2002.
- Rignot, E., S. P. Gogineni, W. B. Krabill, and S. Ekholm, North and Northeast Greenland Ice Discharge from Satellite Radar Interferometry, *Science*, *276*, 934 – 937, 1997.
- Rignot, E., D. G. Vaughan, M. Schmeltz, T. Dupont, and D. MacAyeal, Acceleration of Pine Island and Thwaites Glaciers, West Antarctica, *Annals of Glaciology*, *34*, 189–194, 2002.

- Rignot, E., G. Casassa, P. Gogineni, W. Krabill, A. Rivera, and R. Thomas, Accelerated ice discharge from the Antarctic Peninsula following the collapse of Larsen B ice shelf, *Geophysical Research Letters*, *31*, L18,401 DOI 10.1029/2004GL020,697, 2004.
- Ritz, C., Un modèle thermo-mécanique d'évolution pour le bassin glaciaire antarctique vostok-glacier byrd : sensibilité aux valeurs des paramètres mal connus, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 1992.
- Ritz, C., 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 climate cycle, *Climate Dynamics*, *13*, 11–24, 1996.
- Ritz, C., 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*, *106*, 31,943–31,964, 2001.
- Rommelaere, V., Trois problèmes inverses en glaciologie, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 1997.
- Rommelaere, V., and D. R. MacAyeal, Large -scale rheology of the ross ice shelf, antarctica, computed by a control method, *Annals of Glaciology*, *24*, 43–48, 1997.
- Rommelaere, V., and C. Ritz, A thermomechanical model of ice-shelf flow, *Annals of Glaciology*, *23*, 13–20, 1996.
- Rothlisberger, H., Water pressure in intra- and sub-glacial channels, *Journal of Glaciology*, *11*, 177–203, 1972.
- Rott, H., P. Skvarca, and T. Nagler, Rapid Collapse of Northern Larsen Ice Shelf, Antarctica, *Science*, *271*, 788–792, 1996.
- Ruddiman, W., Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the sub-polar North Atlantic (lat40 to 65), *Geological Society of America Bulletin*, *88*, 1813–1821, 1977.
- Ruddiman, W., S. Vavrus, and J. Kutzbach, A test of the overdue-glaciation hypothesis, *Quaternary Science Reviews*, *24*, 1–10, 2005.
- Ruddiman, W. F., and A. McIntyre, Warmth of the Subpolar North Atlantic Ocean During Northern Hemisphere Ice-Sheet Growth, *Science*, *204*, 173–175, 1979.
- Ruddiman, W. F., and A. McIntyre, Oceanic Mechanisms for Amplification of the 23,000-Year Ice-Volume Cycle, *Science*, *212*, 617–627, 1981.
- Rémy, F., and B. Legrésy, Subglacial hydrological networks in Antarctica and their impact on ice flow, *Annals of Glaciology*, *39*, 67–72, 2004.

- Rémy, F., L. Testut, B. Legrésy, A. Forieri, C. Bianchi, and I. E. Tabacco, Lakes and subglacial hydrological networks around Dome C, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, *37*, 252–256, 2003.
- Sarnthein, M., R. Gersonde, S. Niebler, U. Pflaumann, R. Spielhagen, J. Thiede, G. Wefer, and M. Weinelt, Overview of Glacial Atlantic Ocean Mapping (GLAMAP 2000), *Paleoceanography*, *18*, 8–1, 2003.
- Scambos, T. A., 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*, L18,402, doi :10.1029/2004GL020,670, 2004.
- Seaberg, S., J. Seaberg, R. L. B. Hooke, and D. Wiberg, Character of the englacial and subglacial drainage system in the lower part of the ablation area of Storglacieren, Sweden, es revealed by dye-trace studies, *Journal of Glaciology*, *34*, 217–227, 1988.
- Serreze, M. C., and C. R. Hurst, representation of mean arctic precipitation from ncep-ncar and era reanalyses, *Journal of Climate*, *13*, 182–201, 2001.
- Shackleton, N., A. Berger, and W. Peltier, An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677, *Trans. R. Soc. Edinb. Earth sci.*, *81*, 251–261, 1990.
- Shackleton, N. J., et al., Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region, *Nature*, *307*, 620–623, 1984.
- Shapiro, N. M., and M. H. Ritzwoller, Inferring surface heat flux distributions guided by a global seismic model : particular application to Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, *223*, 213–224, 2004.
- Shepherd, A., , D. J. Wingham, J. A. D. Mansley, and H. F. J. Corr, Inland Thinning of Pine Island Glacier, West Antarctica, *Science*, *291*, 862–864, 2001.
- Shepherd, A., D. Wingham, T. Payne, and P. Svarca, Larsen Ice Shelf has progressively thinned, *Science*, *302*, 856–859, 2003.
- Shreve, R., Movement of water in glacier, *Journal of Glaciology*, *11*, 205–214, 1972.
- Siegenthaler, U., et al., Stable Carbon Cycle-Climate Relationship During the Late Pleistocene , *Science*, 2005.
- Siegert, M., Antarctic Climate Evolution (ACE) : A new research initiative on a programme to couple geologically-based theories of ice sheet change over 65 Ma, *The Eggs*, [http ://the-eggs.org/](http://the-eggs.org/), *06*, 2003.

- Siegert, M., and J. Ridley, An analysis of the ice-sheet surface and subsurface topography above the Vostok Station subglacial lakes, Central East Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, *44*, 10,195–10,207, 1998.
- Siegert, M., D. J. A., and M. Melles, Late Weichselian glaciation of the Eurasian High Arctic, *Quaternary Research*, *53*, 273–285, 1999.
- Siegert, M., 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.
- Siegert, M., et al., Ice flow direction change in interior West Antarctica, *Science*, *305*, 1948–1951, 2004.
- Snoeckx, H., F. Grousset, M. Revel, and A. Boelaert, European contribution of ice-rafted sand to Heinrich layers H3 and H4, *Marine Geology*, *158*, 197–208, 1999.
- Spahni, R., et al., Atmospheric Methane and Nitrous Oxide of the Late Pleistocene from Antarctic Ice Cores, *Science*, *310*, 1317–1321, 2005.
- Spielhagen, R., et al., Arctic Ocean evidence for Late Quaternary initiation of northern Eurasian ice sheets, *Geology*, *25*, 783–786, 1997.
- Svendsen, J. I., et al., Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia, *Quaternary Science Reviews*, *23*, 1229–1271, 2004.
- Tabacco, I. E., A. Passerini, F. Corbelli, and M. Gorman, Determination of the surface and bed topography at Dome C, East Antarctica, *Journal of Glaciology*, *44*, 185–191, 1998.
- Tarasov, L., and W. R. Peltier, Impact of thermo-mechanical ice sheet coupling on a model of the 100 kyr ice-age cycle, *Journal of Geophysical Research*, *32*, 111–149, 1999.
- Tarasov, L., and W. R. Peltier, A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the north american ice-sheet complex, *Quaternary Science Reviews*, *23*, 359–388, 2004.
- Tarasov, P., et al., Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data, *Climate Dynamics*, *15*, 227–240, 1999.
- Testut, L., Apport de la topographie à l'étude des calottes polaires, Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2000.

- Thomas, R., Force-perturbation analysis of recent thinning and acceleration of Jakobshavn Isbræ, greenland, *Journal of Glaciology*, 50, 57–66, 2004.
- Thomas, R., et al., Accelerated sea-level rise from West Antarctica, *Science*, 306, 255–258, 2004.
- Thorsteinsson, T., and C. F. Raymond, Sliding versus till deformation in the fast motion of an ice stream over a viscous till, *Journal of Glaciology*, 46, 633–640, 2000.
- Van Der Veen, C. J., State of balance of the cryosphere, *Rev. Geophys*, 29, 433–456, 1991.
- van der Veen, C. J., Tidewater calving, *Journal of Glaciology*, 42, 375–385, 1996.
- Vaughan, D. G., Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the antarctic peninsula, *Nature*, 379, 328–331, 1996.
- Velicogna, I., and J. Wahr, Measurements of Time-Variable Gravity Show Mass Loss in Antarctica, *Science*, 311, 1754–1756, 2006.
- Vieli, A., M. Funk, and H. Blatter, Flow dynamics of tidewater glaciers : a numerical modelling approach, *Journal of Glaciology*, 47, 595–606, 2001.
- Vimeux, F., V. Masson-Delmotte, J. Jouzel, M. Stievenard, and J.-R. Petit, Glacial-interglacial changes in ocean surface conditions in the Southern Hemisphere, *Nature*, 398, 410–413, 1999.
- Vivian, R., *Les glaciers des alpes occidentales*, Allier, Grenoble, 1975.
- Voelker, A., Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS)3 : a database, *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185–1212, 2002.
- Walder, J., Stability of sheet flow of water beneath temperate glaciers and implications for glacier surging, *Journal of Glaciology*, 28, 273–293, 1982.
- Walder, J., Hydraulics of subglacial cavities, *Journal of Glaciology*, 32, 439–445, 1986.
- Walder, S., and A. Fowler, Channelized subglacial drainage over a deformable bed, *Journal of Glaciology*, 40, 3–15, 1994.
- Wang, Y., H. Cheng, R. Edwards, Z. An, W. J.Y., S. C.-C., and J. Dorale, A high-resolution absolute-dated late pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China, *Science*, 294, 2345–2348, 2001.
- Watanabee, O., K. Kamiyama, H. Motoyama, Y. Fujii, S. H., and S. K., The paleoclimate record in the ice core at Dome Fuji station, East Antarctica, *Annals of Glaciology*, 29, 176–178, 1999.

- Watanabee, O., 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.
- Weertman, J., On sliding of glacier, *Journal of Glaciology*, *3*, 33–38, 1957.
- Weertman, J., General theory of water flow at the base of a glacier or ice sheet, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *10*, 287–333, 1972.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith, Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, *72*, 441, 1991.
- Willis, I., M. Sharp, and K. Richards, Configuration of the drainage system of Mitdalsbreen, Norway, as indicated by dye-tracing experiments, *Journal of Glaciology*, *36*, 89–101, 1990.
- Wingham, R., M. Siegert, A. Shepherd, and A. Muir, Rapid discharge connects Antarctic subglacial lakes, *Nature*, *440*, 1033–1036, 2006.
- Wolff, E. W., A. Rankin, and R. R., An ice core indicator of Antarctic sea ice production, *Geophysical Research Letters*, *30*, 2158, 2003.
- Zielinski, G. A., Use of paleo-records in determining variability within the volcanism-climate system, *Quaternary Science Reviews*, *19*, 417–438, 2000.
- Zwally, H. J., 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.
- Zweck, C., and P. Huybrechts, Modeling the marine extent of northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle, *Journal of Glaciology*, *37*, 173–180, 2003.
- Zweck, C., and P. Huybrechts, Modeling of the northern hemisphere ice sheets during the last glacial cycle and glaciological sensitivity, *Journal of Geophysical Research*, *110*, L18,402, doi :10.1029/2004JD005,489, 2005.