HAL
open science

Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord

Estelle Poutou

To cite this version:

Estelle Poutou. Etude numérique du rôle des interactions entre la surface et l'atmosphère dans le cadre d'un changement climatique aux hautes latitudes nord. Sciences de la Terre. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2003. Français. NNT : . tel-00004185

HAL Id: tel-00004185

https://theses.hal.science/tel-00004185

Submitted on 15 Jan 2004

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.

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GEOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Associé à l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER-GRENOBLE I

ETUDE NUMERIQUE DU ROLE DES INTERACTIONS ENTRE LA SURFACE ET L'ATMOSPHERE DANS LE CADRE D'UN CHANGEMENT CLIMATIQUE AUX HAUTES LATITUDES NORD

Estelle POUTOU

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

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers
Date de soutenance : 28 Octobre 2003

Composition du jury :

M. Michel Fily	Président
M. Alain Royer	Rapporteur
M. Hervé Le Treut	Rapporteur
Mme Nathalie de Noblet-Ducoudré	Examinateur
M. Christophe Genthon	Directeur de thèse
M. Gerhard Krinner	Co-directeur de thèse

Contact: poutou@lgge.obs.ujf-grenoble.fr

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement – CNRS
Tél (33) 04.76.82.42.00 – Fax (33) 04.76.82.42.01
54, Rue Molière – BP 96 – 38402 Saint Martin d'Hères Cedex France

A mes grands parents,

« La première partie de la vie se passe à désirer la seconde;
la seconde à regretter la première »

Alphonse Karr

Remerciements

Tout d'abord, cette aventure de thèse n'aurait jamais pu démarrer sans Christophe Genthon, qui m'a fait découvrir, le monde passionnant de la climatologie et les « bugs » informatiques! Un grand merci Christophe! J'ai ensuite eu la chance de travailler avec Nathalie de Noblet et Jérôme Chappellaz sur les wetlands. C'est au cours de cette période, que l'idée de la thèse s'est peu à peu formulée dans mon esprit. Je leur dois à tous les deux de m'avoir inculqué un enthousiasme et une énergie dans mon premier travail de recherche que j'ai essayé de conserver par la suite. Je me suis également beaucoup enrichie des rencontres avec d'autres thésards, avec les indispensables ingénieurs informaticiens du LSCE, et... avec Gerhard Krinner. J'espère qu'ils ne m'en veulent pas d'avoir choisi de rester ces 3 années à Grenoble avec Gerhard. Encore un grand merci à Christophe d'avoir accepté la direction de cette thèse.

Durant ces trois années passées au LGGE, je suis profondément reconnaissante à Gerhard, d'avoir bien voulu s'engager avec moi dans une première direction de thèse, sur un sujet aussi vaste. Sa disponibilité et sa patience à répondre à mes questions ou bien à me répéter des choses (que j'avais oubliées ou mal comprises!) m'ont permis d'apprendre énormément à ces côtés. La richesse de ses idées et ses encouragements ont constitué des atouts précieux pour que je me fraye un chemin dans mes recherches. Je n'oublie pas non plus Christophe, qui a toujours su m'indiquer des bons conseils, en particulier pour la rédaction d'articles. Enfin, merci à tous les deux d'avoir eu la patience de lire attentivement et de corriger ma thèse.

L'expérience d'une thèse est le résultat de nombreux échanges scientifiques et humains avec des femmes et des hommes, envers lesquels j'aimerais ici exprimer toute ma reconnaissance (même si ces quelques lignes sont insuffisantes pour résumer le précieux rôle qu'ils ont chacun joué).
Je remercie toute l'équipe climat du LSCE, laquelle m'a toujours accueillie très chaleureusement lors de mes visites. J'ai une pensée particulière pour Jean-Yves et François, sans lesquels mes connexions à distance n'auraient jamais fonctionné, et qui ont toujours su agrémenter mes visites parisiennes de leur bonne humeur. Merci d'avoir toujours répondu à mes appels au secours, même lorsque j'étais basé à Grenoble. Merci à Patrick pour ses scripts Ferret. Je remercie Masa, de m'avoir aiguiller sur mes premiers pas au DMG et de m'avoir fourni des paléodonnées. Enfin, je ne pourrais refermer ce volet parisien, sans exprimer ma grande reconnaissance envers Nathalie, pour ses riches conseils, sa disponibilité et son enthousiasme sur des résultats nouveaux. Je la remercie également pour ses relectures très constructives de mon premier article et de ma thèse. Merci enfin d'avoir pris en charge la rédaction de l'article sur les wetlands.

I would like to thank all the persons who have given me some advices at conferences or some « matter » for my study: Igor Mokhov for his « severity index », Wilhelm May and Jonathan Gregory for their future boundary conditions, Aaron Boone for his constructive discussion. Many thanks to Mike Coe and Pedro Viterbo for answering so many times to my messages!
Je tiens également à remercier Michel Fily de m'avoir permis d'aller découvrir le Québec. Merci à toute la petite famille et à Alain Royer pour leur chaleureux accueil à Sherbrooke. Merci également à J. P. René Laprise de m'avoir accueillie à l'UQAM à Montréal.

Au LGGE, je remercie toutes les personnes, qui à un moment ou un autre ont su me libérer quelques minutes de leur temps pour répondre à mes questions. Je remercie Michel et Arnaud, pour m'avoir fourni sur la fin de ma thèse leurs résultats préliminaires concernant leurs données satellites. Que serais-je devenue sans Marie-Christine et Michel, qui m'ont (oh, que trop souvent!) dépanné pour des soucis informatiques! Merci également au personnel administratif du labo de leur aide ponctuelle: Danièle pour mes demandes d'articles, Sophie pour mes soucis de photocopieuse ou de fax, Jocelyne et Michèle pour mes missions.

Je tiens à remercier vivement Alain Royer, Hervé Le Treut et Nathalie de Noblet, qui ont bien voulu lire la thèse et rédiger des rapports conséquents et riches de remarques et conseils. J'ai été ravie que Michel Fily accepte de présider mon jury. La soutenance a représenté un grand moment de plaisir de partage de mon travail de recherche, d'émotion et de soulagement. Merci donc au jury et à toutes les personnes qui m'ont soutenue jusqu'au bout.

Le LGGE fut un lieu très agréable à vivre. C'est vrai que la vue sur la dent de Crolles et Belledonne y est pour beaucoup (merci Jean-Marc !) mais… plusieurs personnes ont participé à ce bien-être quotidien. Je

pense à ceux qui ont enrichi mes débuts au LGGE: Emmannuel, l'agrégé spécialiste du Fortran; Manu qui a si gentiment accueilli et formé une petite maîtrise sur LATEX, et qui m'a souvent dépannée ensuite et Matthieu pour sa philosophie « du pourquoi faire une thèse ? ».
En fait, j'ai toujours été accueillie avec le sourire dans ce premier bureau de thésards au premier étage. Comment Bruno (lecteur très attentif aussi de ma thèse) a t-il supporté mes longues discussions philos avec Matthieu ? Je n'oublierai pas ses incursions à l'improviste dans mon bureau ainsi que les magnifiques photos des manchots empereurs de Dumont Durville qui m'ont aérer l'esprit sur la fin de thèse. Merci à Frédéric pour ses remises au clair sur des questions de physique ou maths.

Ensuite, toute l'équipe des loustics de 12h45 a fortement contribué à faire en sorte que la thèse se passe dans l'allégresse... je les en remercie profondément: Vince pour son ton bourru (cachant une infime gentillesse!), Nico dit Madar pour ses fonds de mémoire incroyables, Olivier pour son esprit critique aigu (indispensable pour un grand journaliste), Fred pour ses expériences guyanaises, Aurélien pour son soutien en tant que partisan anti-foot, et Gilles pour ses généreux compliments. A eux tous, ils constituent une fière équipe de gais lurons, qui ont comblé pas mal de mes ignorances en géographie ou en botanique…
Merci également à tous ceux qui ont égayé mes déambulations dans les couloirs et dont la porte du bureau était toujours ouverte, en particulier: Suzie (merci pour les derniers conseils avant la soutenance!), les gaziers: Sophie, Olivier (rattaché de force), Blandine et Grég (le mangeur de pommes) pour leurs rendez-vous déjeuners, Jean-Marc, Jacques (abonné de la cafétéria), Barbara pour les questions de poussières, Paolo pour son entraînement à l'arva, Loic pour nos pauses sur l'avancement de nos travaux. Quelle chance d'avoir Delphine et Nath pour leur présence féminine dans ce monde de chercheurs...parler entre filles ça fait parfois du bien! Un grand merci également à Julie et Juliette pour leur bonne humeur. De très grands encouragements aux thésards qui n'ont pas encore terminé (Gilou, Sophie, Paolo, Blandine, Barbara, Hervé), à ceux restant au LGGE (Nath, Delphine, Suzie) et aux nouveaux (Arnaud, Martin, Christophe).

Pour clore cet univers chaleureux du LGGE, je ne pourrais conter en quelques lignes l'atmosphère de détente qui a régné dans mon bureau grâce au caractère indescriptible de mon cher voisin, Jean-Luc. Fou de son travail, souvent suspendu au téléphone (à rouspéter auprès de ses collaborateurs), golfeur, abonné aux quiches... Jean-Luc recevait en première ligne mes « hourra » ou mes « ça marche pas » sans trop sourciller! Merci d'avoir été à l'écoute de mes petits soucis quotidiens (plombier, pare-brise), de mes aventures en patin (spectacle, chute douloureuse), ou encore de mes exploits culinaires!! Jean-Luc a finalement été un précieux confident tout au long de ces années. Je me sentais un peu moins seule certains week-ends ou lors de soirées prolongées avec un tel partenaire de bureau qui veille au grain.

Reste à remercier tous les amis extérieurs au LGGE, qui n'ont cessé de m'encourager durant ces années, et en particulier lors des derniers mois. Merci à Lan, Sophie, Pierre et Slavica de me témoigner leur amitié depuis le collège. Jacob, merci pour les sorties surf/ski! La bande de musiciens-chanteurs-photographes-amoureux de Brassens et Renaud m'a fait passer d'excellents moments: les deux Etienne, Catherine, Alex, René, Romain, Sandrine, et Olivier (merci de prendre soin de mes plantes!).
Comment remercier toutes les miss Cath, Nath, Ingrid, Kokovi et Flo, qui a leur manière croquent la vie à pleine dent et aiment partager leur enthousiasme ? Bonne chance à Cédric, Romain et Catherine pour la dernière ligne droite de leur thèse.
Un grand merci également à Marie-Christine et Marjorie, fidèles de la glace, qui chaque semaine avaient droit à un résumé de mes aventures de thésarde!

Ma plus grande gratitude va à mes parents, qui m'ont toujours fait confiance dans mes choix. Au fil de ces longues études, par leur soutien et réconfort, il m'ont permis d'aller au plus loin malgré mes nombreux doutes et questionnements. Merci également aux encouragements de la famille bordelaise, pour laquelle le monde de la recherche reste cependant encore obscur !

Enfin, merci à celui, qui certainement, a le plus enduré mes états d'anxiété, d'obstination, d'incertitude, et de plaisir qui ont scandé ces trois années de thèse. Un immense merci à Nicolas pour être à mes côtés (et me supporter!), pour ton écoute si dévouée et pour tes nombreuses et petites attentions au fil des jours.

Je voudrais finalement dédier l'ensemble de ce travail à mes grands-parents, Suzanne et Robert, pour lesquels je conserverai toujours une grande affection. Ils m'ont donné leur amour depuis ma plus tendre enfance et étaient si heureux de me voir dévorer les livres! J'aurais tellement aimé vous faire partager cet aboutissement de la thèse pour que vous soyez fiers de moi.

Résumé

La nécessité d'effectuer des prévisions climatiques fiables renforce le besoin de représenter correctement notre système Terre dans les modèles de climat. Or, les interactions entre la surface continentale et l'atmosphère restent simplistes dans la plupart des modèles de circulation générale atmosphérique (MCGAs). L'objectif de cette thèse était ainsi de contribuer à la compréhension du rôle de la surface sur le climat des régions boréales, particulièrement sensibles aux changements climatiques, et sur leur sensibilité climatique.

L'introduction dans le MCGA LMDz de deux caractéristiques des terres boréales, les sols gelés et les zones inondées (lacs et zones humides), a permis de quantifier leurs impacts respectifs sur différents climats (présent, Dernier Maximum Glaciaire, futur). Les émissions de méthane atmosphérique provenant des zones humides simulées par LMDz ont été estimées depuis le DMG. Le régime thermique des sols gelés a été examiné dans les récentes réanalyses européennes.

Abstract

To gain confidence in climate predictions, climate models must accurately represent the climatic system. But, terrestrial surface-atmosphere interactions remain simplified in most atmospheric general circulation models (AGCMs). Therefore, the aim of this study was to contribute to the understanding of the role of the surface in boreal climate, particularly sensitive to climate changes, and in their climate sensitivity.

Two boreal terrestrial surface characteristics, frozen grounds and inundated zones (lakes and wetlands) were introduced in the surface scheme of AGCM LMDz. We quantified their respective impact on different climates (present-day, Last Glacial Maximum, future). Atmospheric methane emissions from simulated (by LMDz) wetlands were estimated from the LGM. Thermal regime of frozen grounds was examined in the late european reanalysis.

Table des matières

Résumé **i**

Abstract **ii**

Introduction générale **ix**

1 Contexte de l'étude **1**

1.1 La surface terrestre dans le système climatique 1

1.1.1 Les interactions entre la surface et l'atmosphère 1

1.1.2 Quelques exemples frappants 5

1.2 Représentation de la surface dans les modèles de climat 6

1.2.1 Un peu d'histoire 6

1.2.2 Amélioration des performances des modèles 7

1.2.3 Les outils disponibles 10

1.2.4 Le modèle de climat utilisé : LMDz3.3 13

1.3 Sensibilité des modèles à la représentation de la surface 17

1.3.1 Climat actuel 17

1.3.2 Climat passé 19

1.3.3 Changements climatiques et climat futur 21

1.3.4 Principe d'une expérience de sensibilité 22

1.4 Les interactions étudiées : la présence de gel du sol et de surfaces inondées aux hautes latitudes nord 23

1.4.1 Motivations 23

1.4.2 Objectifs et plan de la thèse 25

2 Rôle du gel du sol sur le climat simulé **29**

2.1 Introduction sur les sols gelés 29

2.1.1 Description 29

2.1.2 Extension du pergélisol actuel et formation 32

2.1.3 Exemple de régime thermique du sol 32

2.1.4 Les différentes formes de gel 34

2.1.5 Enjeux de l'étude des sols gelés 36

2.2 Paramétrisation du gel du sol dans LMDz3.3 37

2.2.1 Principe numérique 37

2.2.2 Calcul des capacités et conductivités thermiques du sol 38

2.2.3 Traitement de l'hydrologie dans le sol 40

2.3 Rôle du gel du sol sur le changement climatique futur 41

2.3.1 Choix des conditions aux limites 41

2.3.2 Résumé en français de l'article sur l'impact de la prise en compte du gel du sol 48

2.3.3 Article soumis à Climate Dynamics 49

2.3.4 Conclusions de l'article 93

2.4 Rôle du gel du sol au Dernier Maximum Glaciaire 94

2.4.1 Introduction 94

2.4.2 Conditions des expériences 96

2.4.3 Simulations du climat au DMG 101

2.4.4 Effet du gel sur le changement DMG - présent 111

2.4.5 Conclusions sur l'effet du gel du sol 115

2.4.6 Le gel du sol a t-il amélioré la simulation du DMG ? 117

2.5 Conclusion 126

3 Rôle des zones inondées terrestres sur le climat simulé **129**

3.1 Généralités sur les lacs 130

3.1.1 L'origine des lacs 130

3.1.2 Interactions entre les lacs et l'atmosphère 131

3.1.3 Le régime thermique d'un lac 132

3.1.4 La glace de lac 135

3.2 Le cas particulier des zones humides ou wetlands 137
3.2.1 Leurs formation et caractéristiques 137
3.2.2 Leurs différentes fonctions 138
3.2.3 Formation de méthane au sein d'un wetland 139
3.3 Paramétrisation des zones inondées 140
3.3.1 Principes de la paramétrisation 140
3.3.2 Températures dans les lacs 141
3.3.3 Calcul de l'étendue des wetlands 144
3.4 Quelques diagnostics sur les lacs et wetlands simulés 147
3.4.1 Répartition globale et profondeur 148
3.4.2 Saisonnalité des lacs et wetlands 152
3.4.3 Englacement des lacs 165
3.5 Article sur le rôle des surfaces inondées dans le changement climatique futur aux latitudes boréales 171
3.5.1 Résumé en français 171
3.5.2 Article soumis à Climatic Change 172
3.6 Conclusion 193

4 Emissions de méthane des zones humides terrestres 197
4.1 Introduction 197
4.1.1 Effet radiatif du méthane 197
4.1.2 Estimation des émissions de CH_4 dans la littérature 198
4.2 Présentation des schémas d'émission de CH_4 utilisés 200
4.2.1 Schéma de *Fung et al.* (1991) 200
4.2.2 Schéma de *Christensen et al.* (1996) 202
4.2.3 Schéma de *Cao et al.* (1996) 203
4.2.4 Le modèle de *Walter et al.* (2001) 204
4.3 Simulations utilisées et les approximations nécessaires 207
4.4 Estimations des émissions de méthane 213
4.4.1 Forte variabilité des résultats 213
4.4.2 Emissions de CH_4 au Présent et au Futur 215
4.4.3 Emissions de CH_4 au Dernier Maximum Glaciaire 216

4.5 Conclusion 220

5 Le gel du sol dans les dernières réanalyses ERA-40 du CEPMMT 225

5.1 Introduction 225

5.1.1 Activités du CEPMMT 225

5.1.2 Le projet ERA-40 226

5.1.3 Prise en compte de la surface 227

5.1.4 Motivations de ce chapitre 227

5.2 Traitement de la surface dans le modèle du CEPMMT 229

5.2.1 Description générale 229

5.2.2 Changements de phase du sol 230

5.2.3 Implantation et validation du nouveau schéma de surface 232

5.3 Etude de la période 1989-1996 233

5.3.1 Sites de mesures choisis 233

5.3.2 Les températures de l'air 235

5.3.3 Les températures du sol 236

5.3.4 Récapitulatif des résultats 244

5.3.5 La couche active 245

5.3.6 Variabilité interannuelle 247

5.4 Sources d'erreur dans le modèle 252

5.4.1 Hors et dans le schéma de sol 252

5.4.2 Test sur la limitation thermique de la neige 254

5.5 Evolution des zones de pergélisol et des couches actives depuis 1958 256

5.5.1 Motivations 256

5.5.2 Evolution de l'épaisseur de la couche active depuis 1958 257

5.5.3 Relation température de l'air/extension du pergélisol 262

5.5.4 Discussion des résultats 267

5.6 Conclusion 268

6 Conclusions et perspectives 273

6.1 Conclusions générales 273

6.2 Perspectives de ce travail 278

6.2.1 Vers une meilleure représentation de la surface dans les modèles . . . 278

6.2.2 Vers une meilleure représentation de la dynamique des wetlands . . . 279
6.2.3 Vers une meilleure prévision des changements climatiques 280

Annexe : Indirect relationship between surface water budget and wetland extent **283**

Bibliographie **289**

Introduction générale

Depuis la formation de la Terre, il y a 4.6 milliards d'années, l'apparition progressive de la vie dans les océans, puis sur la surface, a joué un rôle déterminant sur l'évolution de la composition de l'atmosphère, depuis l'atmosphère primitive contenant très peu d'oxygène à celle que l'on connaît aujourd'hui. Sans l'existence des célèbres gaz à effet de serre (dont les principaux : vapeur d'eau, dioxyde de carbone, ozone, oxyde nitreux et méthane), rappelons que la température moyenne sur Terre serait de -18°C au lieu de +15°C actuellement. Les conditions climatiques constituent ainsi un facteur clé du développement de la vie sur Terre et influencent profondément la vie humaine. Réciproquement, la vie, via la photosynthèse, la constitution d'écosystèmes différents... et les activités de l'homme influencent le climat.

Par opposition au caractère très fluctuant du temps météorologique, le climat est relatif à des moyennes de grandeurs météorologiques (températures, précipitations, vents...) ainsi qu'à leurs variabilités spatiales et temporelles sur un nombre d'années suffisamment important pour représenter un état moyen d'une période actuelle, passée ou future. L'étude des paléoclimats (climats passés) nous révèle l'existence d'une alternance de périodes chaudes (interglaciaires) et froides (glaciaires) au cours du temps. Lors du dernier maximum glaciaire, il y a 21000 ans, la température moyenne de la Terre était d'environ 5°C inférieure à celle d'aujourd'hui. Plus proche de nous, le dernier millénaire a aussi connu des variations de températures avec une période clémente appelée l'Optimum Climatique Médiéval (900-1200) et une période plus froide qu'actuellement, le Petit Age de Glace (1450-1880). Mais, ces changements climatiques sont cependant modestes en comparaison de ceux survenus lors des grandes glaciations planétaires de l'ère quaternaire (3 derniers millions d'années). La rapide industrialisation depuis le milieu du 19e siècle, couplée à une augmentation exponentielle des émissions vers l'atmosphère de gaz à effet de serre et d'aérosols, ainsi que l'exploitation intensive des terres ont semble t-il déjà substantiellement affecté le système climatique. Depuis les années 70, la prise de conscience d'un possible réchauffement global ("Global Warming") de la surface de la planète, suite à cette augmentation des émissions anthropiques, est devenue l'objet d'un débat mondial. D'après le dernier rapport de l'IPCC[1] *IPCC* (2001), "une

[1]Intergovernmental Panel on Climate Change : regroupement d'experts scientifiques sur le climat et son évolution

somme croissante d'observations fournit l'image d'un monde en réchauffement et de diverses modifications du système climatique". En effet, comme le montre la figure 1, la température moyenne de la Terre a augmenté au cours du 20e siècle d'environ +0.6°C, et la décennie 1990-2000 a probablement été la plus chaude du dernier millénaire. Les experts scientifiques de l'IPCC précisent que "l'influence humaine continuera à modifier la composition de l'atmosphère durant tout le 21e siècle", et que, quelles que soient les mesures que nous prendrons pour réduire nos émissions de gaz à effet de serre, "les changements climatiques d'origine humaine se feront sentir pendant plusieurs siècles".

Dans ce contexte, la compréhension des mécanismes des changements climatiques apparaît indispensable. Les objectifs sont d'évaluer la variabilité naturelle du climat afin de mieux cerner les changements qui sont réellement imputables à l'action anthropique et également de prédire les modifications et évolutions possibles. Pour ce faire, les scientifiques mettent au point des "terres numériques", les modèles numériques de climat, de plus en plus complexes, afin de représenter au mieux l'ensemble des mécanismes interagissant dans le système Terre. On utilise, entre autres, des modèles tridimensionnels ou Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère (MCGAs) qui sont parfois couplés à des modèles d'océan. De tels codes numériques incluent quelques dizaines de milliers d'instructions. La première étape dans toute étude de modélisation consistera à simuler de la manière la plus réaliste possible le climat passé et présent, en s'aidant de comparaisons avec des paléodonnées et des mesures actuelles. Ensuite, à partir de scénarios d'émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols, on pourra par exemple, réaliser une évaluation des changements climatiques futurs. Mais, bien que les modèles climatiques constituent à l'heure actuelle l'approche la plus adaptée à la prévision des changements climatiques futurs, ils sont loin d'être des outils parfaits de la représentation de notre planète : il est donc très important de savoir aussi détecter leurs limites et leurs manques.

En effet, les composantes principales du système climatique (l'hydrosphère, l'atmosphère, la biosphère, la cryosphère, la lithosphère) et leurs diverses interactions en font un système complexe à étudier (figure 2). Historiquement, le bilan énergétique de la planète a été modélisé en premier grâce au développement des modèles d'équilibre énergétique (Energy Balance Models), dans lesquels la température de la surface de la Terre constitue l'unique variable. Ensuite, la théorie de la mécanique des fluides a permis de modéliser le comportement des deux fluides : l'atmosphère et l'océan, l'idée de prédire un écoulement atmosphérique datant

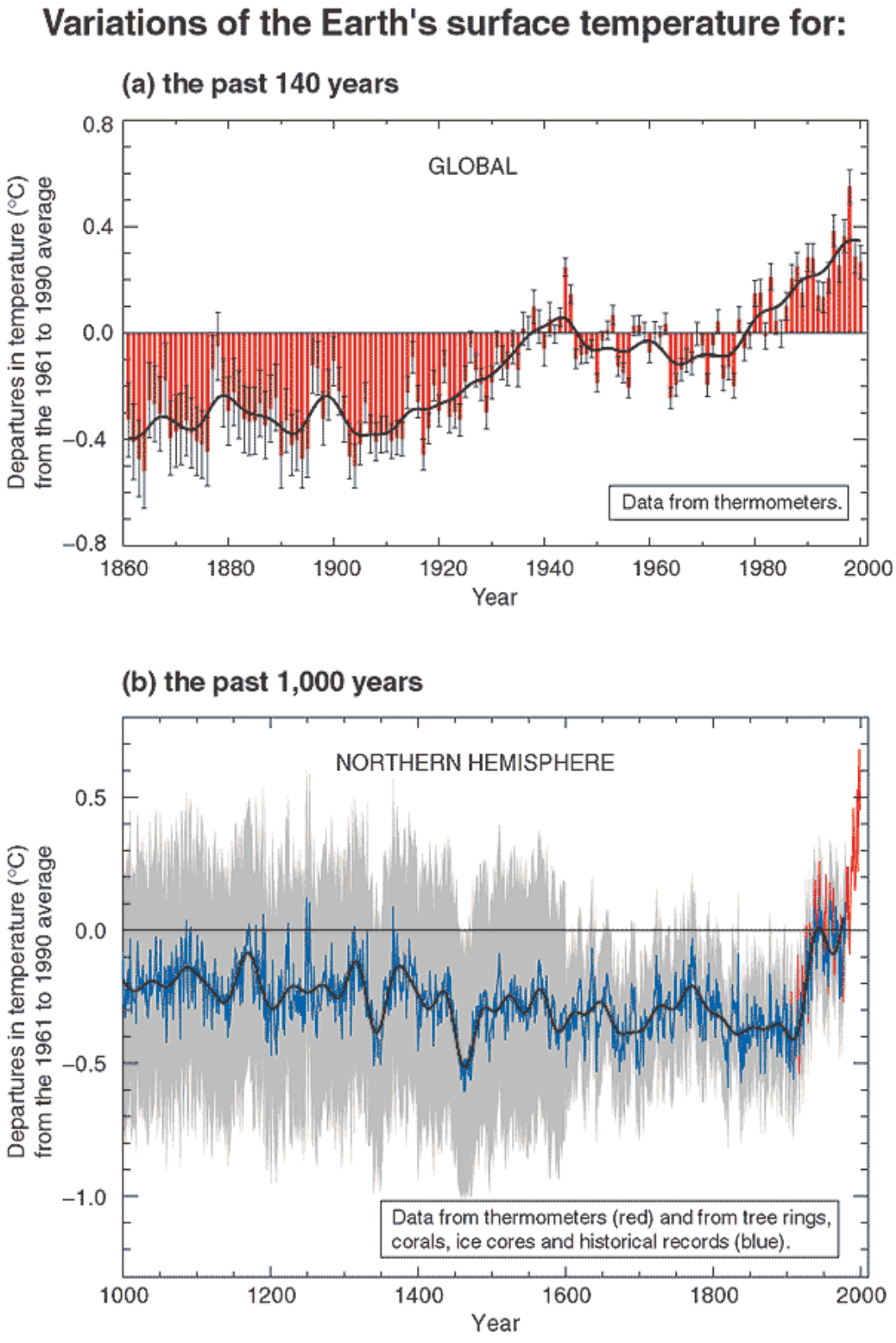


Fig. 1 : Variations de la température de la surface de la Terre au cours (a) des 140 dernières années et (b) du dernier millénaire (source *Cubasch et Meehl* (2001)).

des années 20. Puis, la mise en évidence d'importantes rétroactions impliquant la cryosphère dans les hautes latitudes nord et sud a contribué à la prise en compte de cette composante dans les modèles. On a ainsi élaboré des modèles traitant l'évolution des calottes de glace ou celle des glaciers (Alpins, Andes), qui emploient des schémas de neige à plusieurs couches et des modules de la mécanique de la glace. L'intérêt pour la surface terrestre et la végétation est plus récent. La difficulté réside dans le couplage des fonctionnements dans un même modèle, par exemple de l'atmosphère et de l'océan, ces deux fluides n'interagissant pas sur les mêmes échelles de temps. Des exercices de couplage entre plusieurs composantes du système climatique ont été rendus possibles ces dernières années par l'accroissement de la puissance des ordinateurs. Mais, aujourd'hui encore, le modèle numérique le plus complet ne représente pas correctement l'ensemble des processus existant dans le système climatique.

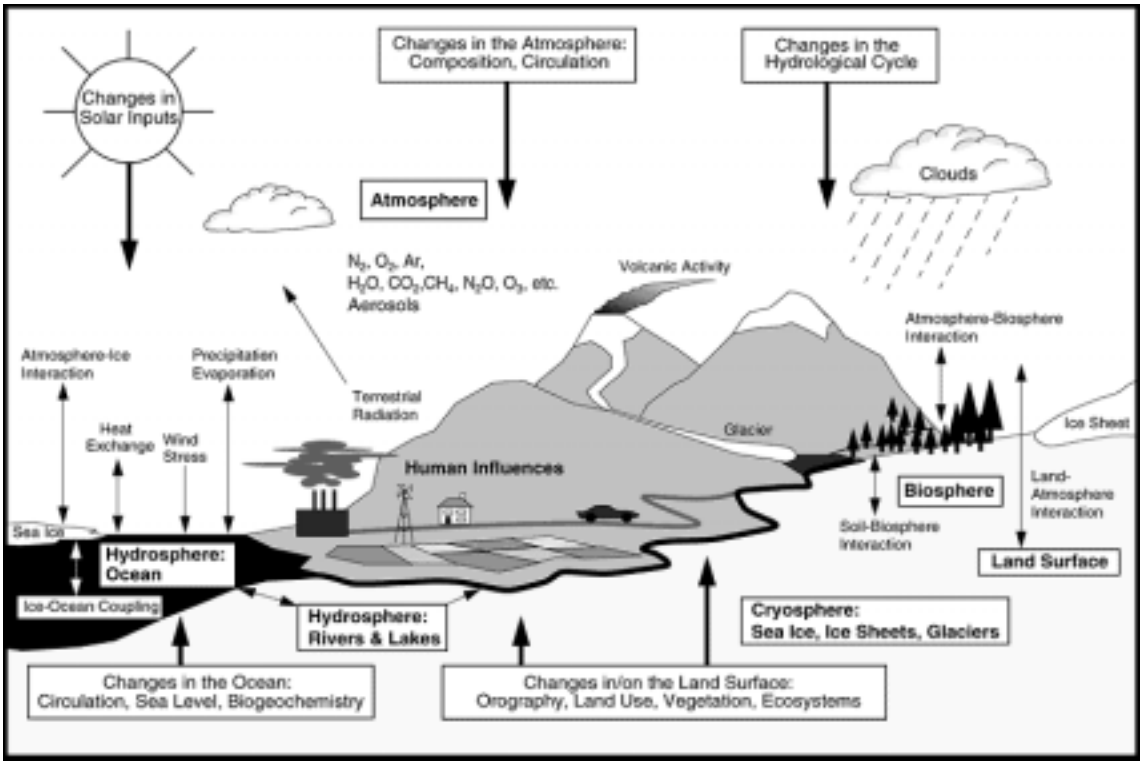


Fig. 2 : Le système climatique global : ses composantes (en gras), les processus et interactions (flèches minces) et quelques aspects susceptibles d'être modifiés dans le cadre d'un réchauffement futur (flèches en gras) (source *Cubasch et Meehl* (2001)).

Notre étude s'insère ainsi dans la problématique de bien représenter la surface terrestre et ses interactions avec l'atmosphère dans un modèle de type MCGA. Les hautes latitudes nord ont été choisies car ces régions sont très sensibles à des perturbations climatiques : passées (e.g. remplacement de la forêt boréale par de la toundra lors de l'entrée en glaciation il y a 115000 ans) ou modernes (e.g. observation de la réduction de l'épaisseur et de l'extension de la banquise au centre de l'Arctique, avancée de la fonte des neiges au printemps en Sibérie). De plus, l'ampleur du réchauffement climatique futur attendu y est la plus forte.

Or, une simulation satisfaisante du climat actuel ou passé ne garantit pas pour autant que le modèle soit capable de reproduire correctement un changement de climat. Les études de sensibilité à une augmentation de la teneur en gaz carbonique ont montré par exemple que l'amplitude du réchauffement simulé dépendait de la modélisation des nuages. Il est donc nécessaire de tester la sensibilité des résultats d'un modèle dès l'ajout d'un nouveau processus ou paramétrisation dans le code. Notre étude s'est ainsi focalisée sur le rôle de deux propriétés caractéristiques des terres boréales : la présence de gel du sol et de zones inondées terrestres (lacs et zones humides) dans le modèle de circulation générale LMDz. L'objectif principal était d'estimer l'impact de la prise en compte de ces deux nouvelles paramétrisations dans le cadre d'un changement climatique (futur) et d'en déduire leur importance respective dans les régions boréales. Ce type d'étude devrait permettre à terme de connaître tous les facteurs amplificateurs ou régulateurs d'un changement de climat, et finalement d'améliorer les prévisions régionales du climat futur.

Chapitre 1

Contexte de l'étude

1.1 La surface terrestre dans le système climatique

1.1.1 Les interactions entre la surface et l'atmosphère

Entre la surface terrestre et les premières couches atmosphériques s'effectuent une multitude d'échanges : chaleur, humidité, gaz traces, aérosols et quantité de mouvement. Cet espace représente un système dynamique couplé, en constante évolution selon le type d'interactions prédominantes. D'une part, les écosystèmes terrestres influencent le temps météorologique et le climat, sur des échelles de temps allant de la seconde à plusieurs années (ex : changements de la distribution de la végétation) à travers les échanges d'énergie, d'humidité et de quantité de mouvement ainsi que via des changements à grande échelle spatiale de la circulation atmosphérique, induits par des variations de ces flux. D'autre part, le climat influence fortement la structure des écosystèmes sur des échelles de temps allant de la décade au siècle, via la température et la disponibilité en eau. Aux échelles de temps de l'ordre de plusieurs milliers d'années, la succession de cycles glaciaires/interglaciaires provoque des modifications à la fois de la distribution géographique des écosystèmes terrestres, de l'albédo de la surface, des cycles biogéochimiques et du climat en réponse à un changement d'insolation. Nous donnons dans la suite quelques exemples d'interactions intervenant au maximum sur une échelle de temps de plusieurs siècles. Sur de plus longues échelles de temps, ces interactions s'entrecroisent nettement plus, en raison de l'apparition de processus lents (par exemple, une entrée en glaciation). Pour comprendre ces effets induits par des modifications lentes, il est plus facile, dans un premier temps, de s'intéresser aux interactions plus rapides.

Exemples d'interactions à court-terme (de quelques jours à quelques semaines) :

Au cours de la journée la structure verticale de la couche limite (couche de l'atmosphère dans laquelle l'influence du sol se fait sentir, provoquant des phénomènes de turbulence) dépend étroitement de la répartition du flux net d'énergie en flux turbulent sensible et latent. Or, ces deux flux sont directement affectés par le type de surface qui règne sous la colonne atmosphérique. Ainsi, l'absorption de l'énergie solaire pendant le jour par un sol sec et nu entraîne un réchauffement important de la surface, qui induit généralement un flux de chaleur sensible turbulent fort dans les basses couches de l'atmosphère. Dans ce cas il n'y a pas d'évaporation (i.e., pas de flux latent). Inversement, au-dessus des terres humides (par exemple, après de grosses pluies), l'énergie solaire sert essentiellement à l'évaporation de la surface (i.e., flux latent). Lorsque le sol est recouvert de végétation, la transpiration des plantes provient de l'extraction de l'eau principalement dans leur zone racinaire : le flux de chaleur latent domine même si la surface du sol est sèche, tant qu'il y a suffisamment d'eau dans la zone racinaire et que les plantes ne sont pas en stress hydrique. Dans ce dernier cas, les stomates des plantes se referment pour conserver le peu d'eau restant et une grande part du flux net d'énergie se retrouve sous la forme de chaleur sensible.

Les précipitations induisent aussi une rétroaction rapide à court-terme avec la surface. Quand il pleut, le sol en surface est humidifié et le contenu en eau dans les couches de sol plus profondes est modifié selon l'apport d'eau et le type de sol. Ensuite, dès que la surface a absorbé suffisamment d'énergie solaire (au bout de quelques jours ou semaines) pour évaporer l'eau du sol, elle redistribue à l'atmosphère une partie de l'eau liquide reçue, sous forme de gaz, la vapeur d'eau. Cette vapeur d'eau humidifie l'air en altitude, puis, couplée à une diminution de la pression atmosphérique ainsi qu'à l'existence de supports solides (noyaux de condensation), elle permet la formation des nuages et éventuellement des précipitations. Le cycle précipitation/évaporation par la surface est donc bouclé.

Exemples d'interactions à long-terme (de quelques mois à plusieurs années) :

A l'échelle de la saison, la croissance des plantes (du printemps à la fin de l'été dans nos latitudes) modifie la répartition des flux latents et sensibles à la surface et influe ainsi sur la stabilité de la colonne atmosphérique. De plus, les fluctuations saisonnières de l'albédo[1] de la surface influencent les basses couches atmosphériques. La présence de neige ou de glace va ainsi diminuer la fraction de rayonnement solaire servant réellement à réchauffer la surface.

[1] rapport entre le flux solaire incident à la surface et le flux réfléchi par cette même surface

Celle-ci se refroidit encore plus, favorisant l'existence de neige et de glace et augmentant ainsi l'albédo (i.e, la perte d'énergie par la surface). Dans ce cas, où les effets s'amplifient les uns les autres, on parle d'une boucle de rétroaction positive. Autre exemple, la campagne HAPEX-Sahel en 1994 [*Goutorbe et al.* (1994)] a révélé que la désertification du Sahel proviendrait de pâturages excessifs et de la disparition progressive de la végétation sombre de cette région, de telle sorte qu'une plus grande partie des rayons solaires sont maintenant réfléchis vers l'espace. A l'échelle de plusieurs années, la répartition et composition des espèces, et les caractéristiques du sol changent en réponse aux modifications atmosphériques d'origine anthropique ou naturelle (feu, orage, éruption volcanique) : différentes végétations se succèdent, les sols s'assèchent ou s'humidifient... En retour, cette surface modifiée impose des flux de chaleur latente ou sensible et des flux de matière à l'atmosphère différents.

D'une manière plus générale, on peut attribuer à la surface continentale deux rôles fondamentaux dans le système climatique. D'une part, la surface réfléchit, consomme et ré-émet sous forme radiative et turbulente l'énergie solaire qu'elle reçoit. D'autre part, elle utilise et redistribue l'eau qu'elle reçoit. Les interactions entre la surface et l'atmosphère peuvent se regrouper sous la forme d'échanges d'énergie (a), d'eau (b), de quantité de mouvement (c), de gaz et de matière (d).

• (a) La surface absorbe la moitié de l'énergie solaire entrant dans l'atmosphère (voir figure 1.1). Une grande partie de l'énergie absorbée par la surface sert à chauffer les océans. La part du rayonnement solaire qui arrive à la surface sans y être réfléchie est absorbée, puis ré-émise sous forme infrarouge ou turbulente (flux de chaleur sensible et latente) vers l'atmosphère. Chacun de ces flux influence en retour les processus atmosphériques (stabilité de l'atmosphère, altitude de la couche limite, cycle hydrologique).

• (b) Le contenu en eau du sol régule l'eau disponible pour l'évapotranspiration et contrôle ainsi la répartition entre le flux de chaleur latente et sensible. L'évaporation d'un sol nu dépend du contenu en eau d'une fine couche proche de la surface alors que la transpiration de la végétation dépend de ses conditions environnantes et de l'eau disponible dans la zone racinaire du sol. La surface redonne donc de la vapeur d'eau à l'atmosphère, ce qui va influer sur la formation des nuages et des précipitations.

• (c) Les échanges de quantité de mouvement entre la surface et l'atmosphère sont dus à l'hétérogénéité de la surface (surface inondée, végétation, topographie, déserts...). Des forces

de frottement influencent alors la vitesse du vent dans la couche limite et les flux de surface (radiatifs et d'eau) et peuvent donner lieu à des changements de la circulation atmosphérique à micro (moins d'1 km) et méso-échelle (quelques km) comme par exemple, la génération de brises en bordure des lacs. La formation des nuages peut être affectée, puis le bilan radiatif en surface et le régime des précipitations.

- (d) Enfin, la surface influe sur la composition chimique de l'atmosphère, via l'arrachement de matière au sol par le vent (aérosols issus de l'érosion, embruns) et le dégazage par les sols (décomposition de la litière, gaz renfermés dans la glace du sol), la végétation (photosynthèse) ou encore les zones inondées (émissions de méthane et dioxyde de carbone). En retour, certaines particules atmosphériques portées par le vent se déposent sur la surface par dépôt sec, ou humide lors du lessivage par les précipitations.

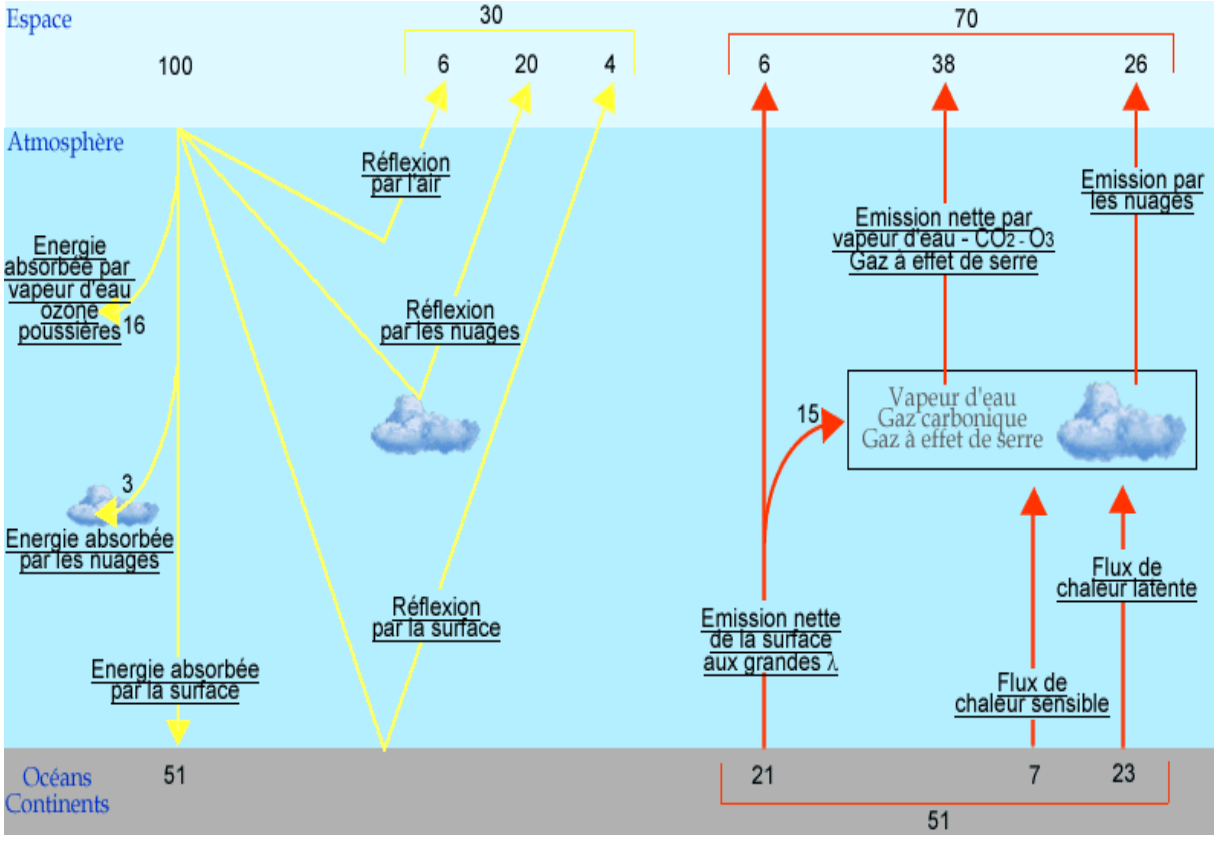


Fig. 1.1 : Représentation du bilan énergétique global du système Terre : les traits jaunes sont relatifs au flux solaire incident et les traits rouges au rayonnement thermique infrarouge terrestre. Les chiffres sont donnés en pourcentages.

1.1.2 Quelques exemples frappants

Connaissant les différents mécanismes par lesquels la surface et l'atmosphère interagissent, voyons trois exemples d'interactions fortes entre la surface et l'atmosphère, ayant des conséquences importantes dans le cadre d'un changement climatique.

Le réservoir de carbone de la surface terrestre :

Bien que les terres émergées ne représentent que 29% de la surface de la planète, la quantité de carbone organique stockée dans les écosystèmes terrestres (1600 Gt C, 1 Gt C = 10^9 kg de carbone) est plus du double de celle stockée dans l'atmosphère (765 Gt C). A l'échelle annuelle, du carbone est échangé entre ces deux réservoirs par la photosynthèse des plantes, le rejet de CO_2 par la respiration ou la décomposition, les feux de biomasse, ou encore la déforestation. La biosphère terrestre est actuellement considérée comme un puits de carbone d'1 à 2 Gt C/an [*Schimel et al.* (1996)]. Mais, ces échanges de carbone sont très sensibles à des modifications climatiques, telles des variations de la température ou des précipitations et ils peuvent, en retour, fortement affecter l'équilibre radiatif de l'atmosphère. Ainsi, plusieurs études numériques ont mis en évidence une rétroaction positive du carbone dans un climat futur, qui conduit à une accélération du réchauffement prévu d'ici 2100 [*Friedlingstein et al.* (2001, 2002) ; *Cox et al.* (2000)]. *Gitz et Ciais* (2003) ont par ailleurs montré l'effet amplificateur de la modification de l'utilisation des sols (e.g, conversion d'une forêt en un champ de céréales) sur les niveaux de CO_2 atmosphériques futurs.

Rétroaction de la végétation à 6000 ans :

Plusieurs études ont traité de l'impact de la prise en compte de la végétation au moyen Holocène, il y a environ 6000 ans [*Kutzbach et al.* (1996) ; *Texier et al.* (1997) ; *Braconnot et al.* (1999) ; *Braconnot et al.* (2000) ; *Doherty et al.* (2000)]. A l'aide de simulations couplées (climat/dynamique de la végétation), ces auteurs ont démontré l'amplification du déplacement vers le nord des forêts tropicales et des forêts de décidus[2] en Afrique du Nord, au moyen Holocène, due aux rétroactions impliquant la végétation. En effet, dans cette région, l'augmentation des précipitations, induite par ces avancées de la végétation est de la même importance que celle issue des effets orbitaux imposés au modèle. Ces études illustrent finalement l'impact des paramétrisations de la végétation dans la magnitude des changements climatiques.

[2]Se dit des arbres qui renouvellent leur feuillage chaque année, par opposition aux arbres résineux à aiguilles généralement persistantes.

Emissions de méthane par les zones humides :

Un dernier exemple d'interaction de la surface avec l'atmosphère est la contribution des zones humides (ou wetlands) dans les émissions naturelles de méthane vers l'atmosphère. On considère aujourd'hui que ces écosystèmes constituent la majeure source de méthane naturel, à raison d'environ 20% (80-115 Tg CH_4 par an) du budget total de méthane atmosphérique [*Matthews et Fung* (1987) ; *Bartlett et Harriss* (1993)]. De nombreuses études se sont ainsi consacrées à l'estimation des émissions par les wetlands, aux mécanismes d'émissions, et tout particulièrement dans les régions tropicales et boréales où leur distribution terrestre est la plus forte [*Walter et al.* (2001) ; *Christensen et al.* (1996)]. Récemment, *Worthy et al.* (2000) ont effectué des mesures de méthane au-dessus du sud de la baie d'Hudson pour la période 1990-1998. Ils soulignent la dépendance en température des émissions de méthane pour les wetlands nordiques, tout en suspectant que cette relation sera modifiée dans un scénario de réchauffement climatique.

Ces exemples d'interactions entre la surface et l'atmosphère avaient pour but de convaincre le lecteur de leurs rôles importants dans le système climatique. D'autres illustrations figurent dans les sections suivantes de ce chapitre. D'ores et déjà, on sait qu'une modification du climat peut ainsi privilégier certaines interactions. Afin de prédire quelles seront celles accentuées ou au contraire diminuées, voire supprimées dans le cadre d'un réchauffement global de la planète, la modélisation du climat futur doit par conséquent tenir compte d'une surface réaliste.

1.2 Représentation de la surface dans les modèles de climat

1.2.1 Un peu d'histoire

Alors que les rôles respectifs de l'atmosphère et de l'océan sur le climat sont reconnus depuis longtemps et introduits dans les modèles (sous la forme d'équations décrivant l'état thermodynamique, le bilan radiatif, l'écoulement des fluides), la modélisation de la surface n'est apparue qu'à partir des années 70. Pourtant, l'état dynamique et thermodynamique de l'atmosphère tel qu'il est simulé par les modèles dépend étroitement de l'évolution temporelle

des conditions à l'interface sol-atmosphère. Trois générations de modèles se sont succédées depuis les premiers modèles de paramétrisation de la surface terrestre (Land Surface Parameterization ou LSP). Le premier, développé dans les années 60-70 était basé sur des formulation simples de transferts entre la surface et l'atmosphère (flux sensibles et latents dépendent d'une résistance de l'air) et les paramètres surfaciques (albédo, rugosité, disponibilité en eau) étaient prescrits sur les continents [*Manabe* (1969) ; *Manabe et Holloway* (1975) ; *Manabe et Wetherald* (1987) ; *Schneider et Dickinson* (1974)]. Au début des années 80, une seconde génération de modèles prend en compte de manière explicite les effets de la végétation dans le calcul du bilan énergétique de la surface [*Dickinson* (1974) ; *Sellers et al.* (1986)]. Dans le même temps, des données sur les propriétés de la surface terrestre commencent à être collectées sur l'ensemble du globe. Elles serviront à développer des théories empiriques concernant le comportement de la surface et à l'établissement de premières comparaisons modèles/données. Ainsi, la dernière génération de modèles utilise les théories modernes reliant la photosynthèse et l'eau dans les plantes. Ces modèles combinent une description plus réaliste des échanges d'énergie, de carbone, de quantité de mouvement, d'eau, de chaleur et de la biophysique de la photosynthèse [*Sellers et al.* (1996b) ; *Bonan* (1995a) ; *Dickinson et al.* (1998)]. Ils requièrent moins de paramètres prescrits que leurs prédécesseurs. Petit à petit, certains commencent à incorporer des traitements dynamiques de la végétation qui vont permettre de tester la réponse de la surface à des perturbations du climat. La validation des schémas de surface et méthodes numériques dans les modèles ainsi que celle des algorithmes satellites utilisés pour définir les champs globaux de paramètres de la surface ont été réalisées lors d'expériences de terrain à grande échelle : HAPEX-MOBILHY en France [*Andre et al.* (1986)], FIFE aux USA [*Sellers et al.* (1992) ; *Betts et Beljaars* (1993)], EFEDA en Espagne [*Bolle et al.* (1993)], HAPEX-SAHEL au Niger [*Goutorbe et al.* (1994)], BOREAS au Canada [*Sellers et al.* (1995)]. Ces expériences ont de plus accéléré le développement des LSPs dans les modèles de prévision numérique (Numerical Weather Prediction ou NWP) et les Modèles de Circulation Générale de l'Atmosphère (MCGAs).

1.2.2 Amélioration des performances des modèles

La littérature est abondante sur les études démontrant l'influence de la surface sur la simulation numérique de la couche atmosphérique en contact avec elle. *Charney et al.* (1977) furent parmi les premiers à simuler à l'aide d'un Modèle de Circulation Générale de l'At-

mosphère (MGCA) l'influence des caractéristiques de la surface, en particulier de l'albédo sur la circulation atmosphérique. *Walker et Rowntree* (1977) ont montré l'impact du contenu en eau du sol sur le développement de la zone de convergence intertropicale simulée par un MCGA. L'importance des paramètres liés à la végétation (albédo et rugosité) dans le développement de circulations méso-échelle a été illustrée par *Anthes* (1984) à l'aide d'un modèle linéaire simple. *Mahfouf* (1987) a démontré l'importance des caractéristiques du sol sur les circulations de moyenne échelle à partir d'un modèle atmosphérique 2-D, couplé à un schéma de surface très détaillé.

Plus récemment, certains processus dans les MCGAs ont été nettement améliorés par l'inclusion de schéma de surface complexifié (traitement de l'humidité du sol par *Shao et Henderson-Sellers* (1996)) ou bien par la prescription de champs de paramètres globaux en entrée de modèle plus réalistes [*Sellers et al.* (1996a)]. Pour tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de la surface, une approche dite "mosaïque" est possible : au sein d'une même grille, on peut simuler différents types de surface (glaciers, sol nu, sol avec de la végétation...). Parmi les nombreuses études ayant traité de cette représentation dans les modèles, on peut citer *Avissar* (1998) et *Avissar et al.* (1998), qui ont développé des outils pour les MCGAs afin de tenir compte de l'hétérogénéité spatiale de la surface. De telles modifications apportées aux modèles de climat ont été testées et ont souvent permis de réaliser des simulations en meilleur accord avec les données observées. Ainsi, *Texier et al.* (2000) ont démontré l'impact de la végétation sur le changement du régime des moussons au moyen Holocène en Afrique du Nord : la mousson pénètre plus au nord et l'intensité des pluies est plus forte que lorsque le modèle simple sans végétation est utilisé. Des simulations du dernier maximum glaciaire (il y a 21000 ans) en tenant compte des effets de la végétation ont permis d'obtenir des climats plus froids et plus secs, en excellent accord avec les paléodonnées [*Wyputta et McAvaney* (2001) ; *Levis et Foley* (1999)], même si en Europe, le refroidissement est toujours mal reproduit par les modèles. Les simulations atmosphériques aux hautes latitudes ont été améliorées par *Cox et al.* (1999) quand ils ont inclus les changements de phase de l'eau du sol dans le U.K. Meteorological Office Surface Exchange Scheme (MOSES) Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Scheme (SVATS) couplé à un modèle de climat. *Boone et al.* (2000) ont aussi obtenu des flux surfaciques nettement plus réalistes avec l'inclusion de glace dans le sol dans le schéma de type SVATS, Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère (ISBA). En introduisant une représentation simple des lacs, wetlands et cultures dans le modèle

CCM3 (Community Climate Model), *Delire et al.* (2002) montrent que la présence des zones inondées peut expliquer 50% du signal de différence des températures d'été obtenues avec la version du modèle non modifiée, dans les régions de lacs et wetlands des moyennes latitudes.

De plus, de meilleures prévisions dans les modèles de prévision opérationnelle (NWP) ont été obtenues grâce à une assimilation de données liées à la surface [*Giard et Bazile* (2000)]. Des meilleures prévisions des précipitations et des nuages au-dessus des continents ont été ainsi réalisées par *Beljaars et al.* (1996) et *Betts et al.* (1996). Enfin, on peut citer l'élimination de certains biais systématiques dans les NWPs : par exemple dans les champs de paramètres surfaciques, les albédos d'hiver au-dessus de la forêt boréale étaient trop élevés [*Betts et al.* (1998)], ou encore les températures d'hiver étaient trop froides dans le modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen-Terme avant l'introduction d'un schéma de gel du sol [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo et al.* (1999)] et la correction du calcul de l'albédo de la neige au-dessus des forêts boréales [*Viterbo et Betts* (1999)].

Par conséquent, au fil des améliorations des performances des modèles de climat et de prévisions numériques, obtenues grâce à la prise en compte nouvelle de la surface, son influence sur le climat s'est clairement imposée au sein de la communauté d'atmosphériciens. De plus, avec la montée en puissance des performances des ordinateurs, les expériences numériques couvrent des échelles de temps de plus en plus longues (simulations de 1000 ans aujourd'hui), périodes de temps sur lesquelles les interactions entre la surface et l'atmosphère, les plus lentes en particulier, vont jouer un rôle non négligeable sur l'évolution du climat simulé. Le lecteur trouvera ainsi un résumé complet des études démontrant le rôle de la surface sur des évolutions de climat dans *Pitman et al.* (1999).

Cependant, l'amélioration des processus pris en compte dans les modèles n'a pas empêché d'aboutir à des climats simulés parfois très divers, bien que les modèles aient été forcés par les mêmes paramètres de sol et de végétation [*Polcher et al.* (1996)]. Ce résultat est quelque peu troublant dans la mesure où ces paramètres sont inhérents à la surface et non au modèle. Ainsi, du fait de la grande diversité de schémas de surface utilisés dans les communautés d'atmosphériciens et d'hydrologues, les objectifs du projet d'intercomparaison PILPS (Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes) étaient de documenter et d'améliorer les schémas de surface employés dans les modèles de prévision et de climat [*Henderson-Sellers et al.* (1993) ; *Henderson-Sellers et al.* (1995)]. PILPS a par exemple mis en évidence des sensibilités très différentes des modèles intercomparés en

réponse aux mêmes conditions de forçage. Ce type d'exercice a de plus permis à de nombreux chercheurs de mettre à jour ou d'améliorer certains aspects de leurs schémas respectifs.

1.2.3 Les outils disponibles

Pendant ces quinze dernières années, un effort considérable a été d'améliorer la caractérisation de l'hydrologie superficielle dans les modèles de prévision numériques (NWPs) et de climat : contenu en eau du sol et présence de neige au sol qui limitent la pénétration de la chaleur dans le sol. Le modèle le plus simple est le modèle de type "seau" (ou "bucket") de *Manabe* (1969), basé sur l'étude antérieure de *Budyko* (1956). Il est composé d'un réservoir unique (seau) dont la capacité en eau maximale est fixée. Les précipitations pénètrent dans le sol jusqu'à un seuil prescrit, l'excès étant alors considéré comme du ruissellement en surface. L'évapotranspiration du réservoir est de l'évapotranspiration potentielle[3] tant que le contenu en eau n'est pas inférieur à une valeur critique. En deçà de ce seuil, l'évaporation est égale à l'évaporation potentielle, pondérée par un coefficient d'aridité, égal au rapport entre le contenu en eau réel et la valeur critique. Ce coefficient contrôle la répartition du rayonnement net en flux de chaleur sensible et latente. Ce modèle, nécessitant uniquement le calcul de l'évolution pronostique de l'humidité du sol est simple à intégrer dans les MCGAs, mais il ne prend pas en compte des processus d'infiltration dans le sol et tend parfois à surestimer l'évaporation.

Concernant le bilan d'énergie en surface, *Deardoff* (1977, 1978) a développé la méthode de "Force-Restore", laquelle fut ensuite largement employée dans les SVATS (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes). Dans ces schémas, l'équation du bilan d'énergie est basée sur les travaux de *Bhumralkar* (1975) et *Blackadar* (1976) qui ont considéré le flux de conduction comme une bonne approximation de la diffusion de chaleur de Fourier : une fine couche de surface, dans laquelle le cycle diurne est visible, surmonte une couche plus épaisse au temps de réponse beaucoup plus lent. L'évolution du contenu en eau du sol est aussi basée sur cette approche. L'évaporation, dépendant comme le modèle "bucket" du coefficient d'aridité, ne peut être issue que de la première couche en surface : elle permet des interactions entre la surface et l'atmosphère rapides. La couche de surface est alimentée en eau progressivement à partir de la couche profonde grâce à un terme de rappel avec une constante de temps plus

[3]quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal bien alimenté en eau. La valeur limite de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible.

longue. L'évaporation est ainsi moins surestimée que dans le modèle "bucket". Finalement pour un coût bien moindre, cette méthode a donné des résultats analogues à ceux de modèles multi-couches beaucoup plus détaillés. Une représentation simple et explicite de la végétation a également été introduite du fait de l'importance du concept de résistance stomatique [*Monteith* (1975)].

Dans les années 90, la plupart des schémas basés sur les deux décrits précédemment sont constitués de trois couches de sol avec une solution explicite de l'équation de continuité du contenu en eau du sol. Le sol est divisé en une couche relativement fine, voisine de la surface, une zone racinaire et une troisième couche inférieure. Le transfert thermique s'effectue à travers deux ou trois couches "Force Restore" (e.g : *Pitman et al.* (1991), *Dickinson et al.* (1993), *Koster et Suarez* (1996), *Xue et al.* (1996), *Mihailovic* (1996)). La neige est en général modélisée par une couche supplémentaire ou une couche composite sol-neige-végétation. Plus récemment, grâce à la puissance accrue des ordinateurs, certains schémas ont abandonné l'approche "Force Restore" au profit de méthodes de transfert de chaleur explicites, multi-couches utilisant la diffusion de Fourier et le transfert de l'eau sur trois niveaux [*Verseghy* (1991) ; *Liang et al.* (1996) ; *Desborough* (1998)] ou plus [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Bonan* (1996) ; *Cox et al.* (1999) ; *Koren et al.* (1999)].

Aujourd'hui, les schémas de surface, et parmi eux les SVATS, sont couplés avec les modèles de circulation générale et simulent à chaque instant les flux échangés entre la biosphère et l'atmosphère (i.e., l'évapotranspiration, la chaleur sensible, latente...) ainsi que le cycle hydrologique en surface. Ils incluent une description de la distribution globale de la végétation ainsi que l'ensemble des caractéristiques associées à chaque biome (regroupant un type de végétation) ou à chaque type fonctionnel de plante (PFT) : longueur de rugosité, albédo, indice foliaire, résistance et hauteur de la canopée, fraction de sol ombrée par le feuillage, etc... Les SVATS diffèrent par le nombre de types de végétation qu'ils comportent (de 0 à plus de 20), par les valeurs prescrites des caractéristiques de la végétation et enfin par les paramétrisations employées (évapotranspiration ou cycle de l'eau dans le sol). Nous dressons ci-après une liste non exhaustive des modèles de climat ou de prévisions actuellement les plus utilisés, incluant un schéma de surface détaillé :

• ISBA (Interactions entre le Sol, la Biosphère et l'Atmosphère) utilisé à Météo-France est implanté dans les divers modèles atmosphériques de Météo-France : *Boone et al.* (2000)

l'ont perfectionné en introduisant un troisième réservoir d'eau pour le sol profond, permettant d'isoler le réservoir racinaire du réservoir total, un traitement du gel dans le sol et un nouveau schéma de neige.

• Le nouveau schéma de surface du modèle du Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen-Terme [*Viterbo et al.* (1999)], inclut désormais des conditions aux limites pour le sol profond de l'humidité du sol et de température. Ceci s'est concrétisé par l'ajout du processus de gel du sol et des modifications dans le schéma de diffusion verticale dans l'atmosphère. Ce type d'amélioration dans les modèles numériques de prévision devient crucial lorsque ceux-ci s'intéressent à la prévision à moyen-terme, et non plus sur quelques jours seulement.

• L'introduction du module CLASS (Canadian Land Surface Scheme) dans le Modèle canadien de Circulation Générale de troisième génération (MCGA3) permet de traiter différents processus de la surface terrestre [*Verseghy et al.* (1993) ; *Verseghy* (2000)]. Ce schéma comporte actuellement trois couches de sol et une couche de neige là où il y a lieu, et il peut traiter la couverture végétale. En outre, les formes liquide et gelée de l'eau du sol sont des variables pronostiques. Les propriétés de la surface, notamment les hauteurs caractéristiques de la rugosité du sol pour la chaleur et la quantité de mouvement (qui diffèrent l'une de l'autre en général), ainsi que les albédos de surface dépendent des types de sol et de végétation, et des conditions d'humidité du sol, dans une même grille.

• Le modèle de dernière génération ORCHIDEE (Organizing Carbon and Hydrology In Dynamic Ecosystems Environement) couple les processus physiques et biogéochimiques ainsi que la dynamique de la végétation. Ce modèle, inclus désormais dans le modèle de climat de l'IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) est en fait composé de trois sous-modèles : 1) le schéma de surface SECHIBA [*Ducoudré et al.* (1993)] décrit les processus rapides (de la minute à quelques heures) d'échanges d'énergie et hydriques (transpiration du feuillage, du sol) entre l'atmosphère et la biosphère, ainsi que la quantité d'eau du sol, 2) le modèle global dynamique de la végétation LPJ DGVM [*Sitch et al.* (2000)], 3) le modèle STOMATE (Saclay Toulouse Orsay Model for the Analysis of Terrestrial Ecosystems) [*Krinner et al.* (en préparation)] décrit des processus biogéochimiques intermédiaires (photosynthèse, dynamique du carbone et décomposition de la litière, respiration, sénescence, phénologie) de la journée à la saison (ex : la sénescence).

1.2.4 Le modèle de climat utilisé : LMDz3.3

Un modèle de climat a pour objectif de représenter le système climatique réel. Les interactions entre les diverses composantes du système sont complexes. Bien que les modèles aient gagné en complexité avec le nombre de processus pris en compte (avec les modèles de Circulation Générale Atmosphérique (MCGA) ou Océanique (MCGO)), on l'a vu précédemment, la complexité des processus de surface dans les hautes latitudes a été longtemps négligée. Dans cette étude nous avons choisi de privilégier deux aspects importants de la surface terrestre : la présence de gel dans le sol et de zones inondées, contraignant fortement le climat et son évolution dans les régions boréales. Nous présentons brièvement le MGCA LMDz (version 3.3) du Laboratoire de Météorologie Dynamique, employé ici et les modifications introduites dans le schéma de surface. La version utilisée a été au préalable ajustée et validée pour le climat des hautes latitudes par Gerhard Krinner au LGGE [*Krinner* (1997) ; *Krinner et al.* (1997)].

1.2.4.1 La partie atmosphérique du modèle

La discrétisation de l'espace :

LMDz 3.3 est un modèle à points de grille, l'atmosphère étant divisée en boites dont les côtés est et ouest ne sont pas tout à fait parallèles (pour suivre la courbure de la Terre), dans lesquelles sont distribuées les différentes variables produites par le modèle. Verticalement, l'atmosphère est découpée en niveaux irrégulièrement répartis de telle sorte que la couche limite, où prédominent les flux turbulents, soit plus finement décrite. Ces niveaux sont repérés par leur pression, normalisée par la pression au sol afin de suivre les contours du relief. Une particularité importante d'LMDz est de proposer l'utilisation d'une grille à résolution horizontale variable, permettant de faire un zoom sur une région d'intérêt.

Dans le cadre de cette thèse, toutes les expériences numériques ont été réalisées avec une grille spatiale régulière de 96 points en longitude (soit un intervalle de 3.75°), 73 points en latitude (soit un intervalle de 2.5°) et 19 niveaux verticaux atmosphériques.

La dynamique :

Le lecteur trouvera une description détaillée de la partie dynamique du modèle à l'adresse *http ://www.lmd.jussieu.fr/ lmdz/doc.html* . Nous nous contentons ici de rappeler sa fonction. L'évolution au cours du temps de l'ensemble des variables atmosphériques est calculée à partir

du système d'équations primitives formé par les équations régissant le mouvement d'un fluide en rotation :

- la conservation de la masse,
- la conservation de la quantité de mouvement,
- la conservation de l'énergie,

et complété par une équation d'état de l'air, une équation de conservation de la masse pour la vapeur d'eau et pour l'eau liquide nuageuse. Ce système d'équations est simplifié par un ensemble d'approximations, dû aux spécificités de l'atmosphère terrestre. L'épaisseur de l'atmosphère considérée ($\sim$10 km) est négligée devant le rayon de la Terre (6370 km) dans l'approximation de la couche mince, ce qui élimine la dépendance de certains paramètres à la dimension verticale. Afin de considérer la non sphéricité de la Terre, les écarts à un ellipsoïde moyen sont pris en compte implicitement dans les équations traitant du champ de gravité. Le faible rapport entre les accélérations verticale et horizontale autorise l'approximation hydrostatique, en tout cas dans la gamme de résolution horizontale dans laquelle nous travaillons ($\sim$ 100 km au minimum). Enfin, l'équation d'état est représentée par la loi des gaz parfaits.

La physique :

Comme pour la partie dynamique, une description précise de la physique du modèle est accessible à l'adresse *http ://www.lmd.jussieu.fr/ lmdz/doc.html*. Ici, nous n'en rappelons que les grands principes. Quelques modifications pour les applications polaires sont détaillées dans les travaux de Gerhard Krinner [*Krinner* (1997); *Krinner et al.* (1997)].

Les équations relatives à la physique du modèle concernent des processus non résolus dans la dynamique. En général, leurs échelles spatiales étant petites devant la résolution du modèle (typiquement de la centaine de kilomètres), ces processus ne sont pas résolus explicitement mais paramétrés. Dans le cadre de la représentation du système Terre, on distingue les processus suivants :

- le transfert radiatif. Il implique les rayonnements solaire et terrestre, avec les effets de l'albédo du sol, des nuages, de la vapeur d'eau, du CO_2, de l'ozone, de la diffusion et l'absorption de l'air.
- les processus de surface et de couche limite. Ils décrivent les interactions entre le sol et l'atmosphère : la couverture végétale du sol, sa rugosité, son humidité vont influencer les échanges de chaleur sensible et latente, de quantité de mouvement entre le sol et l'atmosphère.

- la convection. Ce phénomène de faible dimension horizontale ne peut être résolu par la dynamique. La convection est soit sèche, soit humide. Dans le deuxième cas, elle peut former des nuages et générer des précipitations.
- la condensation à grande échelle qui correspond à la formation des nuages et à la génération des précipitations non convectives.

Les interactions sont permanentes entre ces différents processus. Compte-tenu de la faible épaisseur de l'atmosphère, ces processus ont essentiellement un impact instantané dans la dimension verticale sur la dynamique. La physique opère donc sur une grille unidimensionnelle. Dans notre cas elle est appelée selon un pas de temps de 30 minutes.

Les modifications apportées à LMDz par Gerhard Krinner en vue d'améliorer le climat polaire touchent principalement la couche limite atmosphérique et les processus de surface [*Krinner* (1997); *Krinner et al.* (1997)]. Elles concernent :

- l'intégration temporelle, c'est à dire l'ajustement du couplage entre les effets dynamiques et physiques,
- les flux turbulents dans une couche limite stable,
- la rugosité orographique, influant sur la vitesse de l'écoulement atmosphérique,
- la couverture fractionnaire de glace de mer,
- l'albédo des surfaces enneigées.

1.4.2.2 Représentation de la surface dans LMDz

La version originale

Initialement, la version polaire d'LMDz considérait quatre types de surface : l'océan, la glace de mer, la neige, le sol. L'océan constitue un forçage sous la forme de température de surface de la mer (SST) et de couverture de la glace de mer. Les interactions impliquant la glace de mer ont été améliorées par Gerhard Krinner (voir la section 1.4.2.1). La conduction dans le sol s'effectue soit dans une couche homogène de 15 cm, soit dans un sol discrétisé sur 11 niveaux. Le calcul de la température du sol est intégré dans la couche limite en fonction du bilan d'énergie à la surface. Pour l'humidité du sol, un simple modèle de seau d'eau est utilisé dont la capacité maximale est de 15 cm d'eau. Toute l'eau dépassant cette valeur maximale est considérée comme du ruissellement et est perdue pour le sol. Le bilan de masse du manteau neigeux dépend du taux d'enneigement, de la sublimation de la neige et de la fonte de la neige.

La neige constitue une couche au-dessus des 15 cm de sol (dans le cas d'une couche homogène de sol) ou bien les trois premières couches du sol, lorsqu'il est discrétisé en 11 niveaux. On tient compte de l'inertie thermique de la neige pour le calcul de la température du sol en prenant une valeur fixée de la capacité thermique de la neige (quelle que soit l'épaisseur du manteau neigeux). En cas de fonte du couvert neigeux, la température du sol est modifiée, en fonction du rapport (r) entre la chaleur de fonte (3.335×10^5 J kg^{-1}) et la capacité thermique effective surfacique du sol (3.580×10^5 J m^{-2} K^{-1}). L'eau de fonte participe au bilan hydrique du réservoir. Etant donné, qu'historiquement, LMDz a plutôt été employé pour simuler les moyennes latitudes, et plus particulièrement les régions tropicales, cette description du sol pouvait suffire (bien que l'isolation thermique du sol par la végétation soit manquante). Mais, dès lors qu'on regarde ce qui se passe dans les plus hautes latitudes, des perturbations importantes vont affecter la surface terrestre (présence d'un manteau neigeux, de sols gelés) et ainsi modifier le bilan énergétique en surface. Le schéma de surface a été en partie complété en ce sens.

Modifications apportées dans le schéma de surface

Le schéma de surface présenté dans cette étude se veut simple car c'est finalement dans le modèle couplé ORCHIDEE-LMDz (développé à l'Institut Pierre-Simon Laplace), qui contient un schéma de surface plus détaillé, incluant une dynamique de la végétation, que les efforts de développement d'une surface réaliste des régions des hautes latitudes seront à effectuer. Il s'agit d'un développement lourd et lent, non disponible au commencement de cette thèse, et pour lequel un développement préliminaire plus léger fut indiqué. Dans le nouveau module de surface d'LMDz, 6 types de surface sont possibles : l'océan, la glace de mer, la glace continentale, le sol, le lac, le wetland. Chaque type interagissant avec l'atmosphère voisine, on calcule une température de surface pour chacun (T_s). Celle-ci varie sous l'effet des flux incidents (flux solaire direct ou diffusé, flux thermique infrarouge), des flux de vapeur d'eau et de chaleur sensible, du refroidissement de la surface par rayonnement thermique et enfin sous l'effet de la conduction de chaleur dans le sol. Le bilan des flux en surface s'écrit :

$$\Sigma F^{\downarrow} - \epsilon\sigma T_s^4 - \lambda\frac{\partial T}{\partial z} + \Phi_s + \Phi_l = C_s\,\frac{\partial T_s}{\partial t} \tag{1.1}$$

où $\Sigma F^{\downarrow}$ est la somme des flux incidents solaires et où $\epsilon\sigma T_s^4$ est le flux thermique infrarouge émis par la surface (σ étant la constante de Stéfan et ϵ l'émissivité thermique de la surface).

Le flux conductif provenant du sol est calculé (selon le type de surface) à partir du gradient vertical de température :

$$F_c = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}$$

avec λ la conductivité thermique du sol en W K^{-1} m^{-1}. Les flux Φ_s et Φ_l sont respectivement les flux sensible et latent, dont les signes changent éventuellement au cours de la journée et de la nuit. Le second terme de l'équation 1.1 représente la variation de la température de surface correspondant aux variations des différents flux de surface. Le paramètre C_s est la capacité thermique de la surface en J K^{-1} m^{-3}. La valeur de T_s pour les 6 types de surface est ensuite passée à l'atmosphère, pour l'établissement d'un seul profil de températures (le mélange dans l'atmosphère étant considéré immédiat). A chaque pas de temps, le type de surface est pris en compte via le flux de chaleur de la surface considérée et sa capacité thermique apparente[4]. C'est donc l'établissement de ces deux derniers termes qui a été mieux précisé ici.

Pour les trois types de surface, sol, lac et wetland, une approche multi-couches est utilisée pour résoudre la propagation de l'onde diurne et saisonnière de surface ainsi que les cycles de gel/dégel. Contrairement au schéma de sol initial, les capacités et conductivités thermiques dans le sol sont maintenant diagnostiquées en fonction de l'état du sol (gelé ou non, contenu en eau, température en profondeur). Une présentation détaillée de l'ajout de la prise en compte des changements de phase du sol et des zones inondées (lacs et wetlands) dans le modèle figure dans les deux chapitres suivants, consacrés à l'étude de ces deux types d'interactions.

1.3 Sensibilité des modèles à la représentation de la surface

1.3.1 Climat actuel

L'impact de modifications de la surface terrestre dans les modèles (soit en changeant des paramètres de la surface, soit en ajoutant une nouvelle composante au schéma de surface) sur les simulations climatiques a été illustré par de nombreux auteurs. La végétation et les changements d'albédo associés, constituent des facteurs parmi les paramètres surfaciques (neige au sol, présence de zones inondées terrestres...) qui ont été les plus étudiés par la

[4] Cette notion sera précisée ultérieurement dans les chapitres 2 et 3.

communauté des modélisateurs. Par exemple, *Dickinson et Henderson-Sellers* (1988), *McGuffie et al.* (1995), *Polcher* (1994), *Polcher et Laval* (1994) démontrent que la déforestation observée actuellement dans les Tropiques, c'est à dire le remplacement d'une forêt tropicale humide par une étendue de prairie, induit une diminution significative de l'évaporation et des précipitations sur la zone concernée. Le climat est donc plus chaud et plus sec dans les régions touchées. D'autres simulations de modèles s'intéressant aux hautes latitudes nord suggèrent que le remplacement de la forêt boréale par la toundra conduit à un refroidissement dans la zone déforestée [*Chalita et Le Treut* (1994) ; *Douville et Royer* (1997)] et même au delà [*Bonan et al.* (1992)], maximal au printemps et persistant tout au long de l'année. Par conséquent, un retard de la fonte des neiges au printemps est observé [*Thomas et Rowntree* (1992)].

Ces expériences numériques ont mis en évidence la forte sensibilité du climat actuel à un changement de la surface continentale (modification de la végétation). *Betts* (1999) mentionne de plus le caractère auto-régulant de la végétation pour le climat actuel : son existence sur Terre contribue à augmenter les précipitations sur les continents et par conséquent à augmenter la production primaire nette. Enfin, l'effet maximal de la végétation sur le climat global a été illustré par *Kleidon et al.* (2000) à l'aide de deux simulations extrêmes : une représente un monde désertique et l'autre correspond à une planète verte. Ils en ont déduit des régions fortement sensibles aux interactions entre la biosphère et l'atmosphère (Afrique, Asie du Sud et Australie) et d'autres (régions extra-tropicales et Amérique du Sud) moins sensibles à ces interactions. Ce type d'information est crucial lorsqu'on va ensuite s'intéresser à des perturbations de la surface, par exemple dans un climat à doublement de CO_2 et examiner les impacts induits en chaque région.

Mais la végétation n'est pas le seul paramètre important, surtout lorsqu'on s'intéresse, comme c'est le cas dans notre étude, aux latitudes boréales elle est plus éparse. A ces latitudes, la neige, l'ensemble des zones inondées (lacs et zones humides, en partie gelés dans l'année), la présence de gel du sol (en surface et en profondeur) influencent les échanges entre la surface et l'atmosphère localement. Ainsi, *Douville et Royer* (1996) ont testé la sensibilité du modèle de Météo-France, ARPEGE à simuler la mousson asiatique en fonction de l'épaisseur du manteau neigeux prescrit dès le mois de Mars en Eurasie. Cette activité de la mousson se réduit significativement (moins de vent et de précipitations) lorsque le manteau neigeux imposé augmente. Par ailleurs, un effet de refroidissement des températures

de surface en été est généralement observé lorsque les lacs ou zones humides sont pris en compte dans les modèles de climat [*Bonan* (1995a) ; *Pitman et al.* (1991) ; *Krinner* (sous presse)]. *Lofgren* (1997) retrouve une tendance au refroidissement en surface dans la région des Grands Lacs nord américains lorsque ces derniers sont inclus dans une version du modèle atmosphérique du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). Enfin, le programme PILPS [*Henderson-Sellers et al.* (1993) ; *Henderson-Sellers et al.* (1995)] avait mentionné la nécessité de modéliser les processus relatifs aux surfaces des régions froides. Des efforts ont effectivement été réalisés dans ce sens (voir la partie améliorations des performances des modèles à la section 1.2.2) mais l'impact de l'ajout de paramétrisations concernant le gel du sol, sur le climat actuel simulé, reste peu étudié aujourd'hui.

1.3.2 Climat passé

De même que le climat actuel est très sensible à la manière dont la surface terrestre est simulée dans les modèles, une forte sensibilité a été aussi mise en évidence dans la reconstruction numérique de périodes climatiques passées. Tout d'abord, l'amplitude des changements de température lors des périodes glaciaires passées s'explique en grande partie par les changements d'insolation (énergie solaire reçue au sommet de l'atmosphère), de CO_2, de circulation océanique et par la présence des calottes de glace imposées dans les modèles. Mais certains comportements (plus subtils) relatifs à ces variations sont mal reproduits. La plupart des modèles de circulation générale sont ainsi incapables de simuler un refroidissement estival assez fort pour initier une glaciation en réponse au seul changement d'insolation d'il y a 115000 ans [*Royer et al.* (1984) ; *Rind et al.* (1989) ; *Phillips et Held* (1994)]. De même, le réchauffement simulé par les modèles n'est pas assez fort pour reproduire l'amplitude observée de l'extension vers le nord de la forêt boréale, il y a 6000 ans (e.g. *Harrison et al.* (1998)). Diverses études ont ainsi montré l'importance de la prise en compte de paramètres liés à la surface (végétation, neige au sol, effet d'albédo, gel du sol, zones inondées) dans l'initiation de changements climatiques passés ou dans leur amplification. Les impacts de la végétation et des changements d'albédos consécutifs ont été largement illustrés : *Gallimore et Kutzbach* (1996) et *de Noblet et al.* (1996) soulignent qu'une augmentation d'albédo aux hautes latitudes nord correspondant à l'extension de la toundra amplifie largement le refroidissement estival répondant déjà au changement d'insolation d'il y a 115000 ans, permettant une entrée en glaciation. *Foley et al.* (1994) obtiennent une amplification du réchauffement estival ré-

pondant à l'insolation d'il y a 6000 ans, lors de l'extension vers le nord de la forêt boréale, ce qui est en meilleur accord globalement avec les paléodonnées (la limite forêt-toundra n'étant pas partout plus au nord par rapport à la position actuelle). *Diffenbaugh et Sloan* (2002) ont testé la sensibilité d'un MCGA à la distribution de végétation pour le moyen Holocène, reconstruite à partir de données fossiles. Ils ont prouvé que ce forçage par la végétation est du même ordre de grandeur que le forçage orbital imposé pour les conditions climatiques à 6000 ans. Il ressort de cette étude la nécessité d'utiliser des distributions issues de reconstructions géologiques pour valider les modèles de climat. *Bonfils et al.* (2001) ont démontré que la prescription de différents albédos pour les déserts chauds influe sur l'intensité du changement de régime de la mousson en Afrique du Nord, au moyen Holocène : des valeurs plus faibles d'albédos entraînent de plus larges perturbations. Dans une simulation du dernier maximum glaciaire, *Crowley et Baum* (1997) ont indiqué que la transformation d'une forêt de conifères en toundra provoquait un refroidissement supplémentaire de 4°C en Eurasie. Cependant, la prise en compte additionnelle de la végétation n'est pas forcément suffisante pour expliquer certaines modifications climatiques, pourtant référencées dans les paléodonnées. Ainsi, *Renssen et Lautenschlager* (2000) ont voulu illustrer l'effet de la végétation sur le Younger Dryas, événement froid dans la transition glaciaire-interglaciaire ($\sim$ 12.9-11.6 milliers d'années). Mais, malgré les modifications climatiques simulées dues à l'inclusion de la végétation, ils n'obtiennent pas de meilleurs résultats en accord avec les proxys, pour la région de l'Europe. Ils soulignent ainsi des manques dans la paramétrisation de la surface qui pourraient avoir des rôles complémentaires (poussières atmosphériques, pergélisol).

Voici donc quelques exemples portant sur des éléments de la surface, autres que la végétation, et nous concernant plus spécifiquement, qui semblent avoir affecté la sensibilité des époques passées. *Carrington et al.* (2001) ont testé en Afrique du Nord durant le moyen Holocène l'inclusion de différentes conditions surfaciques : des zones humides (ou wetlands) sans végétation et des wetlands avec végétation. L'impact est fort régionalement, comme l'ont montré *Coe et Bonan* (1997) dans une étude antérieure concernant les lacs. De plus, la sensibilité des climats passés à la prise en compte du gel du sol a été jusqu'ici très peu étudiée. A notre connaissance, seuls *Renssen et al.* (2000) ont introduit le pergélisol dans une simulation du climat du Younger Dryas. Ils ont ainsi démontré qu'introduire une paramétrisation simple du pergélisol dans une simulation climatique du Younger Dryas améliorait substantiellement l'accord avec les paléodonnées. Dans une partie de notre étude (cf. chapitre

2, section 2.4), nous appliquons ce type d'expérience aux conditions climatiques du Dernier Maximum Glaciaire (bien documenté par ailleurs) afin d'observer d'éventuelles améliorations dans le climat simulé par le modèle LMDz.

1.3.3 Changements climatiques et climat futur

Les exemples précédents illustrent la forte sensibilité des climats passés et actuels (simulés) à la prise en compte de la surface, l'impact de la végétation ayant été largement étudié pour différentes époques tandis que l'impact du gel/dégel des sols et des zones inondées reste peu étudié. L'ajout de paramétrisation de la surface, en plus d'influer sur le climat simulé peut mettre en exergue des interactions privilégiées lors de certaines périodes climatiques. Ainsi, les travaux de *Renssen et al.* (2000) sur le Younger Dryas, déjà mentionnés précédemment, ont permis de conclure que le pergélisol pouvait avoir joué un rôle plus important dans les changements de climats passés que celui classiquement invoqué, notamment lors des périodes froides.

D'une manière similaire, les simulations du changement climatique futur, tel qu'il est défini dans le dernier rapport *IPCC* (2001), peuvent fortement dépendre de la formulation de la surface prise en compte. D'une part, le réchauffement climatique imposé influe sur les paramètres surfaciques (ex : il favorise un type de végétation, diminue l'étendue de neige par endroit...). D'autre part, la surface peut moduler l'amplitude du réchauffement climatique simulé (comme par exemple l'accentuation du réchauffement à 6000 ans induit par la présence de la forêt boréale mise en évidence par *Foley et al.* (1994)). Ainsi, *Betts et al.* (1997) ont quantifié les effets physiologiques et structuraux de la végétation dans une perturbation climatique de type $2\times CO_2$. Les rétroactions renforcent ou bien atténuent les conséquences du changement de climat imposé et dépendent étroitement du comportement local de la végétation vis à vis du taux de CO_2 dans l'atmosphère. De même, *Cox et al.* (1999) montrent des diminutions accrues de l'humidité du sol et de l'évaporation dans des conditions de doublement de CO_2, lorsqu'ils utilisent le schéma MOSES (incluant les changements de phase de l'eau du sol) comparativement aux simulations réalisées avec le schéma antérieur du modèle UKMO. Connaître la réponse de la surface à différentes conditions climatiques et la manière dont elle agit sur le climat simulé est crucial pour l'obtention de prévisions fiables du réchauffement, régionalement (échelle spatiale sur laquelle l'influence de certaines composantes surfaciques, telles les lacs ou la végétation, a été prouvée par ailleurs. Se reporter

aux sections 1.3.1 et 1.3.2).

1.3.4 Principe d'une expérience de sensibilité

L'introduction de nouvelles paramétrisations (nécessairement simplificatrices par rapport au système réel) dans tout modèle fait naître des incertitudes et des disparités dans les simulations climatiques. La gamme de sensibilité des expériences de doublement de CO_2 atmosphérique menées avec différents MCGAs, qui prévoit un réchauffement global de la Terre compris entre +1.5°C et +5.8°C sur la période 1990-2100 [*IPCC* (2001)] en est une bonne illustration, même si les incertitudes sur les scénarios imposés comptent pour environ la moitié de cette fourchette de variations. En plus des équations fondamentales régissant la physique du modèle et les paramétrisations ajoutées, un modèle d'atmosphère, tel qu'LMDz doit "voir" les autres composantes du système climatique qu'il ne modélise pas. Ces autres composantes doivent être prescrites sous la forme de *conditions aux limites*. Ainsi, LMDz doit connaître la répartition des océans et continents, la topographie de la surface, le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère, le taux de CO_2 dans l'atmosphère, certaines caractéristiques de la surface (albédo et rugosité), et l'état de l'océan, représenté par les conditions de températures de la mer et l'extension de la glace de mer. Nous verrons dans les chapitres suivants comment modifier ces conditions aux limites pour la simulation de climats différents du climat actuel. Certaines de ces conditions (albédo, topographie des mers et continents) sont disponibles grâce à l'acquisition de données de mesures terrain ou satellites. Par ailleurs, le modèle d'atmosphère a besoin de *conditions initiales*, représentant un état initial de l'atmosphère : des valeurs quelconques sont attribuées aux variables climatiques pronostiques, lesquelles seront ensuite résolues au cours du temps par les équations du modèle. Après quelques jours d'intégration, le modèle "oublie" ses conditions initiales et n'est plus contraint que par ses conditions aux limites.

La construction d'une simulation vise à améliorer la simulation des climats par le modèle (par exemple, en complexifiant ses paramétrisations ou en améliorant ses conditions aux limites) ou encore à étudier un changement de climat en imposant une perturbation à *un état de référence*. Par conséquent, pour simuler un climat passé ou futur de type 2× CO_2, on impose au modèle de nouvelles conditions aux limites pour qu'elles représentent les conditions climatiques de ces périodes. Ces dernières proviennent soit de reconstructions paléoclimatiques à l'échelle globale, soit de résultats de simulations réalisées avec des modèles

plus complets et nécessitant un minimum de conditions aux limites (par exemple, les modèles couplés atmosphère/océan). Les calottes de glace, la température des océans ou encore la concentration en CO_2 peuvent être ainsi modifiées. Lorsqu'on s'intéresse, comme dans cette étude, à la sensibilité d'un climat à certaines paramétrisations, on réalise systématiquement deux simulations relatives aux mêmes conditions de climat : une simulation de référence et une simulation dans laquelle la paramétrisation est prise en compte. Evidemment, on peut ainsi tester différents paramètres et les relations intervenant dans les paramétrisations. Ce type d'expériences, qui permettent de mieux comprendre les mécanismes climatiques mis en jeu représente des "instantanés" de climat, que ce soit pour une période actuelle, passée ou future. Des scénarios "transitoires" sont également possibles, si l'on veut par exemple simuler l'évolution des températures en fonction de la croissance temporelle de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère depuis l'ère pré-industrielle. Aucune simulation transitoire n'a été réalisée au cours de cette thèse. Bien que l'état du climat simulé oscille autour de sa situation d'équilibre, nous utiliserons par la suite le terme de "situation à l'équilibre" pour désigner ces "instantanés" de climat. La réponse atmosphérique étant la plus rapide des modèles, dès lors que d'autres composantes plus "lentes" du système sont couplées (telle l'océan, la végétation, les calottes de glace, le sol), les échanges avec la partie atmosphérique ne sont pas effectués à chaque pas de temps de la simulation. Dans le cadre de cette étude, la partie lente du modèle LMDz est le schéma de sol multi-couches. Nous avons donc procédé à 63 années de simulation du seul module de sol dans LMDz, forcé avec des conditions climatiques de type $2\times CO_2$ afin d'obtenir un sol (profil de températures et caractéristiques thermiques) correspondant à ce climat plus chaud. La simulation du climat pour la fin du 21e siècle a ensuite été effectuée à partir de ce sol "plus chaud".

1.4 Les interactions étudiées : la présence de gel du sol et de surfaces inondées aux hautes latitudes nord

1.4.1 Motivations

En résumé, dans la littérature, la végétation est le paramètre surfacique qui a été le plus étudié, en terme d'impacts sur des climats actuels ou passés (e.g. le phénomène de déforestation tropicale [*Dickinson et Henderson-Sellers* (1988) ; *McGuffie et al.* (1995)] et boréale

[*Bonan et al.* (1992)]) et en terme de facteur amplificateur de changement climatique (e.g. l'entrée en glaciation il y a 115000 ans [*Gallimore et Kutzbach* (1996)], l'amplitude du forçage imposé par la végétation à 6000 ans [*Diffenbaugh et Sloan* (2002)]). Les paramétrisations du manteau neigeux se sont aussi multipliées dans les modèles de climat [*Loth et al.* (1993) ; *Verseghy et al.* (1993) ; *Lynch-Stieglitz* (1993)]. Elles comportent des calculs complexes d'albédo tenant compte de l'âge de la neige, de sa température, et de son métamorphisme. De nombreuses études se sont consacrées à la bonne représentation du manteau neigeux dans les modèles : *Douville et al.* (1995), *Yang et al.* (1997), *Loth et al.* (1993), *Slater et al.* (1998), *Schlosser et al.* (2000).

Comparativement, les autres paramètres surfaciques (sols gelés, lacs ou wetlands) n'ont finalement fait l'objet que de quelques travaux. Ainsi, dans les conditions climatiques actuelles, l'effet des lacs de refroidir les températures de surface en été, simulées avec un MCGA a été clairement mis en évidence par plusieurs auteurs [*Bonan* (1995a) ; *Pitman et al.* (1991) ; *Krinner* (sous presse) ; *Lofgren* (1997)]. Les impacts induits par l'ensemble de ces zones inondées (lacs et wetlands) sont significatifs régionalement [*Carrington et al.* (2001) ; *Coe et Bonan* (1997)]. En outre, l'inclusion des processus de changement de phase de l'eau du sol a permis de corriger plusieurs biais dans des modèles de climat et de prévisions numériques. Mais l'impact climatique de l'ajout de cette paramétrisation reste peu étudié. *Renssen et al.* (2000) ont pourtant démontré l'importance de tenir compte du pergélisol dans les études de changement climatique passé, et plus particulièrement lors des périodes glaciaires. *Cox et al.* (1999) ont aussi montré l'impact des changements de phases de l'eau du sol dans des simulations de doublement de CO_2. On peut donc se demander quels seront les impacts de tels ajouts de paramétrisations dans les modèles de climat sur le climat simulé, et spécifiquement sur le changement climatique simulé qui constitue toujours à l'heure actuelle un défi scientifique. Est-ce que le rôle d'un processus varie aussi en fonction du climat lui-même ? Les réponses au changement de la surface pourraient être ainsi différentes dans les climats passés, actuels ou futurs. Des vérifications systématiques de l'influence de ces changements sur le climat simulé par rapport au climat de référence devraient donc être multipliées. Elles devraient permettre de réduire les incertitudes qui pèsent sur les prévisions climatiques réalisées actuellement. Les études présentées dans cette thèse essaient d'apporter quelques éléments de réponses à ces questions.

De plus, le cadre géographique de notre étude se concentre spécifiquement sur les régions

des hautes latitudes nord. Ces dernières se distinguent des autres régions par des cycles saisonniers d'insolation, et donc, de températures à la surface, très marqués. La présence prolongée de neige et de glace pendant l'hiver assure un albédo relativement élevé pendant plusieurs mois et explique en partie les basses températures observées. Beaucoup de processus associés aux changements de phase de l'eau interviennent dans les régions polaires. Rythmées par les variations saisonnières d'insolation, ces régions sont aussi le lieu d'importants processus géophysiques et biologiques, susceptibles d'être perturbés lors de modifications climatiques. Plusieurs auteurs ont ainsi diagnostiqué l'apparition de certaines tendances récentes dans ces régions, grâce notamment aux observations satellites de la cryosphère : réduction de l'extension de la glace de mer au centre de l'Arctique dans les années 90 [*Cavalieri et al.* (1997)], variations régionales du manteau neigeux (sur la figure 1.2 présentant l'évolution du couvert neigeux pour la période 1972-2000 en Amérique du Nord, une diminution significative au printemps apparaît en Alaska), diminution des zones de pergélisol [*Osterkamp et Romanovsky* (1996) ; *Osterkamp et Romanovsky* (1999)], réchauffement des lacs nord-américains [*Magnuson et al.* (2000)]. Aujourd'hui, les régions boréales sont reconnues par la communauté scientifique comme étant des régions très sensibles à un réchauffement climatique futur [*Cubasch et Meehl* (2001)]. En effet, le réchauffement prévu en 2100 est compris entre +5 et +10°C au nord de 50°N alors qu'il est estimé entre +3 et +5°C aux moyennes latitudes.

Dans ce contexte, et afin d'améliorer les performances des modèles, bien comprendre le fonctionnement du système climatique et ses particularités ou dysfonctionnements à ces latitudes est crucial. Or, les interactions entre la surface et l'atmosphère jouent un rôle important dans ce système, et diffèrent selon les régions du globe. Notre motivation de privilégier l'étude des processus de gel/dégel du sol et de la présence des zones inondées terrestres provient donc de la triple constatation : a) ces interactions sont nombreuses dans les régions boréales (sols gelés sont formés en hiver, de nombreux lacs existent au nord du Canada, Alaska...), b) des études précises estimant leurs impacts régionaux manquent, c) ces interactions ont jusqu'ici été peu introduites dans une étude de changement climatique.

1.4.2 Objectifs et plan de la thèse

Cette thèse a donc pour objet d'améliorer notre connaissance sur la modulation de la sensibilité climatique des régions boréales par la surface continentale dans le cadre d'un changement de climat. Les objectifs poursuivis doivent répondre aux questions suivantes :

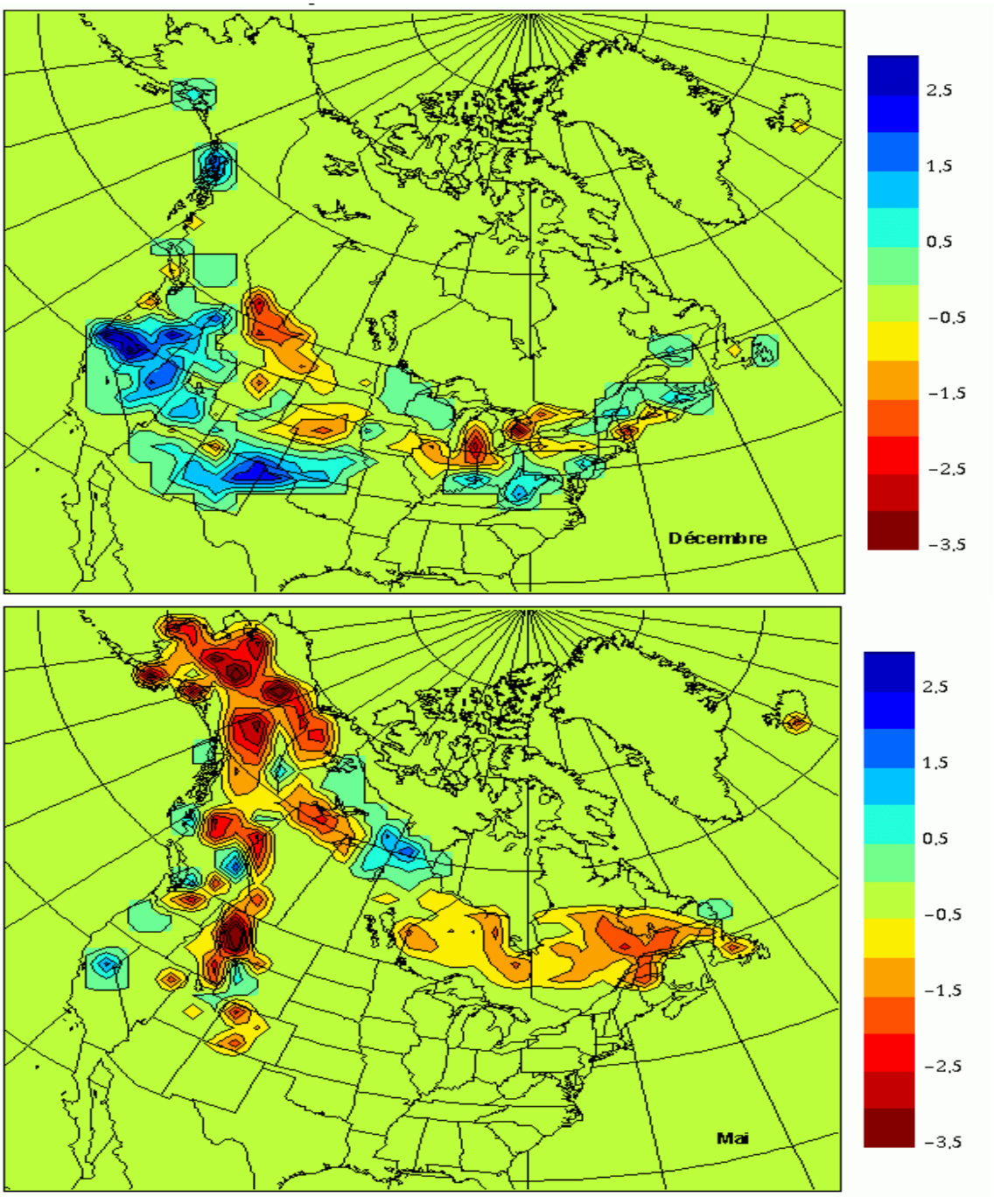


Fig. 1.2 : Tendances pour les mois de Décembre et Mai de la couverture nivale dérivées des satellites de la NOAA pour la période 1972-2000 en Amérique du Nord. Des valeurs inférieures à -2 (en rouge-brun) indiquent des diminutions localisées significatives de la couverture nivale, alors que des valeurs supérieures à +2 (en bleu foncé) indiquent des augmentations localisées significatives de la couverture nivale pour l'intervalle de 1972 à 2000. (Source : State Of the Canadian Cryosphere)

• Le développement d'outils dans un modèle de circulation générale constitue un exercice délicat, du fait de la complexité des phénomènes climatiques représentés et de leur organisation dans le modèle. Comment alors introduire des nouvelles paramétrisations d'interactions importantes pour les climats boréaux (changements de phase de l'eau du sol et présence de zones inondées terrestres) qui soient adaptées au fonctionnement complexe d'un modèle de climat ?

• Quels sont les impacts de l'ajout de telles paramétrisations sur le climat simulé ? La réponse climatique diffère t-elle selon les périodes étudiées ?

• Quelle est la sensibilité d'un changement climatique simulé à la prise en compte de ces nouvelles interactions entre la surface et l'atmosphère ?

• Quelle est finalement l'importance respective de ces interactions pour différents types de climats simulés ?

L'organisation du manuscrit sera la suivante :

Dans le chapitre 2, nous nous intéresserons au changement de climat simulé dans les latitudes boréales, en réponse à la prise en compte des processus de gel et dégel saisonniers du sol dans le modèle MCGA LMDz3.3. Après avoir rappelé les caractéristiques des sols gelés et leur importance sur le développement économique des régions boréales, nous expliciterons leur formulation introduite dans le schéma de surface d'LMDz. La réponse climatique d'LMDz à cette paramétrisation sera analysée en terme de modulation de la sensibilité du changement climatique futur attendu à ces latitudes (qui a fait l'objet d'un article inclus dans ce chapitre) et de celle d'un changement climatique passé, celui du Dernier Maximum Glaciaire (il y a 21000 ans). Les simulations réalisées pour le climat du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) permettront en outre de comparer le changement climatique DMG - actuel, simulé par le modèle, à des reconstructions paléoclimatiques.

Le chapitre 3 sera consacré à l'étude des zones inondées terrestres des régions boréales. Il débutera par quelques traits généraux sur les lacs et les zones humides et nous y décrirons notamment leurs interactions avec l'atmosphère. Une fois expliqué le principe de la prise en compte de ces surfaces dans le schéma de surface d'LMDz, nous confronterons quelques caractéristiques des zones inondées simulées à des observations actuelles (distribution des surfaces inondées, durée d'inondation des zones humides, durée d'englacement des lacs). L'impact des zones inondées sur le changement climatique futur simulé par LMDz sera discuté dans un second article.

A partir de la simulation par LMDz des zones humides terrestres, nous présenterons dans le chapitre 4, une estimation des émissions de méthane provenant de ces surfaces pour les périodes du DMG, actuelle et future. La comparaison des flux de méthane, obtenus à l'aide de quatre schémas d'émission différents utilisés, mettra en évidence les incertitudes existant sur les facteurs biologiques et physico-chimiques gouvernant ces émissions.

Le chapitre 5 sera dédié à la représentation des processus de gel du sol dans les dernières réanalyses en date du CEPMMT (ERA-40), type de données souvent utilisées pour le forçage des modèles de climat. Une approche comparative entre les profils de sol d'ERA-40 et ceux issus d'une sélection de sites de mesures en Arctique nous montrera les faiblesses de ces réanalyses et suggérera notamment, un effet thermique de la neige mal pris en compte dans ce modèle. L'existence de ces données sur la période récente 1958-2001 permettra en outre d'estimer les variations modernes de l'épaisseur de la couche active, fortement liées à celles de la température de l'air et de revenir sur la relation entre les variations des températures de l'air et les extensions de pergélisol.

Enfin, la dernière partie exposera les conclusions et les perspectives de ce travail.

Chapitre 2

Rôle du gel du sol sur le climat simulé

L'objectif de ce chapitre est de montrer l'importance de la prise en compte des changements de phase de l'eau du sol dans le modèle de climat LMDz, non seulement sur le climat présent des régions boréales mais aussi sur les changements climatiques simulés. Tout d'abord, une introduction sur les sols gelés rappellera leurs caractéristiques ainsi que leurs impacts sur les paysages et sur l'économie des régions boréales. Puis, nous décrirons la formulation des changements de phase de l'eau du sol dans le schéma de surface d'LMDz. La troisième partie de ce chapitre, constituée de l'article *Role of soil freezing in boreal future climate change*, E. Poutou, G. Krinner, C. Genthon, et N. de Noblet-Ducoudré soumis à Climate Dynamics, sera consacrée au rôle du gel du sol sur le changement climatique futur aux latitudes boréales. Enfin, nous analyserons les effets de la prise en compte des processus de gel sur la simulation du changement climatique du Dernier Maximum Glaciaire (il y a 21000 ans) en confrontant certaines variables climatiques simulées par LMDz à des paléodonnées.

2.1 Introduction sur les sols gelés

2.1.1 Description

Les régions froides connaissent à des degrés divers des étendues considérables de sol gelé, soit en permanence, soit saisonnièrement. Les conséquences de ce phénomène sont importantes tant sur le développement de la vie animale et végétale (et donc sur le climat) que sur le développement économique de ces régions.

On distingue :

- **Le gel saisonnier**, qui affecte la tranche supérieure du sol pendant l'hiver (voir figure 2.1, droite). Le sol dégèle ensuite l'été suivant. La profondeur affectée varie selon l'intensité et la durée du gel de quelques centimètres à 3 ou 4 mètres, dans les cas les plus sévères.
- **Le gel permanent ou pergélisol** (*permafrost* en anglais), qui désigne la partie du sol située sous la surface ne dégèlant pas pendant au moins deux années consécutives. Une illustration de gel en profondeur est donnée sur la figure 2.1. Cette tranche de sol gelée est alors surmontée d'une épaisseur de sol, affectée par un dégel estival limité : la couche active (*active layer* en anglais), plus ou moins épaisse, de quelques centimètres à 3 ou 4 mètres au maximum. La répartition spatiale du pergélisol, son épaisseur et sa température dépendent fortement de la température de surface, elle-même influencée par plusieurs facteurs environnementaux comme la situation topographique, le type de végétation, le couvert neigeux, les conditions lithologiques (types de sédiments) et donc de drainage du sol. La limite géographique du pergélisol n'est pas nette. Dans une région d'intérêt, le pergélisol est dit continu lorsqu'il recouvre entre 90 et 100% de l'espace ou discontinu lorsque sa surface représente entre 50 et 90% de l'espace. Le terme de pergélisol sporadique est parfois employé pour désigner la présence de noyaux gelés dans une région où le sol n'est généralement pas gelé en permanence. Bien évidemment les conditions thermiques requises pour ces trois types de pergélisol sont de moins en moins rigoureuses. On peut retenir qu'actuellement, la limite méridionale du pergélisol continu correspond approximativement aux isothermes de l'air de -6 à -8°C en moyenne annuelle, alors que celle du pergélisol discontinu coïncide avec l'isotherme de -1°C. Dans les régions où la température annuelle oscille autour de 0°C, les facteurs locaux encouragent la formation d'une mosaïque discontinue de secteurs tantôt gelés, tantôt non gelés.

On parle enfin de pergélisol fossile, lorsque du gel est présent dans le sol à très grande profondeur et qu'il est surmonté par une épaisse couche de sol non gelée. Il correspond à des restes de pergélisol vieux et se situe dans des zones ayant subi un réchauffement de climat.

Fig. 2.1 : Deux exemples de formes de gel observées en région arctique : à gauche, du gel profond et à droite, du sol gelé en surface.

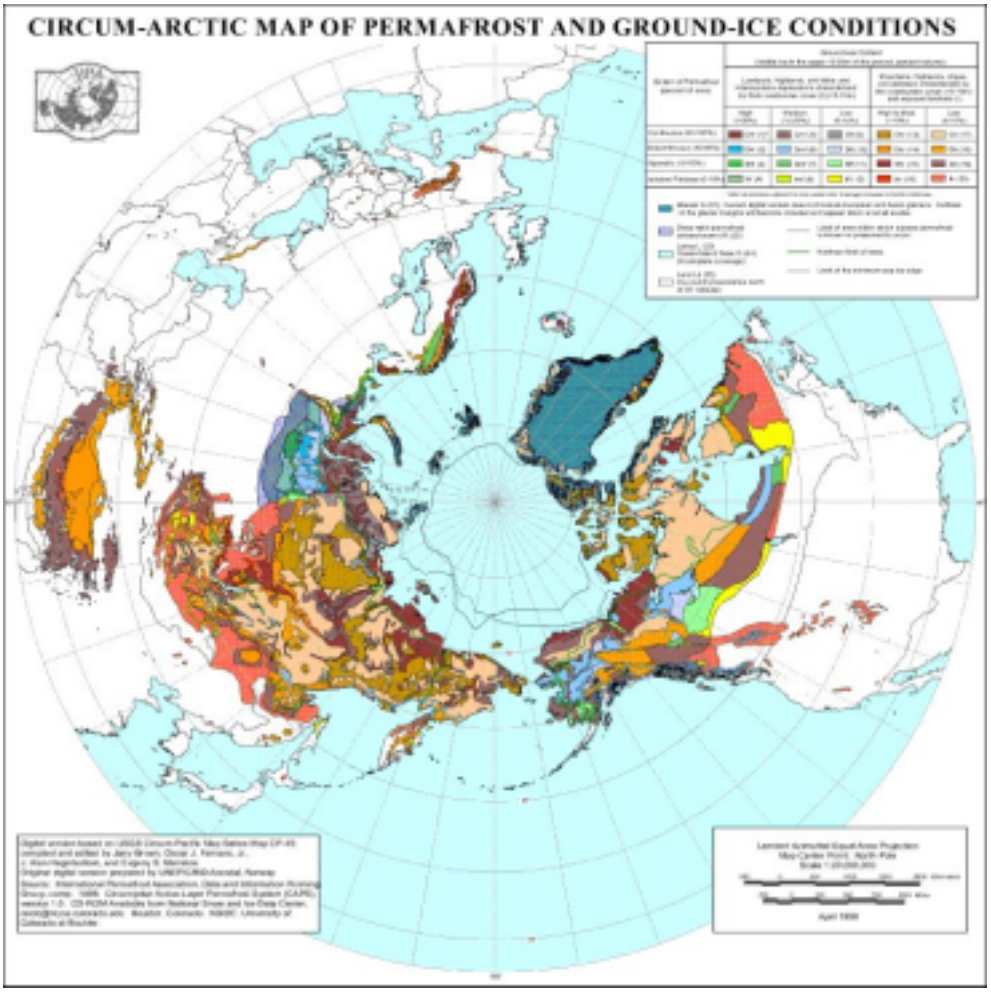


Fig. 2.2 : Extension du pergélisol actuel en Arctique d'après l'*IPA (International Permafrost Association* (1998), carte disponible à l'adresse *http :www.nsidc.com/fgdc/maps/ipa_ browse.html*.

2.1.2 Extension du pergélisol actuel et formation

Le pergélisol total (continu, discontinu et sporadique) actuel (voir figure 2.2) recouvre environ 1/4 des terres émergées de l'hémisphère nord, soit approximativement 22.79×10^6 km^2 [*Zhang et al.* (1999)] : en Amérique du Nord, Sibérie Orientale et plateau Tibétain. Il s'étend depuis 26°N dans l'Himalaya à 84°N au Groenland. Environ 70% du pergélisol se concentre dans la bande de latitude 45°N - 67°N. Notons la présence de pergélisol continu entre les latitudes 50°N et 60°N jusqu'au nord-est du lac Baïkal (Russie) et de la chaîne de montagnes Altaï (proche de la frontière entre la Russie et le Kazakhstan) et même au-dessous de 50°N dans le nord de la Mongolie, où il est entouré par du pergélisol discontinu et sporadique. La limite sud du pergélisol continu en Amérique du Nord est nettement plus au nord qu'en Eurasie de l'Est, vers 55°N à l'ouest de la baie James (Canada).
Son épaisseur varie de plusieurs mètres pour atteindre plus de 600 m en Sibérie Centrale. Le record est détenu par les monts de Verkoyansk, à l'est de la Sibérie avec plus de 1000 m de profondeur. D'après plusieurs auteurs russes, dont les travaux ont été regroupés par *Streletskaya et al.* (1998), le pergélisol arctique est vieux, datant probablement du miocène final (entre -7 et -5 millions d'années). L'inertie thermique du sol a fait résister le pergélisol en profondeur, au plus chaud des interglaciaires du Quaternaire récent (depuis 2 millions d'années). Son extension au cours des temps géologiques est régie aux hautes latitudes par les mêmes paramètres que les glaciations, c'est à dire par les variations des paramètres orbitaux du mouvement de la Terre autour du soleil, la configuration des continents et les baisses eustatiques. Aux latitudes moyennes, le pergélisol s'installe généralement en même temps qu'un déficit de l'insolation, sans être obligatoirement relié aux grandes extensions de calottes de glace.

2.1.3 Exemple de régime thermique du sol

La figure 2.3 illustre l'exemple du régime thermique du sol, dans une zone de pergélisol, la région de Yellowknife dans les Territoires du Nord-Ouest du Canada (source : *http ://www.crysys.uwaterloo.ca/education/permafrost/permafrost_ edu.cfm*). Elle décrit les variations de température en fonction de la profondeur, comprise entre 0 et 50 mètres. L'amplitude saisonnière de la température augmente plus on est proche de la surface. Le point à partir duquel aucune variation saisonnière de température n'est observée se nomme "profon-

deur d'amplitude annuelle zéro". A Yellowknife, cette profondeur se situe aux alentours de 15 m. Au-delà, la température du sol augmente légèrement en concordance avec le gradient géothermique. Bien sûr, les épaisseurs du pergélisol et de la couche active dépendent étroitement des changements climatiques et des conditions à la surface : lorsque la température du sol augmente, le pergélisol s'amincit et au contraire, la couche active s'épaissit. Ils dépendent aussi de l'amplitude du cycle annuel de température dans le sol.

Le gel du sol est un phénomène complexe puisqu'il résulte de la combinaison des paramètres climatiques, de la végétation, du manteau neigeux, de la nature du sol et de son degré momentané d'humidité. Le jeu de ces facteurs influe sur la vitesse de déplacement de l'isotherme 0°C dans le sol, donc à la fois sur la profondeur atteinte par le gel suite à une période froide, et sur la profondeur atteinte par le dégel dans un sol préalablement gelé suite à un réchauffement. Ainsi, la vitesse de propagation du gel et du dégel dans le sol obéit aux lois de la conduction de la chaleur et aux transitions de phase de l'eau du sol qui introduisent des paliers (que l'on peut reproduire en imposant une très grande capacité thermique du sol). Enfin, la présence de neige au sol provoque un retard dans la formation de gel et dans le dégel au printemps.

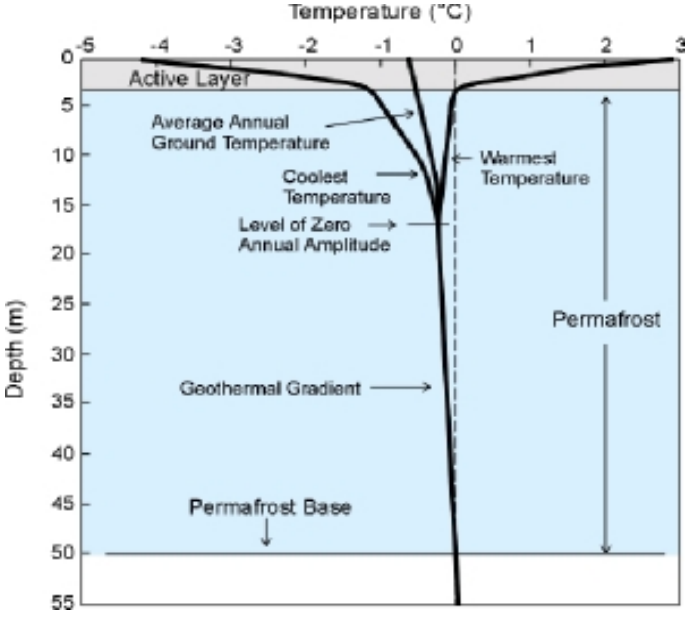


Fig. 2.3 : Régime thermique du sol dans une région de pergélisol, à Yellowknife, Territoires du Nord-Ouest du Canada.

2.1.4 Les différentes formes de gel

Le comportement du sol lors du gel est largement fonction de sa teneur en eau. La congélation de l'eau du sol entraîne la cohésion du sol, pouvant conduire si tous les pores sont remplis de glace, à la formation d'un véritable béton de glace (*ice concrete* en anglais). Lorsque la teneur en eau est faible, une certaine perméabilité peut subsister. Lorsque cette teneur s'accroît, la glace peut se concentrer en strates ou en lentilles plus ou moins continues. La croissance des cristaux de glace s'effectue perpendiculairement au front de gel, soit verticalement, le plus souvent sous la forme d'un faisceau d'aiguilles de glaces parallèles. L'accroissement de volume lié à la congélation provoque le gonflement du sol. Cette expansion se manifeste généralement par une élévation verticale de la surface pouvant aller jusqu'à plusieurs centimètres dans le cas d'un sol riche en eau. Ce mouvement est cumulatif : à mesure que l'onde de gel s'enfonce, l'ensemble du volume déjà gelé est soulevé par la croissance des nouvelles lentilles de glace se développant en profondeur. Nous citons ci-après les principales formes périglaciaires observées dans les régions boréales.

Les réseaux de fente de gel :

Les fentes de gel (figure 2.4, gauche) correspondent à des réseaux de polygones de taille variable (de plusieurs centimètres à quelques mètres), et de forme plus ou moins hexagonale. En été, les fissures ouvertes lors du gel par contraction thermique se remplissent d'eau et de boue lors du dégel. Cette eau regèle en profondeur au contact du pergélisol en élargissant la fente (*ice wedge*). Celle-ci s'élargit donc au fil des ans. Lors de la fonte du pergélisol, la fente se remplit de sédiments divers : ceci permet d'identifier les traces du fonctionnement de ce processus notamment dans les régions ayant connu le pergélisol. Par exemple, les polygones de toundra sont formés selon ce processus. En surface, la végétation (mousses et lichens) souligne l'hétérogénéité entre le coin de glace et le centre de la cellule (voir figure 2.4).

Les sols polygonaux et les cercles de pierres :

Ces formes (figure 2.4, droite) existent à toutes les tailles. Les formes simples (décimétriques) peuvent s'élaborer en quelques jours lors d'alternances de gel diurne. La concentration en grands blocs de pierres à la surface suppose des conditions de gel rigoureuses et s'effectue au rythme des saisons. Les mécanismes en cause font appel au tri des matériaux qui remontent les pierres en surface et à l'effet des aiguilles de glace qui les entraînent sur le bord des cellules par gonflement.

Les buttes cryogènes :

Elles sont formées par congélation d'une nappe d'eau stagnante ou par des énormes lentilles de glace. Des buttes cryogènes annuelles existent mais les formes majeures résultent d'un refroidissement de plus grande ampleur par accrétion du pergélisol. Les pingos (terme eskimo) de l'Arctique sont des buttes coniques à noyau de glace d'injection, pouvant atteindre 50 m de hauteur et 600 m de diamètre (figure 2.5). La glace se forme par injection d'une nappe d'eau mise sous pression entre le toit du pergélisol et l'onde de gel depuis la surface. Lors de la fonte, des effondrements se manifestent avec parfois la formation d'un cratère (phénomènes de thermokarst).

Fig. 2.4 : A gauche : réseau de fentes de gel en Terre de Baffin (Canada). A droite : cercles de pierres fossiles retrouvés au Mont Mézenc (France, 1753 m d'altitude, 45°N).

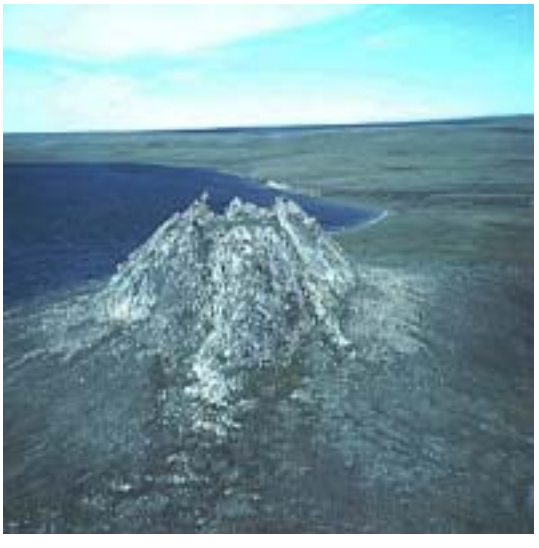


Fig. 2.5 : Un pingo dans les Territoires du Nord-Ouest (Canada).

2.1.5 Enjeux de l'étude des sols gelés

L'étude des sols gelés est un enjeu international, en raison de la surface affectée et des impacts locaux sur les paysages, ainsi que sur les développements économiques des régions boréales. En particulier, les projets d'aménagement de voies de transport et de mise en valeur exigent une connaissance de la présence de glace massive, puisque celle-ci peut engendrer des conditions de terrain dangereuses (on montre figure 2.6 l'exemple de l'affaissement d'une voie de chemin de fer).

Fig. 2.6 : Affaissement d'une voie ferrée en forêt boréale, au Manitoba (Canada), région affectée par le pergélisol.

De plus, il peut s'avérer utile de mettre en oeuvre des solutions de remplacement au moment de la conception technique pour maintenir la stabilité du sol dans des terrains subissant un réchauffement. Les glissements de terrain et les coulées sont ainsi fréquents dans les terrains riches en glace de la vallée du Mackenzie (Canada) et constituent l'un des processus d'altération du paysage les plus rapides et potentiellement les plus destructeurs dans les régions pergélisolées. Il est donc nécessaire de déterminer la sensibilité de ces processus au réchauffement climatique afin d'adapter les infrastructures en prévision de changements climatiques projetés. Des études canadiennes [*Smith et Burgess* (2000)] ont déjà mis en évidence le caractère sensible des sols gelés, et plus spécifiquement du pergélisol, à un réchauffement : par exemple dans le delta du fleuve Mackenzie, région qui historiquement a connu les élévations les plus importantes de la température de l'air au Canada au cours du dernier siècle. Cette sensibilité est également importante en raison des quantités de méthane stockées sous formes d'hydrates gazeux et de celles de tourbes, susceptibles d'être biodégradées en cas de dispa-

rition du pergélisol. En effet, lors de la fonte du gel, dans le sol (tourbières et autres), la matière organique peut être dégradée en dioxyde de carbone ou méthane. Ces gaz produits vont ensuite en partie atteindre l'atmosphère. Il est par conséquent essentiel d'acquérir une bonne compréhension de l'incidence des changements climatiques dans les régions pergélisolées et de mettre ces connaissances à la disposition des décideurs envisageant l'adaptation au changement climatique dans les régions arctiques.

2.2 Paramétrisation du gel du sol dans LMDz3.3

2.2.1 Principe numérique

La température de surface du sol est contrainte par l'équation du bilan d'énergie en surface (équation 1.1). A la limite inférieure du modèle de sol, la température n'est pas contrainte. On utilise une condition de flux nul qui laisse la température s'équilibrer avec le forçage moyen et qui permet de conserver l'énergie.
Le sol est divisé en N couches (ici N = 11), dont l'épaisseur croît comme une suite géométrique avec la profondeur :

$$z_{n+1} - z_n = a\,(z_n - z_{n-1}) \tag{2.1}$$

avec $z_0 = 0$ à la surface et a, étant une constante de proportionnalité.

L'intégration temporelle est basée sur un schéma implicite. Dans ce type de schéma, le champ $U(i,t)$ (i étant un point de grille et t le temps) est établi au temps $t+1$ (U_i^{t+1}) en fonction de U_i^t, U_{i+1}^{t+1}, U_{i-1}^{t+1}, du pas de temps d'intégration et de la discrétisation spatiale.
La température à la surface (T_s) dépend à un instant donné, t, du bilan d'énergie surfacique, qui inclut notamment le flux de chaleur provenant du sol à t et la dépendance de ce flux en fonction de la température à la surface T_s.
Le calcul de la température de surface s'effectue selon :

$$T_s^{t+1} = T_s^t + F^{t+1} \times \Delta t \tag{2.2}$$

avec $F^{t+1} = f(T_s^{t+1}, T_s^t, F^t)$ qui peut s'écrire :

$$F^{t+1} = F^t + \frac{\partial F^t}{\partial T_s}\,\Delta T_s = F^t + \frac{\partial F^t}{\partial T_s}\,(T_s^{t+1} - T_s^t) \tag{2.3}$$

F^t représente l'ensemble des flux d'énergie à la surface : rayonnement solaire net, rayonnement tellurique terrestre dépendant de T_s, flux turbulent, flux diffusif provenant du sol

et fonction des températures dans chaque couche de sol (T_n^t). Celles-ci sont évaluées de la manière suivante :

$$T_n^t = \alpha_n^{t-1} T_{n-1}^t + \beta_n^{t-1} \tag{2.4}$$

pour chaque instant t, et pour une couche numérotée n. Le calcul des T_n^t s'effectue dans le sens descendant du sol ($n-1$, n, $n+1$, $n+2$...). Le détail des solutions de T_n^t est décrit dans *Hourdin* (1992).

Les coefficients α_n et β_n sont, quant à eux, évalués dans le sens ascendant (en remontant vers la surface). Ils sont eux-mêmes fonction de l'épaisseur de la couche n considérée, des conductivité et capacité thermiques dans le niveau n, des coefficients dans la couche inférieure (α_{n+1} et β_{n+1}). Leur calcul explicite est donné par *Hourdin* (1992). Ainsi, lors du premier pas de temps, le modèle calcule à partir du profil de températures de sol initial, les coefficients α_n et β_n pour tous les niveaux de sol. Il recalcule des nouvelles températures de sol (dans le sens descendant) à ce pas de temps puis les coefficients qui serviront au pas de temps suivant. Ensuite, au pas de temps suivant, on calcule donc les températures dans chaque couche n puis les coefficients correspondants et servant au pas de temps $t+1$.

La discrétisation des niveaux dans le sol est réajustée dès la présence de neige en surface. L'isolation thermique de la neige sur le reste du sol non enneigé est prise en compte à travers l'établissement des coefficients α_n et β_n (dépendant de la conductivité thermique k_{snow} et capacité thermique c_{snow}), qui déterminent le gradient de températures sur l'ensemble de la colonne de sol. Le nombre de niveaux numériques enneigés dépend de la hauteur de neige.

2.2.2 Calcul des capacités et conductivités thermiques du sol

Au sein de chaque couche de sol, les capacité et conductivité thermiques sont calculées en fonction de l'état et du type de sol (neige ou terre[1]). Elles sont utilisées pour le calcul des deux coefficients intermédiaires, α_n et β_n déterminant la température dans une couche selon la relation 2.4. La capacité thermique est une fonction du contenu en eau (liquide ou solide) du sol et de la température de la couche [*Lunardini* (1988) et *Bonan* (1996)]. Une capacité thermique apparente est introduite pour tenir compte de la chaleur latente, associée aux changements de phase possibles (gel et dégel) dans l'intervalle de température $T_f \pm \Delta T$

[1]Dans le schéma de surface original d'LMDz, ces paramètres étaient fixés.

où T_f est la température de congélation et $\Delta T = 0.5$ K. La capacité thermique c_n dans le niveau n s'écrit donc :

$$c_n = \left\{ \begin{array}{cc} (1-\theta_{sat})\rho_s c_s + \rho_w c_w \theta_w & \text{si } T_n > T_f + \Delta T \\ (1-\theta_{sat})\rho_s c_s + \rho_w c_w \theta_w + \rho_i c_i \theta_i + \frac{\theta_w \rho_w L}{2\Delta T} & \text{si } T_f - \Delta T \leq T_n \leq T_f + \Delta T \\ (1-\theta_{sat})\rho_s c_s + \rho_i c_i \theta_i & \text{si } T_n < T_f - \Delta T \end{array} \right\} \quad (2.5)$$

avec

θ_{sat} : contenu volumétrique d'eau maximal dans le sol ($mm^3 mm^{-3}$) ou porosité,

$c_{s/w/i}$: capacité thermique du sol sec, de l'eau et de la glace ($J\ kg^{-1} K^{-1}$),

$\theta_{w/i}$: contenu volumétrique d'eau et de glace dans le sol,

$\rho_{s/w/i}$: masse volumique du sol sec, de l'eau et de la glace ($kg\ m^{-3}$).

Dans l'intervalle $T_f \pm \Delta T$, θ_w et θ_i sont le produit de l'humidité du sol, de θ_{sat} et respectivement de la fraction d'eau liquide et de celle de l'eau gelée dans la couche de sol. Les valeurs prises pour les différentes constantes figurent dans le tableau 2.1.

porosité	θ_{sat}	0.4 $mm^3 mm^{-3}$
capacité thermique du sol solide	c_s	3×10^3 J kg−1 K^{-1}
capacité thermique de la glace	c_i	2.228×10^3 J kg−1 K^{-1}
capacité thermique de l'eau	c_w	4.188×10^3 J kg−1 K^{-1}
capacité thermique de la neige	c_{snow}	2.228×10^3 J kg−1 K^{-1}
conductivité thermique du sol solide	λ_s	6 W m^{-1} K^{-1}
conductivité thermique du sol sec	λ_{dry}	0.2 W m^{-1} K^{-1}
conductivité thermique de l'eau	λ_w	0.6 W m^{-1} K^{-1}
conductivité thermique de la glace	λ_i	2.2 W m^{-1} K^{-1}
conductivité thermique de la neige	λ_{snow}	0.2 W m^{-1} K^{-1}
masse volumique du sol sec	ρ_s	750 kg m^{-3}
masse volumique de l'eau	ρ_w	1000 kg m^{-3}
masse volumique de la glace	ρ_i	920 kg m^{-3}
masse volumique de la neige	ρ_n	300 kg m^{-3}
température de congélation	T_f	273.15 K
chaleur latente de fusion	L	0.3336×10^6 J kg^{-1}

Tab. 2.1 : Constantes utilisées dans le modèle de sol.

Concernant la conductivité thermique, *Farouki* (1982) a montré que la méthode proposée par *Johansen* (1975) était une des plus précises pour les sols (gelés ou non). Selon ces travaux, elle est la somme pondérée des conductivités de sols sec et saturé :

$$\lambda = (\lambda_{sat} - \lambda_{dry})\theta + \lambda_{dry} \tag{2.6}$$

λ_{sat} étant la conductivité du sol saturé, λ_{dry}, celle du sol sec et θ l'humidité du sol. De plus λ_{sat} est calculée selon :

$$\lambda_{sat} = \lambda_s^{1-\theta_{sat}} \lambda_i^{(1-f_l)\,\theta_{sat}} \lambda_w^{f_l\,\theta_{sat}} \tag{2.7}$$

où λ_s, λ_i et λ_w sont respectivement les conductivités thermiques du sol solide, de la glace et de l'eau. f_l représente la fraction d'eau à l'état liquide et varie linéairement de 0 à 1 dans l'intervalle de température $-\Delta T$ et $+\Delta T$.

2.2.3 Traitement de l'hydrologie dans le sol

La réduction de l'infiltration de l'eau dans le sol due à la présence de gel [*Farouki* (1981)] est représentée de manière assez simple dans ce schéma. La température dans le premier mètre de sol gouverne la fraction d'eau pouvant s'infiltrer dans les basses couches de sol. La fraction d'eau maximale pouvant s'infiltrer dans le sol est égale à la fraction d'eau dans le premier mètre de sol non gelé. Si le premier mètre de sol est gelé, il n'y a pas d'infiltration. Si un sol saturé d'eau gèle, il reste saturé (de glace) et l'eau ne peut alors s'infiltrer. Cela revient à diminuer temporairement la quantité maximale d'eau liquide du sol, prescrite à 15 cm d'eau. L'excès d'eau du sol (provenant soit d'un sol saturé ou bien d'un sol gelé) est stocké temporairement dans un réservoir de surface, n'interagissant absolument pas avec l'atmosphère. L'eau dans ce réservoir peut soit retourner dans le sol (lorsque celui-ci peut de nouveau accepter de l'eau, par évaporation ou dégel), soit se déverser dans l'océan avec une constante de temps tenant compte de la topographie locale. Dans les régions montagneuses, cette constante est de l'ordre d'un jour, tandis qu'elle atteint plus de 200 jours dans les régions très plates, telle que le bassin de l'Ob en Russie. Cette constante est en fait supposée représenter les surfaces de wetlands, non explicitement représentées à ce stade dans la version du modèle utilisée. Dans le chapitre suivant, les lacs et les surfaces de wetlands ont été pris en compte dans le modèle en plus des processus de gel/dégel du sol. Ainsi, dans les simulations du chapitre 3 (réalisées avec le module de lacs), l'existence de cette constante de temps est redondante avec la paramétrisation des fractions de surfaces inondées.

Comme nous le mentionnons dans l'article *Poutou et al.* (en revision), cette paramétrisation de l'infiltration permet d'améliorer nettement le cycle saisonnier de l'humidité du sol simulé dans les conditions de climat présent par LMDz comparativement aux données ISLSCP *Meeson et al.* (1995) d'humidité du sol moyenne (entre celle en surface et celle à 50 cm de profondeur). Cependant, nous montrons également à la section 2.4.3, que les simulations du climat du Dernier Maximum Glaciaire DMG) semblent être particulièrement sensibles à cette paramétrisation. En particulier, le climat du DMG simulé par LMDz en Eurasie comporte un fort biais chaud de températures de surface par rapport à aujourd'hui. Ce résultat montre que le traitement de l'hydrologie du sol dans le modèle mérite d'être affiné dans les versions futures, surtout lorsqu'on prend en compte ce nouveau processus de gel du sol.

2.3 Rôle du gel du sol sur le changement climatique futur

L'objectif de cette partie est d'exposer les effets de la prise en compte du gel du sol dans le modèle LMDz3.3 sur la simulation du changement climatique futur aux latitudes boréales. Les résultats seront discutés dans l'article *Poutou et al.* (en revision). Nous détaillerons dans un premier temps les conditions aux limites de glace de mer et de température de surface de l'océan (ou Sea Surface Temperatures, notées SSTs) imposées au modèle (et différentes de celles utilisées dans le chapitre 3 pour l'étude des zones inondées terrestres). Les conclusions principales de l'article seront reprises finalement en français.

2.3.1 Choix des conditions aux limites

Caractéristiques des conditions aux limites

Les simulations présentées dans l'article ont été réalisées en imposant pour le climat actuel les conditions de surface de la mer provenant des données satellites SSM/I [*National Snow et Ice Data Center* (1998)] moyennées sur la période 1979-1995. Les conditions de surface pour le climat futur ont été reconschap6.aux tituées à partir des couvertures de glace de mer et de températures de surface de la mer issues du modèle couplé océan/atmosphère ECHAM4/OPYC [*May et Roeckner* (2001)] et moyennées sur la période 2057-2099. Le forçage des gaz à effet de serre utilisé dans ECHAM4 provient d'une expérience particulière

(*Greenhouse Gaz Experiment* notée "GHG") recouvrant la période 1860-2100. Dans celle-ci, les concentrations de différents gaz à effet de serre ont été prescrites en fonction du temps : CO_2, CH_4, N_2O et d'autres gaz industriels tels les CFC, HCFC, HFC, CCL_4, et $CH3CCl_3$. De 1860 à 1990, les concentrations annuelles de ces gaz ont été prescrites d'après les observations et à partir de 1990, en se basant sur le scénario IS92a de l'IPCC [*Houghton et al.* (1992)]. Pour les gaz industriels, le scénario IS92a a été mis à jour avec le scénario d'émission de Copenhague [*Houghton et al.* (1996)]. Les aérosols n'ont pas été considérés dans cette expérience GHG. De plus, les concentrations des gaz à effet de serre ont été fixées d'après les valeurs de 1990 (au lieu des valeurs pré-industrielles) et des observations actuelles ont servi à l'établissement de l'état d'équilibre de l'océan et à l'ajustement de flux. Par conséquent, l'état de départ de l'expérience GHG correspond plus au climat moderne qu'à celui pré-industriel. Cette approche permet cependant un forçage radiatif raisonnable, bien qu'il soit plus chaud dans l'état initial que le scénario de l'IPCC [*Houghton et al.* (1996)]. Ce biais étant maintenu sur l'ensemble de la simulation d'ECHAM4, il n'a pas d'influence sur les changements de climat simulés [*May et Roeckner* (2001) ; *May* (1999)].

Nous avons vérifié que l'évolution du forçage radiatif intégré, tenant compte des différents forçages radiatifs des gaz à effet de serre (CO_2, CH_4, N_2O) provenant de GHG (et qui ont donc contraint les évolutions des conditions de surface de la mer dans ECHAM4) était cohérente avec les estimations données par l'IPCC. Les forçages radiatifs ont été calculés à partir des concentrations en gaz aimablement fournies par *Wilhelm May (communication personnelle)* et en utilisant les équations 2.8 pour le CO_2, et 2.9 pour le CH_4 et N_2O.

$$F_{CO_2} = a^* \ln(\frac{c^*}{c^o}) \tag{2.8}$$

$$F_{N_2O/CH_4} = (c^{*\frac{1}{2}} - c^{o\frac{1}{2}})b^* \tag{2.9}$$

Les flux F sont en W/m^2. Les concentrations sont notées c^* (concentrations initiales c^o) et leur coefficients respectifs a^* et b^* ont été corrigés [*Roeckner et al.* (1999)] par rapport aux coefficients a et b estimés dans *IPCC* (1990) car une série de tests a montré que le code radiatif d'ECHAM4 sous-estimait le forçage du CO_2. Les valeurs respectives des coefficients figurent dans le tableau 2.2.

Sur la période 2060-2089, en appliquant l'équation 2.8 aux concentrations fournies par *Wilhelm May (communication personnelle)*, nous obtenons en moyenne un forçage radiatif

CO_2	a = 6.3	$\frac{a}{a^*} = 1.15$	$c^o = 354$ ppmv
CH_4	b = 0.031	$\frac{b}{b^*} = 1$	$c^o = 1716.5$ ppbv
N_2O	b = 0.14	$\frac{b}{b^*} = 1.5$	$c^o = 308$ ppbv

Tab. 2.2 : Valeurs des constantes utilisées pour le calcul des différents forçages radiatifs de CO_2, CH_4, et N_2O. Les coefficients a et b sont ceux de *IPCC* (1990), a^* et b^* ont été établi par *Roeckner et al.* (1999). Les concentrations c^o correspondent à l'année 1990 d'après *Prinn et al.* (1994).

de +5.91 W/m^2, en bon accord avec la valeur de +5.78 W/m^2 estimée pour la période 1990-2100 par l'IPCC [*Houghton et al.* (1996)]. Pour être cohérent avec les conditions aux limites issues d'ECHAM4 et réalisées avec ce type de forçage radiatif, nous avons choisi d'imposer pour les simulations relatives au climat futur une concentration de CO_2 égale à 568 ppmv, correspondant à la concentration moyenne sur la période 2057-2099, calculée d'après l'expérience GHG (qui a contraint les évolutions futures d'ECHAM4). Cette concentration en CO_2 représente un doublement de la concentration préindustrielle.

Remarques sur les conditions aux limites

Afin d'évaluer les éventuels biais sur les conditions aux limites de surface de la mer provenant du modèle ECHAM4, nous comparons les conditions de surface actuelles simulées à des observations satellites. La figure 2.7 montre les différences pour le climat actuel entre la couverture de glace de mer simulée par ECHAM4 et les données satellites SSM/I correspondantes. En Janvier, dans l'hémisphère nord, en mer du Groenland, nord de l'Alaska et aux larges des côtes de la Sibérie, ECHAM4 reproduit une plus vaste étendue de glace de mer par rapport aux données satellites (+10 à +20%). En Avril, la glace de mer reste plus longtemps dans la baie d'Hudson et au nord du Spitzberg dans ECHAM4. Ces surestimations dépassent la variabilité interannuelle d'ECHAM4 et sont donc bien significatives (non illustré). L'été, il semblerait que l'océan Arctique dans ECHAM4 ne perde pas autant de glace de mer que dans les données satellites. Sur la figure 2.8, les SSTs d'ECHAM4 sont comparées aux SSTs satellites utilisées dans le projet AMIP [*Gates* (1992)], projet qui a permis de constituer une base de données globales, utilisables pour le forçage des expériences numériques. La plupart des océans et mers ont une température de surface légèrement plus élevée (entre +1 et +2°C) dans ECHAM4 par rapport à AMIP toute l'année. L'accord entre ECHAM4 et AMIP est

bon aux latitudes tropicales. Les écarts sont les plus importants aux larges de la côte est américaine (courant du Gulf Stream), pointe sud-est de l'Afrique (courant des Aiguilles), côte est du Japon (courant Kouroshio). Ils sont à relier avec la difficulté qu'ont les modèles couplés à reproduire la circulation océanique dans ces secteurs à très fort courant, gouverné principalement par le vent. La largeur et la force de ces courants sont en effet très sensibles à la résolution des modèles de climat. Or, ces derniers ont souvent du mal à reproduire l'emplacement exact de ces courants forts : leur influence dynamique sur la circulation océanique à moyenne échelle et les flux de chaleur associés entre l'air et l'océan sont donc sous-estimés [*Cubasch et Meehl* (2001)].

L'estimation du réchauffement climatique futur dans les simulations d'ECHAM4 [*May et Roeckner* (2001)], un des modèles globaux existant à l'heure actuelle le plus complet possible, se situe dans la fourchette des prévisions réalisées par l'IPCC [*Houghton et al.* (1996)]. Les changements d'étendues de glace de mer (en fraction de grille) et de SSTs (en degrés) sont présentés sur la figure 2.9. On observe un fort retrait des étendues de glace de mer dans les hautes latitudes nord, alors que l'évolution est plutôt équilibrée en Antarctique avec une alternance de zones de gains et de pertes de couverture de glace de mer. Dans l'hémisphère nord, les retraits majeurs sont situés dans la baie d'Hudson (-20%), dans la mer du Labrador (-10 à -20%), dans la mer de Barents sous le Svalbard et la Terre François Joseph (-30 à -40%), dans la mer de Beaufort au nord de la limite Alaska/Canada et dans la mer des Tchouktches entre la Russie et l'Alaska (-30 à -40%) et enfin au centre de l'océan Arctique. Les SSTs de l'hémisphère nord augmentent en moyenne annuelle de 2°C par rapport aux conditions du présent. Des différences supérieures à +6 °C sont notées dans l'océan Arctique à l'est du Groenland, au nord-est du Japon et dans le Pacifique nord.

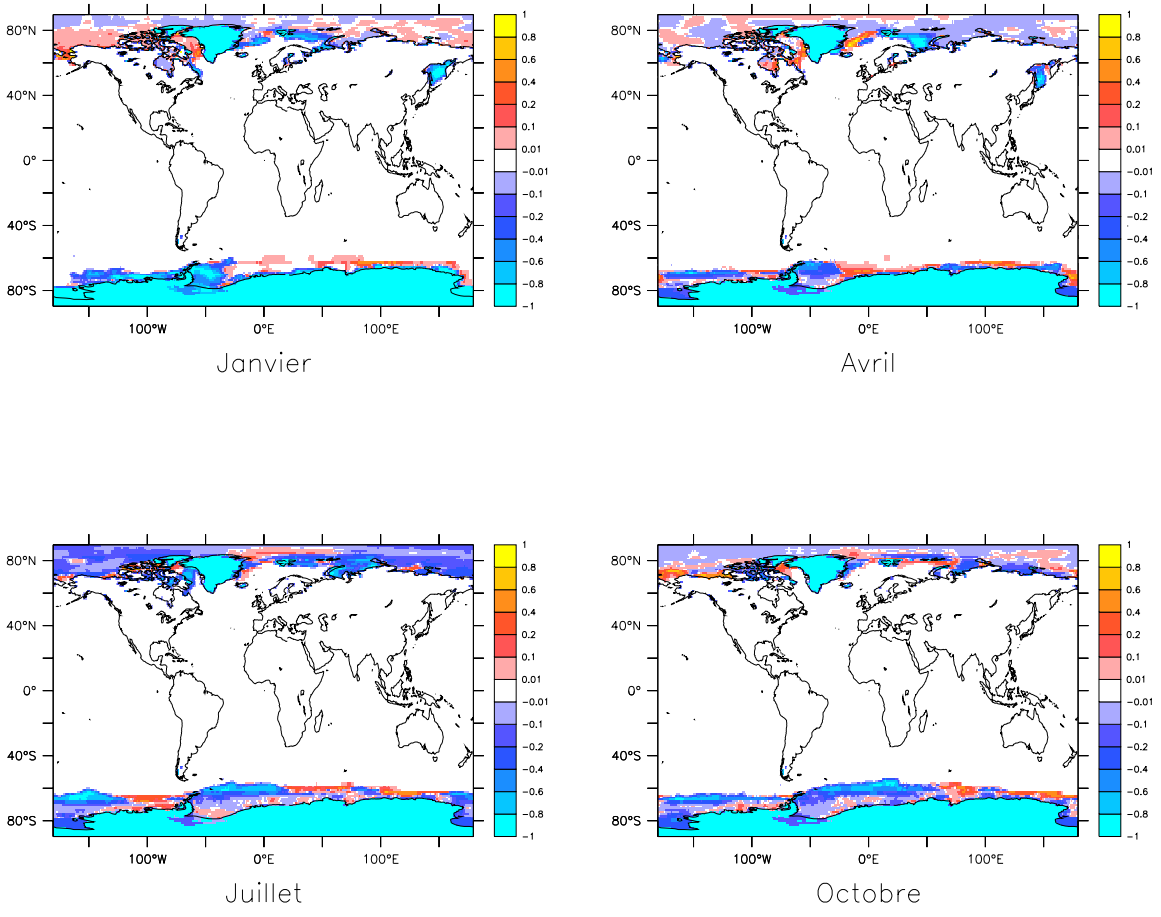


Fig. 2.7 : Différences pour Janvier, Avril, Juillet et Octobre entre les fractions de glace de mer pour le climat présent, issues du modèle ECHAM4 et celles des données satellites SSM/I. Les données d'ECHAM4 sont fournies sur la grille 1.125°× 1.125°.

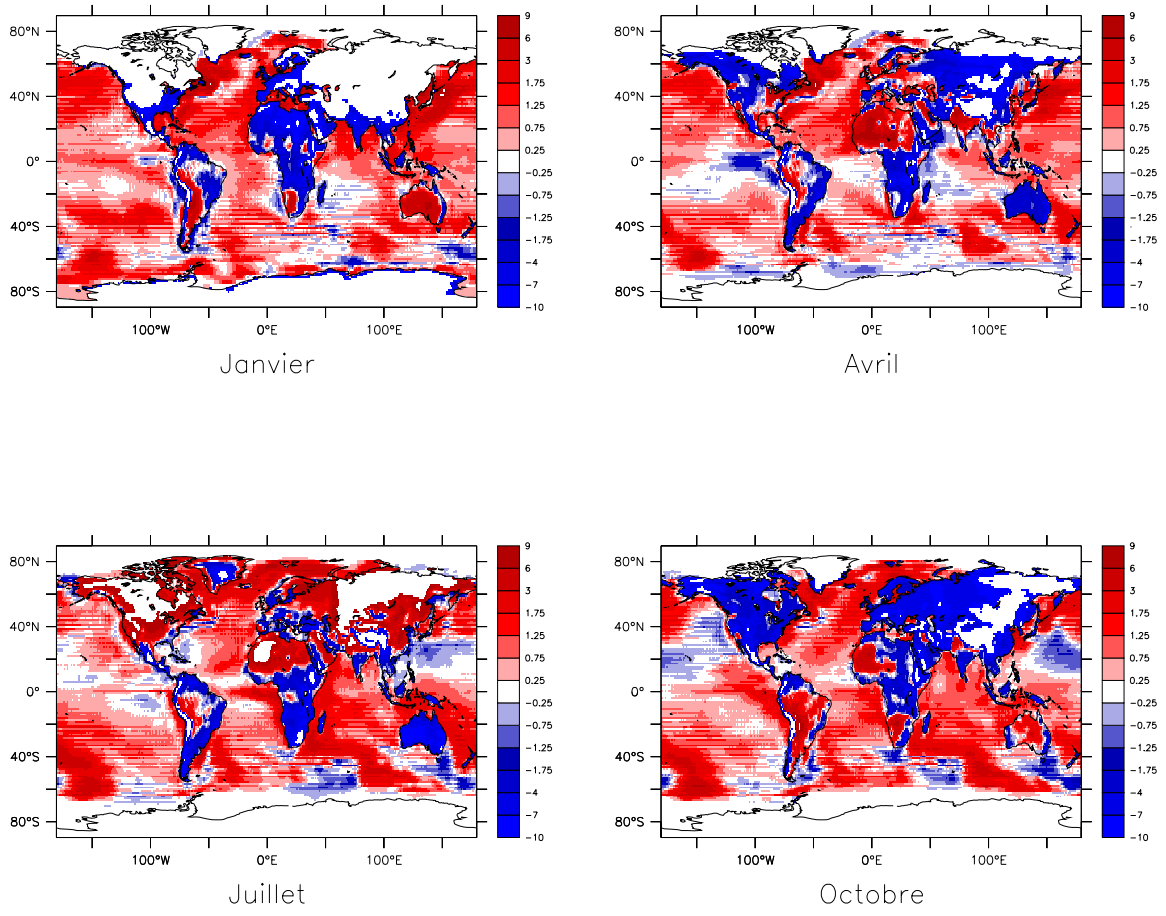


Fig. 2.8 : Différences pour Janvier, Avril, Juillet et Octobre entre les SSTs pour le climat présent, simulées par le modèle ECHAM4 et celles satellites utilisées dans le projet AMIP [*Gates* (1992)].

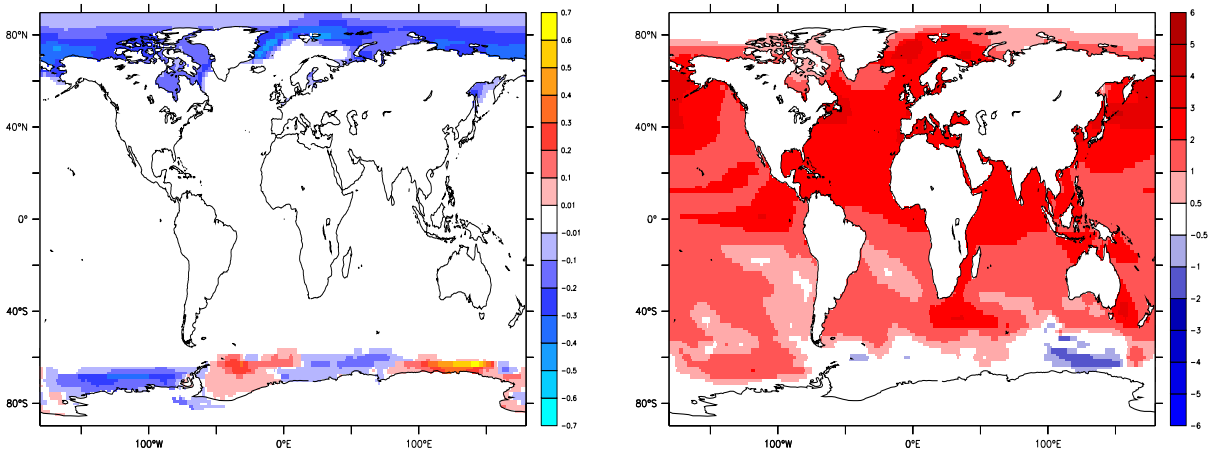


Fig. 2.9 : Evolution des étendues de glaces de mer (en fraction de grille) à gauche et des températures de surface de la mer (en degrés) à droite, dans les conditions climatiques futures par rapport aux conditions actuelles, simulée par le modèle ECHAM4.

Méthode choisie

Afin de reconstituer les conditions aux limites d'un climat particulier (futur ou paléo), la méthode des anomalies, consistant à ajouter à des conditions climatiques de contrôle (par exemple, des observations du climat présent), la différence entre les conditions simulées au climat futur (ou paléo) et au climat de contrôle par un modèle couplé océan/atmosphère est couramment employée dans les expériences numériques [*de Noblet et al.* (1996)]. Cette procédure permet de s'affranchir en partie des biais systématiques inhérents au modèle couplé océan/atmosphère duquel proviennent les conditions aux limites. Pour les conditions de SST, cette méthode est facilement applicable alors qu'elle l'est beaucoup moins pour les couvertures de glace de mer. En effet, le modèle couplé océan/atmosphère ne représentant pas parfaitement les étendues de glace de mer actuelles, des difficultés apparaissent dans les zones où la couverture de glace (du modèle) est nulle dans les conditions de climat présent et donc futures, alors que de la glace existe bien en réalité dans les conditions actuelles. L'application de cette méthode des anomalies conduirait à imposer pour le climat futur, la couverture de glace actuelle observée !

Par conséquent, il a été plus simple dans un premier temps, d'utiliser les conditions de SST et de glace de mer pour le climat futur directement issues d'ECHAM4. De toute façon, comme nous nous intéressons à l'impact de la prise en compte du gel du sol sur le changement climatique simulé et moins directement à la simulation du changement climatique même, les conditions futures d'ECHAM4 brutes constituent un état futur de type $2\times CO_2$ tout à fait acceptable. Une méthode plus élaborée et se basant sur la méthode des anomalies a été développée par la suite et utilisée pour les simulations d'LMDz, relatives à la prise en compte des zones inondées terrestres. Le lecteur pourra se reporter à l'article soumis sur le rôle des zones inondées terrestres [*Poutou et al.* (soumis)] figurant au chapitre 3 pour en connaître les détails. Nous avons par ailleurs vérifié que les simulations du climat futur réalisées avec les conditions aux limites brutes et celles plus élaborées, donnaient des résultats similaires (lors des simulations pour l'étude des zones inondées). Cette vérification à posteriori justifie ici notre choix d'imposer pour cette étude du gel du sol les conditions aux limites brutes d'ECHAM4 comme conditions climatiques futures.

2.3.2 Résumé en français de l'article sur l'impact de la prise en compte du gel du sol

Nous avons introduit une paramétrisation simple du gel du sol dans le modèle de circulation générale atmosphérique LMDz3.3 afin d'examiner les effets potentiels de ce schéma sur le changement climatique futur simulé dans les régions boréales. Dans ce schéma de sol multi-couches, les capacité et conductivité thermiques du sol dépendent du contenu en eau du sol, et les effets thermiques et hydrologiques des changements de phase de l'eau du sol sont pris en compte. L'impact de ces processus sur le climat simulé a été évalué d'abord avec des observations. L'impact sur le changement climatique simulé est analysé en comparant les simulations des climats présent et futur de type $2\times CO_2$, réalisées avec et sans prise en compte de ce nouveau schéma. Le gel du sol n'a pas d'impact global, mais les effets régionaux sur le climat simulé et le changement climatique sont importants. Dans les conditions de climat actuel, introduire le gel du sol modifie sensiblement l'hydrologie et provoque des étés très secs. Dans des conditions de climat futur, les effets thermiques dus à l'alternance des cycles de gel et dégel sont plus forts et contribuent à renforcer le réchauffement global attendu en hiver. La sensibilité du changement climatique simulé à la prise en compte du gel du sol est finalement non uniforme selon les régions : en moyenne annuelle, le réchauffement est amplifié en Amérique du Nord (+15%) et Sibérie Centrale (+36%) alors qu'il est atténué en Sibérie de l'Est (-23%). Cependant, toutes les régions boréales subissent une atténuation du réchauffement estival lorsque le gel est introduit dans les simulations. Cette étude, en accord avec d'autres travaux précédents, suggère une fois de plus les effets de la prise en compte du gel du sol sont significatifs sur le climat régional des latitudes boréales. Mais, nous démontrons également l'importance de cette paramétrisation sur le changement climatique de ces régions nordiques et donc la nécessité d'inclure les processus de gel du sol dans les prévisions du changement climatique futur régional.

2.3.3 Article soumis à Climate Dynamics

Role of soil freezing in future boreal climate change

E. Poutou[1], G. Krinner[1], C. Genthon[1] and N. de Noblet-Ducoudré[2]

[1]Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS-UJF St Martin d'Hères, France

[2]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CEA/CNRS Gif sur Yvette, France

Submitted to Climate Dynamics on October 22th, 2002

Abstract

We introduced a simple scheme of soil freezing in the LMDz3.3 AGCM to examine the potential effects of this parameterization on simulated future boreal climate change. In this multi-layer soil scheme, soil heat capacity and conductivity are dependent on soil water content, and a parameterization of the thermal and hydrological effects of water phase changes is included. The impact of these new features is evaluated against observations. By comparing present-day and $2\times CO_2$ AGCM simulations both with and without the parameterization of soil freezing the role of soil freezing in climat change is analyzed. Soil freezing does not have significant global impacts, but regional effects on simulated climate and climate change are important. In present-day conditions, hydrological effects due to freezing lead to dryer summers. In $2\times CO_2$ climate, thermal effects due to freeze/thaw cycles are more pronounced and contribute to enhance the expected future overall winter warming. Impact of soil freezing on climate sensitivity is not uniform : the annual mean warming is amplified in North America (+15%) and Central Siberia (+36%) whereas it is reduced in Eastern Siberia (-23%). Nevertheless, all boreal lands undergo a strong attenuation of the warming during summertime. In agreement with some previous studies, these results indicate once more that soil freezing effects are significant on regional boreal climate. But this study also demonstrates its importance on regional boreal climate change and thus the necessity to include soil freezing in regional climate change predictions.

1. Introduction

In boreal regions, low temperatures lead to the formation of frozen ground and permafrost zones, this latter currently underlying nearly one fourth of the exposed land area of the Northern Hemisphere (*Zhang et al.*, 1999). The presence of frozen ground plays an important role in the polar ecology. The main effect of seasonal soil freezing and thawing is that it delays the summer warming and the winter cooling of the surface. It also affects the soil hydrology by impeding soil drainage and creating high soil moisture contents in the seasonally thawed upper soil layer, called the active layer. Under anthropogenic warming at high latitudes, several studies suggest a thinning or a reduction of permafrost and frozen ground areas (*Nelson et Anisimov*, 1993; *Anisimov et Nelson*, 1997; *Anisimov et al.*, 1997; *Demchenko et al.*, 2001; *Smith et Burgess*, 1999). Such changes could have severe impacts on northern ecosystems. In particular, a thicker active layer, where most exchanges of energy, moisture and gases occur, could destabilize geomorphical, hydrological and biological processes [*Nelson et Anisimov* (1993), *Weller et al.* (1995)]. In some regions, it could also trigger the release of significant amounts of greenhouse gases to the atmosphere [*Fukuda* (1994) ; *Michaelson et al.* (1996) ; *Goulden et al.* (1998)].

However, the linkages between frozen grounds and climate remain insufficiently studied and their effects on climate still poorly represented in land surface schemes. Recently, the Project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Schemes (PILPS) [*Henderson-Sellers et al.* (1993) ; *Henderson-Sellers et al.* (1995)] between Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) schemes has underlined the importance of modeling cold-climate land surface processes [*Schlosser et al.* (2000) ; *Bowling et al.* (2003)]. For example, *Schlosser et al.* (2000) have shown that the parameterization of frozen soil (or lack of such a parameterization) was a cause for considerable error in predicted soil moisture, which, in turn, was related to disparity in predicted surface fluxes. The treatment of soil freezing was also shown to have long-term effects on model variability. Efforts have been made in modeling thermal and hydrologic characteristics of frozen soils [*Fox* (1992) ; *Koren et al.* (1999)], the freezing front depth [*Gel'fan* (1989)] and in representing and validating soil freezing [*Cherkauer et Lettenmaier* (1999)]. But the non-linearity and complexity of frozen soil physics, particularly the coupling of thermal and hydrological processes, complicates its inclusion into more sophisticated models like the SVAT schemes and General Circulation Models (GCMs).

The following studies are few examples of the inclusion of soil freezing in climate models. *Smirnova et al.* (2000) have recently included in the Mesoscale Analysis and Prediction System (MAPS) (a coupled atmospheric/land surface model) the parameterizations of processes in frozen grounds. Their comparisons with observed data from Valdai, Russia, show that the MAPS 1-D soil-vegetation-snow model provides accurate simulations and that especially runoff is improved during the spring melting season. *Viterbo et al.* (1999) also improved the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) model by including the process of soil moisture freezing. Compared to the previous ECMWF version [*Viterbo et Beljaars* (1995)], this has contributed to eliminate the systematic 2 meters air temperature biases for winter and to make the soil temperature evolution more realistic. Improvements of atmospheric simulations for high-latitude regions were also found by *Cox et al.* (1999) when including soil water phase changes in the U.K. Meteorological Office Surface Exchange Scheme (MOSES) SVAT coupled to a climate model. *Boone et al.* (2000) also obtained more realistic surface fluxes with the inclusion of soil ice into the Interactions between the Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) SVAT scheme.

These studies highlight the impact of soil freezing parameterizations in climate simulations. Therefore, climate change could also be influenced by this process, but as fas as we know, this has never been studied. Nevertheless, some sensitivity experiments to the representation of other parameters (such as the snow cover, the albedo) have shown some changes in the climate response to specific forcing conditions. For example, *Cox et al.* (1999) noted more significant reductions in available soil moisture and evaporation under $2\times CO_2$ conditions when using MOSES (including soil water phase changes), compared to the previous UKMO scheme. Different prescribed hot desert albedos have also been tested by *Bonfils et al.* (2001) who demonstrated their impacts on the simulated mid-Holocene summer monsoon change in northern Africa. They found larger changes when the albedo values are the lowest. Furthermore, according to *Douville et Royer* (1996), the Asian monsoon activity is significantly weakened when a larger Eurasian snow thickness in spring is prescribed in the Météo-France model.

These studies demonstrate several climatic feedback mechanisms induced by changes in albedo [*Bonfils et al.* (2001)], snow cover [*Douville et Royer* (1996)] and soil water phases [*Cox et al.* (1999)] in models. But the impact of soil freezing alone on climate changes has not been yet studied. Hence, in this paper we are motivated by the sensitivity of a simulated future

climate change to soil freezing. *Renssen et al.* (2000) have already shown that incorporating a simple parameterization of permafrost in a Younger Dryas climate simulation substantially improved the agreement with paleodata. They also concluded that permafrost could have played a more important role than usually expected in paleoclimates and especially during cold periods.

In this study, an Atmospheric General Circulation Model (AGCM) is used to quantify the effects of soil freezing parameterization on simulated climate and climate change. The aims are a) to introduce a soil freezing scheme consistent with an AGCM, b) to understand how the inclusion of soil freezing can modify the high latitude climate response and c) to assess the importance of soil freezing in predictions of boreal climate change. We first describe the soil freezing scheme incorporated in the LMDz3.3 AGCM, a model version adjusted by *Krinner et al.* (1997) to improve model performance over polar regions. This soil freezing scheme is evaluated in stand-alone simulations using PILPS 2(d) observational data [*Vinnikov et al.* (1996a); *Schlosser et al.* (1997)]. We then focus on the potential impacts of soil freezing processes on present-day and on $2\times CO_2$ climate. Finally, we discuss the climate change sensitivity to soil freezing.

2. Method

2.1 Soil freezing scheme

The baseline version of the LMDz3.3 AGCM has a rather simple soil scheme. Soil humidity is treated by a bucket scheme with a depth of 1 m and a field capacity of $f = 0.15$ m^3 water/m^3 soil. Soil temperatures are calculated with a multilevel heat conduction scheme. Generally, 11 layers are used, the vertical discretisation being calculated as a geometric series with layer thickness increasing towards the deeper layers. The total soil depth is 15 meters. The equilibrium time scale of the deepest soil layer (that is, the e-folding time of the deepest layer to adjust to an instantaneous surface climate change) is about 10 years. In the baseline version of the AGCM, soil heat capacity and conductivity are prescribed as fixed values, independent on soil type or water content.

This scheme has been modified for the experiments used here. In all simulations (with and without soil freezing), soil heat capacity and conductivity are variable, depending on soil water, and, for simulations with soil freezing, ice content. Depending on the temperature of each thermal soil layer, the moisture is either diagnosed as ice or liquid water when soil

freezing is taken into account (otherwise, only liquid water is present). Following *Lunardini* (1988) and *Bonan* (1996), volumetric heat capacity c (in J kg^{-1} K^{-1}) is then calculated for each soil layer as a function of (frozen or liquid) soil water content and temperature :

$$c = (1 - \theta_{sat})\rho_s c_s + \rho_w c_w \theta_w + \rho_i c_i \theta_i + \tilde{c}. \tag{2.10}$$

Here θ_{sat} is the maximum volumetric water content (set to 0.4) ; c_s is the specific dry soil heat capacity (in J m^{-3} K^{-1}) ; $c_{i/w}$ the specific water/ice heat capacity (in J m^{-3} K^{-1}) ; $\theta_{w/i}$ is the volumetric water/ice content ; $\rho_{s/w/i}$ is the density of dry soil, water, and ice, respectively (in kg m^{-3}) ; and $\tilde{c}$ is an apparent heat capacity representing the latent heat release and uptake during water phase changes :

$$\tilde{c} = \frac{\theta \rho_w L}{2\Delta T}. \tag{2.11}$$

Here, L is the specific latent heat of fusion of water (in J kg^{-1}), and ΔT is the temperature interval around 0°C over which the phase change occurs (here, $\Delta T = 0.5$°C). Within this interval, the fraction of liquid water linearly increases from zero to one as temperature increases from $-\Delta T$ to $+\Delta T$ degrees Celsius. When soil freezing is not taken into account, $\tilde{c}$ is always zero. Similarly, θ is then simply the water (and not ice) content, and soil heat capacity does not depend on temperature. Otherwise, depending on the temperature of the soil level, the appropriate heat capacity (c_w, c_i, or a blended value within the transition interval) is used. As the soil hydrology is treated by a bucket model, soil moisture is supposed to be constant over the whole soil column. The treatment is somewhat more complicated when soil freezing is taken into account and soil temperature is below 0°C. In this case, we use the soil humidity that prevailed at the moment when the soil temperature at this level decreased below the freezing point. This is done in order to ensure energy conservation, in particular in equation 2.11, as the energy released in autumn, when soil temperatures fall below 0°C, must be exactly taken up again in springtime when the soil thaws.

Following *Farouki* (1981), heat conductivity k is calculated as a function of soil water and ice content :

$$k = (k_{sat} - k_{dry})\theta + k_{dry}. \tag{2.12}$$

Here k_{sat} is the conductivity of saturated soil, k_{dry} the conductivity of dry soil, and θ soil moisture. The saturated soil conductivity is calculated as

$$k_{sat} = k_s^{1-\theta_{sat}} k_i^{(1-f_l)\theta_{sat}} k_w^{f_l \theta_{sat}}, \tag{2.13}$$

where k_s, k_i and k_w are the conductivities of the soil solid, ice and water ; and f_l is the fraction of the soil water that is present in liquid state, varying linearly from 0 to 1 over a temperature interval from $-\Delta T$ to $+\Delta T$. As stated before, the soil hydrology in LMDz3.3 is treated by a bucket scheme. Therefore, impact of soil freezing on soil hydrology can only be modelled in a fairly crude way. On local scales, the main hydrological effect of the presence of frozen ground is a reduction of water infiltration [*Farouki* (1981)]. *Takata et Kimoto* (2000) report that taking into account the impermeability of frozen soil to spring meltwater leads to increased runoff of meltwater during spring (instead of soil infiltration), thereby causing significantly reduced summer soil wetness and, consequently, higher summer surface temperatures over the boreal continents. Here, local infiltration reduction is represented in a very schematic way by scaling soil water infiltration with the fraction of unfrozen ground within the uppermost meter beneath the surface. That is, infiltration vanishes when the entire top meter of soil is frozen. However, *Cox et al.* (1999) note that on spatial scales such as those of typical GCM resolution, heterogeneities in frozen soil and soil freezing hydraulic conductivity would allow surface runoff from frozen soil surface to infiltrate into the soil elsewhere in the same grid box. Moreover, large wetlands exist in the high northern latitudes, particularly in flat regions. [*Matthews et Fung* (1987); *Prigent et al.* (2001)]. Fed by meltwater in spring, the wetlands prevent the surface runoff from being lost to the oceans. To represent this large-scale effect in the GCM, water that cannot infiltrate the soil, either because the soil is saturated or because of the presence of ice in the uppermost meter of the soil, is temporarily stocked in a runoff reservoir R that can simply be interpreted as stagnant surface water or "wetlands". This runoff reservoir does not directly interact with the atmosphere. It loses water immediately by soil infiltration as soon as the soil, through thawing or evaporation, can again accept water. Moreover, R loses water to the oceans with a prescribed time constant τ_r :

$$\frac{\partial R}{\partial t} = -\frac{R}{\tau_R} - T_{r\leftrightarrow s}. \tag{2.14}$$

Here $T_{s\leftrightarrow r}$ represents the immediate water mass exchange between the soil and the runoff reservoir as described above, while R/τ_R is the flux of water lost to the oceans. Similar to *Krinner* (sous presse), the runoff time constant τ_R is tentatively prescribed as a function of subgrid-scale topography. In mountaneous regions (such as Eastern Siberia), τ_R is of the order of a day or so (that is, excess water is rapidly lost to the oceans), while over flat regions such as the Ob plains, it can reach up to about 200 days, which is similar to the remotely

sensed temporal fraction of wetland inundation in flat boreal areas [*Prigent et al.* (2001)]. In order to test the new soil freezing scheme, this surface model can be run in off-line mode. In particular, off-line tests for the Pilps 2(d) site [*Schlosser et al.* (2000); *Luo et al.* (2003)] are described in sections 2.3.3 and 2.3.3. Offline simulations have also been carried out to accelerate convergence towards the thermal soil equilibrium in our simulations (see section 2.3.3).

2.2 Simulation set up

2.2.1 Stand-alone simulation

A main goal of the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes phase 2(d) experiment at Valdai, Russia, was to provide an opportunity to evaluate cold region land surface processes [*Schlosser et al.* (2000); *Luo et al.* (2003)]. Continuous atmospheric forcing data for 18 years (1966 to 1983) exist for this station situated at 57.6°N and 33.1°E [*Vinnikov et al.* (1996); *Schlosser et al.* (1997)].

For stand-alone tests of the modified parameterizations, the whole surface package of LMDz (that is, surface and boundary layer parameterizations, the latter being necessary for calculating the turbulent surface fluxes) has been extracted from the AGCM so that it can be forced by observed half-hourly meteorological data from Valdai.

We carried out two off-line simulations : one without, and one with soil freezing and with the runoff reservoir. The first three years of the simulations were discarded as spinup. The results reported in section 2.3.3 therefore refer to the years 1969 to 1983.

2.2.2 AGCM simulations

The global atmospheric model used is LMDz3.3, with physical parameterizations described in *Harzallah et Sadourny* (1995). In the present study, a regular grid with 96 longitudes, 73 latitudes, and 19 vertical levels is used. Two simulations were conducted without the soil freezing process for present-day and $2\times CO_2$ climate (respectively referred to as *PD-NF* and $2\times CO_2$-*NF*). The two other simulations include soil freezing and are called : *PD-F* and $2\times CO_2$-*F* (see table 2.3).

The AGCM LMDz3.3 was forced by observed sea surface conditions (SSC) : sea ice concentrations and sea surface temperatures, derived from SSM/I satellite data over the period 1979-1995 [*National Snow et Ice Data Center* (1998)] for present-day climate. Future simulations were carried out using prescribed monthly mean SSC calculated with the coupled-

atmosphere-ocean model ECHAM4 AGCM [*May et Roeckner* (2001)] and averaged over the period 2057-2099. As the control ECHAM4 AGCM SSC is judged fairly realistic [*Roeckner et al.* (1996)], SSC relative to the period 2057-2099, are considered as a plausible future state. Moreover, we focus on the impact of varying model parameterizations on simulated climate change, not on the simulated climate change itself. Therefore, these future SSC were directly imposed in the model.

The concentrations of CO_2 were fixed at 330 ppm for present-day and 568 ppm for future climate. The value of 568 ppm, corresponding to twice of the preindustrial concentration is the average over the period 2057-2099, calculated with the results from the experiment GHG[2] realized by *Roeckner et al.* (1999). This choice is then consistent with the future SSC mentioned above.

Experiment	Soil freezing	CO_2
PD-NF	No	330 ppm
$2\times CO_2$-*NF*	No	568 ppm
PD-F	Yes	330 ppm
$2\times CO_2$-*F*	Yes	568 ppm

Tab. 2.3 : Characteristics of each simulation.

All four simulations were performed for near equilibrium conditions during 30 years. Transient climate change is not modelled here. The periods considered represent the second halves of the 20th and 21st centuries. The soil scheme is the slowest simulated part of the climate system in the model. To reach equilibrium withour running the AGCM LMDz3.3 over more than 50 years, the model was iteratively spun up : one-year AGCM simulations with future CO_2 levels and SSC were alternated with 20-years off-line simulations with the AGCM soil scheme forced by atmospheric conditions obtained with the preceding AGCM run. Three iterations were computed for the soil scheme, allowing the deep soil temperature to reach equilibrium with the climate of the second half of the 21st century.

The aim of this paper is to investigate the role of permafrost and seasonal soil freezing in climate change in the light of their impact on surface temperatures and diurnal cycle,

[2]Here, the forcing is due to changing atmospheric concentrations of CO_2 and other well-mixed greenhouse gases.

precipitation, evaporation, soil moisture, snow cover and latent and sensible surface heat fluxes. The analysis focuses on the Northern Hemisphere extratropical climate, as this is where soil freezing mainly occurs. To clarify the discussion, boreal lands are divided into three regions : North America (165°- 55°W ; 50°-80°N), Central Siberia (30°-120°E ; 50°-80°N) and Eastern Siberia (120°-180°E ; 50°-80°N).

3. Results from a stand-alone simulation at Valdai (Russia)

At Valdai, continuous soil temperature measurements at 20 cm depth exist for the years 1971 to 1983. Figure 2.10 displays the simulated and observed soil temperatures at 20 cm depth for these years.

When soil freezing is taken into account, the annual soil temperature amplitude is clearly diminished, and much closer to the observations. During the warm seasons, soil thaw consumes latent energy that would otherwise be used for heating the soil, while in winter, the opposite process prevents the soil from cooling too much. During several winters (for example 1981/82), the soil temperature at 20 cm depth remains fairly close to 0°C, indicating that the process of latent heat release in the soil prevents further cooling. However, although the simulation in which soil freezing is taken into account is more realistic than the control simulation without soil freezing, the annual soil temperature amplitude is still slightly overestimated. This is probably due to an inadequate soil thermal conductivity and/or soil heat capacity. Thus, active layer thicknesses in permafrost regions might be overestimated with this model.

Figure 2.11 displays the simulated soil moisture content of the uppermost meter for the years 1981 to 1983 (the other years are very similar). The impact of the soil freezing on the simulated soil moisture at Valdai is weak. This behaviour is expected, given the results of the PILPS 2(d) model intercomparison exercise at Valdai reported by *Luo et al.* (2003). These authors report that, because of high soil water content during winter and because soil thaw occurs early at Valdai, the influence of frozen soil on infiltration is weak in the observations at Valdai, and insignificant in the models they analyzed. Therefore, the results for the off-line simulations at Valdai cannot be used to validate the parameterizations of the hydrologic impact of soil freezing. However, as will be shown later, the ISLSCP [*Meeson et al.* (1995)] and the R-ArCticNET [*Lammers et al.* (2000)] dataset, suggest that large-scale soil humidity and river discharge are better simulated by the AGCM when soil freezing is

taken into account.

4. AGCM results for present-day climate

The paper only focuses on patterns that are statistically significant at the level 95% for seasonal means and at 90% for annual means, based upon a student-test : only these patterns are discussed in the text. Seasonal means refer to winter (December-January-February), spring (March-April-May), summer (June-July-August) and autumn (September-October-November).

4.1 Impact of soil freezing on present-day climate

4.1.1 Soil hydrology

As mentioned in the introduction, the presence of ice in the soil limits the water infiltration into the deep soil levels [*Farouki* (1981)]. Accounting for soil freezing leads to a strong decrease in annual mean precipitation and soil moisture, the most striking effects occurring during summertime (figure 2.12). All seasons are dryer over North-West Canada, over a large part of Siberia and around the Baikal lake (between -60% and -73% of water in the soil). The sensitivity of soil moisture has been previously illustrated by *Waelbroeck* (1993) when validating a climate-soil processes approach in permafrost for the station Barrow, in Alaska. Compared to *PD-NF* experiment, precipitations are reduced by about 0.5 mm/day in annual mean in *PD-F*, leading to large losses in regions characterized by weak precipitations in control climate conditions. For exemple, soil freezing implies a -20% reduction in Eastern Siberia and up to -35% around the Baikal lake during summertime. Decreasing precipitation occurs in spring when soil starts to thaw. Indeed solar energy is in that case used to melt soil ice and does not participate to the evaporation of available water at the surface as it does in the *PD-NF* simulation. When the top 1 m of the soil is frozen, the meltwater of snow cover goes directly into the oceans, reducing the soil evaporation in the following summer. Consequently, local recycling of precipitation is reduced and dryness effects are, once more, well marked in summer as shown on figure 2.12.

4.1.2 Soil surface temperatures

Soil freezing is a regulator of the soil thermal budget, by delaying the soil warming during melting season and by delaying the soil cooling during freezing season. Figure 2.13 shows the difference in surface temperatures between *PD-F* and *PD-NF* simulations in seasonal means, these patterns being stronger than those obtained in annual mean. A surface cooling effect appears during springtime over all Siberia and is less spread in North America. Indeed, thawing of frozen soil that is starting in April or May for the coldest regions, requires a large amount of energy (1 cm of frozen ground containing 20 % of water needs 5.3×10^5 J/m^2 to melt). This energy is taken mainly from the solar downward radiation, delaying spring surface warming compared to the *PD-NF* simulation. The opposite effect, characterized by a release of energy during the freezing period in autumn, can be seen over the Baffin Land, the Canadian archipelago and around the Hudson Bay.

However, the reported effect of soil freezing on soil hydrology deviates from that behaviour. Summer is marked by a strong warming (between +2 and +4 K) in the *PD-F* simulation, whereas one could have expected a continuation of the thermal effect begun in spring. As mentioned before, the hydrological parameters such as precipitation and soil moisture exhibit a maximum of dryness in the *PD-F* experiment in all studied boreal regions. Over the three regions studied, this is clearly illustrated by seasonal variations of precipitation and runoff reservoir on figure 2.14, and by variations of soil moisture and snow cover on figure 2.15. Maximum of dryness comes from the fact that the modelled soil infiltration is limited by the presence of frozen ground, as suggested by *Farouki* (1981). In spring, the meltwater cannot infiltrate the soil straightaway and is stocked inside the runoff reservoir (which thus exhibits a maximum, figure 2.14) until it discharges into the oceans and seas, or returns to the soil when the soil is thawing. The flat plains of the West Canada, Central Alaska, Ob and Ienissei bassins are characterized by a runoff time scale varying between 40 and 70 days. But even in the case of a long water storage, in summer, most of the meltwater has disappeared to the seas. Water transfer from the runoff reservoir (less than 1 cm) to the soil (when this latter is again able to accept water after thawing) is not enough to increase soil moisture (illustrated on figure 2.15) in summertime. Soil moisture reaches minimum value in August (in North America and Central Siberia) and a month before in Eastern Siberia (around -27%). This dryness implies a smaller rate of evaporation, also observed in the Bowen ratio (latent heat over sensible heat surface flux) leading to warmer surface conditions.

As a large fraction of precipitation in these regions is due to local recycling of evaporation, the reduced evaporation rates yield to a general decrease in simulated precipitation (-20% in July). This represents a positive feedback on the soil dryness. The strong response of the dry soil has also been seen through the diurnal cycle of surface temperatures (not represented). A strong difference in the diurnal cycle of the two present-day simulations well appears in summer : accounting for soil freezing induces both an increase of the maximum (between 2.5 and 4.5 K) and a decrease of the minimum (down to -4 K) surface temperatures in the mean diurnal cycle. Thus, soil freezing leads to dryer soils, with reduced thermal inertia.The thermal effect of frozen ground discussed for the interseasons (latent heat release and uptake) alternates with an important hydrological effect, which raises surface temperatures during summertime.

Furthermore, on figure 2.13, the winter thermal effect due to freezing (and inducing warmer surface temperatures) is not present over all boreal lands. On the contrary, Northwestern Canada and Alaska are characterized by cooler surface temperatures in *PD-F* experiment. This may be understood understood by looking at atmospheric transport and at the snow cover. Winter climate in polar regions is particularly strongly conditioned by the atmospheric circulation because of the lack of local heat generation. Surface temperature changes between *PD-F* and *PD-NF* simulations are coherent with changes in sea level pressure changes, shown on figure 2.16. Warmer air coming from the Atlantic ocean is advected over Siberia, north of which a depression occurs (up to -2 mbar). Polar cold air is shifted southward over North America and induces a slight cooling there (-0.5 K).

Regional differences in snow cover and in the induced thermoinsulation effect can also be invoked. Figure 2.15 shows a higher snow cover in Eastern and Central Siberia (80 cm water equivalent at maximum) than in North America (70 cm water equivalent at maximum). During autumn, the formation of frozen ground is delayed in all Siberia because of an earlier presence of snow cover than in North America, which isolates the top soil and prevents the downward propagation of the cold wave. Thus, the freezing process extends into winter, leading to warmer surface temperatures than in North America, in the *PD-F* experiment. In North America, freezing starts in autumn and snow cover is lower than in Siberia. Consequently, the top soil is more affected by the cold air temperatures at this period and the cold wave can propagate easily into the deepest layers due to the high conductivity of ice.

4.4 Improvements in the simulated climate

The introduction has underlined some beneficial effects of the inclusion of soil water phase changes in simulated present-day climate. Figure 2.17 gives the errors in 2 meters air temperatures simulated by LMDz3.3 in *PD-F* and in *PD-NF* experiments relative to *Legates et Willmott* (1990) climatology. Accounting for soil freezing processes leads to more realistic present-day air temperatures in some areas : winter biases are reduced by up to 2 K in Northwestern Canada, and to a lesser extent, in Siberia, whereas in summer, the biases are also reduced in Eastern and Central Siberia. Note that the cooling effect in Northwestern Canada is not a direct thermal impact of soil freezing but is attributed to changes in the atmospheric circulation. However, some biases are unaffected : air temperatures are still overestimated in winter over the Hudson Bay region and Southern Russia and, they are still slightly underestimated in summer over Alaska, Scandinavia and between 50−60°N in Russia. A large cold bias (-10 K) appears over the Kamchatka peninsula in both *PD-F* and *PD-NF* simulations.

Figure 2.18 shows that errors in summer precipitation are reduced over all Siberia in the *PD-F* experiment (between +1 and +1.5 mm/day) compared to more than +2 mm/day in the *PD-NF* simulation. Winter precipitation biases are not really modified when accounting for soil freezing. But the *PD-F* experiment still overestimates the rate of precipitation for most boreal regions during winter and summer.

The hydrological effect of soil freezing on present-day soil hydrology induces a strong soil dryness during summertime. To demonstrate that this effect realistic, figure 2.19 compares the simulated soil moisture in *PD-NF* and *PD-F* experiments to selected ISLSCP data [*Meeson et al.* (1995)] (volume 2) in the three studied regions (North America, Central and Eastern Siberia). Soil moisture from ISLSCP data is the average of the surface soil moisture and the deep soil moisture (at 50 cm depth). The seasonal cycle is improved and absolute values are much closer to the data when accounting for soil freezing in all regions. As a higher snow cover in North America than in Eurasia explained the different effects of soil freezing on present-day winter surface temperatures in these regions, simulated snow cover is compared to some NSIDC data [*National Snow et Ice Data Center* (1998)] on figure 2.20. The annual evolution of snow cover extent, as simulated in *PD-F* and *PD-NF* experiments and monthly averaged over the years 1971-1995 by the NSIDC, is represented in North America and all Eurasia (30°-180°E ; 50°-80°N). The model is able to simulate the maximum extent in winter

with values very close to the observations both in North America and Eurasia. Nevertheless, summertime seems to be shorter in the model than in the NSIDC data, especially in Eurasia where the melting starts earlier in June and snowfall begins after September. No difference is indicated between the two curves of snow extent in PD-F and PD-NF simulations. As expected, soil freezing does not impact on the snow cover whereas snow cover does impact on the freezing and thawing processes. Finally, simulated river discharges for the basins of Ob, Lena and Yenisei (Russia) have been compared to the R-ArcticNET dataset [*Lammers et al.* (2000)]. Ten-year ((1984-1994 for Ob and Lena, and 1985-1995 for Yenisei) of the observed monthly discharge rates have been calculated for each bassin. The onset of the summer discharge maximum simulated in AGCM LMDz occurs one or two months too early. This is, at least in part, due to the fact that runoff from the southern parts of the basins, where snowmelt first accurs, is immediately considered to be lost to the ocean because there is no surface water routing in the model. The seasonal cycle of Yenisei discharge (figure 2.21) is improved when soil freezing is accounted for. For the Lena river, no significative changes on the seasonal cycle have been simulated by LMDz between the *PD-NF* and *PD-NF* experiments. In the case of the Ob, the simulated seasonal cycle in both present-day experiments does not correspond to the observed seasonal cycle. This disagreement might be explained by the high wetland fraction that does exist in this region and that have not been included in the model. Indeed, wetlands play an important role in the surface hydrology by intercepting melting water at spring. Therefore, the surface runoff is reduced and the maximum of runoff is delayed after springtime.

These comparisons indicate that accounting for soil freezing in the AGCM LMDz3.3 leads to some improvements in the present-day simulated climate (particularly on simulated surface hydrology), and that at least, it does not induce larger biases compared to observations.

4.3 Representation of permafrost/freezing areas

This section compares the permafrost and ground-ice distributions estimated with the new surface scheme of LMDz3.3 to available observations and recent statistics. Two different methods were applied to the soil temperatures derived from the *PD-F* experiment to estimate present-day permafrost distribution. The first one (and the simplest one) consists in gathering the zones where the maximum ground temperature at the deepest model layer (at about 15 meters depth) remains below 0°C. This results in 27.8×10^6 km^2 of permafrost

zones. The observed total (continuous and discontinuous) permafrost area, based on the IPA map (http ://www.nsidc.com/fgdc/maps/ipa_browse.html) [CAPS CD-ROM *IPA (International Permafrost Association* (1998)] and the IPA permafrost classification method using continuity (extent) and ground ice content, is about 22.8×10^6 km^2 [*Zhang et al.* (1999)]. Another estimate by *Brown et Haggerty* (1998) gives 23.4×10^6 km^2 of total permafrost areas, excluding glaciers and ice-sheets. Permafrost extent from *PD-F* experiment is respectively +22% and +19% above these two studies. Figure 2.22a represents the permafrost extent estimated with the simple method. Compared to the IPA map, larger extents are simulated at the East of Canadian Rockies and in western Baikal lake. Elsewhere, in Alaska, North Canada, North Siberia and over the Tibetan Plateau, permafrost areas are well reproduced. Note that larger permafrost estimates can be linked to cold biases during summertime, previously mentioned over Alaska and the south part of Siberia.

The second approach is based on the "permafrost severity index", used by *Anisimov et Nelson* (1997) and *Demchenko et al.* (2001). This dimensionless number I is computed as

$$I = \frac{T_{january}}{T_{july}}$$

where T represents the monthly mean surface air temperature in degrees. Treshold values delimit the boundaries of the continuous/discontinuous permafrost. This calculation applied to simulated air surface temperatures (*PD-F*) yields different types of contemporary permafrost (figure 2.22b) : total permafrost underlies 27.7×10^6 km^2 and continuous permafrost underlies 17.2×10^6 km^2. Absolute values for total permafrost are quite close to those of *Demchenko et al.* (2001). These authors reported 25.7×10^6km^2 for total permafrost areas, with 12.7×10^6km^2 for continuous zones when using results coming from the ECHAM4/OPYC3 experiment. But, permafrost zones are again overestimated compared to the IPA map and to *Zhang et al.* (1999). The largest differences occur for the continuous permafrost. Compared to the IPA map, figure 2.22b displays more continuous areas in the Ural region, in Central Alaska whereas the South and South West of the Hudson Bay show a deficit in permafrost areas. Overestimations of continuous zones by LMDz3.3 can also be here related to the cold summer bias mentioned in section 2.3.3 which affects the Ural chains and strongly Central Alaska (see summer air temperatures on figure 2.17).

Despite the differences in absolute values, latitudinal extents of permafrost reproduced by LMDz3.3 (using both methods) have shown a good agreement with the study of *Zhang*

et al. (1999). Therefore, general patterns of permafrost distribution is well captured by the model.

5. AGCM results for future climate

5.1 Impact of soil freezing on future climate

The warming simulated by LMDz3.3, when soil water phase changes are taken into account, for the end of the 21st century, is (annual mean) between +5 °C and +9 °C over boreal lands, which is in the range of other models predictions [*Anisimov et al.* (2001)]. As commonly observed in $2\times CO_2$ simulated climate conditions, the warming is larger in winter than in summer.

5.1.1 Soil hydrology

In future climate conditions, soil freezing reduces mean annual soil moisture in North Western Canada, Eastern Siberia and around lake Baikal. Summer changes are illustrated on figure 2.23. These are also the regions where a maximum of dryness has been highlighted in present-day conditions. No significant changes are seen elsewhere.

Soil freezing also induces reduced precipitation over all boreal lands, as in present-day climate, with maximal decrease in the same regions (North-West Canada, eastern Siberia and around the Baikal lake) during summertime (figure 2.23). Nevertheless, this drying effect of soil freezing in a warmer climate is weaker (for example, between −5% and −10% in Siberia) than in *PD-F* experiment (around −15% in Siberia) owing to reduced frozen ground zones. Maximum decrease of precipitation is linked to decreased soil moisture and occurs in summer as well. One exception is again the Central-North Siberia (including the Ural region) where precipitations display no change, in agreement with no significant soil moisture changes in this region.

5.1.2 Soil surface temperatures

Contrary to present-day conditions, thawing/freezing periods and absorption/release of associated latent heat essentially explain variations in $2\times CO_2$ surface temperatures.

<u>Freezing period</u>

As mentioned in section 2.3.3, the presence of snow cover during autumn can delay freezing in some specific regions and thus the associated heat release. Under $2\times CO_2$ conditions,

snow cover is reduced compared to present-day snow cover (figure 2.15) and does not impact as much as in present-day climate on the formation of frozen ground. Figure 2.24 shows a global increase over boreal lands in surface temperatures during winter, and to a lesser extent, in autumn. This pattern is very well related to changes in sea level pressure. Indeed, an advection of warm air coming from southerly regions both over Siberia and North America (not shown) have been observed. Soil freezing is directly governed by air temperatures : it starts first in Eastern Siberia, the coldest region (about 20 days earlier in September compared to the other regions) and is extending to the whole boreal regions during winter. Therefore, contrary to present-day climate soil freezing strongly warms future winter surface temperatures. This effect may accelerate the disappearance of frozen ground areas and then could damage boreal ecosystems.

Thawing period

Figure 2.24 displays a slight surface cooling effect induced in $2\times CO_2$-F experiment, well extended over Central and Eastern Siberia, from March to the end of summer. Under warmer conditions, thawing starts earlier in spring and continues to cool the surface during the first days of summertime in Siberia. It starts at mid April in Eastern Siberia (15 days earlier), at the end of March in Central Siberia (20 days earlier) and during the first ten days of March in North America (15 days earlier). Furthermore, the snow cover in $2\times CO_2$-F experiment is less reduced in Eastern Siberia, the mean maximal height being 70 cm water equivalent, compared to 50 cm in Central Siberia and 30 cm in North America (see figure 2.15). In spring, soil thawing starts in these two latter regions whereas there is still some snow to melt in Eastern Siberia. Therefore, frozen ground will stay longer there and some of the melting processes are still visible in the beginning of summer where it provokes a reduced surface temperatures compared to $2\times CO_2$-NF. In other regions, like in the Great Lakes Region, the near surface soil starts to warm once it completely thawed, leading to up to +2 K compared to $2\times CO_2$-NF.

During present-day summertime, once snow and frozen ground have disappeared at the surface, the soil is systematically dryer in simulations that takes account for soil freezing, since the runoff water has been lost into the seas instead of infiltrating the soil. Under $2\times CO_2$ conditions, this effect is strongly attenuated because of less frozen ground, and cooler surface temperatures are observed on figure 2.24 when soil freezing in included. On figure 2.23, small differences are simulated on precipitation rates and soil moisture between $2\times CO_2$-

F and $2\times CO_2$-*NF* compared to those between *PD-F* and *PD-NF*. As soil freezing is less severe in $2\times CO_2$-*F* than in *PD-F*, it leads to a weaker impact on the soil water content and, therefore, the soil is not getting dryer during summertime as much as it gets under present-day conditions.

5.2 Future permafrost changes

5.2.1 Permafrost extent

The aim of this part is not to give an exact prediction of $2\times CO_2$ permafrost distributions for a given future date, but to show probable regional patterns of permafrost changes. Future distribution of permafrost areas has been diagnosed with the "permafrost severity index", applied to surface air temperatures of the $2\times CO_2$-*F* experiment. Sporadic permafrost is reduced around the Baikal lake, over North America, the Ural chains and the Tibetan plateau. Greenland is less affected since only permafrost zones in the south are reduced. Table 2.4 quantifies these results and gives the estimates realized by *Demchenko et al.* (2001) for present-day, 2050 and 2100 years. Both studies predict 1/3 retreat of total permafrost zones in 2100, with a disappearance of more than half of the continuous zones. Whereas a larger retreat of total permafrost zones is evaluated in our study (-44%), continuous areas seem to be less affected than in *Demchenko et al.* (2001).

	Total permafrost cover			Continuous permafrost cover		
	PD	2050	2100	PD	2050	2100
ECHAM4/ OPYC3	25.7	20 -22%	17-18 -34%	12.7	6-7 -53%	2.5-3 -80%
LMDz3.3	27.7		15.42 -44%	17.18		7.89 -54%

Tab. 2.4 : Comparisons of permafrost extent in millions of km^2 between the study of *Demchenko et al.* (2001) using ECHAM4/OPYC3 simulations and $2\times CO_2$-F experiment. Percentages indicate the reduction of the areas relative to Present-Day (PD) extents.

Besides, a regional comparison has been realized with the study conducted by *Jin et al.* (2000) on the Qinghai Tibet Plateau for permafrost predictions in 2009, 2049 and 2099, using an "altitude model" which diagnoses the lower limit as the mere criterion of permafrost distribution. For the next 100 years, the authors forecast a permafrost degradation between -8%

(2009), −18% (2049) and −58% (2099) which corresponds respectively to an annual mean (simulated) surface air temperature increase of +0.5°C, +1.1°C and +2.9°C. We roughly estimate a −35% reduction of permafrost areas over the same region for a temperature increase of +4.4°C. Although the predicted increase in temperature is higher in LMDz3.3 than in the *Jin et al.* (2000) approach, permafrost extent is less reduced. However, both studies agree with a more important retreat in the Eastern and Southern Qinghai Tibet Plateau and on peripheral mountains, than in the interior of the Plateau. This prediction is coherent with the expected severe retreat of permafrost zones in the future in all contemporary southerly permafrost areas given by *Anisimov et Nelson* (1997) : remaining equilibrium permafrost zones would be confined to Central Alaska, above the Hudson Bay, Eastern and Central Siberia, and the center of the Tibetan Plateau.

5.2.2 The active layer thickness

The thickness of the active-layer, the layer of the soil between the atmosphere and permafrost subject to freezing and thawing on an annual basis, is an extremely important factor in polar ecology. Because most exchanges of energy, moisture, and gases between the atmosphere and terrestrial systems occur through it, changes in the thickness of the active layer could have serious impacts on geomorphical, hydrological and biological processes. According to the soil temperature profiles obtained in $2\times CO_2$-F and PD-F experiments, the active layer depth could increase by +30% in warmer conditions. By the way, *Anisimov et al.* (1997) used outputs from simulations carried on with the ECHAM1 A model [*Cubasch et al.* (1992)] and reported an increase of the active layer thickness of about +10 to +20%. In both studies, largest relative increases are concentrated in the Russian Far East and in Alaska (not shown). Of course these two approaches do not account for changes in vegetation, which may result from warming and which could modify the soil response. However, all these projected changes in permafrost areas and active-layer depths may generate different patterns of the sensitivity of climate change to soil freezing at high latitudes since the soil column (thawed or frozen) would then respond differently.

6. Sensitivity of climate change to soil freezing

6.1 Temperature changes

The possible sensitivity of temperature change to soil freezing is evaluated through the

expression :

$$\Delta T_{sens} = (T_{2\times CO_2\text{-}F} - T_{PD\text{-}F}) - (T_{2\times CO_2\text{-}NF} - T_{PD\text{-}NF})$$

or also

$$\Delta T_{sens} = (T_{2\times CO_2\text{-}F} - T_{2\times CO_2\text{-}NF}) - (T_{PD\text{-}F} - T_{PD\text{-}NF}).$$

Table 2.5 summarizes the main positive or negative temperature effects induced by soil freezing on warming at high latitudes on the three studied regions : North America, Central Siberia and Eastern Siberia.

	$T_{2\times CO_2\text{-}NF} - T_{PD\text{-}NF}$	$T_{2\times CO_2\text{-}F} - T_{PD\text{-}F}$	ΔT_{sens}	relative changes due to freezing
North America	+5 K	+5.75 K	+0.75 K	+15%
Central Siberia	+3.5 K	+4.25 K	+1.25 K	+36%
Eastern Siberia	+5.5 K	+4.25 K	-1.25 K	−23%

Tab. 2.5 : Annual mean temperature changes evaluated with and without including soil water phase changes in the surface scheme of LMDz, between future and present-day climate and the sensitivity ΔT_{sens} to this parameterization.

Soil freezing reduces the annual mean temperature increase only over Eastern Siberia (−23% compared to the increase in surface temperatures expected without accounting for soil freezing). In the other boreal regions, soil freezing seems to enhance the future temperature increase ($T_{2\times CO_2\text{-}NF} - T_{PD\text{-}NF}$) : by up +15% in North America and by up +36% in Central Siberia. Opposite regional on an annual mean may be understood when looking at the seasonal patterns on figure 2.25. This figure shows that the warming is consistently enhanced in winter and reduced in summer. As stated before, this is due to a more intense warming in 2×CO_2 climate induced by the thermal effect of soil freezing during wintertime than in present-day climate.

Firstly, the weakened annual warming in Eastern Siberia (which corresponds to a negative ΔT_{sens}) is mainly due to summertime patterns. In the *PD-F* simulation, soil freezing leads to dryer soil conditions in summer and therefore to warmer surface temperatures, well marked in Eastern Siberia. As stated before, soil freezing is less severe in future climate conditions due to higher surface temperatures in autumn and winter. Thus, the effect of soil freezing on soil hydrology is less pronounced, thermal effect of soil thawing dominates and therefore,

$2\times CO_2$-F surface temperatures are not higher than $2\times CO_2$-NF surface temperatures (see figure 2.24). As a consequence, simulated summer warming ($2\times CO_2$-F - PD-F) in Eastern Siberia is strongly reduced when soil freezing is accounted for. Summertime ΔT_{sens} reaches minimal values (-6 K) in this region.

Besides, North America and Central Siberia display a positive ΔT_{sens} in annual mean which is particularly pronounced during wintertime (figure 2.25). From the freezing period in autumn, simulated climate change is stronger when soil freezing is taken into account. On one hand, Central Siberia undergoes a stronger surface warming due to thermal effects induced by soil freezing process in $2\times CO_2$ than in present-day conditions both in autumn and winter. This results in a positive ΔT_{sens} all over Central Siberia in autumn and winter. On the other hand, during wintertime in North America soil freezing provokes lower surface temperatures in present-day conditions (displayed on figure 2.13) whereas $2\times CO_2$ surface temperatures are increased in $2\times CO_2$-F simulation. Thus, the future winter warming is there particularly strengthened when soil freezing is included.

In spring, figure 2.25 indicates an increase of the surface warming when soil freezing is accounted for, over two large zones in North America and in the Ob Bassin. Over North America the cooling thermal effect due to thawing is less important in $2\times CO_2$ (-0.5 K) than in Present-Day climate (between -1 and -2.5 K (see figures 2.13 and 2.24). These differences induce a maximum increase of the warming by up $+1.5$ K in Canada at this season.

Finally, we can stress once again the large dissymetry between ΔT_{sens} in Eastern Siberia and over the remaining boreal regions (already pointed out in future comparisons, section 2.3.3). During spring and summer times, ΔT_{sens} is systematically lower in Eastern Siberia than elsewhere (that means the future surface warming is systematically more attenuated in this region than elsewhere when soil freezing processes are included in the model) : the largest differences appear during summertime with a ΔT_{sens} equal to - 6 K in the very Eastern part of Siberia, compared to roughly -2 K elsewhere. Snow cover which isolates the surface from solar radiation plays an important role. We have already observed that future snow cover reduction in Eastern Siberia is weak and that this difference is responsible both for a delay of thawing there (which explains the negative ΔT_{sens} in spring and summer) and for a delay of freezing in autumn. The snow albedo can also be invoked : when snow melts, the surface albedo decreases, accelerating the warming of the surface and then the melting of snow and frozen grounds. This rapid surface warming in springtime has already been pointed out by

Groisman et al. (1994) who showed that the global retreat of the spring snow cover over the last 20 years has enhanced the warming in the Northern Hemisphere. In this study, as stated before, the difference in future snow cover reduction between regions induces different rates of warming. This is a possible future scenario that can explain the enhancement of the increase of surface temperatures for the end of the 21st century in some regions (North America and Central Siberia) while other regions as in Eastern Siberia may undergo a reduced warming.

6.2 Hydrological changes

We analyse briefly in this final part the impact of soil freezing on precipitation changes, i.e. changes in precipitation between $2\times CO_2$ and present-day climates with and without including soil freezing process. The effect of soil freezing is to enhance the expected increase in future precipitation [*May et Roeckner* (2001)] in all boreal lands. In annual mean, precipitations increase strongly over all Siberia (more than +25% in some places) and over the Great Lakes Region when soil freezing is included. Maximal impact of soil freezing on precipitation changes occurs in summer. Indeed, at this season there is almost no influence on the difference of precipitation between future and present-day climate when soil freezing is excluded, whereas the increase reaches +30% when accounting for it. This is mainly due to the strong soil dryness discussed previously in section 2.3.3 caused by soil freezing in summer under present-day conditions.

7. Conclusions

This study has demonstrated that the inclusion of soil freezing processes in a GCM can have a significant impact on simulated climate and on climate sensitivity to doubling atmospheric CO_2 in boreal regions. A simple soil scheme has been successfully incorporated into the LMDz3.3 AGCM. Four simulations have been carried out to analyse the potential impacts of soil freezing on modern and $2\times CO_2$ climate. To sum up, freezing acts to warm the high latitudes in winter and autumn (releasing of heat at the surface) while thawing at spring cools down the surface. But some specific and regional patterns must be considered for each period of time. In present-day climate summer becomes dryer when including soil freezing. Meltwater cannot infiltrate the soil (the remaining frozen soil) and is finally lost into the oceans, leading to a very low soil humidity and then to warmer surface temperatures. $2\times CO_2$ climate is less affected by this hydrological effect induced by soil freezing because of

less frozen ground areas. But thermal effects due to thawing and freezing are dominant, and particularly freezing is efficient in enhancing the expected future warming during wintertime. Furthermore regionally varying behaviours appear when considering the sensitivity of climate change to soil freezing. Combined patterns for changes in Present-Day and $2\times CO_2$ climate due to the inclusion of soil freezing yield an amplification of the future warming by up +15% in North America and +36% in Central Siberia. Only Eastern Siberia could undergo a reduced warming (−23%). Snow cover plays an important role in isolating the surface from solar radiation : it delays thawing at spring (so the surface is still cooling during summer) and delays freezing in autumn. Thus the different height of snow cover between East Siberia and the other regions in a $2\times CO_2$ climate is partly responsible for the different signs of the sensitivities of climate change.

We conclude that soil freezing does have a regional impact on the simulation of climate change. This work underlines the necessity of accounting for the locally dominant surface-atmosphere interactions (vegetation, soil freezing, snow cover, continental water) in climate models to perform valuable regional climate predictions.

Acknowledgments

This work was supported by the French Ministère de la Recherche (contracts “ACI Jeunes Chercheurs” No. 3076 and “Coup de Pouce 1999”), by “Programme National d’Etude de la Dynamique du Climat” (contract “IACCCCA”), and by “ECLIPSE”. We sincerely thank Wilhelm May for providing the ECHAM4-GCM sea surface conditions. Thanks to Igor Mokhov for his constructive comments.

Figures

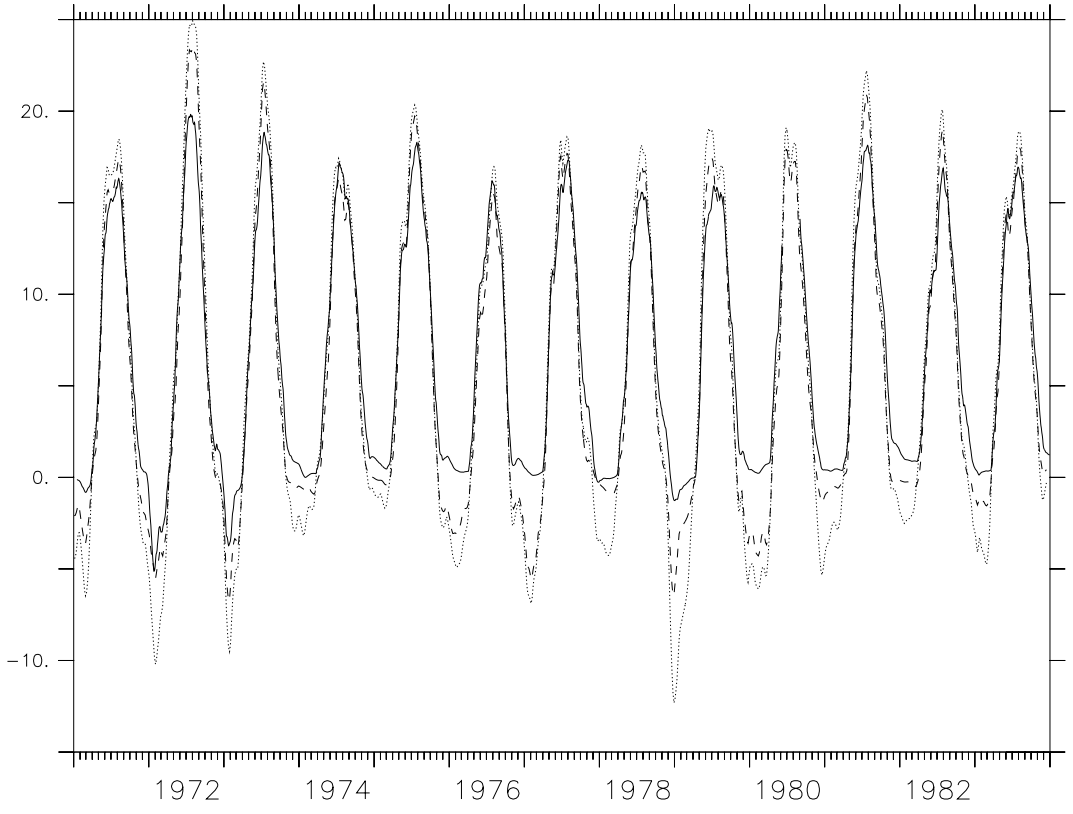


Fig. 2.10 : Observed (continuous line) and simulated (dotted : without soil freezing ; dashed : with soil freezing) soil temperatures in °C at 20 cm below the ground at Valdai.

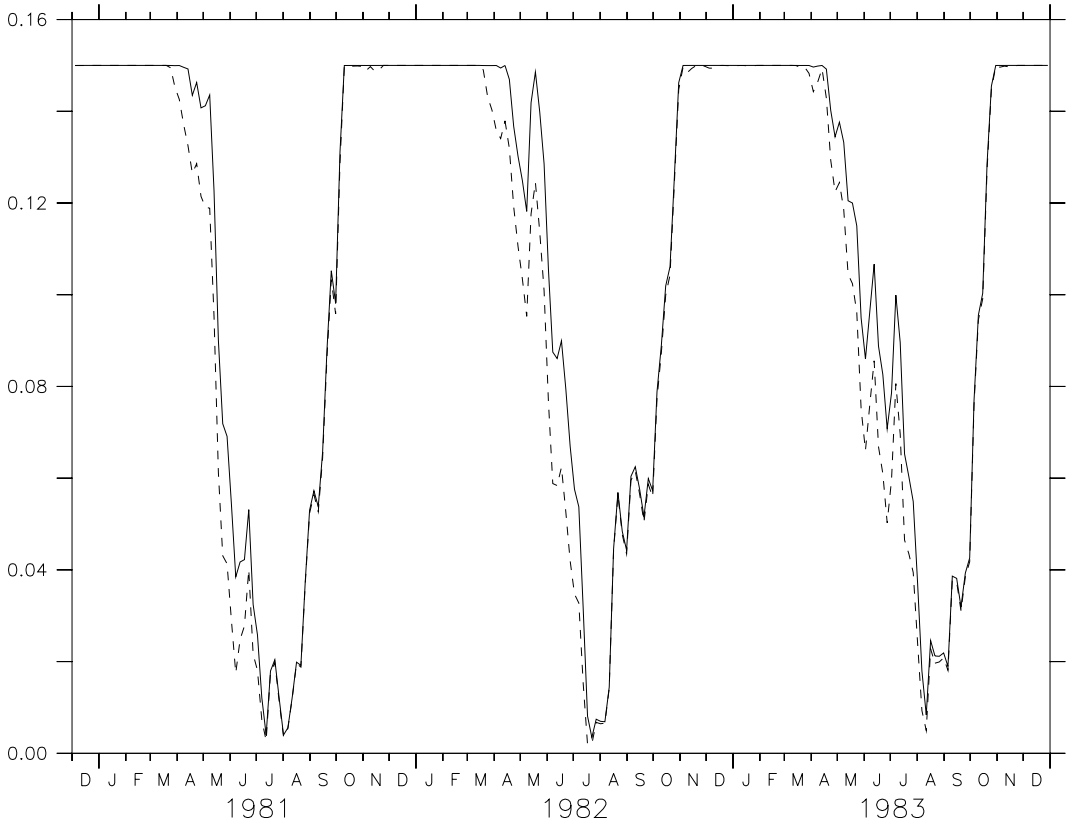
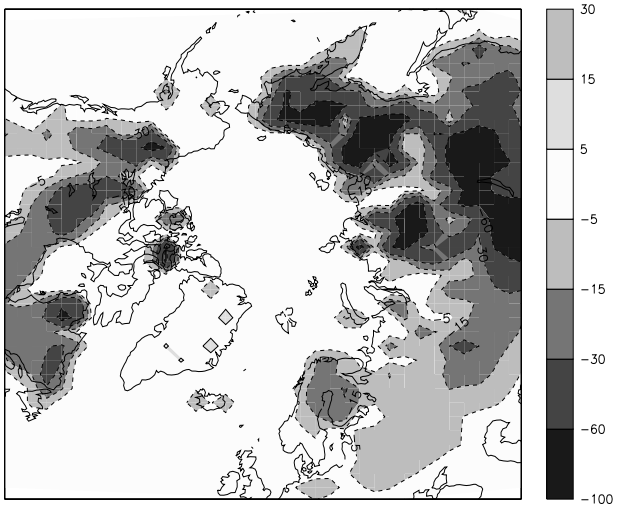
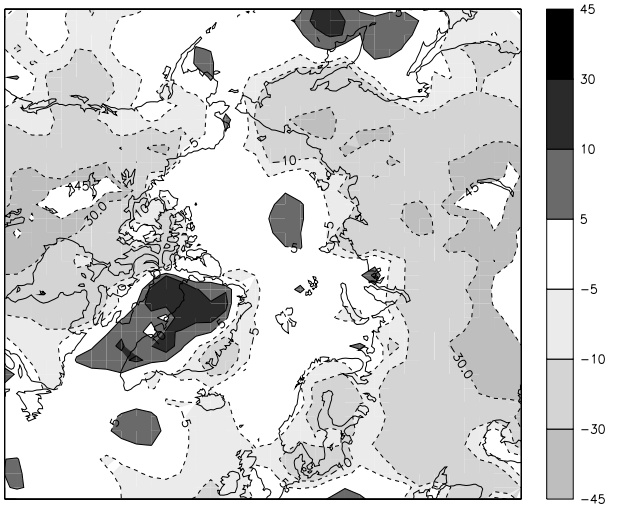


Fig. 2.11 : Simulated soil moisture in the uppermost meter (in m^3/m^3) for 1981 to 1983 at Valdai. Continuous line : with soil freezing ; dashed line : without soil freezing.



JJA Soil moisture



JJA Precipitation

Fig. 2.12 : Changes in summer soil moisture and precipitation induced by soil freezing under present-day conditions. Soil moisture differences (*PD-F* - *PD-NF*) are given in percent of saturation. Differences in precipitation are in percent relative to the *PD-NF* run.

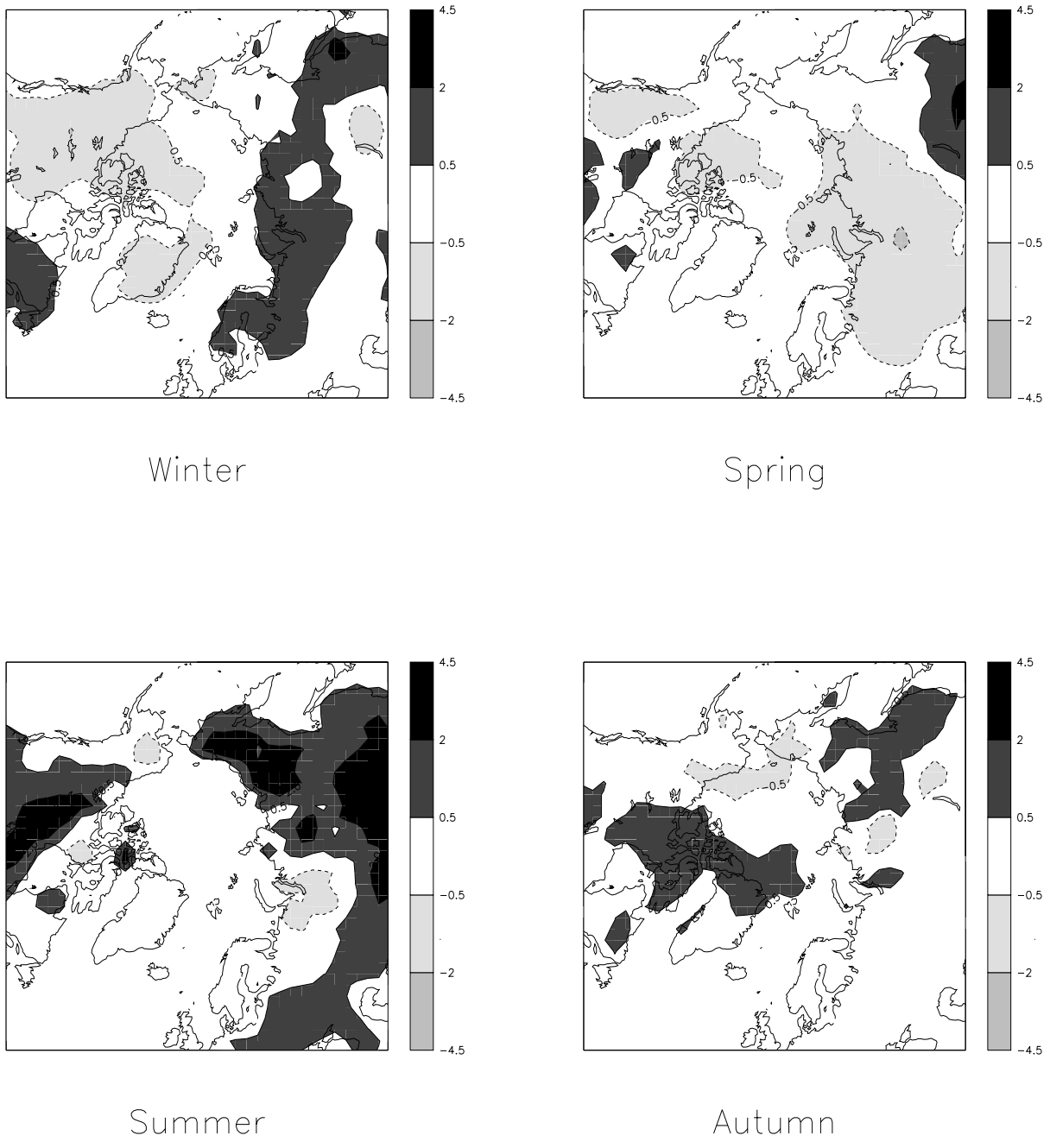


Fig. 2.13 : Differences in seasonal mean surface temperatures (K) between *PD-F* and *PD-NF* experiments. Winter stands for monthly averages over December, January and february ; spring for March, April, and May ; summer for June, july and August ; autumn for September, October and November.

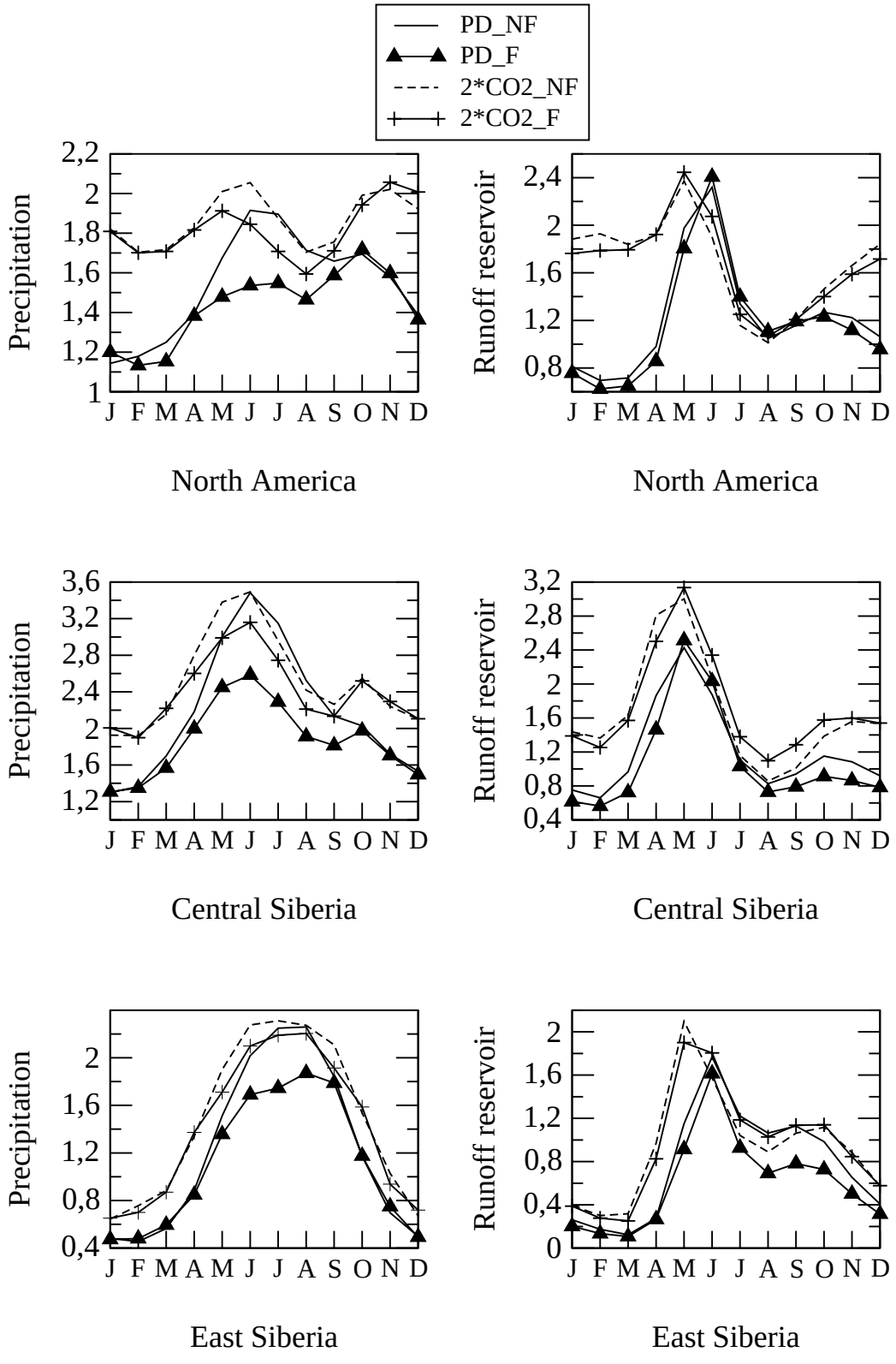


Fig. 2.14 : Seasonal cycle of precipitation (mm/day) and runoff reservoir (cm) in the 4 experiments over the studied regions : North America (165°-55°W ; 50°-80°N), Central Siberia (30°-120°E ;50°-80°N) and Eastern Siberia (120°-180°E ;50°-80°N).

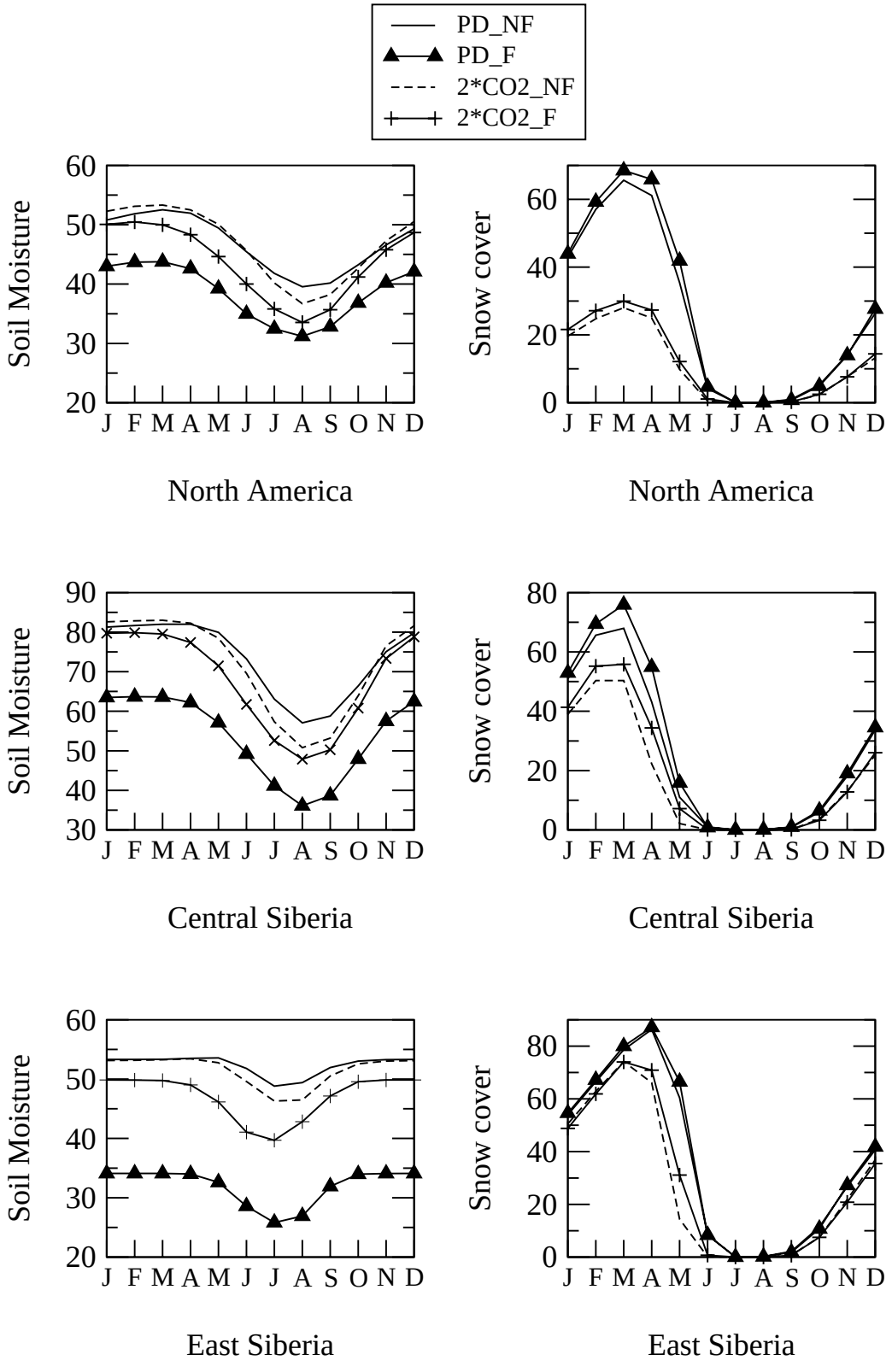


Fig. 2.15 : Seasonal cycle of soil moisture (in percent) and snow cover (mm equivalent water) in the 4 experiments over the three studied regions.

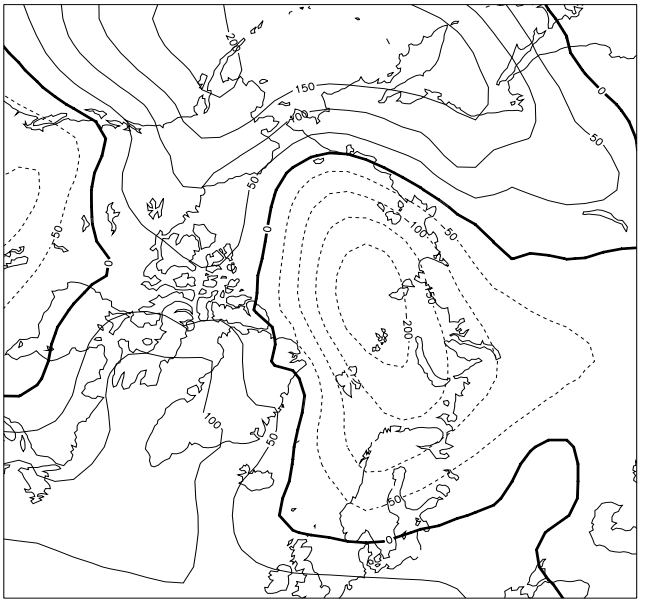


Fig. 2.16 : Differences in winter mean sea level pressure in Pa between *PD-F* and *PD-NF* experiments. Dashed lines means negative values.

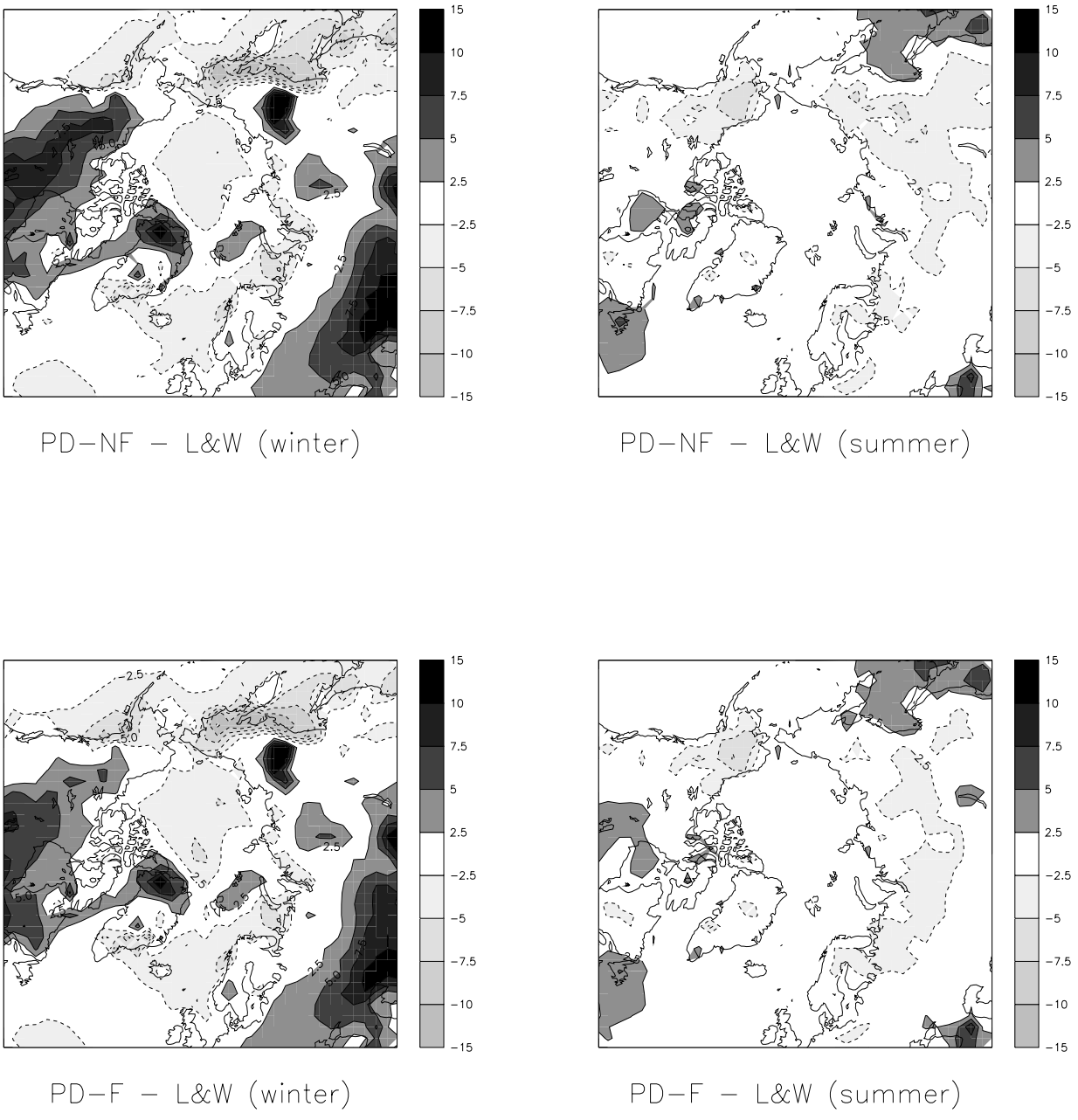


Fig. 2.17 : Errors in simulated mean present-day 2 m air temperatures (K) with (below) and without (above) the inclusion of soil freezing relative to the *Legates et Willmott* (1990) climatology. Errors are represented for winter and summer.

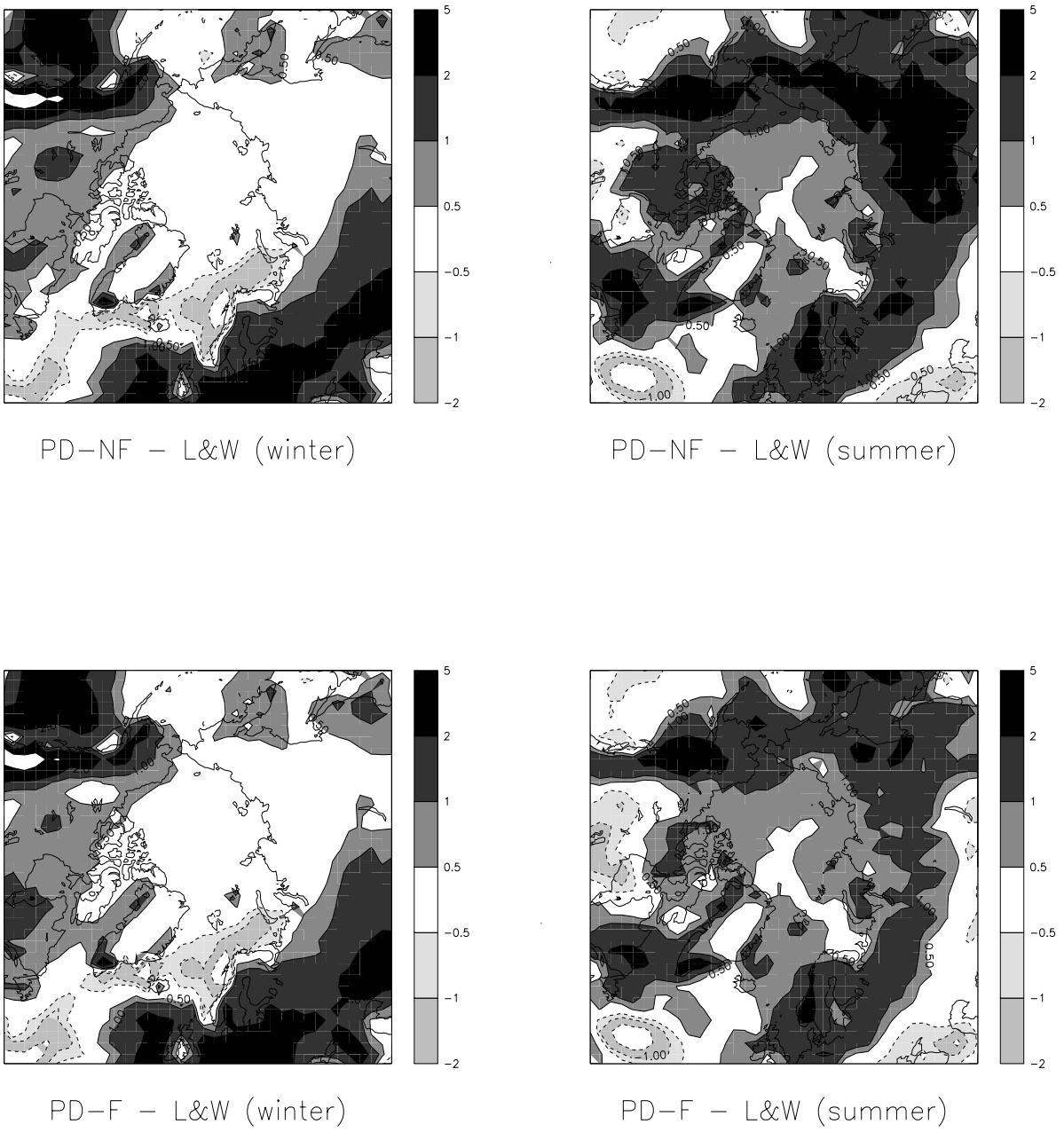


Fig. 2.18 : Errors in simulated mean present-day precipitation (mm/day) with (below) and without (above) the inclusion of soil freezing relative to the *Legates et Willmott* (1990) climatology. Errors are represented both for winter and summer.

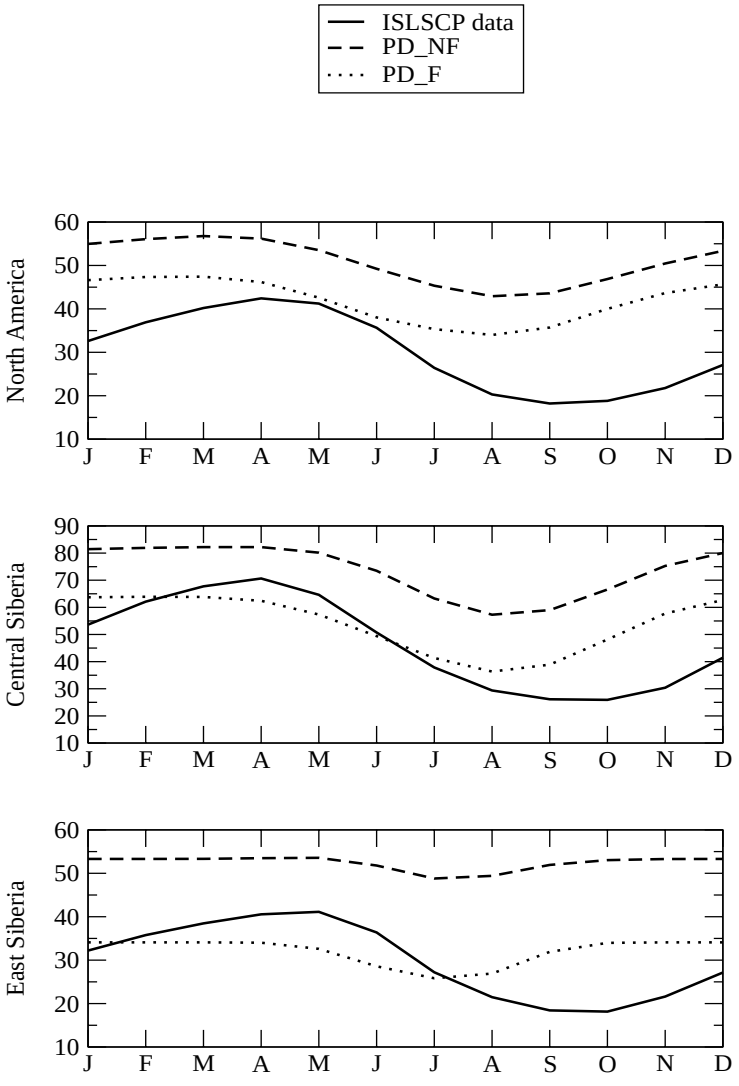


Fig. 2.19 : Comparison between simulated soil moisture (in percent) in *PD-NF* and *PD-F* experiments, and selected soil moisture ISLSCP data [*Meeson et al.* (1995)]. Data were available for the years 1987 and 1988.

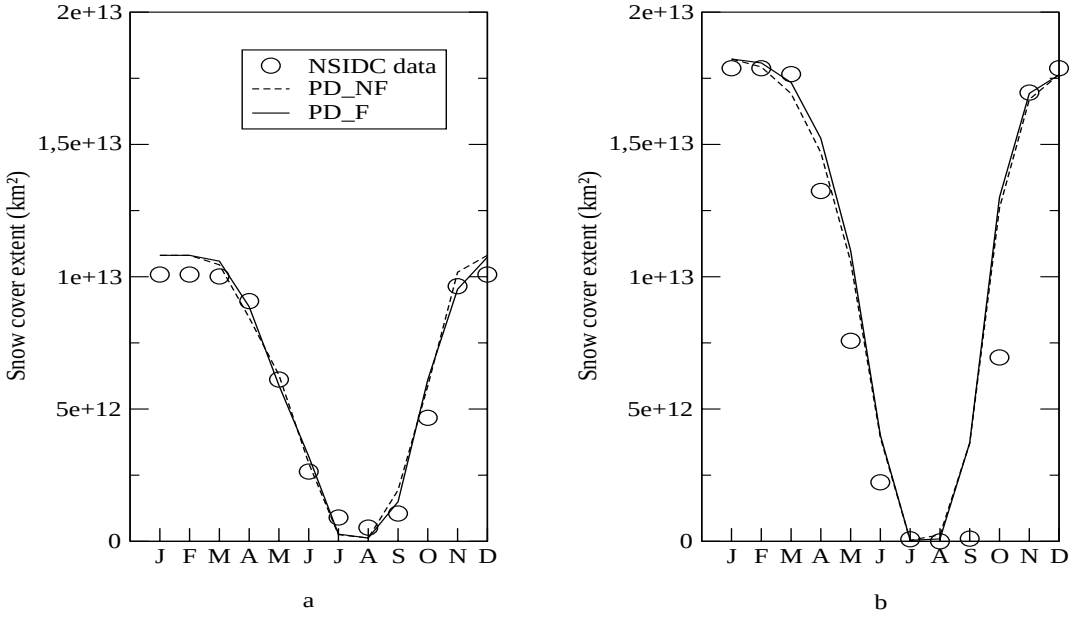


Fig. 2.20 : Seasonal variations of snow cover extent (km^2) in *PD-NF* experiment (dashed line), in *PD-F* experiments (plain line) and according to data from the *National Snow et Ice Data Center* (1998). Comparisons cover North America (165°-55°W ; 50°-80°N) (a) and Eurasia (30°-180°E ; 50°-80°N) (b).

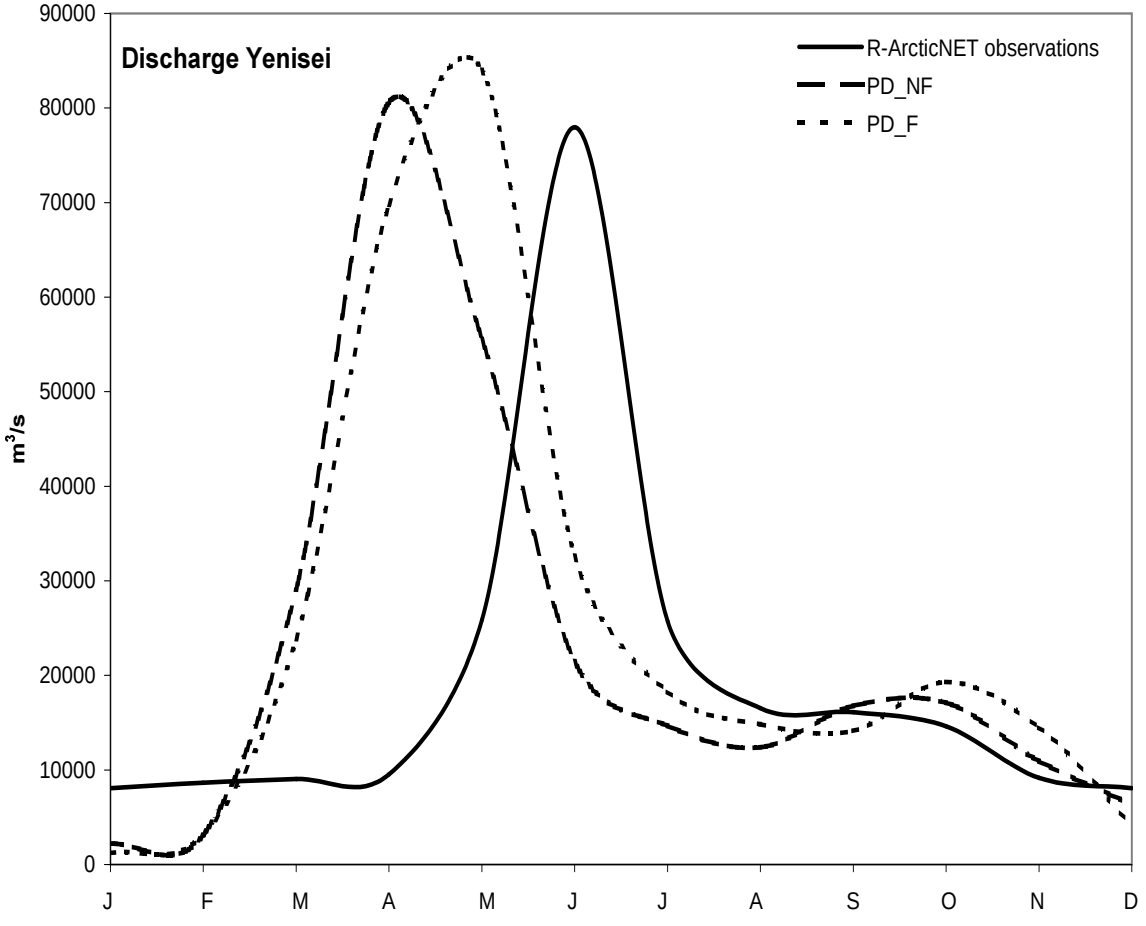


Fig. 2.21 : Monthly Yenisei river discharge (m^3/s) as measured at the station Igarka (67.43°N ; 86.48°E) over the period 1985-1995 [*Lammers et al.* (2000)] and estimated in *PD-NF* and *PF-F* experiments.

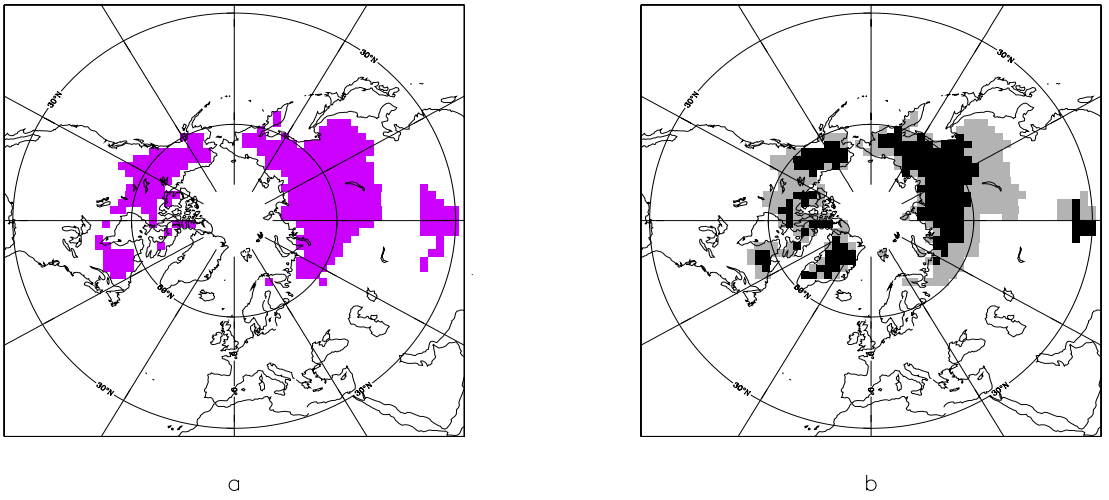
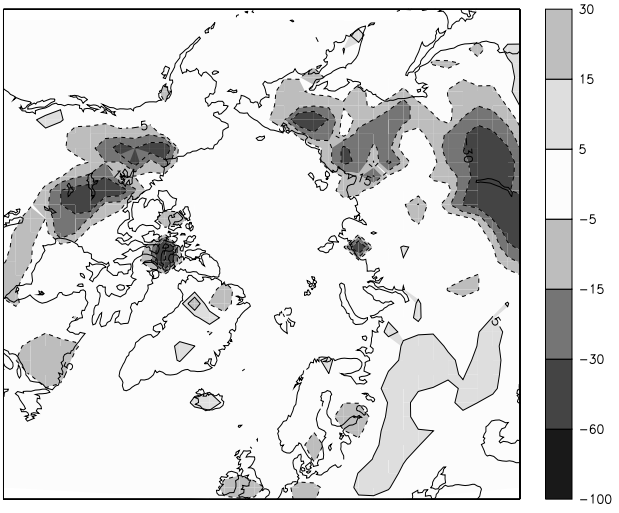
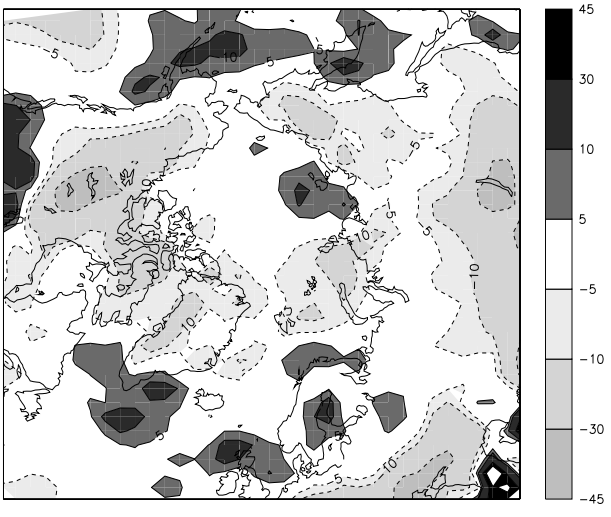


Fig. 2.22 : Representation of permafrost areas in the *PD-F* experiment, calculated with the two methods : a simple one (a) and using the "severity index" (b) with the distinction of continuous zones in black and sporadic zones in grey.



JJA Soil moisture



JJA Precipitation

Fig. 2.23 : Changes in summer soil moisture and precipitation induced by soil freezing under warmer conditions. Soil moisture differences ($2\times CO_2$-F - $2\times CO_2$-NF) are given in percent. Differences in precipitation are in percent relative to the $2\times CO_2$-NF run.

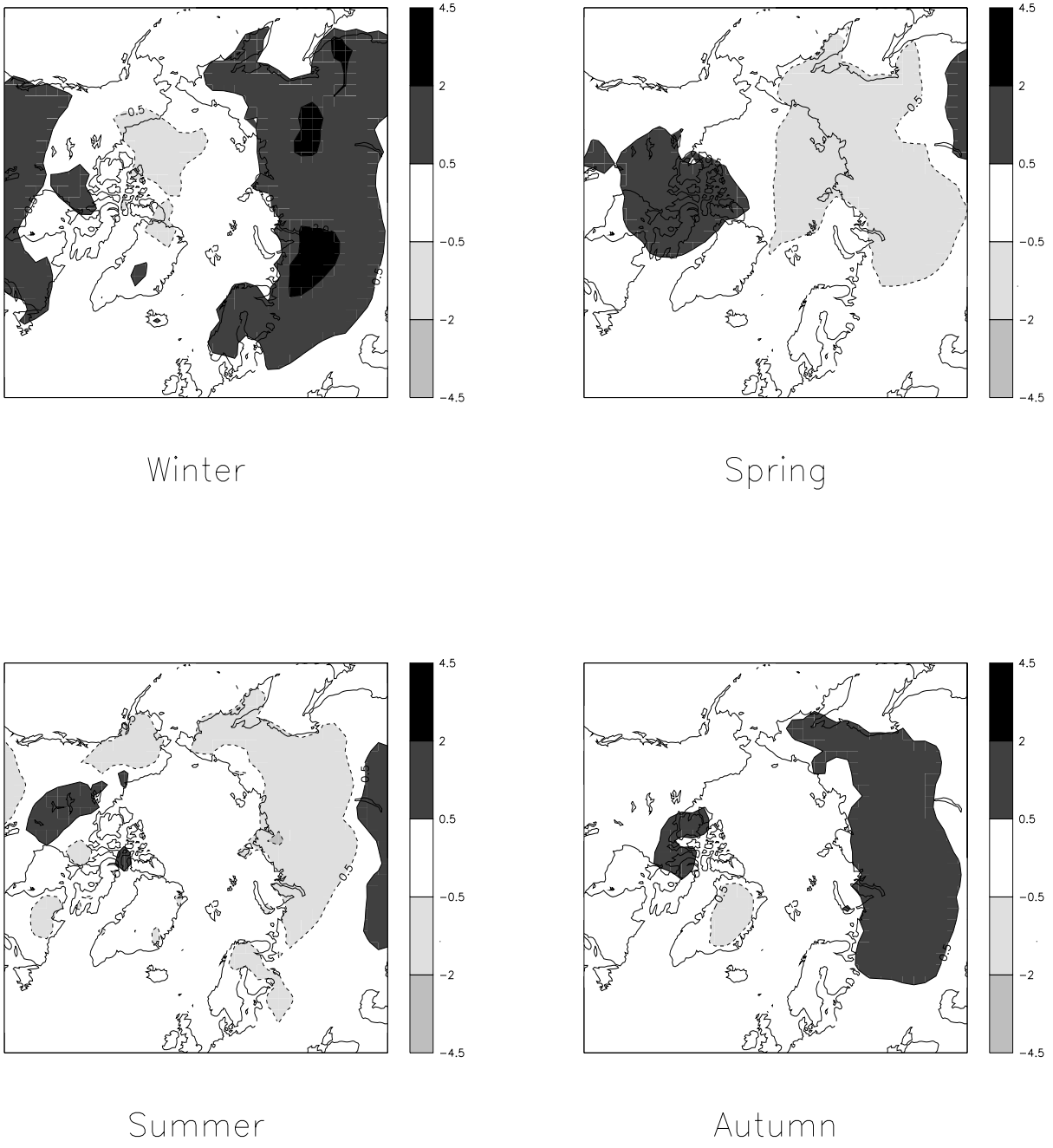


Fig. 2.24 : Differences in seasonal mean surface temperatures (K) between $2\times CO_2$-F and $2\times CO_2$-NF experiments.

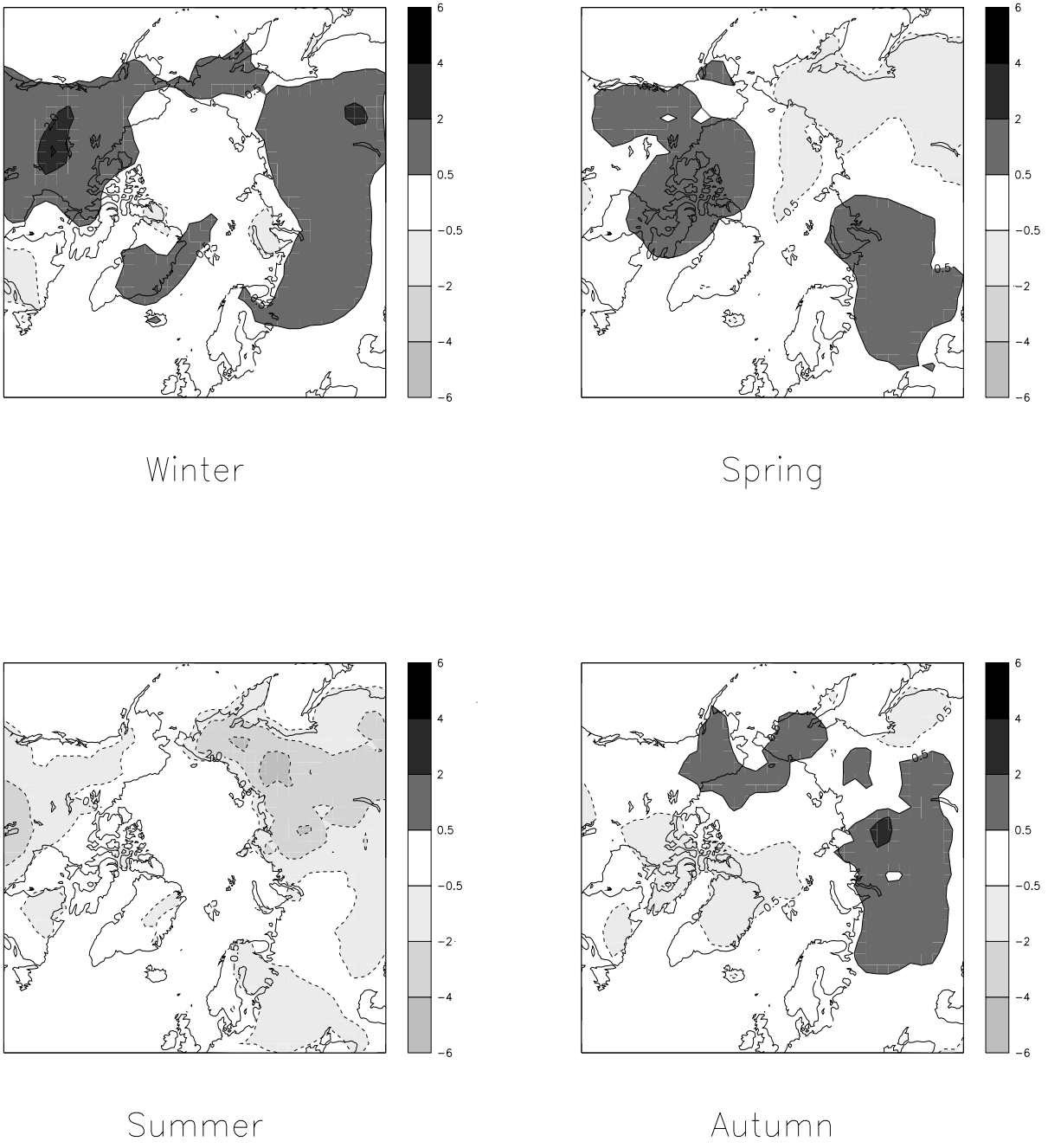


Fig. 2.25 : Seasonal sensitivity of future surface temperature change to soil freezing (ΔT_{sens}) as simulated by LMDz.

References

Anisimov, O. A., and F. E. Nelson, Permafrost zonation and climate change in the Northern Hemisphere : results from transient general circulation models, *Climatic Change*, *35*, 241–258, 1997.

Anisimov, O. A., N. I. Shiklomanov, and F. E. Nelson, Global warming and active-layer thickness : results from transient general circulation models, *Glob. Planet. Change*, *15*, 61–77, 1997.

Anisimov, O., B. Fitzharris, J. O. Hagen, H. Marchant, F. Nelson, T. Prowse, and D. G. Vaughan, Polar regions (Arctic and Antarctic), in *Climate Change 2001 : Impacts, Adaptation and Vulnerability Contribution of working group I to the third assessment report of the IPCC*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, 881pp, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, 2001.

Bonan, G., A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies : Technical description and user's guide, NCAR Technical Note 417, NCAR, Boulder, Co., USA, 1996.

Bonfils, C., N. de Noblet-Ducoudré, P. Braconnot, and S. Joussaume, Hot desert albedo and climate change : mid-Holocene monsoon in north Africa, *J. Climate*, *14*, 3724–3737, 2001.

Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer scheme, *J. Appl. Meteor.*, *39*, 1544–1569, 2000.

Bowling, L., D. Lettenmaier, N. B., P. Graham, D. Clark, M. El Maayar, R. Essery, S. Goers, Y. Gusev, F. Habets, B. van den Hurk, J. Jin, D. Kahan, D. Lohmann, X. Ma, S. Mahanama, D. Mocko, O. Nasonova, G. Niu, P. Samuelson, A. Shmakin, K. Takata, D. Verseghy, P. Viterbo, Y. Xia, Y. Xue, and Z. Yang, Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin : PILPS phase 2(e). 1 : Experiment description and summary intercomparisons, *Global and Planetary Change*, *38*, 1–30, doi :10.1016/S0921-8181(03)00003-1, 2003.

Brown, J., and C. Haggerty, Permafrost digital databases now available, *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, *79*, (52), p634, 1998.

Cherkauer, K. A., and D. P. Lettenmaier, Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi river basin, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19599–19610, 1999.

Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith, The impact of a new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Clim. Dyn.*, *15*, 183–203, 1999.

Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Hock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer, and R. Sausen, Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model, *Clim. Dyn.*, *8*, 55–69, 1992.

Demchenko, P. F., A. V. Eliseev, and I. I. Mokhov, Sensitivity of permafrost cover in the Northern Hemisphere to climate change, *Clivar Exchanges*, *6*, (3), 9–11, 2001.

Douville, H., and J. F. Royer, Sensitivity of the Asian summer monssoon to an anomalous eurasian snow cover withinthe Météo-France GCM, *Clim. Dyn.*, *12*, 449 :466, 1996.

Farouki, O. T., The thermal properties of soils in cold regions, *Cold Regions Sci. Tech.*, *5*, 67–75, 1981.

Fox, J. D., Incorporating freeze-thaw calculations into a water balance model, *Water Resour. Res.*, *28*, 2229–2244, 1992.

Fukuda, M., Methane flux from thawing siberian permafrost (ice complexes)-results from field observations, *Eos, Trans Am. Geophys. Union*, *75*, (44), 86, 1994.

Gel'fan, A. N., Comparison of two methods of calculating soil freezing depth, *Sov. Meteorol. Hydrol.*, *2*, 78–83, 1989.

Goulden, M. L., S. C. Wofsy, J. W. Harden, S. E. Trumbore, P. M. Crill, S. T. Gower, T. Fries, B. O. Daube, S. M. Fan, D. J. Sutton, A. Bazzaz, and J. W. Munger, Sensitivity of boreal carbon balance to soil thaw, *Science*, *279*, 214–217, 1998.

Groisman, P. Y., T. R. Karl, and R. W. Knight, Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures, *Science*, *263*, 198–200, 1994.

Harzallah, A., and R. Sadourny, Internal versus SST-forced atmospheric variability as simulated by an atmospheric general circulation model, *J. Climate*, *8*, 474–495, 1995.

Henderson-Sellers, A., Z. L. Yang, and R. E. Dickinson, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *74*, 1335–1349, 1993.

Henderson-Sellers, A., A. Pitman, P. Love, P. Irannejad, and T. Chen, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) : Phases 2 and 3, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *76*, 489–503, 1995.

IPA (International Permafrost Association, Data Information Working Group, c., National Snow and Ice Data Center, "Digital data availabe from nsidc@kryos.colorado.edu", 1998.

Jin, H., S. Li, G. Cheng, and S., Permafrost and climatic change in China, *Glob. Planet. Change*, *26*, 387–404, 2000.

Koren, V. I., J. Schaake, K. Mitchell, Q. Y. Duan, F. Chen, and J. M. Baker, A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19569–19586, 1999.

Krinner, G., C. Genthon, Z.-X. Li, and P. Le Van, Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13731–13745, 1997.

Krinner, G., Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, in press.

Lammers, R. B., A. I. Shiklomanov, and compilers, R-arcticnet, a Regional Hydrographic Data Network for the Pan-Arctic Region, published on CD by National Snow and Ice Data Center, 2000.

Legates, D. R., and C. Willmott, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *Int. J. Climatol.*, *10*, 111–127, 1990.

Lunardini, V., Heat conduction with freezing or thawing, technical report 88-1, US Army Corps of Engineers, 1988.

Luo, L., A. Robock, K. Vinnikov, A. Schlosser, A. Slater, and 25 others, Effects of frozen soil temperature, spring infiltration, and runoff : Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia, *J. Hydrometerolol.*, *4*, 334–351, 2003.

Matthews, E., and I. Fung, Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *1*, 61–86, 1987.

May, W., and E. Roeckner, A time slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution : the impact of horizontal resolution on annual mean climate change, *Clim. Dyn.*, *17*, 407–420, 2001.

Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K. J. Sun, D. J. Sunday, and P. J. Sellers, ISLSCP Initiative 1-Global data sets for

land-atmosphere models :1987-1988, published on CD by NASA available from *http* : $//daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/ISLSCP/islscp_i1.html$, 1995.

Michaelson, G. J., C. L. Ping, and J. M. Kimble, Carbon storage and distribution in tundra soils of Arctic Alaska, U.S.A., *Arct. Alp. Res.*, *28*, (4), 414–424, 1996.

National Snow, and Ice Data Center, Northern Hemisphere weekly snow cover and sea ice extent, "Digital data availabe from nsidc@kryos.colorado.edu", 1998.

Nelson, F. E., and O. A. Anisimov, Permafrost zonation in Russia under anthropognic climatic change, *Permafrost Periglacial Processes*, *4*, 137–148, 1993.

Prigent, C., E. Matthews, P. Aires, and W. Rossow, Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4631–4634, 2001.

Renssen, H., R. F. B. Isarin, J. Vandenberghe, M. Lautenschlager, and U. Schlese, Permafrost as a critical factor in paleoclimate modelling : the Younger Dryas case in Europe, *Earth Planet. Sci.*, *176*, 1–5, 2000.

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, and U. Schulzweida, The atmospheric general circulation model ECHAM-4 : model description and simulation of present-day climate, *MPI-Report 218*, 90pp, 1996.

Roeckner, E., L. Bengtsson, and J. Feichter, Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle, *J. Climate*, *12*, 3004–3032, 1999.

Schlosser, C., A. Robock, K. Vinnikov, A. Speranskaya, and Y. Xue, 18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia, *Monthly Weather Rev.*, *125*, 3279–3296, 1997.

Schlosser, C. A., A. G. Slater, A. Robock, A. J. Pitman, K. Y. Vinnkov, A. Henderson-Sellers, N. A. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, Y. J. Dai, Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan, J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzel, Y. Xue, and Z. L. Yang, Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia : PILPS Phase 2(d), *Monthly Weather Rev.*, *128*, 301–321, 2000.

Smirnova, T. G., J. M. Brown, S. G. Benjamin, and D. Kim, Parameterization of cold-season processes in the maps land-surface-scheme, *J. Geophys. Res.*, *105*, 4077–4086, 2000.

Smith, S. L., and M. M. Burgess, Mapping the sensitivity of Canadian permafrost to climate warming, *Proc. IUGG 99 Symp. HS2, IAHS Publications*, *256*, 71–80, 1999.

Takata, K., and M. Kimoto, A numerical study on the impact of soil freezing on the continental-scale seasonal cycle, *J. Meteorol. Soc. Japan*, *78*, 199–221, 2000.

Vinnikov, K. Y., A. Robock, N. A. Speranskaya, and C. A. Schlosser, Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture, *J. Geophys. Res.*, *101*, 7163–7174, 1996*a*.

Vinnikov, K., A. Robock, A. Speranskaya, and C. Schlosser, Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture, *J. Geophys. Res.*, *101*, 7163–7174, 1996*b*.

Viterbo, P., and A. C. M. Beljaars, An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Climate*, *8*, 2716–2748, 1995.

Viterbo, P., A. Beljaars, J. F. Mahfouf, and J. Teixeira, The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 2401–2426, 1999.

Waelbroeck, C., Climate-soil processes in the presence of permafrost : a syste m modelling approach, *Ecol. Modelling*, *69*, 185–225, 1993.

Weller, G., F. S. Chapin, K. R. Everett, J. E. Hobbie, D. Kane, W. C. Oechel, C. L. Ping, W. S. Reeburgh, D. Walker, and J. Walsh, The Arctic flux study : a regional view of trace gas release, *J. Biogeogr.*, *22*, 365–374, 1995.

Zhang, T., R. G. Barry, K. A., and J. Brown, Statistics and characteristics of permafrost distribution in the Northern Hemisphere, *Polar Geography*, *23*, 132–154, 1999.

2.3.4 Conclusions de l'article

L'introduction d'un schéma de gel du sol dans LMDz a des impacts locaux sur le climat boréal. Cette étude a effectivement mis en évidence l'existence de différentes réponses des paramètres climatiques (température de surface, variables hydrologiques, pression de surface) à l'inclusion des processus de gel selon les types de climat considérés (actuel ou $2\times CO_2$) et selon les régions boréales. Les perturbations induites sur les climats présent et futur sont les plus marquées en saisonnier. Dans les conditions de climat présent, l'humidité du sol est fortement réduite l'été lorsque les processus de gel sont introduits, du fait d'une grande perte des eaux de ruissellement de surface au printemps dans les océans. Les étés sont donc particulièrement secs, ce qui permet notamment de diminuer sur une large partie de la Sibérie, l'excès de précipitations simulé par LMDz au présent (sans les processus de gel du sol) par rapport aux observations de *Legates et Willmott* (1990). Le climat $2\times CO_2$ est sensible aux variations d'énergie (chaleur latente) associées aux changements de phase de l'eau. La tendance est de réchauffer encore plus les hivers avec cette paramétrisation. Il en résulte une sensibilité du changement climatique futur simulé à l'ajout du gel du sol différente selon les régions : en moyenne annuelle, le réchauffement est amplifié en Amérique du Nord et Sibérie Centrale alors qu'il est diminué en Sibérie de l'Est.

Cette étude nous suggère que la prise en compte nouvelle des processus de gel du sol a un impact sur le climat simulé et en particulier sur le changement climatique futur simulé. Connaître la sensibilité d'un climat particulier à une paramétrisation ajoutée dans un modèle devrait donc être à l'avenir une étude systématique, notamment dans l'enjeu de la prévision climatique d'ici 2100. La connaissance de certains changements climatiques passés peut de la même façon être améliorée via l'introduction de nouveaux processus dans les modèles de climat. C'est pourquoi, nous analysons dans la partie suivante la sensibilité d'un changement de climat passé, celui d'il y a 21000 ans à la prise en compte des processus de gel du sol.

2.4 Rôle du gel du sol au Dernier Maximum Glaciaire

2.4.1 Introduction

Au Dernier Maximum Glaciaire (il y a 21000 ans), les conditions océaniques et continentales différaient de celles d'aujourd'hui : l'Atlantique Nord était plus froid et recouvert de plus de glace de mer, et une partie de l'Europe du Nord était recouverte par la calotte Fennoscandienne [*CLIMAP* (1981)]. La présence des deux calottes géantes en Amérique du Nord (la Laurentide) et en Europe du Nord (la Fennoscandie), la diminution de l'insolation [*Petit et al.* (1999)] associée à une concentration en CO_2 faible ont provoqué un climat globalement plus froid de quelques degrés sur Terre [*CLIMAP* (1981)]. Différentes études numériques se sont attachées à montrer la sensibilité du climat en Europe aux reconstructions de la calotte en Amérique du Nord [*Kageyama et Valdes* (2000)] et aux conditions tropicales [*Pinot et al.* (1999) ; *Ferranti et al.* (1994)]. Le changement de climat au Dernier Maximum Glaciaire (DMG), en Europe, Asie mineure et Sibérie de l'Ouest résulte en fait de plusieurs influences. Par exemple, *COHMAP* (1988), *Kutzbach et al.* (1993), et *Joussaume* (1993) ont montré que les calottes de glace ont tendance à former des circulations anticycloniques au-dessus d'elles. En particulier, la calotte Fennoscandienne renforcerait les courants vers l'est (ou du moins diminuerait ceux vers l'ouest) en Europe. D'autre part, *Broccoli et Manabe* (1987) ont analysé les contributions respectives des calottes de glace, du CO_2 et de l'albédo sur le maintien du DMG. L'effet des calottes touche exclusivement l'hémisphère nord, tandis que la diminution de CO_2 (180 ppm contre 280 ppm lors des interglaciaires[3]) refroidit les deux hémisphères. Les changements d'albédo des surfaces non recouvertes de calotte de glace n'ont seulement qu'une influence mineure sur les températures globales. Par contre, une grande part du refroidissement de l'hémisphère sud provient de la diminution du CO_2. *Levis et Foley* (1999) ont par ailleurs démontré que les conditions de climat glaciaire et la faible teneur de CO_2 associée, ont fortement déterminé le couvert végétal et ses rétroactions avec le climat à cette époque. Le changement de climat au DMG résulte donc de la combinaison de plusieurs facteurs.

Plusieurs études de comparaisons modèles/données ont été réalisées pour cette période, relativement bien documentée. Parmi elles, et la dernière en date, le projet PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) [*Joussaume et Taylor* (1995, 2000)], a mis en

[3]La concentration de 360 ppm relevée actuellement est due aux activités humaines.

évidence l'existence de biais systématiques dans les modèles testés, au-dessus de l'Europe de l'Ouest et de la Sibérie du Nord-Ouest. Cette constatation suggère qu'il existe certainement d'autres types de rétroactions, non (ou mal) prises en compte par les modèles, qui pourraient expliquer certains désaccords entre les résultats des modèles et les paléodonnées. Ainsi, la prise en compte de la circulation océanique au DMG telle qu'elle a été enregistrée dans les données par *Labeyrie et al.* (1992) nécessite un couplage correct entre l'atmosphère et l'océan, ou au moins de prescrire les températures de surface de la mer correctement dans les simulations du climat glaciaire. L'introduction des changements de végétation au DMG a permis d'obtenir un refroidissement additionnel par rapport aux simulations réalisées sans végétation [*Crowley et Baum* (1997) ; *Kubatzki et Claussen* (1998)] en Europe et Sibérie de l'Ouest : la végétation a donc un rôle non négligeable à jouer dans l'amélioration des simulations du climat du DMG. Le rôle radiatif des poussières atmosphériques au DMG, dont les concentrations sont estimées entre 2 et 20 fois plus qu'aujourd'hui (en moyenne 20 fois plus dans les hautes latitudes [*De Angelis et al.* (1997) ; *Petit et al.* (1999)]) et dont les sources auraient été doublées [*Mahowald et al.* (1999)] a été dernièrement quantifié aux hautes et basses latitudes par *Claquin et al.* (2003). Alors que les changements sur le bilan radiatif (DMG - présent) sont plutôt faibles (-0.9 à +0.2 W m^{-2}) dans les hautes latitudes ($> 45°$N), il semblerait que l'effet climatique des poussières soit nettement plus fort aux latitudes tropicales (-2.2 à -3.2 W m^{-2}). D'autre part, la forte concentration de poussières en des régions comme l'Antarctique au DMG [*Delmonte et al.* (2002)] peut s'expliquer par des modifications de la circulation atmosphérique et donc du transport des particules. L'introduction dans les modèles de climat des poussières, en tant que composant interactif sur les plans biogéochimiques et physiques est, par conséquent, nécessaire pour mieux évaluer les différents liens entre poussières, océan, calottes, et CO_2. Enfin, à l'aide d'une simulation de l'événement froid du Younger Dryas (il y a environ 12000 ans), *Renssen et al.* (2000) ont montré l'abaissement des températures en Eurasie (de -4 à -8°C) et les perturbations associées dans la circulation atmosphérique, provoquées par la prise en compte du pergélisol et du gel saisonnier. Pour permettre le gel du sol, le sol de ces régions a été placé à saturation permanente. Cette étude de sensibilité suggère ainsi le rôle possible des sols gelés lors de changements climatiques, et particulièrement lors d'événements plus froids comme le DMG.

Dans cette optique de contribuer à l'amélioration de la représentation du climat glaciaire par les modèles, nous présentons dans cette section les résultats des simulations conduites

pour le Dernier Maximum Glaciaire, avec ou sans la prise en compte des processus de gel du sol. Les conditions des simulations seront tout d'abord détaillées, et notamment les conditions de surface imposées en entrée du modèle LMDz : rugosité, albédo, fraction de lacs. De plus, des récentes reconstructions géologiques en Russie Arctique, depuis la péninsule de Taimyr jusqu'à la mer Blanche (sous la péninsule de Kola) indiquent qu'il n'existait pas de calotte de glace sur les terres de l'ouest de la Sibérie (voir figure 2.26) [*Astakhov et al.* (1999) ; *Mangerud et al.* (1999) ; *Svendsen et al.* (1999)] contrairement à la reconstruction proposée par *Peltier* (1998) (qui supposait de la calotte là où les données indiquaient le contraire et qui a été pourtant largement employée dans les modèles jusqu'ici). Cette conclusion a par ailleurs été confirmée par *Polyak et al.* (2000) et *Gataullin et al.* (2001) qui ont étudié la stratigraphie de la mer de Péchora et daté des sédiments, ainsi que par des études géologiques sur la péninsule de Yamal effectuées par *Forman et al.* (1999). Le masque glaciaire utilisé dans nos simulations a donc été modifié en ce sens. Nous discuterons ensuite les changements imposés par la prise en compte nouvelle du gel du sol sur le climat simulé du DMG et sur le changement (DMG - présent) simulé, en terme de températures de surface et d'hydrologie. Une comparaison détaillée des résultats des simulations d'LMDz avec ceux obtenus par *Kageyama et al.* (2001) dans le cadre des expériences PMIP et des reconstructions de paléodonnées pour le DMG sera enfin présentée et permettra de conclure sur les effets éventuels de la prise en compte des sols gelés sur le climat du DMG simulé par LMDz.

2.4.2 Conditions des expériences

Forçage du modèle

Compte tenu de notre intérêt pour les processus de surface, il est important de considérer avec justesse ces surfaces continentales qui seraient restées déglacées dans l'ouest Sibérien, contrairement aux reconstructions réalisées par *Peltier* (1998) (voir figure 2.27) et longtemps utilisées dans les expériences numériques, plutôt que de continuer à imposer des calottes fausses, ce qui aurait toutefois permis de pouvoir mieux comparer nos résultats avec ceux de PMIP. Ainsi, en se basant sur la limite de la calotte Fennoscandienne retracée par *Mangerud et al.* (2001) (en trait noir plein sur la figure 2.28), nous avons "déglacé"[4] des terres de la Sibérie du Nord-Ouest par rapport à l'extension des calottes reconstruites par *Peltier* (1998).

[4] à la main

La limite est de la calotte Fennoscandienne considérée dans cette étude passe donc par les points suivants : (82°N ; 80°E), (71°N ; 60°E), (69°N ; 50°E), (60°N ; 40°E) et le masque final des calottes de glace appliqué dans nos simulations est illustré sur la figure 2.27. De la glace de mer a été ajoutée sur la partie océanique maintenant découverte de calotte, en mer de Kara.

Fig. 2.26 : Différentes reconstructions de l'extension de la calotte Fennoscandienne en Sibérie du Nord-Ouest durant le Early Weichselian (90 k B.P.) et Late Weichselian (27-13 k B.P.). Les lignes en pointillés et tiretées correspondent aux travaux de *Svendsen et al.* (1999). Les limites dessinées en tiretés verts sont relatives aux limites de *Peltier* (1998).

Les conditions de glace de mer et de températures de surface de l'océan proviennent de la base de données de *CLIMAP* (1981), excepté pour la région de l'Atlantique Nord où ces données ont été sérieusement remises en question par *Weinelt et al.* (1996). Dans cette

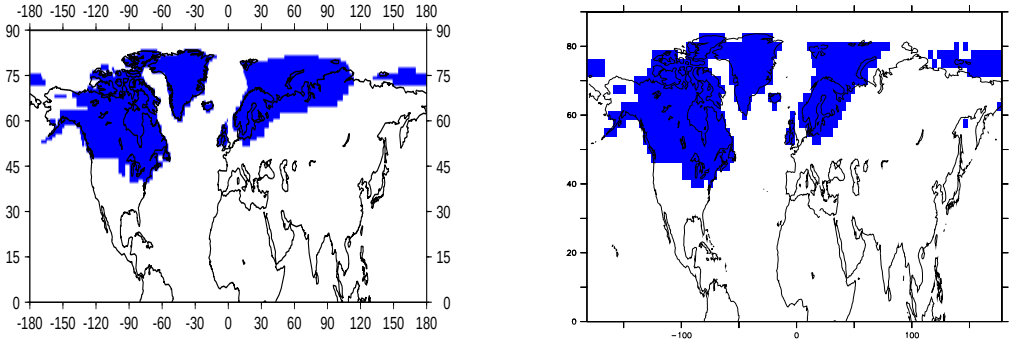


Fig. 2.27 : Calottes de glace à 21000 ans : reconstitution de *Peltier* (1998), à gauche et celles utilisées pour forcer LMDz, à droite.

Fig. 2.28 : Reconstruction des limites de l'extension des glaces en Scandinavie et Russie du nord, durant le Early Weichselian (90 k B.P.) et Late Weichselian (27-13 k B.P.) d'après *Mangerud et al.* (2001).

région, les données de conditions de surface de l'océan sont donc celles de *Weinelt et al.* (1996) : elles indiquent des températures de surface de la mer plus chaudes et donc une extension de la glace de mer dans l'Atlantique Nord plus réduite que *CLIMAP* (1981). Pour déterminer l'albédo et la rugosité de la surface au DMG, les corrélations connues pour le climat actuel, entre le type de végétation et l'albédo (ou la rugosité) ont été appliquées à la carte de végétation de 21000 ans, reconstruite par *Crowley* (1995). Le relief des calottes de *Ritz et al.* (1997) et *Peltier* (1994), reconstruit pour le DMG a de plus été modifié sur les parties continentales ici déglacées par rapport à *Peltier* (1998) : dans ces régions, il a été surélevé de +105 m par rapport au relief actuel. (Un relief du globe à 2 minutes a été utilisé pour extrapoler le relief sous-maille dans les conditions de climat glaciaire). Les conditions d'insolation (tableau 2.6) proviennent de *Berger et Loutre* (1991) et la concentration de CO_2 atmosphérique a été fixée à 180 ppm d'après les mesures réalisées dans les carottes de glace [*Barnola et al.* (1987) ; *Raynaud et al.* (1993)].

	Actuellement	21000 ans
excentricité	0.016724	0.018994
obliquité	23.5°	22.949°
ω - 180°	102.04	114.42

Tab. 2.6 : Paramètres orbitaux pour l'actuel (1950 étant l'année de référence) et pour le DMG (21000 ans) d'après *Berger et Loutre* (1991). La longitude du périhélie est notée ω.

Prescription des lacs

Même si nous nous intéressons, dans cette partie, à l'impact de la prise en compte du gel du sol au DMG, les simulations d'LMDz ont été réalisées avec le module de lac pour avoir une surface terrestre la plus réaliste possible et pouvant réagir via différentes interactions avec l'atmosphère. Par conséquent, nous avions besoin d'adapter les surfaces de lacs prescrites d'après la base de données actuelles GGHYDRO [*Cogley* (1998)] au climat du DMG. A notre connaissance, seules des études très régionales portant sur l'existence de lacs au DMG ont été publiées et aucune carte globale de distribution des lacs n'est disponible pour cette époque. Même si le climat du DMG était globalement plus sec qu'aujourd'hui et que les calottes de glace recouvraient beaucoup de terres continentales, des grands lacs existaient, notamment

en marge des calottes en Amérique du Nord, et sans doute en Eurasie. En effet, *Smith et Street-Perrott* (1983) ont daté l'existence des paléolacs Bonneville (47800 km^2 vers 18000 ans[5]) et Lahontan (14700 km^2 vers 18000 ans), dans le sud-ouest de l'Amérique du Nord, à la fin du Pléistocène (il y a 10000 ans). La présence de ces grands lacs entre 30000 ans et 12000 ans a été reliée à des changements de circulation atmosphérique et, en particulier, aux déplacements de la position moyenne du courant jet polaire et de la trajectoire des tempêtes associés, dus à la calotte Laurentide [*Smith et Street-Perrott* (1983) ; *Manabe et Broccoli* (1985)]. Ils auraient généré plus de précipitations et auraient ainsi assuré leur existence via ce renforcement du cycle hydrologique [*Hostetler et al.* (1994)]. Cette augmentation des précipitations très localisée a été en outre prouvée par des paléodonnées indépendantes de pollen [*Kutzbach et Wright* (1985)]. En Eurasie, l'étude de plantes macrofossiles retrouvées au bord du lac Taymyr (Sibérie du Nord, 74°33' N ; 100°32' E) par *Kienast et al.* (2001) prouve l'existence d'un climat très aride dans cette région. Un peu plus à l'est, en Russie du Nord et à des latitudes moyennes, les reconstructions de *Tarasov et al.* (1999) indiquent aussi des conditions plus sèches qu'actuellement. Par contre, plus au sud, autour de la mer Noire (Géorgie) et en Mongolie, les reconstructions de biomes de *Tarasov et al.* (1999, 2000) suggèrent un climat légèrement plus humide. Ainsi, à partir de la distribution actuelle des lacs de *Cogley* (1998), nous avons traduit ces informations relatives au climat du DMG (bien que très régionalisées) sur la distribution des lacs, pouvant avoir existé dans l'hémisphère nord durant cette période, de la manière suivante : les fractions de lac au DMG ont été réduites de moitié dans les régions situées au-dessus de 50°N et augmentées de 20% dans la bande de latitude 0-50°N, par rapport aux fractions de lac actuelles. Cette répartition des lacs imposée au DMG est finalement en bon accord avec la nouvelle base de données de lacs Global Lake Status Data Base (GLSDB) [*Kohfeld et Harrison* (2000) ; *Harrison et al.* (2003)], disponible tout récemment dans le cadre du projet PMIP II.

Simulations réalisées

Cinq années de simulations du DMG ont été réalisées en prenant un état initial issu d'une autre simulation effectuée pour le climat glaciaire, suffisamment longue pour que le sol soit en équilibre avec ces conditions climatiques. Pour simplifier la discussion, nous appellerons les simulations réalisées comme suit :

[5]âge de la datation au carbone 14, correspondant au DMG calendaire

- *0-SG* : simulation de référence, sans gel du sol, pour le climat présent,
- *0-AG* : simulation avec gel du sol, pour le climat présent,
- *21-SG* : simulation sans gel du sol, pour le climat DMG,
- *21-AG* : simulation avec gel du sol, pour le climat DMG.

La notation 0 k et 21 k est relative respectivement à 0 kilo années Before Present (i.e, climat présent) et 21 kilos années (climat du DMG).

2.4.3 Simulations du climat au DMG

Problème dans le traitement de l'hydrologie

La première simulation incluant le gel du sol et simulant les conditions climatiques du DMG a produit des températures estivales très élevées en Eurasie. Nous avons obtenu un réchauffement supérieur à +3°C l'été dans cette région, par rapport à la simulation présent, alors que la différence de températures en hiver est raisonnable et bien négative. Or, un tel réchauffement au DMG n'a jamais été mis en évidence dans les paléodonnées. Cet effet a disparu lorsque, dans le modèle, on ne limitait pas la fraction d'eau s'infiltrant dans le sol à la fraction d'eau contenue dans le premier mètre de sol non gelé (voir description du schéma à la section 2.2), processus qui peut donc conduire à un assèchement sévère du sol. Ce résultat assez surprenant nous a contraint à ne pas prendre en compte cette possibilité de diminuer la fraction d'eau s'infiltrant dans les basses couches de sol, phénomène qui pourtant a été considéré dans les simulations pour l'étude de l'impact du gel du sol sur le changement climatique futur. La présence de sols gelés diminue bien en réalité la capacité d'infiltration d'eau dans le sol [*Farouki* (1981)]. Mais, nous sommes ici limités par le traitement de type "seau" très simpliste de l'hydrologie : nous sommes forcés de nous contenter de "caricaturer" les effets du gel sur l'hydrologie.

Afin d'estimer l'effet sur les simulations réalisées avec le gel du sol, de l'autorisation (version "on") ou non (version "off") de diminuer la fraction d'eau s'infiltrant dans les basses couches de sol lorsque le sol est gelé en profondeur, nous comparons ici brièvement les résultats des simulations conduites avec ou sans cette paramétrisation, pour la saison de l'été, au présent et au DMG. Les différences de température de surface, de précipitation, d'humidité du sol et de pression de surface sont représentées pour l'été sur les figures 2.29 pour le présent et 2.30 pour le DMG. Au présent, la simulation "on" produit effectivement des températures

plus chaudes de quelques degrés en Eurasie Centrale et Est, et au Canada par rapport aux températures simulées avec la version “off”. Rien de significatif n’est à noter pour les températures hivernales, si ce n’est un refroidissement en Eurasie Centrale. En période glaciaire, ce réchauffement estival est plutôt de l’ordre de la dizaine de degrés dans la simulation “on”. Sur le plan hydrologique, des biais importants apparaissent l’été pour le climat présent au Canada (région des lacs du nord-ouest) et en Eurasie Centrale (région du lac Baïkal et du sud-ouest Baïkal). Les précipitations diminuent jusqu’à -3 mm/jour dans la simulation “on”. En conséquence, l’humidité du sol est fortement réduite dans ces régions (-10 cm d’eau sur 15 cm d’eau maximal, soit -67%). Les pressions en surface sont légèrement diminuées (-1 hPa) autour du lac Baïkal, favorisant une circulation de surface cyclonique dans cette région alors que s’installe plus au nord une circulation en surface anticyclonique. De même, en climat glaciaire, limiter la quantité d’eau s’infiltrant dans le sol gelé en profondeur a pour conséquence de diminuer les précipitations (jusqu’à -3 mm/jour le long de la chaîne des Rocheuses et en Eurasie Centrale) et surtout d’assécher sévèrement le sol en Eurasie (-80% d’humidité dans la simulation “on” par rapport à la simulation “off”). Que ce soit pour l’actuel ou pour le DMG, le climat induit par cette limitation de l’infiltration d’eau dans le sol (en fonction de l’état physique de l’eau dans le premier mètre de sol) est donc particulièrement plus sec l’été en Eurasie. Cette paramétrisation modifie sensiblement le bilan hydrique de la surface et influence profondément le recyclage local des précipitations. De plus, cette rapide analyse montre que la sensibilité du climat simulé à cette paramétrisation est la plus forte dans le cas du DMG, où l’on rappelle que la différence de températures observées par rapport à la simulation “off” est de l’ordre de la dizaine de degrés en Eurasie.

Ce résultat souligne ainsi la différence de sensibilité d’un type de climat simulé à l’introduction d’un changement de conditions de fonctionnement du modèle, et plus généralement d’une paramétrisation. Permettre ou non de diminuer la quantité d’eau maximale s’infiltrant dans le sol selon l’état du sol dans le premier mètre au voisinage de la surface correspond à un effet réel de limitation de la capacité d’infiltration d’eau dans le sol lorsque celui-ci est gelé [*Farouki* (1981)]. Les impacts sur l’hydrologie et les températures de la surface sont importants et nous démontrons ici que ces impact sont bien plus forts dans un climat de type DMG. D’une manière similaire, *Vettoretti et al.* (2000) ont montré que les améliorations du schéma de surface du modèle canadien (CCCma), qui s’étaient révélées bénéfiques pour la simulation du climat actuel ont introduit un important biais froid l’été dans l’hémisphère nord

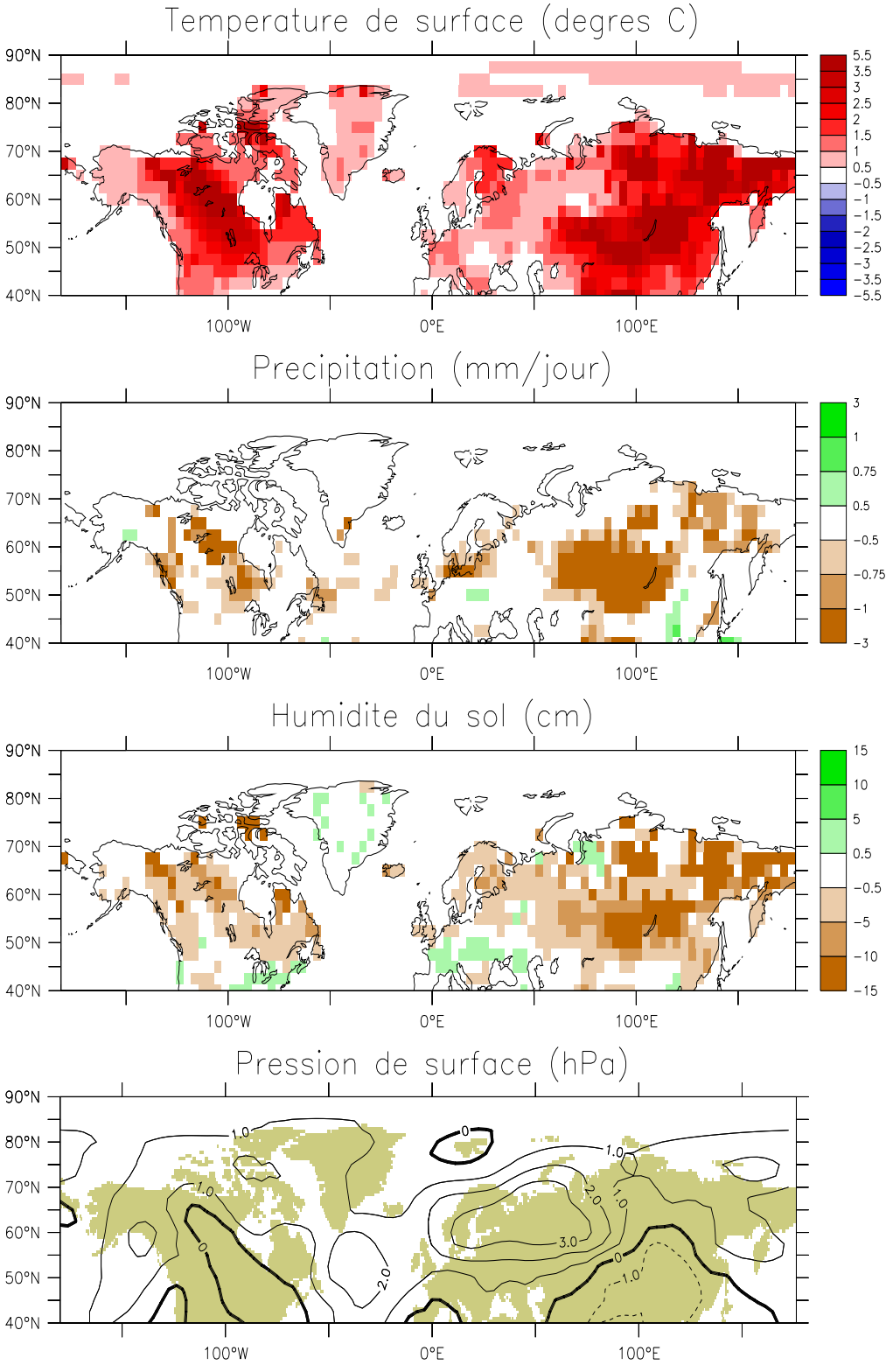


Fig. 2.29 : Effets de limiter la fraction d'eau pouvant s'infiltrer dans les basses couches de sol lorsque le sol est en partie gelé : différences pour le climat actuel entre une simulation "on" et une simulation "off". Les différences de température de surface (°C), de précipitation (mm/jour), d'humidité du sol (cm d'eau) et de pression de surface (hPa) sont montrées pour l'été.

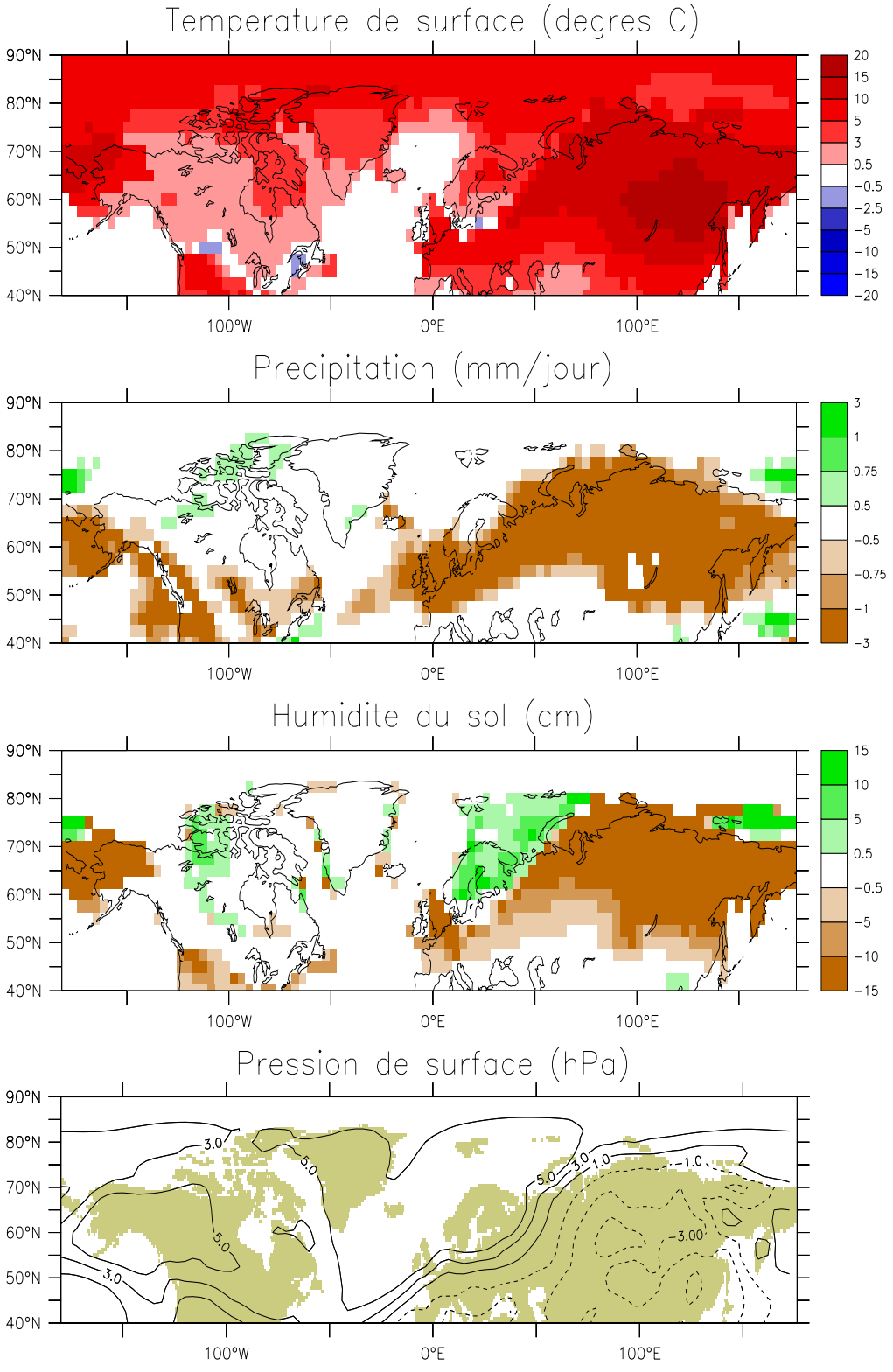


Fig. 2.30 : Effets de limiter la fraction d'eau pouvant s'infiltrer dans les basses couches de sol lorsque le sol est en partie gelé : différences pour le climat DMG entre une simulation "on" et une simulation "off". Les différences de température de surface (°C), de précipitation (mm/jour), d'humidité du sol (cm d'eau) et de pression de surface (hPa) sont montrées pour l'été.

dans la simulation du climat il y a 6000 ans. Cette étude a ainsi mis en avant que la simulation du climat à 6000 ans était très sensible à des changements du traitement de l'hydrologie de surface dans le modèle et au schéma d'évapotranspiration. Pour comprendre la sensibilité des différents types de climat, il apparaît donc crucial, lors de modifications de paramétrisations dans les modèles, de regarder systématiquement les améliorations éventuelles de la simulation du climat actuel mais aussi les changements climatiques passés simulés et de les valider avec des paléodonnées. Ainsi, le traitement de l'hydrologie du sol dans LMDz qui pourtant semblait réaliste et donnait des bons résultats dans les conditions de climat présent a l'effet inverse au DMG. Ce point mérite d'être affiné dans les version futures du modèle, dès lors qu'on s'intéresse aux processus de gel.

Dans la suite, nous analysons les résultats des 4 simulations (*0-SG*, *0-AG*, *21-SG*, *21-AG*) incluant ou non les processus de gel du sol pour le climat présent et DMG, obtenus lorsque la quantité d'eau maximale pouvant s'infiltrer dans le sol n'est pas diminuée dans le modèle. Dans ces simulations, il reste donc essentiellement l'effet thermique des processus de changements de phase de l'eau du sol. Des inter-comparaisons des impacts des processus de gel/dégel du sol sur les climats présent, futur et DMG et sur les changements climatiques simulés avec cett paramétrisation devraient normalement suivre cette analyse. Cependant, du fait de l'utilisation de différentes version d'LMDz (les simulations du climat futur ont été réalisées avec la limitation de l'infiltration de l'eau du sol tandis que celles du DMG ne tiennent pas compte de cet effet), de telles inter-comparaisons n'avaient pas de sens ici.

Les zones de pergélisol

L'estimation (simple) des zones de pergélisol à partir de la simulation *21-AG* a été effectuée de la même manière que celle présentée pour les climats présent et futur dans l'article sur le rôle du gel du sol, c'est à dire en considérant tous les points où la température maximale du sol au cours de l'été, simulée dans le dernier niveau du modèle (15 m de profondeur) reste en deçà de 0°C. Une illustration de ces zones figure sur la carte 2.31. Par rapport à la superficie actuelle de pergélisol simulée par LMDz (28.6×10^6 km^2), nous obtenons 31×10^6 km^2 de surfaces pergélisolées au DMG, soit environ +8.4%. Cette faible augmentation relative des zones de pergélisol au DMG provient de la non présence des terres de pergélisol actuelles d'une bonne partie de l'Amérique du Nord, recouvertes à cette époque par la Laurentide (excepté la pointe de l'Alaska). Cependant, par rapport à l'extension actuelle, des

régions de pergélisol au DMG apparaissent en marge de la Laurentide, dans le sud des USA et s'étendent à des latitudes moyennes en Europe Centrale et de l'Est (figure 2.31). Le modèle parvient globalement bien à reproduire les régions de pergélisol telles qu'elles ont été reconstruites par *Van Vliet-Lanoë* (2001) sur la figure 2.32 et notamment le pergélisol à basse latitude (44°N). *Renssen et Vanderberghe* (2003) suggèrent en effet une limite sud vers 45°N pour le pergélisol discontinu au DMG et 50°N pour le continu. Le pergélisol en Europe, reproduit par *Renssen et Vanderberghe* (2003) depuis le Royaume Uni, le nord de la Belgique, les Pays-Bas, l'Allemagne du nord et la Pologne est bien représenté par LMDz. Ces zones de pergélisol auraient ensuite remonté rapidement entre 17000 et 15000 ans vers le nord (aucune trace n'a été retrouvée aux Pays-Bas à ces dates par *Bateman et van Huissteden* (1999)). Pour ordre de grandeur, son extension lors de l'Optimum Holocène (-6000 ans) est réduite à 55°N (nord du Québec) et 50°N (détroit de Béring) à l'est des continents, et à 65°N-70°N sur les façades occidentales. Actuellement, l'extension du pergélisol du nord au sud atteint environ 1/3 de sa surface au DMG.

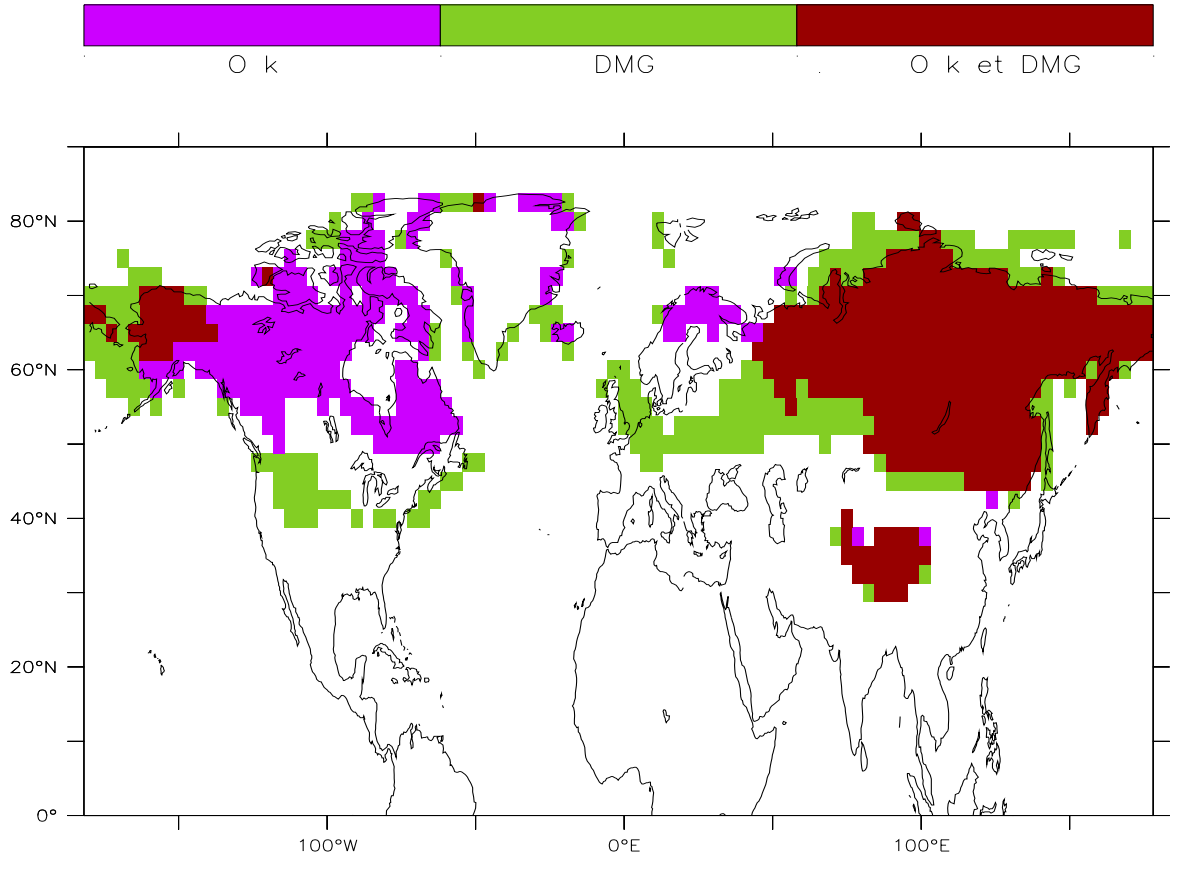


Fig. 2.31 : Extension du pergélisol diagnostiqué avec LMDz, pour les climats présent (0 k) et du DMG.

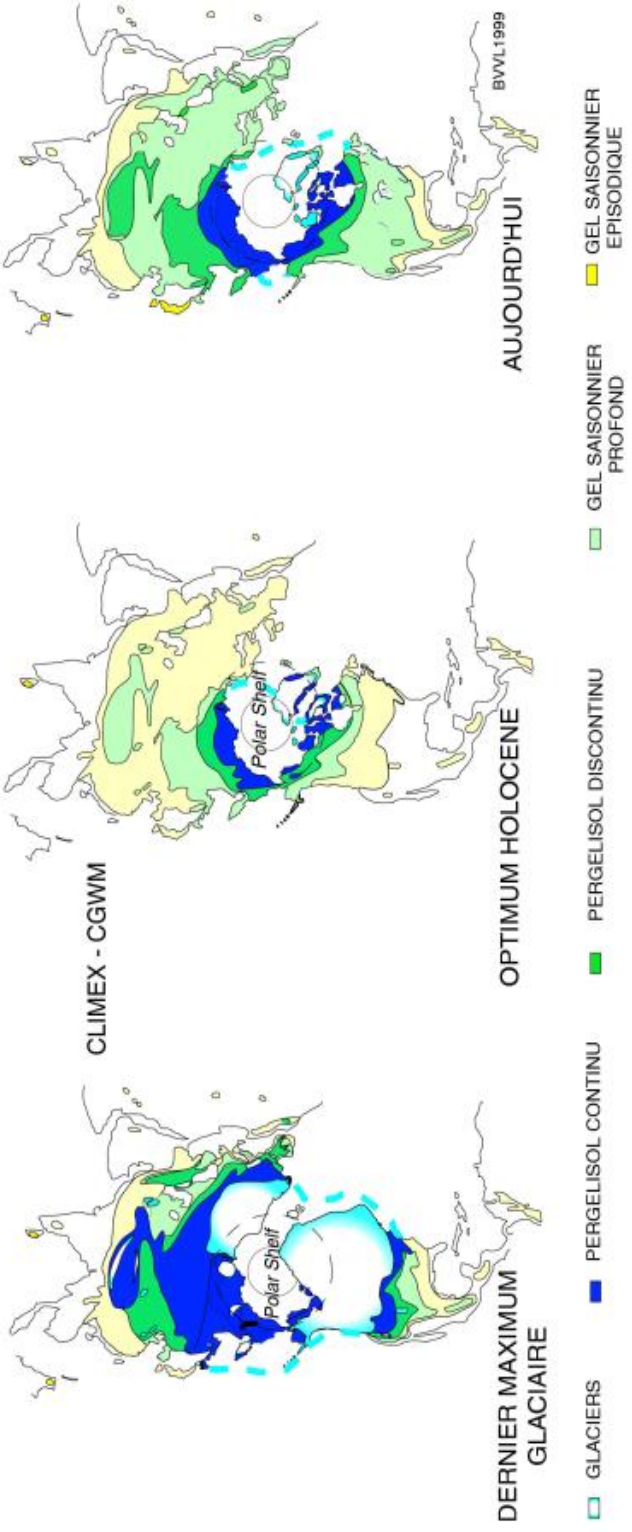


Fig. 2.32 : Evolution des zones de pergélisol depuis le Dernier Maximum Glaciaire d'après *Van Vliet-Lanoë* (2001).

Effet du gel sur le climat simulé au DMG

L'effet de la prise en compte du gel sur le climat glaciaire simulé est visible seulement en Eurasie et Alaska, du fait de la large couverture par la Laurentide de l'Amérique du Nord. Les changements les plus significatifs entre les deux simulations *21-AG* et *21-SG* apparaissent l'été, lors du dégel, et sont présentés sur la figure 2.33. Malgré des températures très basses au DMG, une partie du sol dégèle l'été, comme l'indiquent les cartes des profondeurs des couches actives calculées sur la figure 2.34. En moyenne annuelle, lorsque le gel est pris en compte, les températures de surface augmentent en Alaska (+0.5°C) et en Europe de l'Est (de +0.5 à +1°C) tandis qu'elles diminuent en Europe Centrale (-0.5 à -1°C). Le refroidissement annuel en Europe Centrale provient d'une chute des températures importante au printemps (par exemple, -1°C en France et -1.5°C en Allemagne), qui s'atténue ensuite l'été. Durant cette période du dégel du sol, l'effet thermique résultant entraîne une perte d'énergie disponible pour réchauffer la surface. L'été, d'autres zones très continentales en Eurasie Centrale subissent le même effet. Dès l'automne, la baisse des températures de l'air provoque la formation de gel. Dans les régions comme l'Europe du Nord-Est, la profondeur de dégel atteinte à la fin de l'été dépasse 1 m de profondeur, et la quantité d'énergie dégagée lors de la congélation de l'eau du sol est importante. En Alaska, le sol ne dégèle quasiment pas (les profondeurs de couche active sont inférieures à 40 cm de profondeur) : le sol n'emprunte donc quasiment pas d'énergie de la surface pour fondre, ce qui explique que les températures de surface l'été dans l'expérience *21-AG* soient semblables à celle de l'expérience *21-SG*. L'effet du gel d'augmenter les températures en moyenne annuelle de +0.5°C dans cette région provient de la formation du gel en hiver.

Tandis qu'au climat présent, la hauteur maximale de neige est augmentée dans les régions de montagne (chaînes des Rocheuses au Canada et monts de Kolyma en Sibérie Est) lorsque le gel du sol est inclus, au DMG, la hauteur de neige ne semble pas du tout être affectée par ce processus (la différence des hauteurs de neige entre les expériences *21-AG* et *21-SG* varie entre ±5 cm équivalent eau). Le bilan précipitation - évaporation est finalement peu affecté dans la simulation *21-AG*, aussi bien en été comme le suggère la figure 2.33, qu'en hiver (durant cette saison, les changements de précipitation sont de -0.5 mm/jour en Alaska, et +0.3 mm/jour en moyenne sur l'Europe et l'ouest de l'Eurasie). Par conséquent, les variations sur l'humidité du sol sont aussi relativement faibles l'hiver, avec par exemple -10% et -20% d'eau en Europe et ouest de l'Eurasie. L'été, par contre, nous observons sur la figure 2.33 des

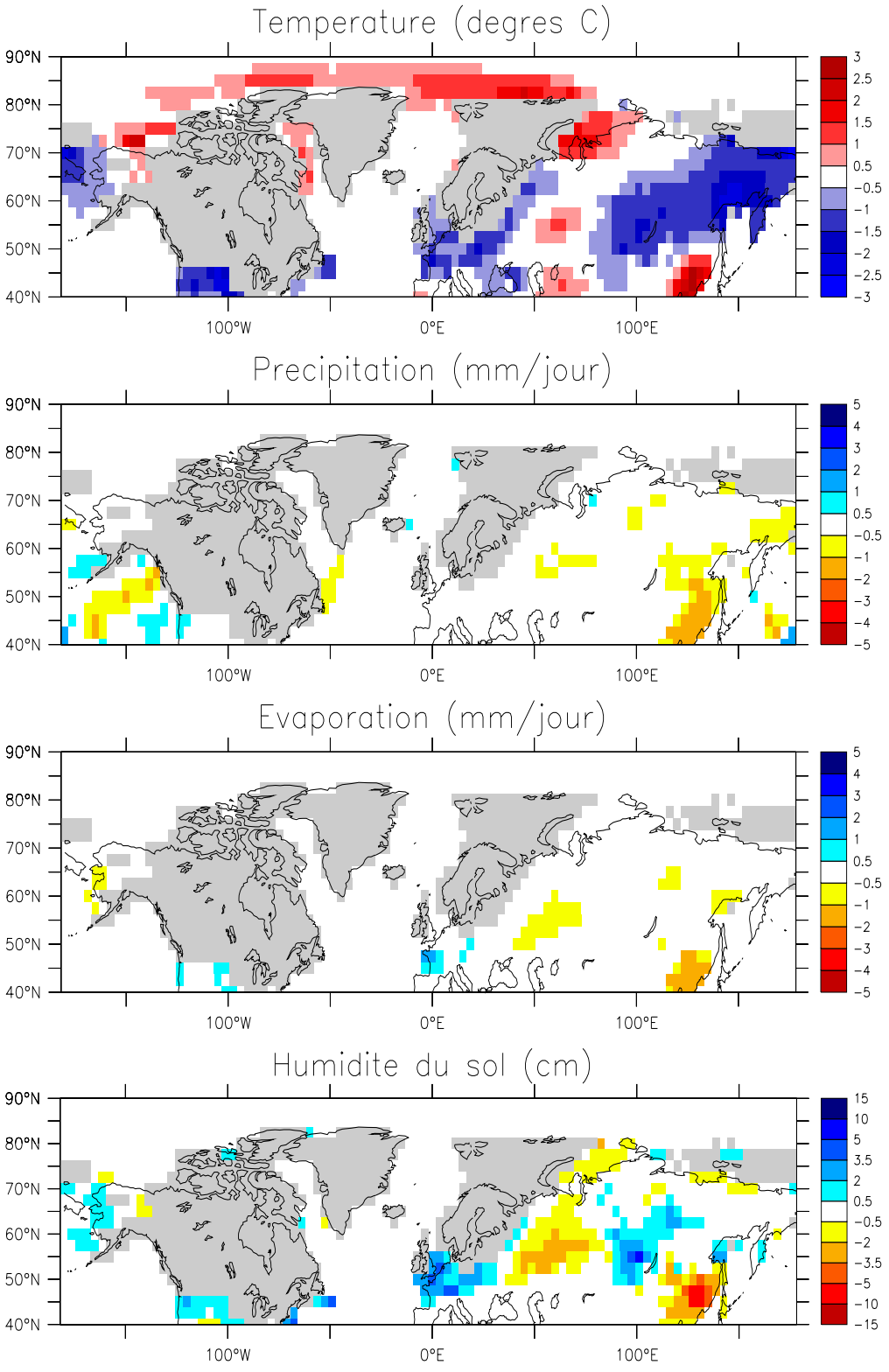


Fig. 2.33 : Effet du gel sur les températures de surface (°C), les précipitations (mm/jour), l'évaporation (mm/jour) et l'humidité du sol (cm d'eau) simulées au DMG. Les différences entre les expériences *21-AG* et *21-SG* sont présentées pour l'été.

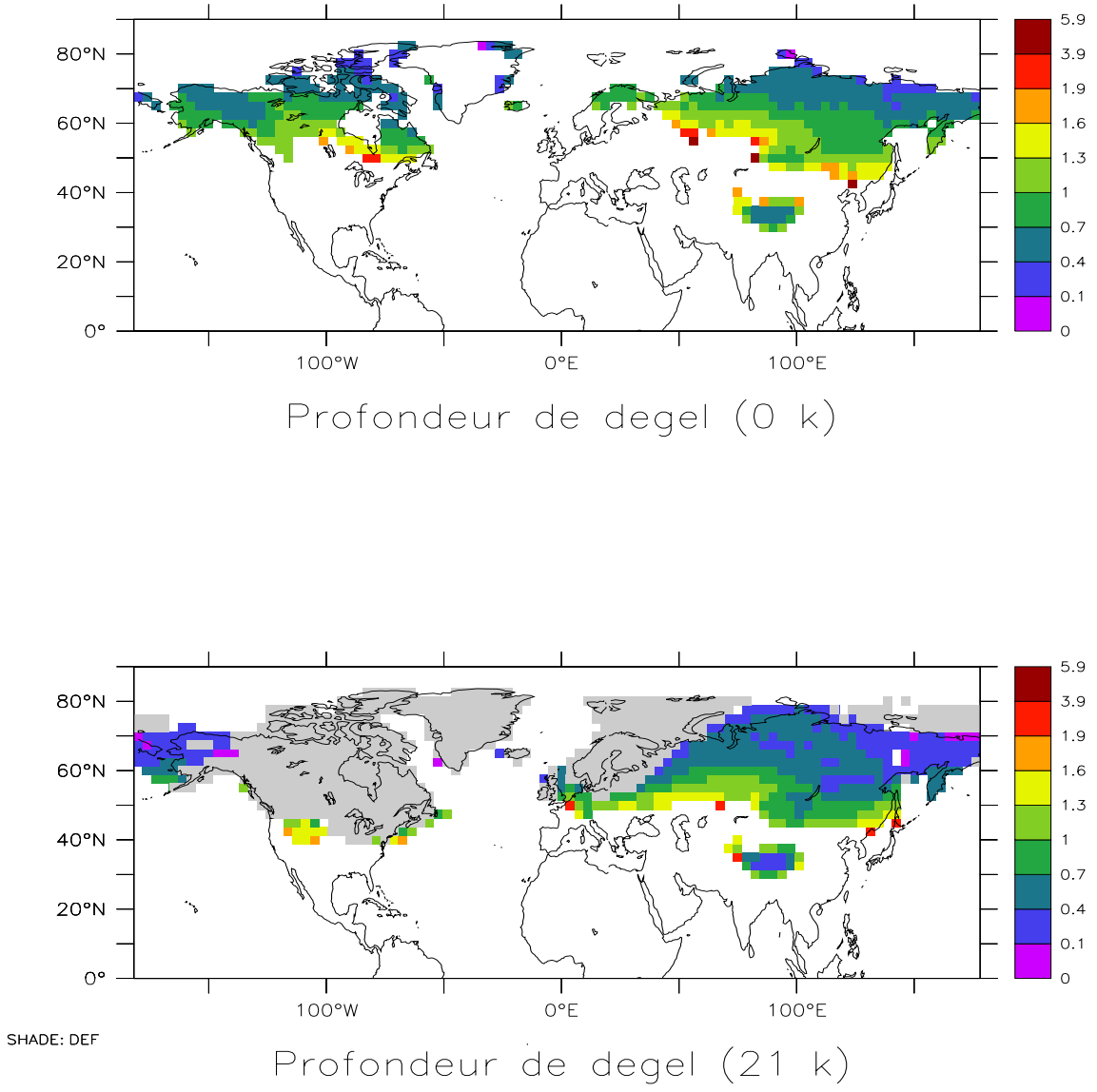


Fig. 2.34 : Profondeur de la couche active (en mètre) simulée pour le climat actuel (0 k) et le DMG (21 k).

baisses d'humidité des sols plus marquées, concentrées dans les régions du bassin de l'Ob et du sud-est de l'Eurasie. On note cependant une augmentation significative, été comme hiver de l'humidité du sol dans la région du lac Baïkal et au nord de l'Europe de l'Ouest.

2.4.4 Effet du gel sur le changement DMG - présent

Nous analysons dans la suite les effets de la prise en compte des changements de phase de l'eau du sol sur le changement climatique DMG - présent. En premier lieu, nous discutons les différences de température de surface, précipitation, d'humidité du sol et de pression de surface entre le climat DMG et l'actuel, représentées sur les figures 2.35 pour l'hiver, et 2.36 pour l'été. Elles concernent les deux simulations de contrôle sans gel : *0-SG* et *21-SG*. D'après un student-test, ces changements de températures de surface sont significatifs régionalement au minimum à 90% en hiver et à 95% en été, ceux de précipitations sont hiver comme été significatifs à plus de 95%, ceux d'humidité du sol sont uniquement significatifs en Eurasie à 90%, ceux de pression sont significatifs à plus de 95% l'hiver et non significatifs l'été. Nous décrivons ci-dessous uniquement les modifications sur les paramètres climatiques dans les régions possédant ces significativités.

L'hiver, les températures de surface sont abaissées de 10 à 20°C sur l'ensemble du Canada par rapport au climat présent, dues à l'altitude de la calotte, à la couverture de glace de mer isolant l'océan et à la rétroaction positive d'albédo. Au nord-ouest de la Laurentide, en Alaska, les températures restent basses mais sont supérieures de quelques degrés à celles d'aujourd'hui. Ce résultat, semblable à celui obtenu par *Kutzbach et Wright* (1985) et *Manabe et Broccoli* (1985) provient du brisement contre la calotte des vents d'ouest (s'initiant dans le nord-est du Pacifique), d'une circulation anticyclonique sur la calotte, et d'une vitesse minimale de vent au-dessus de l'Alaska. Cette région est alors soumise aux vents provenant du sud, et apportant de l'air relativement plus chaud. En Eurasie, les températures de surface sont nettement plus basses qu'au climat présent, aussi bien sur la calotte Fennoscandienne (minimum de -30°C) que sur les terres continentales (-10°C en Europe Centrale, -20°C en Russie, -15°en Sibérie et Russie de l'Est). La couverture de glace de l'Atlantique Nord au DMG intensifie l'apport d'air glacial du flux d'ouest sur le continent européen. D'une manière générale, les précipitations sont diminuées au-dessus des deux calottes de glace et le long des Rocheuses (côte ouest Amérique du Nord), et sur la partie ouest de la Russie. L'air au-dessus des calottes ainsi que l'air d'ouest arrivant sur l'Europe est effectivement plus froid, et donc

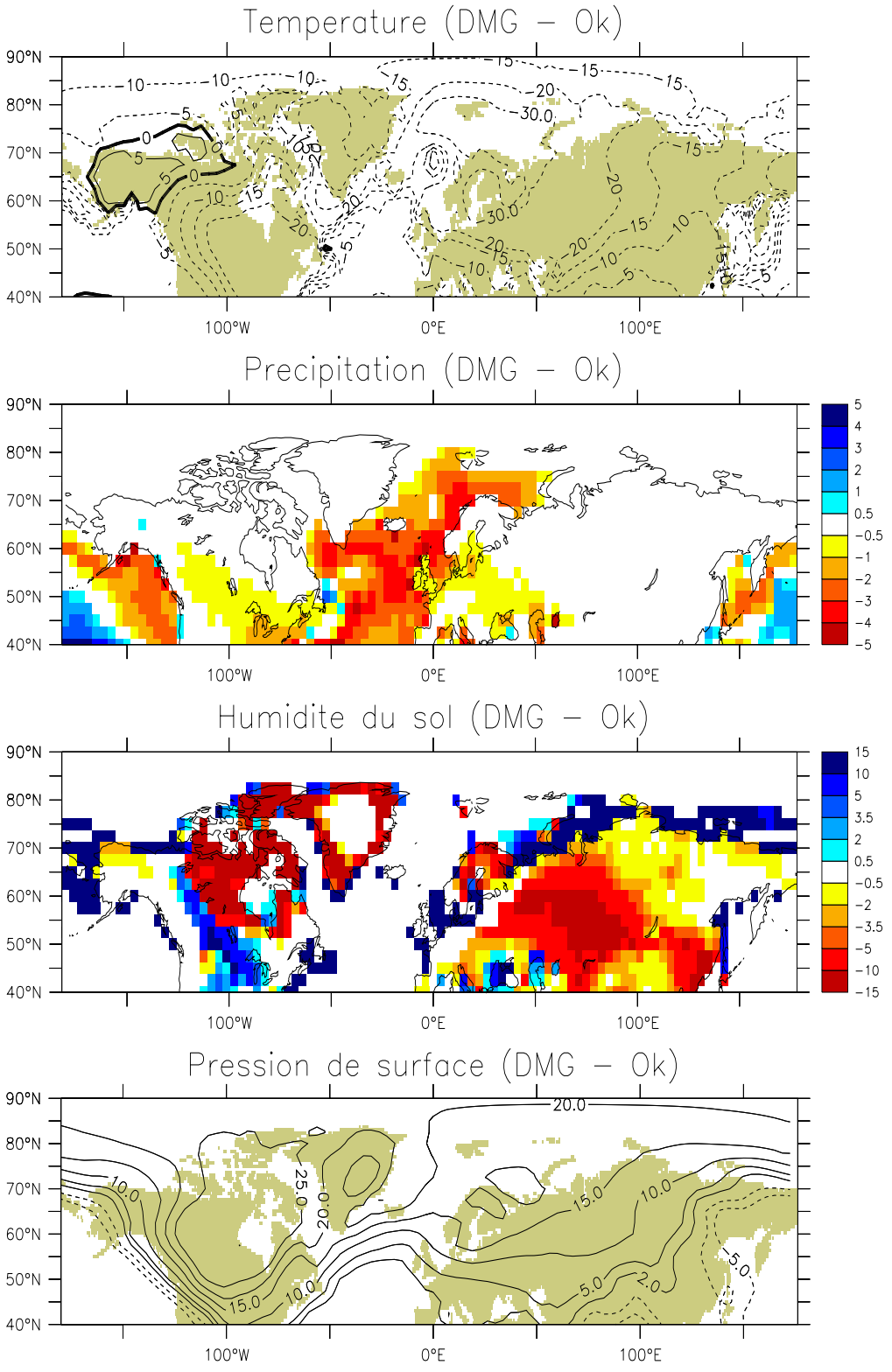


Fig. 2.35 : Différences de température de surface (°C), de précipitation (mm/jour), d'humidité du sol (cm d'eau) et de pression au niveau de la mer (hPa), entre la simulation DMG *21-SG* et la simulation présent *0-SG* pour l'hiver.

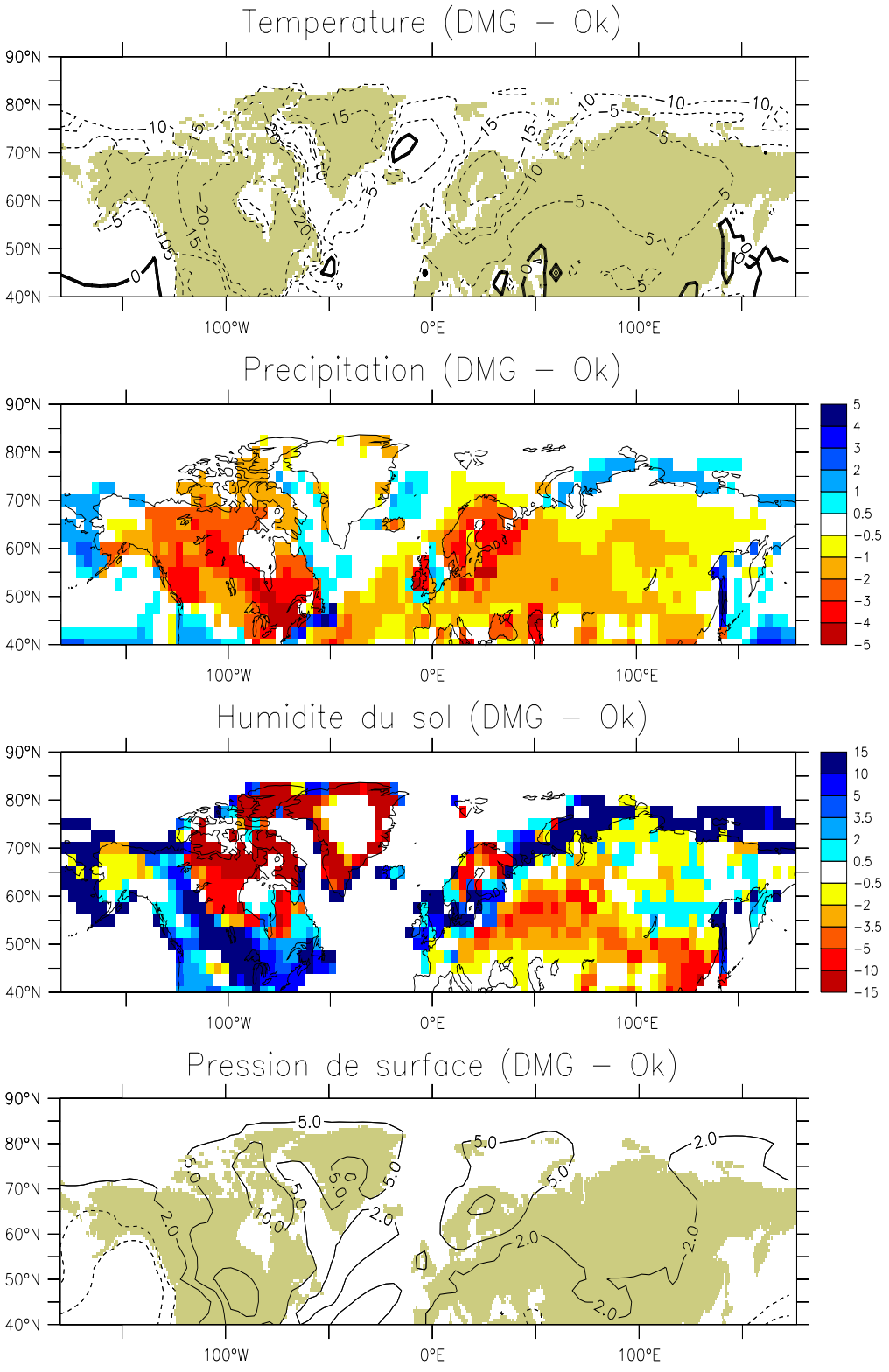


Fig. 2.36 : Différences de température de surface (°C), de précipitation (mm/jour), d'humidité du sol (cm d'eau) et de pression au niveau de la mer (hPa), entre la simulation DMG *21-SG* et la simulation présent *0-SG* pour l'été.

plus sec. Cette diminution est la plus marquée en Amérique du Nord, où une partie des vents ont une composante orientale, transportant de l'air sec du continent, contrairement à la composante occidentale dans la simulation actuelle (air océanique humide). Peu de changements sont visibles sur les taux d'évaporation, ceux-ci étant déjà faibles dans la simulation présent (non représentés). Les différences d'humidité du sol présentées ne sont valables que dans les régions libres de calotte de glace. Elles coïncident avec les zones de diminution des précipitations en Eurasie et au nord de l'Alaska. La forte hausse des pressions au niveau de la mer (entre +2 et +25 hPa) renforce le développement d'anticyclones glacials au DMG, en Amérique du Nord, Groenland et Eurasie.

L'été, par rapport au climat présent, les températures de surface au DMG sont fortement abaissées au-dessus des calottes : au-dessus de la Laurentide, entre -15 et -20°C et au-dessus de la Fennoscandie, entre -10 et -15°C. Ailleurs, la différence de température est de l'ordre de -5°C par rapport à l'actuel. Les précipitations sont diminuées partout, et plus fortement en Eurasie (-2 mm/jour). L'évaporation est aussi largement diminuée, fortement sur les calottes de glace, du fait de l'air toujours relativement plus froid qu'aujourd'hui. Les changements d'humidité du sol sont très hétérogènes selon les régions et concernent l'ensemble de l'Eurasie et le nord de l'Alaska. Les niveaux de pression au DMG l'été sont légèrement supérieurs à ceux du climat présent (+2 hPa en moyenne), mais ne produisent pas des conditions aussi anticycloniques que celles créées l'hiver (le changement de pression n'est effectivement pas significatif).

L'impact de la prise en compte des processus de changement de phase de l'eau du sol sur le changement de climat DMG - présent est en fait significatif régionalement entre 80 et 90% sur les changements de températures de surface et d'humidité du sol. Il est illustré pour les deux saisons hiver et été sur la figure 2.37. Aucune perturbation significative n'est en effet visible sur l'anomalie de précipitation, d'évaporation et de pression de surface (comme on pouvait s'y attendre d'après l'analyse de l'impact du gel sur la simulation du DMG). La réduction de l'humidité du sol au DMG dans la simulation *21-SG* se trouve, l'hiver comme l'été, renforcée en Russie (dans le bassin de l'Ob) et affaiblie autour du lac Baïkal. Le tableau 2.7 présente les différences de températures de surface entre le DMG et l'actuel, simulées avec et sans prise en compte des processus de gel du sol. Les températures de surface sont en moyenne annuelle moins basses au DMG lorsque le gel est inclus dans le modèle. Cet effet du gel sur le changement DMG - présent est très irrégulier selon les saisons et les régions concernées.

En hiver, l'anomalie de températures de surface (DMG - présent) est moins forte dans les simulations avec gel. En Alaska, l'anomalie positive de températures résultant d'un effet de circulation atmosphérique en surface est moins abaissée (-0.5°C) qu'en Europe et Russie Ouest (-0.7°C). Ici, l'effet de changement de circulation atmosphérique domine. L'été, une légère diminution de l'anomalie est simulée en Eurasie, correspondant à un été moins froid au DMG lorsque le gel est pris en compte. Pour le printemps, il semble que le décalage du début de la fonte entre le DMG et le présent, ainsi que celui de la fonte du gel dans le sol engendré par la couverture de neige conduisent à des variations d'énergie et donc de températures de surface dans les deux sens. Cependant, notons que la réduction de l'anomalie en Alaska, en moyenne annuelle, est due aux variations d'énergie dans *0-AG* pendant cette période de fonte (+0.6°C au lieu de -2.2°C dans les simulations sans gel du sol).

Sensibilité d'un changement climatique aux processus de gel/dégel du sol :

Afin de quantifier les différentes sensibilités climatiques (d'un changement climatique donné et d'une région), les impacts de la prise en compte du gel sur les changements climatiques glaciaire et futur discutés prédédemment et dans l'article *Poutou et al.* (en revision), nécessiteraient d'être inter-comparés. Mais, étant donné les versions d'LMDz différentes employées dans ces deux analyses, il nous a paru délicat de tirer des conclusions sur une telle inter-comparaison. Toutefois, d'après la discussion ci-dessus, on peut penser que les processus de gel/dégel du sol ont moins d'impacts au DMG qu'au futur. Cette supposition repose sur le fait, qu'au DMG, moins de zones sont soumises à la fonte de l'eau dans le sol par rapport aux conditions futures. Il faudrait cependant vérifier le comportement du gel au DMG et au futur avec un modèle comportant un traitement plus réaliste du ruissellement en surface et de l'infiltration dans le sol.

2.4.5 Conclusions sur l'effet du gel du sol

En résumé, le gel influe sur les températures de surface et l'humidité du sol simulées au climat glaciaire. Son impact est inégal selon les régions, puisque les températures de surface en Alaska et Europe de l'Est sont plus élevées dans l'expérience *21-AG* que dans *21-SG* d'environ +0.5°C à +1°C, alors qu'elles sont diminuées en Europe Centrale (-0.5°C à -1°C) en moyenne annuelle. Cette réponse qui diffère régionalement provient de la différence d'épaisseur de la couche active, la couche de sol dégelant l'été et qui nécessite ainsi plus ou

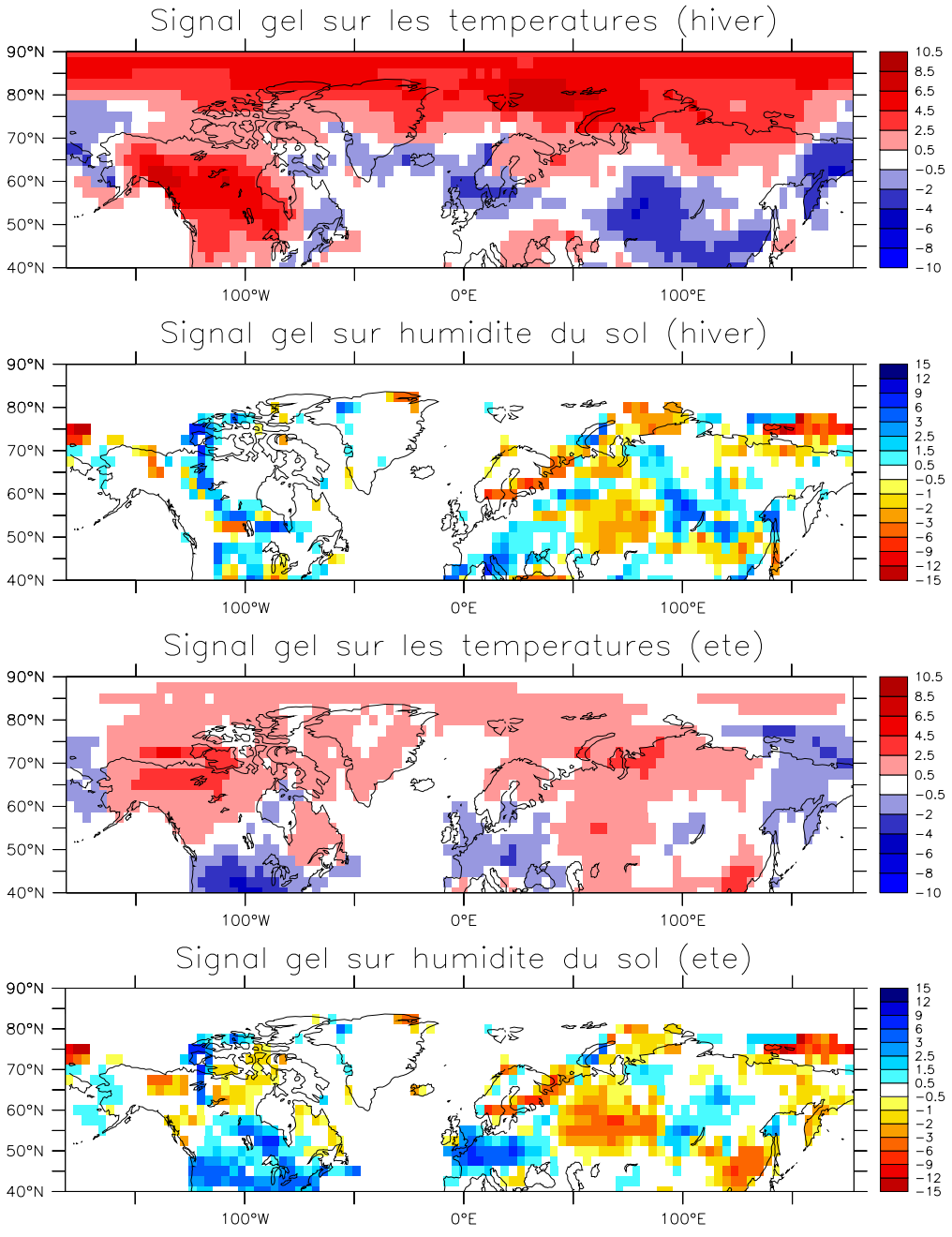


Fig. 2.37 : Impact de la prise en compte du gel sur le changement climatique DMG - présent des températures de surface et d'humidité du sol pour les périodes de l'hiver et l'été.

	ΔT avec gel				ΔT sans gel			
	annuel	DJF	MAM	JJA	annuel	DJF	MAM	JJA
Alaska 164°O-140°O/60°N-70°N	-3.8	+1.9	+0.6	-6.6	-4.8	+2.4	-2.2	-6.5
Europe 5°O-25°E/40°N-60°N	-10.7	-13.8	-10.2	-8.7	-10.6	-14.5	-9.0	-8.8
Russie ouest 50°E-90°E/50°N-70°N	-11.6	-20.9	-3.4	-12.3	-12.7	-21.6	-4.4	-14.2
Baïkal 100°E-125°E/50°N-60°N	-6.7	-9.4	-7.6	-5.2	-6.9	-9.4	-9.0	-5.4

Tab. 2.7 : Différences des températures de surface $\Delta T = T_{DMG} - T_{présent}$ en degrés lorsque le gel est pris/non pris en compte dans les simulations, en moyenne annuelle, en hiver (DJF), au printemps (MAM) et en été (JJA).

moins d'énergie en surface pour fondre. Dans les deux premières régions, l'effet résultant sur l'anomalie de températures de surface entre le DMG et le présent est de réduire cette anomalie d'environ 1°C lorsque le gel du sol est introduit. Ailleurs, l'impact du gel est faible sur l'anomalie de températures en moyenne annuelle, et très irrégulier selon les saisons et zones géographiques. Toutefois, nous pouvons raisonnablement conclure que sur la majorité des régions boréales, l'introduction des processus de gel/dégel dans LMDz a tendance à atténuer légèrement l'anomalie de température en surface, été (+1.9°C au maximum dans la région de l'Ob) comme hiver (+0.7°C au maximum), comme le suggère le tableau 2.7. De plus, nous avons noté peu de perturbations dans le cycle précipitation/évaporation induit par la présence de sols gelés. Seule l'humidité du sol semble être affectée. Ainsi, la diminution d'humidité du sol au DMG par rapport au présent est significativement renforçée en Russie, dans le bassin de l'Ob, quand les processus de gel figurent. L'effet inverse apparaît autour du lac Baïkal et au nord de l'Europe de l'Ouest (jusqu'à +20% d'humidité du sol).

2.4.6 Le gel du sol a t-il amélioré la simulation du DMG ?

Dans l'introduction de cette section, nous avons déjà mentionné la difficulté qu'avaient certains modèles de climat à représenter correctement la période du Dernier Maximum Glaciaire. L'expérience PMIP [*Joussaume et Taylor* (1995, 2000)] a permis d'évaluer la capa-

cité de différents modèles de la communauté internationale à simuler le DMG [*Kageyama et al.* (2001)]. Les modèles ont tous été forcés avec les mêmes conditions aux limites mais chaque modèle peut les interpréter "à sa manière". Ainsi, un modèle à haute résolution va mieux "voir" la topographie imposée qu'un modèle à basse résolution. La comparaison de *Kageyama et al.* (2001) entre les résultats des modèles PMIP et les reconstructions disponibles sur l'Europe et la Sibérie de l'Ouest a montré que globalement, les indicateurs thermiques et hydrologiques reproduits par l'ensemble des modèles concordent avec les paléodonnées, si l'on tient compte de l'écart entre les réponses des modèles et des barres d'erreur dans les reconstructions. Cependant, deux régions présentent des biais importants : le sud-ouest de l'Europe, où les modèles sont trop chauds, particulièrement l'hiver, et trop humides ; le secteur nord de l'ouest Sibérien, où les températures simulées sont trop froides, notamment l'été. *Kageyama et al.* (2001) en ont déduit que d'autres phénomènes non considérés dans les modèles PMIP avaient certainement leur rôle à jouer et pouvaient expliquer ces biais systématiques. Parmi les processus non systématiquement simulés, les changements de phase de l'eau du sol figurent[6]. Cependant, les effets de la présence du gel du sol sur le climat local (réchauffement associé à la libération d'énergie lors de la phase de gel et refroidissement dû à l'absorption d'énergie lors de la fonte au printemps), ne devraient à priori pas permettre de corriger ces biais systématiques. Mais, afin de savoir si leur prise en compte dans LMDz améliore la simulation du climat glaciaire en Eurasie dans le modèle LMDz, nous avons choisi de confronter nos résultats avec les mêmes sources de paléodonnées que celles utilisées pour la comparaison PMIP. Nous avons vérifié par ailleurs qu'il n'existe pas de plus récentes reconstructions de paléodonnées pour le DMG depuis celles de *Tarasov et al.* (1999) et *Peyron et al.* (1998). Ces deux reconstructions couvrent le sud de l'Europe et l'Asie Mineure [*Peyron et al.* (1998)], l'est de l'Europe, le Caucase et l'ouest de la Sibérie [*Tarasov et al.* (1999)]. Elles ont été reproduites à partir d'enregistrements de pollen et interprétées à l'aide d'une fonction de transfert établie pour le climat présent, reliant les assemblages de pollen récolté et les conditions climatiques. *Tarasov et al.* (1999) et *Peyron et al.* (1998) ont pu ainsi reconstruire les anomalies (DMG - 0k) de six variables climatiques : la température moyenne du mois le plus froid (Tfroid), la température moyenne du mois le plus chaud

[6]Les modèles GENESIS et CCM3 du National Center for Atmospheric Research ainsi que celui du Met Office (UKMO model) testés dans le cadre de PMIP comportent des températures du sol dépendant des éventuels changements de phase de l'eau du sol.

(Tchaud), l'indice d'humidité (rapport entre l'évaporation et l'évaporation potentielle), la température et la précipitation en moyenne annuelle (Tann et Pann), et le nombre de degrés jour supérieurs à 5°C. Les comparaisons modèle/paléodonnées pour les 5 premières variables sont illustrées sur les figures 2.38, 2.39, 2.40 pour les trois régions suivantes : l'Europe de l'Ouest (10°W-15°E ; 30°N-60°N), l'Europe Centrale et le Caucase (15°E-50°E ; 30°N-60°N), et l'ouest de la Sibérie (60°E-90°E ; 30°N-70°N). Tous les résultats issus de nos simulations ont été moyennés sur des points de terre continentale.

Les températures : Tfroid, Tchaud et Tann

Parmi les températures reconstruites, la température du mois le plus froid correspond à celle reconstituée avec le plus de confiance. La reconstitution de la température du mois le plus chaud apparaît être très sensible au niveau de CO_2 dans l'atmosphère, ce qui n'est pas pris en compte dans la fonction de transfert pollen/climat puisqu'elle est établie pour le climat présent. Par conséquent, la température du mois le plus chaud puis la température moyenne annuelle ne peuvent être reconstruites avec autant de confiance que la température du mois le plus froid.

Les anomalies de Tfroid reproduites dans les deux simulations avec et sans gel du sol varient entre -5°C à 50°N en Europe de l'Ouest et -25°C à 60°N en Sibérie Ouest. En accord avec les résultats des modèles PMIP, les anomalies de température sont en général plus fortes dans les plus hautes latitudes (secteurs Europe Centrale et Sibérie Ouest), ce qui par ailleurs est visible sur les paléodonnées. En Europe de l'Ouest, LMDz comme les autres modèles testés de PMIP, simule un hiver nettement plus chaud (de 10°C) par rapport aux données. Ce biais est tellement fort et, particulièrement, nettement supérieur aux différences de températures que peuvent engendrer les processus de gel (maximum 2°C), que leur prise en compte ici n'a aucun impact. Dans les régions de l'Europe Centrale et de la Sibérie Ouest, l'accord entre les résultats du modèle et les paléodonnées est meilleur. En Europe Centrale, l'anomalie de Tfroid simulée, de -5°C à 40°N et de -25°C à 52°N passe tout juste à la limite des barres d'erreurs des paléodonnées. Par rapport aux modèles PMIP, le changement de gradient méridional de température à 48°N est mieux reproduit par LMDz (avec ou sans le gel pris en compte). Il correspond en effet à la transition entre la taïga et la steppe froide au nord de la mer Noire. Notons ici, que la distribution de la végétation a été imposée identique à la distribution actuelle dans tous les modèles PMIP : cette simplification peut expliquer

le fait que les modèles PMIP ne voient pas cette transition taïga/steppe froide (peu ou pas de modification de l'albédo ou rugosité de la surface). Dans LMDz (ne comportant pas non plus de végétation), nous permettons néanmoins des valeurs relatives à la surface (albédo et rugosités) différentes et répondant au climat imposé (cf. les conditions de surface imposées au DMG à la section 2.4.2). En Sibérie de l'Ouest, malgré les grandes barres d'erreurs sur les paléodonnées de *Tarasov et al.* (1999), le modèle est trop froid aux latitudes supérieures à 55°N, de quelques degrés (>5°C) par rapport aux données. La présence de gel permet de réduire l'anomalie de +2°C, mais pas suffisamment. La tendance à simuler une Tfroid inférieure à celle des paléodonnées (entre -15 et -24°C) dans la bande de latitude 45°N et 70°N, figurait déjà parmi les sorties des modèles PMIP au-delà de 60°N.

La température moyenne du mois le plus chaud était disponible seulement dans les données de *Tarasov et al.* (1999) pour les régions d'Europe Centrale/Caucase et Sibérie de l'Ouest. Dans les simulations des modèles PMIP, *Kageyama et al.* (2001) rappellent qu'elles ont été effectuées avec les calottes de *Peltier* (1994), dont l'extension au nord de la Sibérie n'est pas cohérente avec les données de pollen retrouvées, qui indiquent au contraire l'absence de calotte dans cette région. Cette incohérence pourrait expliquer les différences observées entre les modèles PMIP et les paléodonnées au-delà de 60°N. Les anomalies de Tchaud simulées avec LMDz concordent avec les paléodonnées pour les deux régions Europe Centrale et Sibérie de l'Ouest, et pas seulement dans les zones où de la calotte a été retirée (l'accord est bon dans la bande 40°N - 50°N en Europe Centrale). Les différences avec le climat présent sont en fait relativement faibles puisque toutes avoisinent 0°C, avec cependant une plus forte anomalie en Europe Centrale. L'inclusion du gel du sol induit une anomalie légèrement positive (elle est de +4°C par rapport à l'anomalie sans gel) en Sibérie de l'Ouest vers 55°N alors qu'aucun effet n'est visible dans la région d'Europe Centrale. Etant donné les larges barres d'erreur des données, la différence de Tchaud obtenue avec le gel reste assez proche des données. De plus, cette anomalie légèrement positive est en accord avec d'autres données reconstruites dans cette région de Sibérie, celles de *Grichuk et al.* (1984) qui indiquent des températures estivales voisines de celles d'aujourd'hui (voire légèrement négatives comme le montrent les paléodonnées de *Tarasov et al.* (1999)).

Les résultats concernant les moyennes des températures annuelles sont présentés sur la figure 2.38. Aucun impact du gel n'est visible sur les simulations d'LMDz, ceci est d'autant plus vrai en annuel que l'effet potentiel du gel que nous avons pu observer dans d'autres

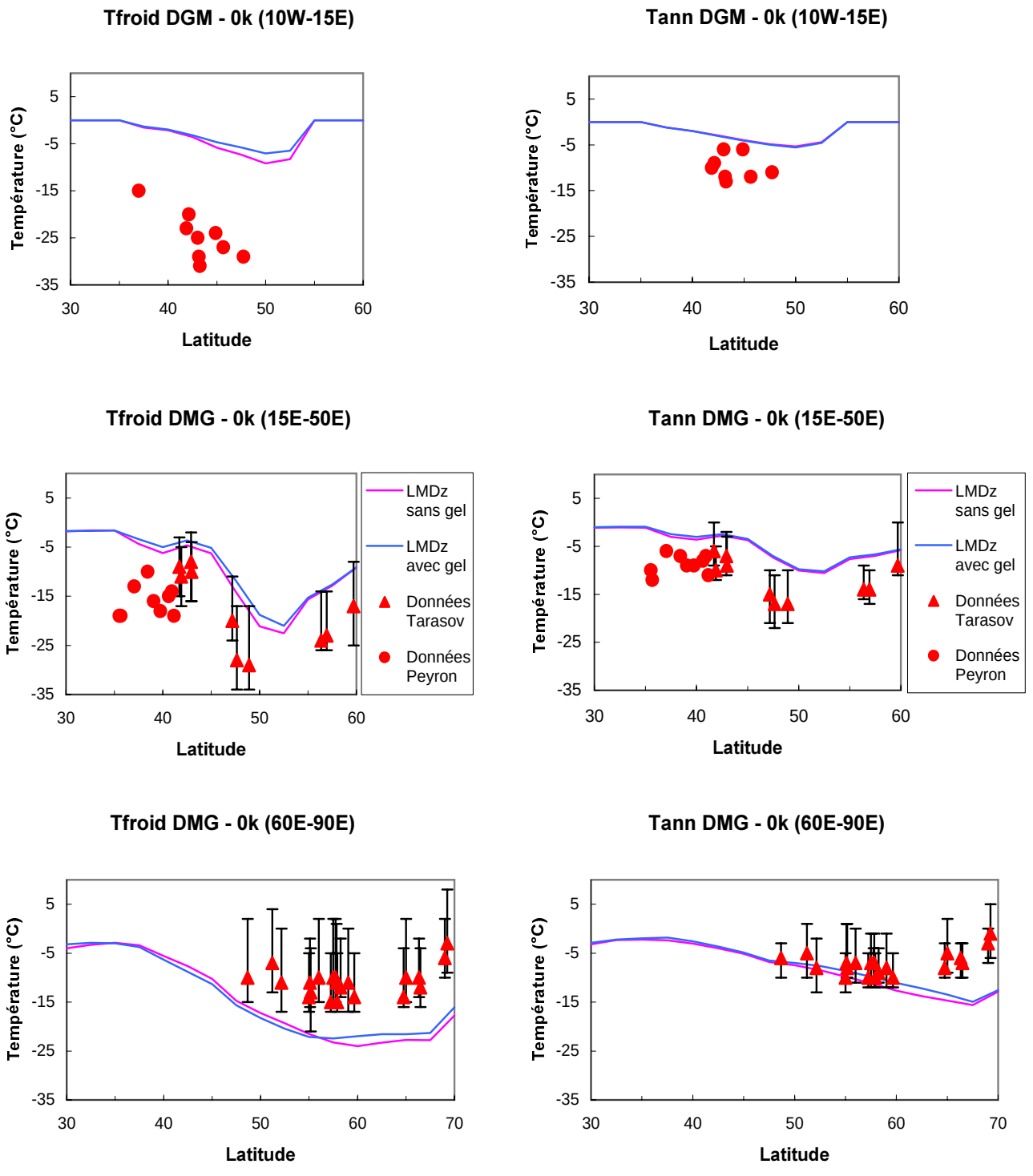


Fig. 2.38 : Comparaison de l'anomalie DMG - présent (0 k) de la température du mois le plus froid (Tfroid) et de la température moyenne annuelle (Tann) simulées par LMDz et reconstruites à partir des paléodonnées de *Tarasov et al.* (1999) et *Peyron et al.* (1998), en Europe de l'Ouest (10°W-15°5, 30°N-60°N), Europe Centrale (15°E-50°E, 30°N-60°N), et Sibérie Ouest (60°E-90°E, 30°N-70°N).

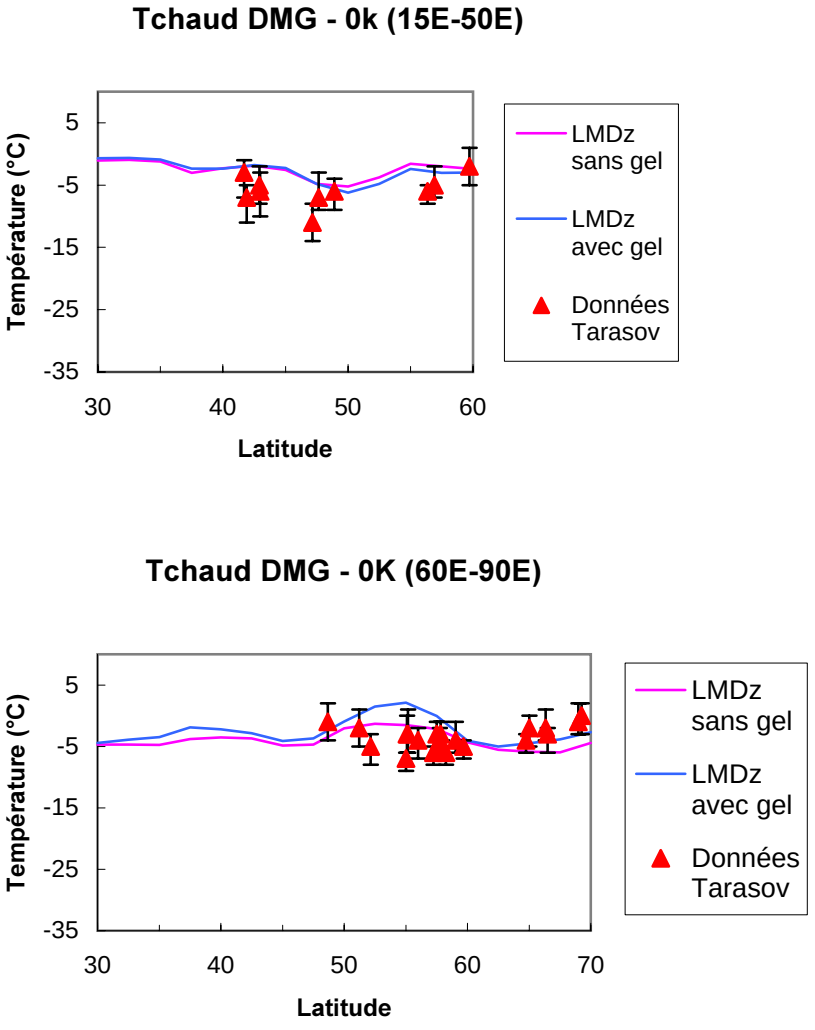


Fig. 2.39 : Comparaison de l'anomalie DMG - présent (0 k) de la température du mois le plus chaud (Tchaud) simulée par LMDz et issue des paléodonnées sur les secteurs d'Europe Centrale et de la Sibérie de l'Ouest.

simulations est le plus marqué en saisonnier et que les effets saisonniers se compensent sur l'année. Malgré la concordance entre la Tchaud simulée et celle des paléodonnées, le modèle simule en moyenne annuelle des températures plus chaudes en Europe de l'Ouest (entre 40°N et 50°N) et en Europe Centrale (entre 35°N et 40°N), dues aux biais importants sur l'anomalie de Tfroid. Ailleurs, les résultats du modèle sont tout à fait honorables par rapport aux barres d'erreur existantes dans les données. La différence de gradient méridional de température se retrouve aussi pour le secteur d'Europe Centrale vers 48°N. Enfin, en Sibérie Ouest, le modèle est légèrement plus froid que les données de *Tarasov et al.* (1999) de quelques degrés seulement, alors que certains modèles PMIP présentent des écarts de plus de 10°C.

L'hydrologie

Les deux variables climatiques disponibles pouvant servir à interpréter les changements relatifs à l'hydrologie au DMG sont la précipitation annuelle et l'indice d'humidité. Ce dernier est reconstruit avec plus de confiance car la végétation et donc les assemblages de pollen sont nettement mieux corrélés avec des paramètres bioclimatiques que des paramètres climatiques traditionnels tels que la Tann ou Pann. Le modèle simule des conditions plus sèches au DMG qu'actuellement (entre 0 et -500 mm/an en Europe Centrale et -600 mm/an en Sibérie de l'Ouest). Cependant, en Europe de l'Ouest, le climat simulé n'est pas aussi sec que celui représenté par les paléodonnées. L'accord avec les paléodonnées s'améliore nettement dans les deux autres régions, et notamment en Europe Centrale au delà de 40°N. Par contre, en Sibérie de l'Ouest, la baisse de précipitation annuelle observée dans les paléodonnées ne serait pas aussi importante que celle simulée, dans la bande de latitude 50°N - 60°N. Inclure les processus de gel entraîne des anomalies de précipitations plus prononcées dans cette bande de latitudes (-600 mm/an au lieu de -400 mm/an sans les effets du gel). La simulation de l'anomalie de l'indice d'humidité comparée aux paléodonnées pour le secteur de l'Europe de l'Ouest donne les mêmes conclusions que pour les précipitations : le modèle n'est pas aussi sec en valeur absolue que l'indiquent les données. Cependant, les anomalies sont les plus basses entre 40°N et 50°N, comme l'estiment les paléodonnées. En Europe Centrale, l'accord est bon, même en deçà de 40°N, où l'anomalie de précipitation n'est pas aussi basse que celle décrite dans les paléodonnées. Cette observation montre bien que les variations d'indice d'humidité diffèrent de celles des précipitations, n'ayant pas forcément la même origine. Les

précipitations peuvent en effet provenir de l'évaporation locale ou bien être advectées par la circulation atmosphérique. L'humidité du sol quant à elle est fonction de la quantité d'eau arrivant à la surface, soit sous forme de précipitation, soit sous forme d'eau temporairement stockée dans le réservoir de ruissellement retournant dans le sol ensuite. Rappelons que dans LMDz, l'eau du sol en excès est stockée temporairement dans un réservoir : à partir de celui-ci, soit l'eau est perdue et s'écoule vers l'océan en fonction d'une constante de temps tenant compte de la topographie locale, soit l'eau retourne en partie dans le sol redevenu non saturé. Le plus souvent, l'eau stockée dans le réservoir est en totalité perdue pour le sol. En Sibérie de l'Ouest, le modèle présente une anomalie d'indice d'humidité très basse, simulant ainsi des conditions nettement plus sèches par rapport aux paléodonnées. Finalement, très peu de modifications dues à la prise en compte des phénomènes de gel et dégel du sol sont visibles sur ces deux paramètres hydrologiques dans les régions étudiées.

Conclusion sur la comparaison LMdz/paléodonnées

Nous avons présenté ici des comparaisons des sorties du modèle LMDz avec des variables climatiques (température du mois le plus froid, le plus chaud, et en annuel, précipitation annuelle, indice d'humidité) reconstruites à partir des paléodonnées (pollen) recueillies par *Tarasov et al.* (1999) et *Peyron et al.* (1998) pour la partie Europe et proche Eurasie pour le climat du DMG. Malgré les importantes incertitudes existant dans les variables reconstruites, les difficultés du modèle à reproduire les conditions de climat du DMG résident principalement en Europe de l'Ouest, comme l'ensemble des modèles PMIP [*Kageyama et al.* (2001)]. Ailleurs, l'accord avec les paléodonnées est nettement meilleur, notamment en Europe Centrale où l'on reproduit très bien le changement méridional de température correspondant à la transition taïga/steppe froide. Les anomalies (DMG - présent) simulées avec le gel du sol sont quasiment identiques à celles obtenues sans le gel. Néanmoins, en Sibérie de l'Est, l'obtention d'une anomalie légèrement positive lorsque le gel est pris en compte, est proche des paléodonnées. Nous concluons que la prise en compte des processus de gel n'améliore pas vraiment les anomalies simulées par LMDz entre le climat glaciaire et le climat actuel. Dans un futur proche, de nouvelles reconstructions de variables climatiques, notamment de la température du mois le plus chaud, non établie avec un bon intervalle de confiance pour l'instant, seront utiles à ce type d'exercice de comparaisons modèle/données. Nous restons donc optimistes quant à l'efficacité d'LMDz pour reproduire un climat glaciaire cohérent

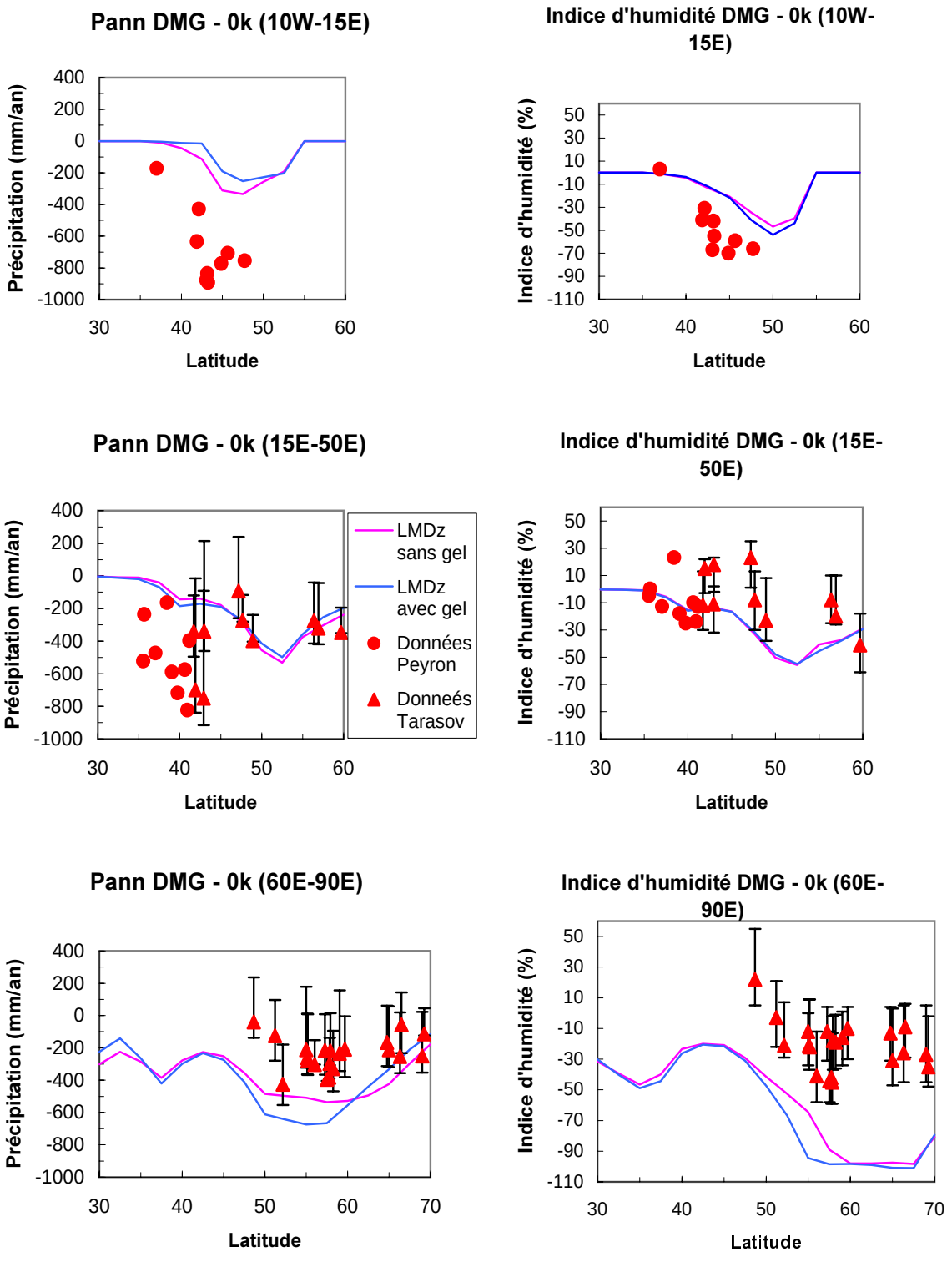


Fig. 2.40 : Comparaison de l'anomalie DMG - présent (0 k) de la précipitation moyenne annuelle (mm/an) (Pann) et de l'indice d'humidité simulés par LMDz et issus des paléodonnées, pour les trois secteurs Europe de l'Ouest, Europe Centrale et Sibérie Ouest.

avec les paléodonnées.

2.5 Conclusion

L'objectif de ce chapitre était d'évaluer les impacts de la prise en compte des processus de changement de phase de l'eau du sol dans les régions boréales sur le climat simulé par le MCGA LMDz. Dans l'hémisphère nord, la surface terrestre est caractérisée par une large présence de sols gelés l'hiver et par du pergélisol. Ce gel en profondeur, qui se forme sur plusieurs dizaines ou centaines d'années représente environ 1/4 des terres de l'hémisphère nord (soit environ 22 millions de km^2). L'existence de ces sols gelés contraint fortement le climat des hautes latitudes. Ainsi, le gel et dégel saisonniers induisent des variations de la température dans le sol, du contenu en eau et nutriments des sols. Via les échanges de chaleur latente entre les différentes couches de sol, le bilan thermique de la surface est modifié. Négliger ces effets peut donc avoir de lourdes conséquences sur le climat simulé à ces latitudes. La formation de gel du sol et la présence de gel en profondeur dans le sol jouent également un rôle important sur le façonnement des paysages boréaux. Des affaissements de terrain peuvent en particulier se produire, générant des dégâts sur les infrastructures des régions boréales (routes, chemins de fer, conduites de pétrole...). Il apparaît donc essentiel de connaître la réponse du sol arctique à un possible réchauffement climatique. Cette sensibilité est d'autant plus importante que le dégel des sols pourrait provoquer la libération de méthane stocké sous forme d'hydrates et la biodégradation accélérée de la matière organique du sol en dioxyde de carbone et méthane.

Dans l'optique de contribuer à comprendre les interactions entre les sols gelés et des conditions climatiques plus chaudes qu'actuellement, une représentation simple des effets du gel du sol dans le modèle de circulation générale LMDz a été introduite. La conduction de la chaleur dans le sol s'effectue à travers 11 niveaux (jusqu'à une profondeur de 15 m), dans lesquels des changements de phase de l'eau sont possibles. Les capacités et conductivités thermiques sont déterminées en fonction de la phase de l'eau dans le sol dans chaque niveau et à chaque pas de temps (30 minutes). Il en résulte une capacité thermique apparente à la surface intègrant les variations d'énergie de chaleur latente, dues à la formation ou à la fonte du gel du sol. L'hydrologie du sol est représentée par un modèle de seau ou "bucket" de 1.5 m de profondeur.

Les effets de la prise en compte des changements de phase de l'eau du sol sur le changement climatique futur ont tout d'abord été analysés dans l'article *Role of soil freezing in boreal future climate change* [*Poutou et al.* (en revision)]. Des simulations des conditions climatiques présent et futur de type $2\times CO_2$ ont été réalisées avec ou sans le traitement du gel du sol. Nous avons conclu les points suivants :

• Les impacts obtenus sur la simulation des températures de surface et sur l'hydrologie du sol sont forts régionalement.

• Dans les conditions de climat présent, la présence de gel du sol induit une importante réduction de l'humidité du sol, du fait d'une perte des eaux de ruissellement (issues de la fonte au printemps) dans les océans, conduisant par la suite à un fort réchauffement du sol.

• Dans les conditions de climat futur, les effets thermiques consécutifs à la prise en compte du gel du sol (i.e, variations de chaleur latente associées) dominent et renforcent le réchauffement hivernal attendu.

• La sensibilité du changement climatique futur simulé aux processus de gel est finalement non homogène sur l'ensemble des régions boréales : en moyenne annuelle, le réchauffement est amplifié en Amérique du Nord (+15%) et Sibérie Centrale (+36%) tandis qu'il est modéré en Sibérie de l'Est (-23%).

Ces résultats suggèrent que la représentation du climat des régions boréales est sensible à la paramétrisation des processus de gel du sol et que la réponse climatique diffère selon le type de climat simulé. D'une manière plus générale, l'amplitude d'un changement climatique simulé peut donc être fortement affectée (régionalement), comme nous l'avons montré dans le cadre d'un doublement de CO_2. L'examen de la réponse d'un changement climatique passé important, ayant affecté l'ensemble du globe, le Dernier Maximum Glaciaire (il y a 21000 ans) était donc approprié.

En effet, cette période passée, relativement bien documentée dans les paléodonnées (pollen) a fait l'objet de nombreuses reconstructions numériques dans les modèles de climat. La mise en évidence de biais systématiques dans les modèles, dans le cadre de l'intercomparaison modèles/données PMIP [*Joussaume et Taylor* (1995, 2000)] a souligné le rôle éventuel joué par d'autres composantes du système climatique mal ou non prises en compte dans les modèles. Parmi elles, figurent les processus de gel et dégel du sol. La seconde analyse de ce chapitre a donc été consacrée à l'impact de la prise en compte des processus de gel du sol sur le climat glaciaire simulé par LMDz.

Cette fois encore, les effets sur les températures de surface et l'humidité du sol sont inégaux selon les régions : en moyenne annuelle, les températures sont augmentées en Alaska et Europe de l'Est (+0.5 à +1°C) et diminuées en Europe Centrale (-0.5 à -1°C) par rapport à la simulation de contrôle du DMG. L'anomalie de températures simulées entre le DMG et le présent est modifiée en conséquence : les baisses de températures simulées sont atténuées avec l'effet gel. En outre, une comparaison précise entre certaines anomalies simulées et des reconstructions paléoclimatiques en Eurasie et Europe de l'Ouest (températures du mois le plus chaud et le plus froid, température moyenne annuelle, précipitation annuelle et indice d'humidité) a montré qu'inclure les processus de gel n'améliorait pas forcément la simulation du changement climatique DMG - présent. Toutefois, étant donné les incertitudes subsistant dans certaines variables reconstruites à partir des données (en particulier, la température du mois le plus chaud de l'année), ce type d'exercice est à renouveler et ne remet pas en cause l'efficacité d'LMDz à reproduire un climat glaciaire en accord avec les données paléoclimatiques reconstruites.

Au vu des impacts plus ou moins forts que peut générer l'inclusion des processus de gel dans un MCGA sur différents climats, et donc sur des changements climatiques simulés, il serait nécessaire de tester ces effets sur l'initiation de certaines époques glaciaires passées (exemples : entrée en glaciation d'il y a 115000 ans, explication du refroidissement au Younger Dryas).

Chapitre 3

Rôle des zones inondées terrestres sur le climat simulé

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en avant des sensibilités climatiques différentes à la prise en compte des phénomènes de gel et dégel saisonniers du sol dans le modèle MCGA LMDz, selon les régions boréales et le type de climat simulé (actuel, Dernier Maximum Glaciaire, et futur de type 2× CO_2). L'amplitude des changements climatiques simulés, en particulier celle du changement climatique futur s'en trouve affectée : des régions subissent une amplification du réchauffement futur attendu (Amérique du Nord et Sibérie Centrale) et d'autres, au contraire, une modération de ce réchauffement (Sibérie de l'Est). Le but de ce chapitre est de quantifier de la même manière l'impact de la prise en compte des surfaces inondées terrestres (lacs et zones humides) sur le climat, et en particulier sur le changement climatique futur.

Après avoir rappelé quelques généralités sur les lacs et les zones humides, en mettant en évidence leurs interactions avec l'atmosphère, nous décrirons leur paramétrisation introduite dans le modèle de surface d'LMDz. Nous présenterons les zones inondées terrestres simulées dans le modèle en termes de distribution spatiale actuelle et future, d'estimation de leur saisonnalité dans LMDz pour les conditions actuelles comparée à des observations satellites, et d'estimation de la durée d'englacement des lacs comparée à des mesures de terrain. Enfin, l'article *Sensitivity of simulated future boreal climate change to terrestrial open water*, E. Poutou, G. Krinner, C. Genthon et M. Sacchettini, soumis à Climatic Change analysera les résultats de l'impact de la prise en compte de ces zones inondées terrestres sur le changement climatique futur aux latitudes boréales.

3.1 Généralités sur les lacs

Les zones inondées terrestres constituent un paysage familier des régions arctiques et subarctiques (comme le montre la représentation de la figure 3.1) et peuvent recouvrir de larges fractions de la surface terrestre par endroit (exemples sur la figure 3.1 en Alaska, sud de la baie d'Hudson, nord-ouest Canada...). Nous présentons dans cette section quelques généralités sur les lacs puis nous ferons ressortir les spécificités des zones dites humides (ou *wetlands* en anglais).

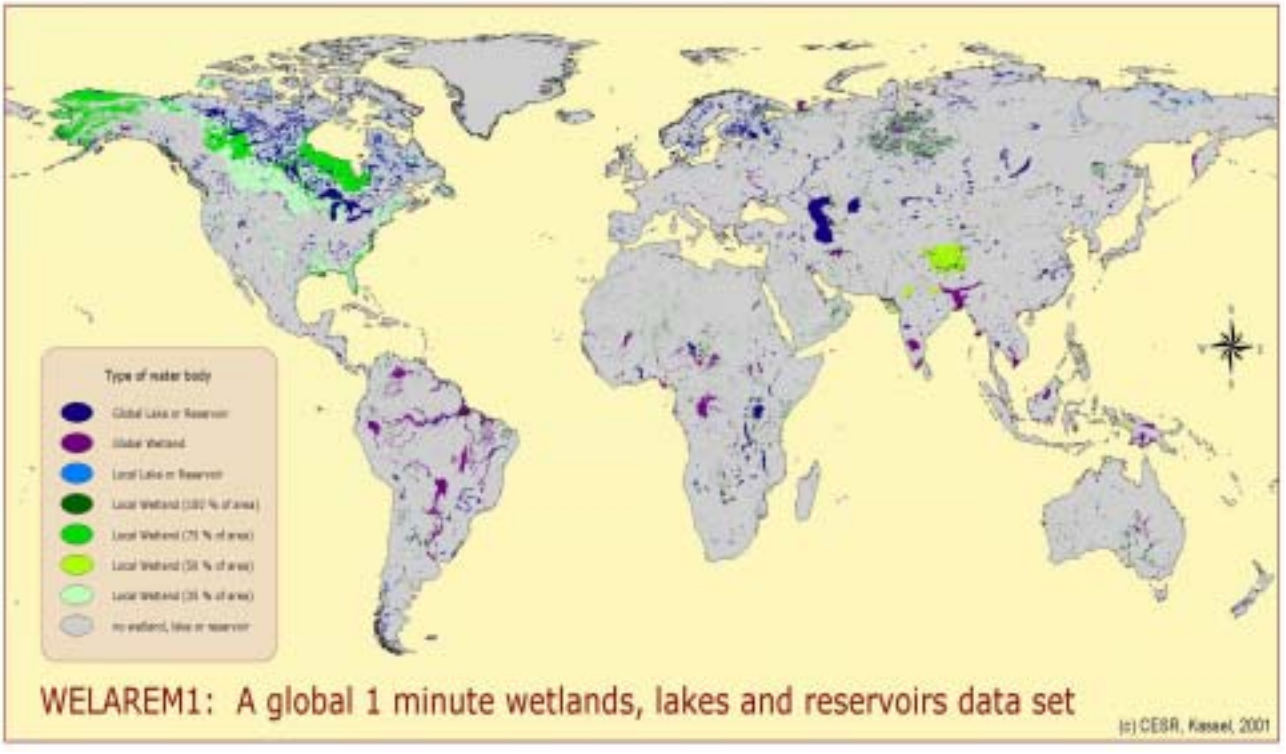


Fig. 3.1 : Carte globale à 1 minute des lacs, wetlands et réservoirs actuels, établie par *Lehner et Döll* (1998). Cette représentation distingue les zones inondées locales et globales, les locales étant seulement alimentées par le ruissellement interne à la cellule de 1°× 1°et non par le ruissellement provenant des autres cellules.

3.1.1 L'origine des lacs

L'existence d'un lac est liée à celle d'une contre-pente qui entrave ou bloque l'écoulement de l'eau. On peut regrouper les origines possibles de contre-pentes génératrices de lacs en 11 grandes catégories : tectonique, volcanisme, glissement de terrain, glaciation, dissolution,

action fluviale, action éolienne, action de la dynamique littorale, accumulation de matière organique (tourbe), actions d'organismes vivants (castors, sociétés humaines), impact de météorites. Pour simplifier, on distingue dans la suite trois groupes de lacs.

Les lacs dont l'origine relève de la géodynamique interne du globe (tectonique et volcanisme), se sont formés dans des creux ou dans des barrages et leur répartition géographique est complètement aléatoire par rapport aux zones climatiques. D'origine tectonique, on peut citer le lac d'Asie centrale soviétique, le Baïkal (31500 km^2) : avec ses 1741 m de profondeur, il est le plus profond du globe.

Les lacs d'origine glaciaire sont sans doute les plus nombreux et les plus divers. Ils sont le plus souvent localisés dans les montagnes et, aux moyennes et hautes latitudes. L'existence de lacs de surcreusement glaciaire est liée à la capacité des glaciers de travailler à contre-pente, et donc d'évider des dépressions fermées (ex : lacs associés aux glaciations de montagne). Certains occupent des dépressions d'érosion, qui ont été surcreusées par la glace. Il s'agit des Grands Lacs d'Amérique du Nord, des lacs Ladoga et Onéga en Russie. Leur localisation dans des sites favorables au creusement explique leurs grandes étendues. D'autres, de dimensions souvent plus modestes, se sont installés à la faveur d'inégalités de la topographie, dues à la présence de moraines (ex : les lacs de barrage dans le piémont italien des Alpes).

La troisième catégorie de lacs comprend ceux formés dans des cuvettes non glaciaires : les poljés et les cuvettes hydro-éoliennes. Les poljés sont des dépressions fermées à fond inondable, situées dans des régions de forte dissolution des roches (bassin Méditerranéen, Tropiques). Les cuvettes hydro-éoliennes existent dans des régions arides et correspondent à des nappes d'eau salées (temporaires), logées dans le fond de dépressions fermées et évidées par le vent (ex : en Afrique du Nord).

3.1.2 Interactions entre les lacs et l'atmosphère

On peut regrouper l'ensemble des interactions entre les lacs et l'atmosphère comme suit :

- principalement des échanges turbulents d'énergie (flux de chaleur latente lors des changements de phase de l'eau et flux de chaleur sensible),
- les différents rayonnements solaires pénétrant dans le lac et réfléchis, ainsi que le rayonnement infrarouge émis et reçu par le lac,
- des échanges d'eau,
- des échanges gazeux (O_2, CO_2, CH_4,...),

– des échanges de nutriments et polluants.

Parmi ces interactions, les échanges d'eau sont importants pour le niveau et l'étendue des lacs, lesquels varient sur des échelles de temps différentes en fonction du bilan d'eau. Celui-ci est affecté par plusieurs phénomènes comme les précipitations, l'évaporation, le ruissellement, les eaux souterraines, les embâcles de la glace hivernale et la croissance de la végétation aquatique qui influent sur le débit des émissaires (rivières par lesquelles les eaux s'écoulent), les perturbations météorologiques, les marées et les mouvements de la croûte terrestre. Les précipitations fournissent un apport d'eau immédiat pour les lacs. L'évaporation qui se produit à leur surface dépend du rayonnement solaire, de la différence de température entre l'air et l'eau de surface, du taux d'humidité dans l'atmosphère et de la vitesse du vent. Ainsi, au-dessus des Grands Lacs nord-canadiens, elle est la plus marquée en automne et au début de l'hiver, lorsque l'air est froid et sec au-dessus d'eaux relativement chaudes. Inversement, elle est la plus faible au printemps et au début de l'été, quand l'air au-dessus des lacs est chaud et humide, et que les eaux des lacs sont froides. Elle peut être remplacée dans ce cas par de la condensation. Les eaux souterraines constituent une composante mineure des fluctuations du niveau des lacs. L'action des marées est finalement largement compensée par celle des perturbations météorologiques. Les mouvements de la croûte terrestre quant à eux, peuvent modifier l'inclinaison du bassin ou relever le fond des rivières émissaires, et donc avoir un effet à long terme sur le niveau des lacs.

Enfin le mélange de la colonne d'eau d'un lac (expliqué dans le paragraphe qui suit) ainsi qu'une forte conductivité thermique lui confèrent une grande inertie thermique, ralentissant son réchauffement estival et son refroidissement hivernal par rapport à un sol nu ou comportant de la végétation.

3.1.3 Le régime thermique d'un lac

Le régime thermique d'un lac conditionne l'existence des organismes vivants et, dans les régions à hivers froids, les modalités d'englacement. Rappelons que la densité de l'eau douce varie en fonction de sa température. Comme le montre la figure 3.2, elle est maximale à +4°C. Le fait que des eaux à des températures différentes ne présentent pas la même densité aboutit à ce que le refroidissement ou le réchauffement des lacs en surface engendre des stratifications stables ou instables. Dans ce dernier cas, des mouvements verticaux de mélange se déclenchent. C'est donc le régime thermique des lacs qui commande la circulation (ou

l'absence de circulation) verticale de l'eau, par thermo-convection. Ce brassage des eaux par thermo-convection est beaucoup moins efficace et moins régulier, dans les régions chaudes, du fait de l'absence de refroidissement saisonnier des eaux de surface. *Hutchinson et Löffler* (1956) ont proposé une classification des lacs en fonction de l'existence ou non d'un mélange vertical des eaux. Les lacs dits amictiques ne subissent aucun mélange vertical et sont constamment recouverts par de la glace (en Antarctique par exemple). Inversement, les lacs dits holomictiques subissent un mélange vertical complet. Entre les deux, on distingue les lacs dits méromictiques, dont le mélange est restreint aux couches supérieures.

Parmi les lacs holomictiques, nous détaillons ci-dessous le régime thermique des lacs qui subissent deux mélanges (dimictiques), au printemps et à l'automne et que l'on retrouve généralement dans les moyennes et hautes latitudes. Dans ce type de lacs, la température des eaux profondes est constante, proche de +4°C parce que l'eau à cette température est la plus dense. L'été, les eaux de surface sont chaudes et légères : elles flottent sur les eaux profondes. En automne, elles se refroidissent progressivement, leur température descend en-dessous de celle des couches sous-jacentes et leur densité s'accroît : ces eaux de surface plongent, et contribuent au mélange progressif puis total de la colonne d'eau. Tant que le froid dure, le refroidissement du lac se poursuit. Ce brassage se poursuit jusqu'à l'homogénéisation thermique sur l'ensemble de la colonne d'eau à +4°C. Une fois réalisée l'homothermie, la température des eaux de surface s'abaisse de nouveau, entraînant une stratification stable (de température inférieure à +4°C, elles sont moins denses que les couches inférieures et restent en surface). Une couche de glace peut même se former en surface. Au printemps, la glace formée fond et les eaux de surface se réchauffent. Un second brassage entre les eaux de surface et de profondeur s'effectue lorsque les premières franchissent le seuil de +4°C. Au-delà, la température augmentant et la densité diminuant, se met en place la stratification stable de l'été. Dans les régions où les hivers sont plus modérés, la température de surface ne descend jamais au-dessous de +4°C. Par conséquent, le refroidissement puis la plongée des eaux de surface en automne et hiver, conduisent à une homogénéisation des températures de la colonne d'eau, lesquelles restent supérieures à +4°C. Il n'y a donc pas de gel possible en surface, ni de second épisode de brassage au printemps, lorsque les eaux de surface se réchauffent plus vite que les eaux profondes. Ces lacs, stratifiés en été, sont appelés monomictiques chauds d'après *Hutchinson et Löffler* (1956).

Les mélanges dans les lacs ont un double résultat. Celui de l'automne, par enfoncement

des eaux froides de surface, retarde ou empêche le gel de surface, les températures ne pouvant s'abaisser rapidement au-dessous de +4 °C. D'autre part, les brassages entraînent la plongée d'eaux de surface riches en oxygène : ce processus est essentiel pour l'oxygénation des eaux profondes. Cependant, lors d'un réchauffement climatique, un lac holomictique (mélange complet) peut temporairement devenir méromictique (mélange restreint aux couches supérieures) : la température des couches de surface, réagissant au réchauffement ne s'abaisse plus suffisamment même l'hiver pour atteindre la température des couches plus profondes et provoquer un mélange vertical du lac. Les couches profondes restent ainsi froides (i.e, à 4°C) pendant plusieurs années. L'absence de mélange du lac modifie l'équilibre chimique et biologique du lac, pouvant conduire à terme à la disparition des écosystèmes vivant en profondeur.

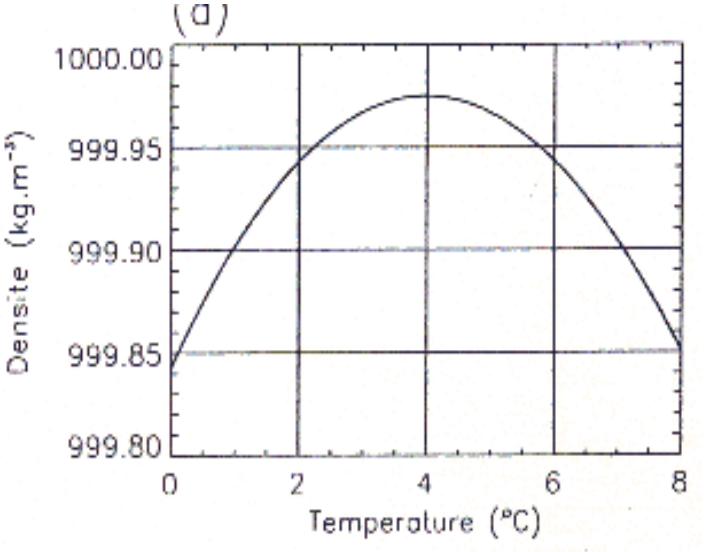


Fig. 3.2 : Densité à la pression normale Po = 1013 hPa en fonction de la température : la densité maximale est atteinte à 4°C. Compte tenu de la nouvelle définition du kg étalon, la masse volumique de l'eau à 4°C n'est pas exactement 1, mais 0.99995 kg/dm^3.

Remarque sur l'appellation densité : La densité d'un objet étant égale au rapport de sa masse volumique sur celle de l'eau à 4°C (autrefois définie à 1 kg/dm^3), la densité est un nombre sans dimension égal à la masse volumique de l'objet, d'où l'abus de langage.

3.1.4 La glace de lac

Les interactions entre la surface et l'atmosphère peuvent être influencées par la présence d'un couvert de glace (phénomène très courant dans les régions étudiées ici). Pendant plusieurs mois de l'année, la glace isole en partie le lac et inhibe les échanges de chaleur, d'eau, de gaz et de nutriments entre le lac et l'atmosphère. Le couvert de glace agit également sur les caractéristiques de l'eau sous-jacente puisque la quantité de rayonnement solaire pénétrant en profondeur est réduite de manière significative. L'ampleur de ce phénomène va dépendre du type de glace et de la présence ou non de neige dessus. La limitation des échanges gazeux se traduit généralement par une diminution des quantités d'oxygène dissous présentes dans le lac et au contraire, par une augmentation de la quantité de dioxyde de carbone, de méthane, de sulfure d'hydrogène et autres gaz de décomposition. Parfois, la capture d'oxygène durant le processus de formation de glace peut en partie compenser les pertes en oxygène. En effet, le réseau cristallin de la glace entraîne lors de sa formation le rejet de nombreuses impuretés et de molécules telles l'oxygène [*Lliboutry* (1964)]. L'effet de ce rejet d'oxygène sur la concentration totale d'oxygène du lac sera plus ou moins significatif selon la profondeur du lac et la vitesse de croissance de la glace (car lorsque la glace se forme rapidement, elle n'a pas le temps d'éjecter toutes les impuretés et gaz qui arrivent en même temps à sa surface). L'ensemble de ces processus énergétiques (changements de phase de l'eau) et chimiques provoqués par la formation de glace de lac se répercute sur la vie biotique et la productivité globale du lac. Cette formation de glace s'accompagne également d'une réduction du volume d'eau, de la turbidité et de la quantité d'eau en déplacement (entrant ou sortant) à travers le lac.

La surveillance de l'englacement et du déglacement des lacs fournit un indice saisonnier intégré, utile dans l'observation des changements climatiques. Des observations de terrain de l'englacement et du déglacement des lacs ont été effectuées sur un vaste réseau d'emplacements lacustres au Canada depuis les années 1800. Certaines de ces données ont été utilisées dans un document récent de *Magnuson et al.* (2000), pour étayer les manifestations persistantes de tendances vers un déglacement hâtif et un englacement tardif dans de nombreuses régions de l'hémisphère nord. Les réseaux de mesures terrestres (le réseau canadien en particulier) s'étant considérablement amenuisés au cours des dernières années, on recourt davantage aux données par satellite pour effectuer un suivi de la couverture des glaces des lacs. L'avantage de l'outil satellite est de donner une image complète de la couverture

des glaces des lacs, contrairement aux observations de terrain, limitées à l'échelle locale. Il permet, en outre, d'effectuer un suivi dans des vastes régions inhabitées (ex : le Nord du Canada), fournissant ainsi une information utile sur le climat des régions ne disposant pas d'emplacements d'observations terrestres. Enfin, la résolution croissante des modèles de prévisions climatiques et atmosphériques rend nécessaire un suivi régulier de la couverture des glaces des lacs à partir de données par satellite - la quantité d'eau libre ayant une influence importante sur les processus à l'échelle régionale [*Hostetler et al.* (1994) ; *Lofgren* (1997)]. La figure 3.3 présente une cartographie des températures de brillance SSM/I mesurées à 85 GHz (fréquence qui permet de distinguer les zones englacées des zones d'eau libre), au-dessus du Grand Lac des Esclaves (Canada, entre 61 et 62.5°N). Le secteur situé dans le coin inférieur droit du lac est caractérisé par de faibles températures de brillance, qui indiquent la présence d'eau libre (confirmée par ailleurs par une mission de reconnaissance aéroportée, source CRYSIS : *http ://www.crysys.uwaterloo.ca/francais/education/lakeice/lakeice_ edu_ f.cfm*). Ce résultat témoigne du potentiel des données satellites pour le suivi de l'englacement et de la fonte du couvert de glace sur les lacs, jusqu'au gel ou dégel complet de ces derniers.

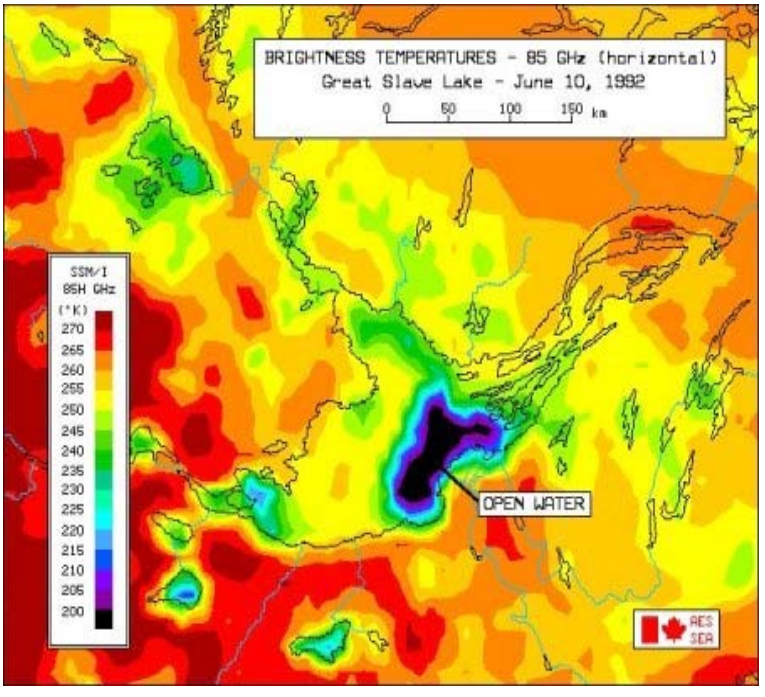


Fig. 3.3 : Cartographie des températures de brillance, mesurées à 85 GHz lors du passage du radiomètre SSM/I au-dessus du Grand Lac des Esclaves (61-62.5°N), le 10 juin 1992. (source CRYSIS : *http ://www.crysys.uwaterloo.ca/francais/education/lakeice/lakeice_ edu_ f.cfm*).

3.2 Le cas particulier des zones humides ou wetlands

3.2.1 Leurs formation et caractéristiques

Les wetlands sont des terres périodiquement inondées. Ils sont omniprésents dans toutes les zones climatiques, des bourbiers de la Toundra aux marais tropicaux, desquels émergent les célèbres mangroves[1] et sur tous les continents, excepté l'Antarctique. Ils ne recouvrent en général jamais de très vastes régions mais se répartissent très localement dans des dépressions topographiques. C'est pourquoi, la cartographie des wetlands a été retardée jusqu'aux années soixante et demeure encore à ce jour très difficile à établir. L'invasion par l'eau d'une surface terrestre peut provenir de plusieurs facteurs [*Michael* (1990)] :

- des inondations périodiques d'une rivière dans une vallée,
- des fortes marées près des côtes,
- du dépôt de sédiments dans les estuaires ou les deltas,
- de la hausse du niveau des nappes phréatiques au-dessus du sol,
- d'événements climatiques inhabituels.

Ces causes se combinent souvent, par exemple lors d'un violent orage bloquant l'écoulement normal d'une rivière et provoquant son débordement sur plusieurs km^2 de terres.

Si l'hydrologie est à la clé de la formation des wetlands, ces derniers se distinguent aussi des autres paysages par leur composition écologique particulière. Se situant à la jonction entre les écosystèmes terrestres secs et ceux toujours humides, ils en partagent les mêmes caractéristiques, tout en étant différents.
Tout d'abord, leurs sols sont conditionnés par l'eau stagnant en surface et sont le lieu de processus biochimiques anoxiques. Leur végétation s'est habituée à ces conditions humides, en particulier pour faire face à une déficience en oxygène (due à la présence d'eau) pendant la période de croissance. En se décomposant lentement, la végétation contribue à la formation des wetlands par sédimentation. Ainsi, les interactions entre la quantité d'eau, la sédimentation et la décomposition au sein des wetlands en font des écosystèmes riches et très complexes.

[1] dont l'espèce dominante est le palétuvier, grand arbre à racines aériennes

3.2.2 Leurs différentes fonctions

Longtemps, les wetlands furent considérés comme des terres perdues et inexploitables par l'Homme. Ils furent ensuite asséchés abusivement pour satisfaire le développement de l'activité humaine. Devenant un écosystème en danger, les wetlands furent l'objet d'études scientifiques et, en 1970, de nouvelles lois reconnaissaient leur importance pour le contrôle et la qualité de l'eau : elles imposaient en particulier des restrictions au drainage à outrance. La convention de Ramsar signée en 1971 recommande ainsi une utilisation rationnelle des zones humides, permettant de concilier les activités sociales et économiques (la chasse, la pêche, l'agriculture, la production de sel, la sylviculture, la navigation, les loisirs, certaines activités industrielles), avec le maintien des équilibres naturels de la zone écologique.

Fonctions hydrologiques : Les wetlands sont de véritables réservoirs de stockage des eaux provenant des précipitations ou des inondations. Ces eaux s'écoulent ensuite doucement soit en surface, soit en profondeur. Leur efficacité de stockage va dépendre de l'endroit où ils se trouvent.

Fonctions atmosphériques : Par leur distribution locale et temporaire à la surface de la terre, ils influencent le bilan d'évaporation d'eau vers l'atmosphère. Ils jouent également un rôle important dans les flux biogéochimiques : ils constituent des puits pour le carbone (57 à 83 mégatonnes/an sont absorbés [*Michael* (1990)]) et les principales sources naturelles de méthane.

Fonctions chimiques : Divers processus chimiques, comme la dénitrification par les bactéries anaérobies ou l'absorption de résidus toxiques (métaux lourds, pesticides) par certaines plantes, sont très efficaces pour filtrer les polluants contenus dans les eaux interceptées par les wetlands. Cette efficacité (20 à 100%) selon le type de polluant et de wetland peut être améliorée artificiellement en plantant certains types de végétation absorbante.

Fonctions biologiques : La productivité des wetlands figure parmi les plus élevées des écosystèmes, rivalisant avec les forêts tropicales. Les plantes produisent facilement de la biomasse dans ce milieu humide, dans lequel les substances nutritives que leurs racines puisent sont constamment renouvellées. Elles forment ainsi une nourriture de base régulière pour la faune aquatique qui les entourent.

Valeurs socio-économiques : Prenant petit à petit conscience des fonctions naturelles et bénéfiques des wetlands, les hommes se sont donc mis à les exploiter et à les transformer en bénéfices consommables :

- les sols des wetlands une fois drainés sont très fertiles,
- beaucoup de poissons et coquillages consommés (jusqu'à 65% dans certains pays tropicaux) proviennent des wetlands,
- la tourbe des anciens wetlands constitue une bonne source d'énergie.

3.2.3 Formation de méthane au sein d'un wetland

Une des interactions importantes entre les zones humides et l'atmosphère est l'émission de méthane (CH_4) par ces écosystèmes particuliers. Ces émissions sont contrôlées par deux processus microbiens : la production par les bactéries méthanogènes en l'absence complète d'oxygène et l'oxydation par les bactéries méthanotrophes qui requièrent de l'oxygène pour leur métabolisme. Il est généralement admis que l'activité bactérienne s'intensifie avec la température du milieu, dans la gamme de 4 à 30° C et qu'ainsi la production de méthane suit la courbe de température [*Boone* (2000)]. L'humidité du sol influence la quantité d'oxygène disponible pour les bactéries méthanotrophes consommatrices de méthane et présentes dans les wetlands. La hauteur d'eau joue enfin sur la diffusion du méthane. Plus elle est importante, plus le méthane produit pourra être oxydé avant de pénétrer dans l'atmosphère. Cependant, si la formation du CH_4 est plus rapide que le processus de diffusion, le gaz s'accumule jusqu'à ce que sa pression partielle soit supérieure à la pression ambiante. Des bulles se forment et le méthane, très peu soluble dans l'eau, passe alors dans l'atmosphère. Par ailleurs, ce sont dans les couches superficielles de certains wetlands, très riches en matière organique, que l'on a le maximum d'émission de CH_4, notamment pendant l'été. Un autre moyen pour le CH_4 d'échapper à l'oxydation est la diffusion directe du gaz par les plantes en direction de l'air libre. Ainsi la limite couramment admise pour définir les wetlands est de considérer des hauteurs d'eau d'environ 1 m. Au-delà, on prétend qu'il s'agit d'un lac dans lequel l'épaisseur d'eau bien ventilée (favorisant l'oxydation du méthane) devient prépondérante sur la zone anoxique, la décomposition de la matière organique engendrant du CO_2, via l'oxydation de CH_4.

Malgré les incertitudes sur les sources naturelles de méthane atmosphérique, qui proviennent d'un difficile rendu global de mesures très ponctuelles de flux, il est reconnu que les zones humides sont les principales sources naturelles émettrices de méthane. D'après différentes études [*Aselmann et Crutzen* (1989) ; *Bartlett et Harriss* (1993) ; *Chappellaz et al.* (1993) ; *Cao et al.* (1996) ; *Hein et al.* (1997) ; *Lelieveld et al.* (1998) ; *Walter* (1998) ; *Hou-*

weling et al. (2000)], elles constituent entre 25 et 40% (de 90 à 260 Tg/an) des émissions globales de méthane (estimées entre 500 et 600 Tg/an). Du fait de l'importance du méthane dans l'équilibre radiatif et chimique de la Terre, il apparaît toujours nécessaire d'essayer de réduire cette incertitude sur la quantification des sources majoritaires, les wetlands. Ainsi, le développement de modèles simulant ces zones humides et les émissions de méthane correspondantes est nécessaire pour bien comprendre les rétroactions possibles entre le climat et les étendues de wetlands, ainsi que les flux associés. Enfin, étant donné les fluctuations passées du méthane atmosphérique [*Chappellaz et al.* (1993)], des éléments de réponse sur les variations des sources naturelles, telles que les wetlands, face aux changements climatiques sont cruciaux pour l'étude du changement climatique global.

3.3 Paramétrisation des zones inondées

Le lecteur trouvera une description succincte de la paramétrisation des zones inondées introduite dans le modèle LMDz ainsi qu'une validation du modèle thermique des lacs dans *Krinner* (sous presse). Nous explicitons dans cette section l'ensemble des mécanismes pris en compte dans la paramétrisation.

3.3.1 Principes de la paramétrisation

Lorsqu'une zone inondée est identifiée dans le schéma de surface d'LMDz (les étendues de lac ayant été prescrites, celles des wetlands étant aussi prescrites ou calculées en fonction du bilan d'eau local), son bilan d'énergie en surface sera fonction des forçages atmosphériques (rayonnement solaire, vent...) et des courants verticaux internes (mélange de la colonne d'eau). La présence de neige et/ou glace va modifier l'état de la zone inondée, en inhibant certains processus d'échanges avec l'atmosphère et donc de mélange au sein du lac ou du wetland. Les différentes températures en surface et dans le lac sont calculées de la même manière que celles du sol, en utilisant un schéma vertical implicite descendant (voir équation 2.4). Elles s'écrivent pour un niveau n donné, au pas de temps t :

$$T_n^t = \alpha_n^{t-1} T_{n-1}^t + \beta_n^{t-1} + \gamma_n^{t-1} \Phi_n^t \tag{3.1}$$

La différence avec le module de sol décrit au paragraphe 2.2.1 réside dans le terme supplémentaire $\gamma_n^{t-1}\Phi_n^t$, où Φ_n^t est le flux solaire incident reçu au niveau n à l'instant t, et γ_n,

un coefficient prenant en compte l'atténuation de ce rayonnement en fonction de la couche traversée (glace, neige, eau ou sol) et de son épaisseur. Ce calcul implicite est en fait nécessaire pour le chauffage par le flux solaire pénétrant, afin d'éviter, lorsque la couche d'eau à l'instant t est mince, de réchauffer anormalement le fond du wetland.

3.3.2 Températures dans les lacs

Pour permettre le couplage au modèle de surface d'LMDz, le schéma numérique implicite de la conduction thermique dans le lac est très proche de celui déjà utilisé dans le schéma de sol inclus dans LMDz (section 2.2), la seule différence notable étant l'ajout d'un terme décrivant l'absorption graduelle du rayonnement solaire. Les formulations spécifiques, relatives aux mécanismes intervenant dans les lacs (convection, conductivité moléculaire, etc...) ont été établies à partir d'un modèle unidimensionnel de stratification thermique, basé sur les modèles de lac de *Henderson-Sellers* (1986), *Hostetler* (1991), et *Bonan* (1995b). Le modèle de lac prend ainsi en compte l'atténuation du rayonnement solaire au sein d'un lac (englacé ou non, et éventuellement recouvert de neige), la conduction de chaleur verticale due à la turbulence, la profondeur, la stabilité thermique, la convection due aux gradients de densités verticaux, les changements de phase de l'eau (englacement et déglacement du lac), l'accumulation de neige et la fonte, et enfin les termes participant au bilan d'eau du lac. Lorsque des précipitations liquides tombent sur l'eau du lac, elles sont ajoutées à la colonne d'eau et une nouvelle température dans les couches supérieures du lac va être établie. Le modèle comporte 4 fois 8 niveaux : de neige, de glace, d'eau et de sol (dessous le lac). Le diagnostic des changements de phase de l'eau permet de discrétiser à chaque pas de temps les niveaux pour un type (neige, glace, eau) et d'en déduire l'épaisseur pour chacun. La discrétisation est plus fine aux extrémités supérieures et inférieures des types neige et glace, tandis qu'elle est seulement plus fine à la limite supérieure des types lac et sol. De toute façon, le sol existant sous un lac va être quasiment inerte thermiquement, excepté dans le cas d'une faible hauteur d'eau (dans les lacs de quelques mètres et les wetlands). Rappelons qu'une condition de flux nul est imposée à la base du sol, ce qui permet à la température du sol de s'équilibrer en fonction du forçage moyen et de conserver l'énergie.

A partir de la température de surface du lac ($T_{s,lac}$) et du profil thermique initial du lac, on initialise les différents coefficients α_n^{t-1}, β_n^{t-1} et γ_n^{t-1} (la méthodologie suivie étant celle d'*Hourdin* (1992)), la densité de chaque couche et on diagnostique les changements de phase

possibles. Etant donné les propriétés d'absorption (données) de chacun des niveaux (selon le milieu liquide, glace, neige ou sol solide) et en utilisant une décroissance exponentielle avec la profondeur (loi de Beer-Lambert), les facteurs d'atténuation dans chaque couche sont évalués, ainsi que le flux solaire pénétrant, Φ_n^t. Les températures T_n^t peuvent alors être calculées dans le sens descendant, jusqu'au dernier niveau du modèle selon l'équation 3.1. Si dans les couches relatives au type neige ou glace, ni la neige, ni la glace n'est réellement présente, on aura $T_n^t = T_{n-1}^t$, ce qui revient à considérer $T_{s,lac}$ dans la réelle première couche d'eau du lac. Une fois ce profil de températures du lac établi, interviennent alors des processus intrinsèques au fonctionnement du lac (ex : la convection), avec un éventuel réajustement des températures T_n^t au sein de chaque couche.

- **Calcul du bilan d'eau du lac**

Les lacs se remplissent via les précipitations et le ruissellement de la surface continentale, provenant des autres types de surface présents dans la même grille du modèle. Ils perdent de l'eau par évaporation ou sublimation à leur surface et éventuellement par ruissellement lorsqu'ils ont atteint la hauteur maximale d'eau. Seule une fraction r_c du ruissellement en surface provenant des autres types de surface inclus dans la maille est captée par le lac. Cette fraction r_c est supposée être égale à la fraction de grille qu'occupe le lac. Cela revient à considérer que plus le lac occupe une surface importante, plus il est à même de capter du ruissellement continental. Au final, l'eau qui déborde du lac est perdue vers l'océan, avec une constante de temps $\tau_{out} = 5$ jours. Des tests ont montré que la valeur de τ_{out} avait finalement peu d'influence sur les résultats, tant qu'elle est suffisamment faible pour éviter que la hauteur du lac ne dépasse de manière significative sa hauteur critique maximale. Cette formulation du ruissellement est très critiquable car il n'est absolument pas tenu compte du routage de l'eau entre différents points de grille (comme c'est le cas dans des modèles purement hydrologiques, tels le modèle HYDRA de *Coe* (1997)). Mais, initialement, ce modèle de lac n'a pas été développé dans l'optique de la prévision du bilan d'eau.

- **Prise en compte des changements de phase dans le lac**

D'une manière similaire au schéma de gel du sol, la capacité thermique c_n (apparente) dans la couche n du lac tient compte des éventuels changements de phase dans l'intervalle [-ΔT, +ΔT] [*Lunardini* (1988) ;*Bonan* (1996)], de telle sorte que :

$$c_n = c_{w,i,s} + \frac{L}{2\Delta T} \text{ quand } -\Delta T \leq T_n \leq +\Delta T \tag{3.2}$$

avec $\Delta T = 0.5$ K et L, chaleur latente de fusion. Selon l'état de la couche n, $c_{w,i,s}$ désigne la capacité thermique de l'eau (c_w), de la glace (c_i) ou de la neige (c_s). Le calcul de c_n permet ensuite l'établissement de la température T_n au sein de chaque couche (via les coefficients α_n, β_n et γ_n et l'équation 3.1). Ensuite, à partir du diagnostic de T_n, on évalue la phase de la couche d'eau. De cette façon, lorsqu'une partie de l'eau du lac gèle, ou bien lorsque la neige ou la glace en surface fondent, le bilan d'énergie est respecté par l'équation 3.2. Le bilan de matière s'effectue de la manière suivante : la quantité d'eau transformée en glace est ajoutée à la glace présente et inversement, l'eau de fonte retourne dans le lac. La discrétisation verticale est recalculée en fonction des quantités de matières échangées. Les températures dans les niveaux ayant subi des changements de phase sont aussi réajustées. De plus, dès que l'accumulation de neige sur la glace entraîne une plongée de la couverture de glace dans l'eau, cette quantité de neige est automatiquement transformée en glace (phénomène de *grey ice*).

- **La convection dans le lac**

Elle s'effectue en fonction des densités à chaque profondeur, dès que $d_n > d_{n+1}$. Au temps t, on évalue la densité et la température moyenne entre ces deux couches. Les variations d'énergies potentielle et cinétique engendrées (non calculées explicitement) sont de toute façon dissipées sous forme de chaleur dans le lac. Cette température moyenne est affectée aux deux couches, n et n+1 pour réaliser le mélange. Si au pas de temps suivant, il existe toujours un déséquilibre des densités entre deux couches voisines, on rétablit la stabilité thermique de la même manière. La comparaison de la densité d_n avec l'ensemble des densités d_{n+1}, d_{n+2}... à chaque pas de temps (de 30 minutes) n'est pas nécessaire car des tests ont montré que la stabilité de l'ensemble de la colonne d'eau s'effectuait rapidement. Les densités d_n sont donc recalculées pour concorder avec le nouveau profil stable au temps t, issu de la thermo-convection.

- **Calcul de la conductivité thermique**

D'après *Henderson-Sellers* (1986), elle doit tenir compte des mouvements de turbulence dans le lac :

$$\lambda_n = \lambda_w + \lambda_{eddy} \tag{3.3}$$

où λ_{eddy} représente la conductivité de chaleur due à la turbulence et λ_w, celle de l'eau (conductivité moléculaire).

$\lambda_{eddy} = 0$ si le lac est recouvert de glace (on inhibe les mouvements de turbulence puisque

celle-ci est générée par le vent). Sinon, λ_{eddy} s'écrit :

$$\lambda_{eddy} = \frac{\rho_w \, d \, k \, v_s \, z_{tot}}{1 + 37 R_i^2} \, e^{(-k^* z_{tot})} \tag{3.4}$$

avec ρ_w masse volumique de l'eau, k la constante de von Karman (k=0.4), v_s la vitesse de friction, z_{tot} la profondeur, R_i le nombre de Richardson. La vitesse de friction v_s s'établit simplement en fonction de la vitesse du vent en surface (u) et du coefficient de trainée (c_{drag}) par $v_s = u \times c_{drag}$. Le paramètre k^*, représentant le profil d'Ekman [*Hostetler et Bartlein* (1990)], dépend de la latitude Φ et de la vitesse du vent (u) selon $k^* = 6.6\sqrt{|\sin\Phi|}u^{-1.84}$. Le nombre de Richardson est :

$$R_i = 0.05 \left[-1 + \sqrt{1 \; + \frac{40 N^2 k^2 z_{tot}^2}{v_s^2 \, e^{(-2k^* z_{tot})}}} \right] \tag{3.5}$$

N^2 étant la fréquence de Brundt-Vaissala telle que :

$$N^2 = \frac{g}{\rho_w} \frac{\partial d}{\partial z} \tag{3.6}$$

et qui tient compte du gradient de densité en profondeur ($\frac{\partial d}{\partial z}$).

Une fois tous ces processus effectués au sein du lac, on calcule les nouvelles fractions de rayonnement solaire pénétrant dans chaque couche, en fonction de l'épaisseur de la couche et des facteurs de visibilité pour les types neige, glace, sol et eau. Enfin, on établit les nouveaux coefficients α_n^t, β_n^t et γ_n^t qui serviront pour le calcul du profil de température au pas de temps t+1 (en utilisant la relation 3.1). Ils sont fonction de l'épaisseur de chaque couche, de T_n^t, de la conductivité et capacité thermique, de la densité, de la fraction de flux solaire transmis, et des mêmes coefficients au niveau inférieur (n+1) (puisque le calcul s'effectue en remontant vers la surface du lac). La nouvelle capacité thermique apparente de la surface (tenant donc compte des différents processus du lac) ainsi que le flux de conduction de la chaleur provenant du lac sont alors évalués à l'aide de ces coefficients. Ces deux grandeurs, capacité thermique apparente et flux provenant du sol sont ensuite données au module qui fait l'interface avec l'atmosphère : celui qui traite de la couche limite. Tout est donc prêt pour le calcul au pas de temps t+1.

3.3.3 Calcul de l'étendue des wetlands

Les étendues des wetlands sont soit prescrites dans le modèle selon la base de données GGHYDRO de *Cogley* (1998) (ce sont alors des étendues potentielles d'eau), soit calculées

explicitement en fonction de leur bilan d'eau. Les processus au sein des wetlands sont traités de la manière que dans les lacs (seule la hauteur d'eau est donc plus faible). La seule différence réside dans l'établissement de la surface du wetland par LMDz : celle-ci va être fonction du bilan d'eau du wetland. En effet, les wetlands, comme les lacs, se remplissent via les précipitations et le ruissellement provenant des autres types de surface présents dans la même maille du modèle. La constante de temps du ruissellement à partir des wetlands (τ_w) lorsqu'ils sont remplis à leur maximum dépend d'un indice de drainage du sol (i_d) d'après *Bouwman et al.* (1993). Le drainage est une propriété du sol, intégrant la capacité du sol à transporter l'eau en excès du sol. Il indique dans le même temps l'aération du sol. Les indices utilisés dans cette paramétrisation des wetlands sont basés sur plusieurs caractéristiques du sol et notamment les propriétés de perméabilité. La constante de ruissellement (τ_w en jours) donnée par l'équation 3.7 est ainsi fonction à la fois de cet indice de drainage (i_d) et d'un indice relatif à la topographie locale (i_a) :

$$\tau_w = i_d^3 \times i_a^{0.5} \tag{3.7}$$

Ensuite, la formulation du ruissellement permet de drainer rapidement les sols perméables ($i_d = 1$) particulièrement fréquents aux Tropiques et de drainer lentement les sols ayant un $i_d = 5$, comme c'est souvent le cas dans les latitudes boréales. La distribution globale des indices de drainage, issus de la base de données de *Zobler* (1986), est présentée figure 3.4. La fraction de wetland dans la grille s'obtient avec :

$$f = f_m \times MAX\left[0.01, 1 - e^{(\frac{-q}{q_c})}\right] \tag{3.8}$$

où q est la quantité totale d'eau dans le wetland, q_c, une quantité d'eau critique telle que $q_c = f_m h_c$ avec $h_c = 0.05$ m. La fraction maximale d'eau du wetland, f_m résulte de la comparaison entre une variable liée à la topographie sous-maille (c'est à dire à la pente moyenne en un point) et la fraction de wetlands actuelle [*Cogley* (1998)]. On retient que plus le relief est plat, plus f_m est voisin de 1. Ainsi, dans les déserts, la fraction maximale d'eau possible peut être élevée. La quantité d'eau, q, est définie par :

$$q = f \times z_{tot} \tag{3.9}$$

z_{tot} étant la hauteur d'eau du wetland, et f, la fraction de wetland. La profondeur (z_{tot}) est donc ajustée en fonction de l'étendue du wetland pour conserver la quantité d'eau totale du

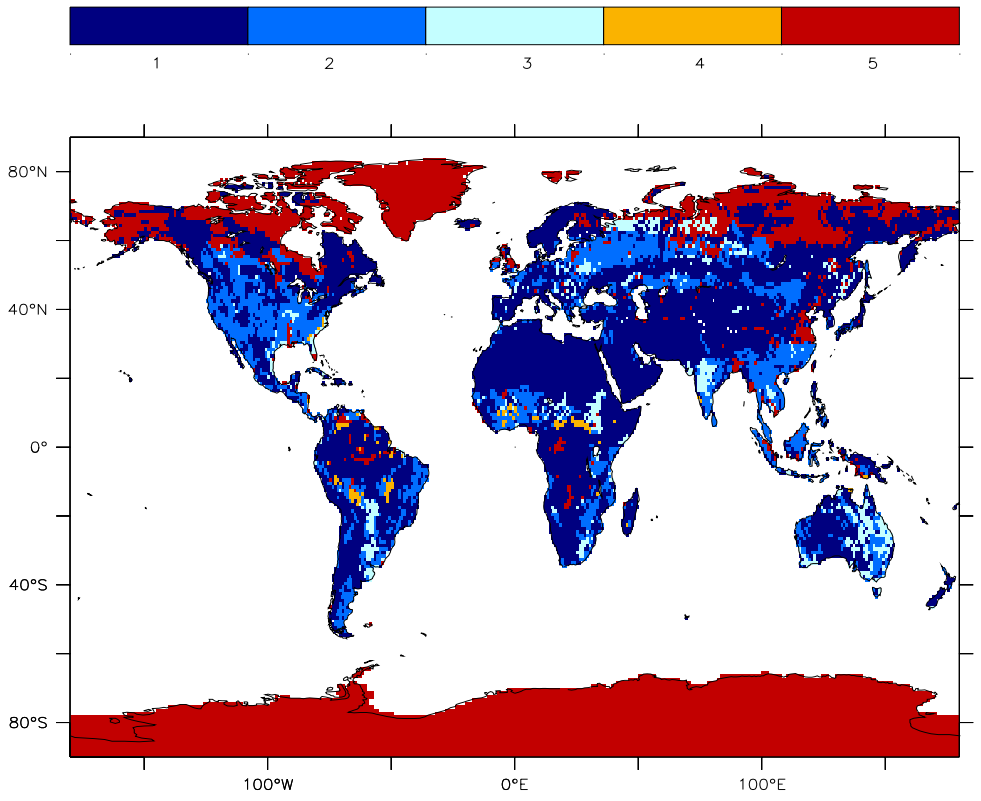


Fig. 3.4 : Distribution globale à 1°de l'indice de drainage actuel [*Bouwman et al.* (1993)], d'après la classification des sols de *Zobler* (1986), issue des données mondiales de la *(FAO)/Unesco* (1974 1981).

wetland à chaque pas de temps. En outre, la fraction du ruissellement provenant des autres types de surface dans la maille et capturée par le wetland est ici, $r_c = f_m$. Ceci provient du fait que le bassin hydrologique du wetland est plus proche de la fraction f_m que de f qui varie dans le temps et qui peut être parfois très faible. La représentation des wetlands dans LMDz est par conséquent relativement simple. Néanmoins, tant qu'on ne tient pas compte du routage de l'eau entre plusieurs points de grille et tant que le modèle de sol reste simple, il est inutile de vouloir sophistiquer la paramétrisation des wetlands. Par contre, des améliorations seront nécessaires dans un modèle de surface plus complexe, tel le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE.

3.4 Quelques diagnostics sur les lacs et wetlands simulés

Cette partie introduit les simulations d'LMDz, réalisées avec la formulation des lacs et des wetlands décrite précédemment et utilisées pour examiner l'impact de la prise en compte des zones inondées terrestres sur le changement climatique aux latitudes boréales (présenté dans l'article *Poutou et al.* (soumis)). Le changement climatique simulé ici a été forçé avec des anomalies de conditions de surface de la mer provenant du modèle couplé océan/atmosphère HadCM3 [*Mitchell et al.* (1998) ; J.M. Gregory (*communication personnelle*)] et la concentration de CO_2 a été fixée à 568 ppm. Dans ces simulations, les étendues de lac sont toujours prescrites en pourcentage de la grille d'après la base de données GGHYDRO de *Cogley* (1998). Les étendues de wetlands, quant à elles, peuvent soit être prescrites d'après la même base de données GGHYDRO, soit être calculées explicitement dans le modèle en fonction du bilan d'eau à l'aide de l'équation 3.8. Dans ce dernier cas, seule la fraction maximale f_m est fixée (voir section 3.3.3) et limite l'occupation du wetland dans la grille.

Afin que le lecteur se familiarise avec le fonctionnement du modèle de lac et ses limitations, nous avons sélectionné quelques diagnostics. Prescrire les étendues de wetlands (i.e., les étendues potentielles d'eau) ne signifie pas qu'elles sont toujours inondées dans le modèle, et notamment lorsque les conditions climatiques changent. Nous présentons dans un premier temps, la répartition globale et la profondeur des lacs et wetlands inondés, simulées dans le modèle, dans les conditions de climat présent et de type $2\times CO_2$, lorsque les étendues de lacs et wetlands sont fixées au modèle. Nous noterons ainsi les différences obtenues avec les mêmes simulations mais lorsque les surfaces de wetlands sont calculées explicitement. Ensuite, la détermination des zones inondées actuelles par des mesures satellites nous a fourni une source de comparaison intéressante avec les surfaces inondées présentes dans LMDz. Cette seconde analyse permet d'évaluer la capacité d'LMDz à reproduire, là où ils existent aujourd'hui, les wetlands réellement inondés. Enfin, *Krinner* (sous presse) a déjà réalisé des comparaisons entre les durées d'englacement des lacs provenant de la base de données de Lake Ice Analysis Group (LIAG) [*Benson et Magnuson* (2000)] et celles simulées par LMDz (en mode "off-line" et dans le MCGA) : dans les simulations réalisées, les profondeurs maximales des lacs avaient été fixées à 50 m, ce qui explique les écarts observés sur les périodes d'englacement. Nous proposons ici une nouvelle comparaison de l'englacement des lacs prescrits au MGCA, caractérisés par des profondeurs maximales (fixées) plus réalistes.

3.4.1 Répartition globale et profondeur

Le tableau 3.1 donne la répartition globale des lacs et des wetlands, telle qu'elle est simulée dans les conditions climatiques du présent et du futur de type $2\times CO_2$, lorsque les extensions de ces surfaces sont prescrites au modèle, d'après la base de données GGHYDRO de *Cogley* (1998). Les valeurs indiquées dans les 4 colonnes du tableau correspondent donc aux zones réellement inondées dans le modèle, c'est à dire comportant une hauteur d'eau non nulle. Plus de 34% des lacs de l'hémisphère nord se situent au-delà de 45°N, avec une forte concentration en Amérique du Nord. La seconde région comportant de nombreux lacs est la Sibérie Centrale (incluant le bassin de l'Ob). Il existe très peu de variations d'étendues des lacs entre les climats présent et futur : l'ensemble des étendues de lacs (prescrites de la même manière pour ces deux expériences) sont en fait déjà remplies à leur maximum dans les conditions climatiques actuelles. Les étendues actuelles de wetlands se répartissent entre l'Amérique du Nord (0.79×10^6 km^2), la Sibérie Centrale (1.07×10^6 km^2) et la Sibérie Orientale (0.36×10^6 km^2). On observe systématiquement des étendues de wetlands (inondés) supérieures à celles des lacs dans une région donnée. Des légères variations sur l'étendue moyenne annuelle des wetlands entre les climats présent et futur apparaissent. La formation de ces derniers est effectivement plus sensible aux variations du bilan hydrologique local que les lacs, et en particulier, au recyclage local d'eau, plus ou moins fort selon les saisons. Dans des conditions climatiques plus chaudes, l'étendue globale en moyenne annuelle des wetlands diminue légèrement, cette baisse se localisant essentiellement dans les latitudes tropicales (Amérique du Sud et Afrique) tandis que plus de surfaces de wetlands sont comptées en Eurasie. Cependant, les étendues de wetlands restent, dans des conditions climatiques futures, supérieures à celles des lacs dans les régions présentées.

Par ailleurs, nous avons réalisé deux simulations supplémentaires des climats présent et futur, incluant les lacs et les wetlands, qui laissent libre au modèle le calcul des étendues de wetlands (celles des lacs étant toujours fixées). Le tableau 3.2 donne les étendues de wetlands obtenues dans les diverses régions du globe. Pour la simulation du climat présent, la comparaison des valeurs du tableau 3.1 (surfaces déduites des fractions de wetlands potentielles prescrites au modèle) avec celles du tableau 3.2 indique que les étendues de wetlands, lorsqu'elles sont explicitement calculées en fonction de la quantité d'eau du wetland (équation 3.8), sont généralement supérieures à celles prescrites (excepté en Sibérie Orientale,

	Surfaces de lacs ($\times 10^6$ km^2)		Surfaces de wetlands ($\times 10^6$ km^2)	
	Présent	$2\times CO_2$	Présent	$2\times CO_2$
Global	1.69	1.67	3.29	3.16
HN	1.48	1.48	2.95	2.92
≥45°N	1.15 77.7%	1.15	2.34 79.3%	2.36 80.8%
Amérique Nord 165°O-55°O	0.51 34.4%	0.51	0.79 26.7%	0.76 26.0%
Sibérie Centrale 30°E-120°E	0.23 15.5%	0.23	1.07 36.2%	1.1 37.6%
Sibérie Orientale 120°E-180°E	0.05 3.4%	0.05	0.36 12.2%	0.41 14%
Amérique Sud 90°O-30°O 60°S-10°N	0.06	0.04	0.16	0.09
Afrique 15°O-50°E 40°S-30°N	0.2	0.19	0.15	0.09

Tab. 3.1 : Moyenne annuelle des surfaces inondées simulées lorsque les étendues de lacs et de wetlands sont prescrites dans le modèle. Les chiffres correspondent uniquement aux surfaces comportant une hauteur d'eau non nulle, en $\times 10^6$ km^2, dans les conditions de climat présent et futur de type $2\times CO_2$. Les pourcentages sont établis en fonction de la surface totale de lacs (ou wetlands) présente dans l'hémisphère nord (HN).

Amérique du Sud et Afrique). Alors que globalement les hautes latitudes nord (> 45°N) présentent peu d'écart sur le nombre de surfaces estimées dans les tableaux 3.1 et 3.2, les étendues de wetlands calculées dans LMDz sont particulièrement faibles dans les régions de l'hémisphère sud par rapport aux surfaces prescrites. Elles sont aussi anormalement faibles par rapport aux observations existantes de *Matthews et Fung* (1987) et de *Cogley* (1991) : en Amérique du Sud, ces données sont respectivement de 0.73×10^6 km^2 et 0.58×10^6 km^2 contre 0.11×10^6 km^2 dans le tableau 3.2 ; en Afrique, *Matthews et Fung* (1987) et *Cogley* (1991) estiment respectivement 0.72×10^6 km^2 et 0.37×10^6 km^2 contre 0.04×10^6 km^2 dans le tableau 3.2. En Amérique du Sud, ces sous-estimations peuvent être en partie attribuées à un manque de précipitation dans LMDz. De plus, nous pouvons invoquer la simplicité de la formulation des wetlands, introduite dans LMDz, qui est certainement mal adaptée à la représentation des wetlands tropicaux. Toutefois, l'objet ici n'est absolument pas de s'attacher aux valeurs brutes des étendues, même si elles conditionneront les émissions de méthane estimées dans le chapitre 4 mais plutôt de connaître la réponse d'LMDz, en terme de remplissage des wetlands.

	Présent	$2\times CO_2$
Global	3.11	2.76
HN	3.01	2.68
≥45°N	2.64	2.40
Amérique Nord	1.0	0.99
Sibérie Centrale	1.2	1.01
Sibérie Orientale	0.33	0.28
Amérique Sud	0.11	0.054
Afrique	0.04	0.028

Tab. 3.2 : Moyenne annuelle des surfaces de wetlands dans les simulations relatives au présent et au futur, où le calcul des surfaces est effectué explicitement en fonction de la quantité d'eau dans le wetland. Ces surfaces sont exprimées en $\times10^6$ km^2. Les limites des régions sont les mêmes qu'au tableau 3.1.

Lors de la comparaison des durées d'englacement des lacs simulées par LMDz, avec les observations de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)], *Krinner* (sous presse) mentionne que les profondeurs des lacs simulées sont très supérieures à la profondeur moyenne de LIAG qui

est de 16 m : les lacs d'LMDz requièrent donc des conditions plus sévères pour geler, ce qui explique leurs courtes durées d'englacement par rapport aux mesures. Pour parer à cet effet, nous avons réajusté la condition uniforme qui imposait une profondeur maximale de 50 m pour tous les lacs du globe dans *Krinner* (sous presse). Dans les simulations présentées dans l'article qui suit, la profondeur maximale de lac a été fixée en superposant trois sources de données, dans l'ordre suivant : (1) les observations disponibles des lacs de la base de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)], (2) les profondeurs de lacs actuels compilées par *Michael Coe (communication personnelle)* et enfin, pour les points du globe ne figurant dans aucune des deux premières sources, nous avons imposé (3) une profondeur de lac maximale (d) qui est proportionnelle à l'écart standard de la topographie locale (σ_z) :

$$d = a\sigma_z \tag{3.10}$$

Les lacs sont pleins initialement et se vident si leur hauteur d'eau dépasse la hauteur maximale imposée. La figure 3.5 présente les profondeurs moyennes des lacs dans les conditions climatiques actuelles, correspondant finalement aux profondeurs maximales imposées. Les lacs les plus profonds se trouvent en Alaska, le long de la côte ouest du continent américain, autour de la Méditerranée, en Asie mineure et en Afrique de l'Est. Certaines profondeurs moyennes présentées sur la figure 3.5 peuvent tout de même paraître faibles, dans des régions où des lacs profonds existent dans la réalité (lac Baïkal, Grands Lacs du nord-ouest Canada). Dans l'hypothèse où les précipitations augmentent dans les conditions climatiques futures, les profondeurs des lacs restent les mêmes qu'au présent car ceux-ci sont déjà remplis à leur hauteur maximale dans les conditions climatiques actuelles.

Les profondeurs des lacs et wetlands sont maximales pendant les mois les plus chauds, dès le printemps. Mais, la saisonnalité de leur remplissage est nettement plus marquée pour les wetlands que pour les lacs. Les wetlands sont en effet plus sensibles au bilan précipitation - évaporation et à l'épaisseur de glace qui peut se former sur l'ensemble de la colonne d'eau (plusieurs dizaines de cm). Les hauteurs maximales sur l'année des wetlands, simulées lorsque les étendues potentielles sont prescrites au modèle, sont montrées sur la figure 3.6 pour les conditions climatiques du présent et du futur. Dans les conditions actuelles, les plus fortes hauteurs d'eau se situent en Alaska (supérieures à 1 m de profondeur) et dans le bassin de l'Ob (comprises entre 50 et 70 cm). Les autres régions de la Sibérie et la baie d'Hudson sont caractérisées par des plus faibles hauteurs d'eau, en moyenne comprises entre 30 et

50 cm. Des conditions climatiques futures entraînent une augmentation des hauteurs d'eau maximales simulées dans les wetlands. Sur la figure 3.6, certaines zones "sèches" au présent se retrouvent inondées au futur : nord-ouest du Canada, à la latitude de 45°N en Eurasie et Chine du Sud. Les wetlands de la Sibérie Centrale gagnent entre +10 et +20 cm d'eau au futur.

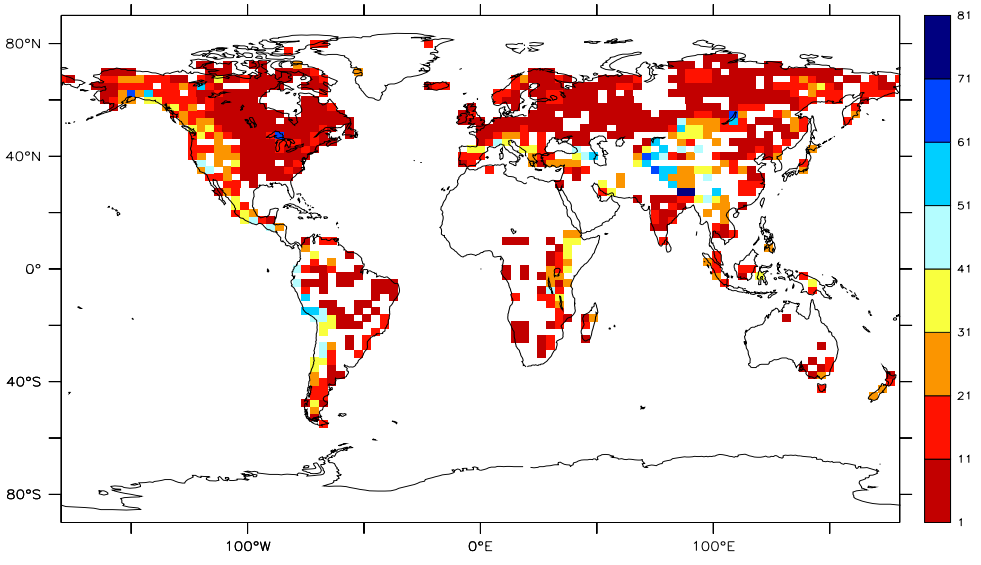
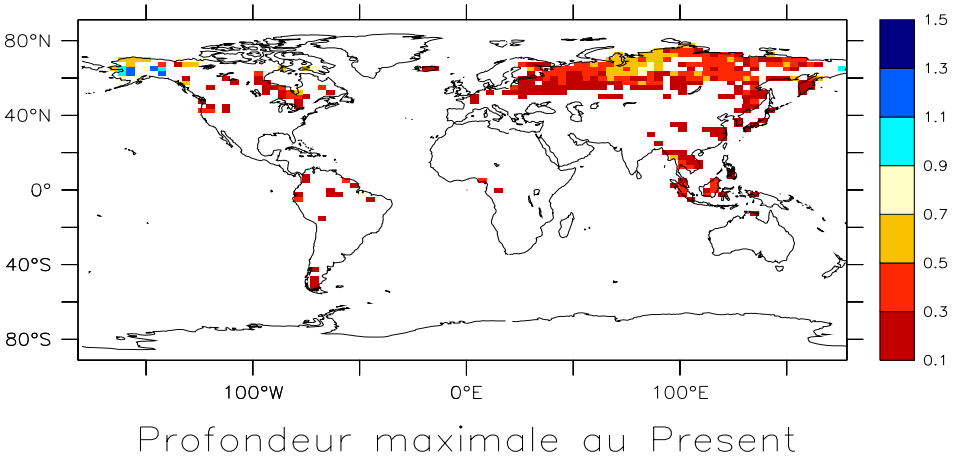


Fig. 3.5 : Profondeur moyenne des lacs simulés par LMDz pour les conditions climatiques actuelles.

3.4.2 Saisonnalité des lacs et wetlands

Les fluctuations saisonnières et annuelles des quantités d'eau renfermées dans les lacs et les wetlands déterminent le budget hydrique des sols d'une région donnée. L'approvisionnement en eau, l'alimentation de la nappe phréatique, la protection contre les crues (rétention des eaux de crue) ou encore l'épuration de l'eau sont autant de fonctions imputées aux zones humides. Nous nous proposons dans cette section d'évaluer la capacité d'LMDz à reproduire l'évolution saisonnière des étendues des zones inondées, observées pour le climat actuel dans les régions boréales. Les surfaces d'eau libre (c'est à dire non englacée et comportant une hauteur d'eau non nulle) simulées par LMDz sont comparées à deux sources de données satellites : l'étude globale des étendues de wetlands de *Prigent et al.* (2001) et l'étude restreinte



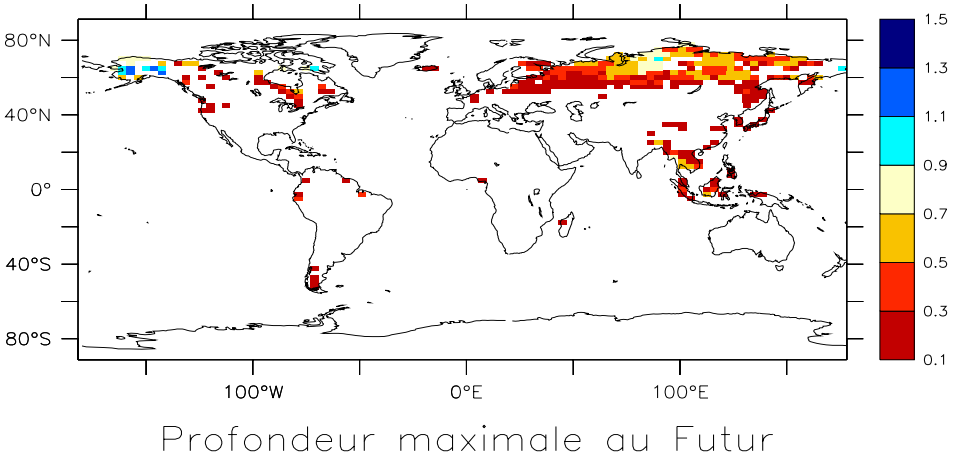


Fig. 3.6 : Hauteur maximale d'eau en mètre sur une année dans les wetlands, dans les deux simulations des climats présent et futur lorsque les étendues de wetlands sont prescrites à LMDz (étendues potentielles d'eau).

à la région du Canada d'Arnaud Mialon (thèse en co-tutelle entre le LGGE et le CARTEL[2] à Sherbrooke/Canada) (*communication personnelle*). Les mesures satellites constituent effectivement un outil potentiel pour détecter la dynamique des wetlands, du fait de leur large couverture spatiale et du nombre d'observations par mois.

Comparaison avec l'étude de *Prigent et al.* (2001)

La détection des zones inondées dans *Prigent et al.* (2001) repose sur la mesure dans les micro-ondes des émissivités de la surface, corrigées des contributions de l'atmosphère, des nuages et de la pluie. Une suite de méthodes a été ensuite développée pour estimer la fraction inondée à l'intérieur d'un pixel en détectant la contribution de la végétation au signal micro-ondes passives. Cependant, cette étude ne permet pas de distinguer l'eau dans les différents réservoirs : wetlands naturels, rizières, grands lacs et rivières. A partir des deux simulations réalisées avec LMDz pour les conditions climatiques du présent, (a) avec les étendues de lacs et wetlands prescrites et, (b) avec les lacs fixés et le calcul explicite des wetlands, nous avons de même que précédemment (section 3.4.1) évalué dans chaque cas les surfaces réellement inondées (i.e., comportant une hauteur d'eau non nulle). Le graphique 3.7 compare ainsi les surfaces inondées (lacs et wetlands) non couvertes de glace pour les régions boréales (55°N-70°N), obtenues dans LMDz pour le climat présent aux étendues de *Prigent et al.* (2001). Pour chaque simulation (a) et (b), il met en évidence les étendues seules de wetlands et l'ensemble, lacs et wetlands. Dans le cas (a) où l'on prescrit les surfaces de wetlands, l'étendue de wetlands inondés est dans le même ordre de grandeur que celle des surfaces inondées de *Prigent et al.* (2001) toute l'année, mais avec un maximum d'étendue un mois avant (Juillet) au lieu d'Aôut. A contrario, dans le cas (b), LMDz surestime les surfaces de wetlands calculées pendant l'été, période durant laquelle nous obtenons près de 20×10^5 km^2 contre à peine 14×10^5 km^2 chez *Prigent et al.* (2001).

[2]Centre d'Applications et de Recherches en TELédétection

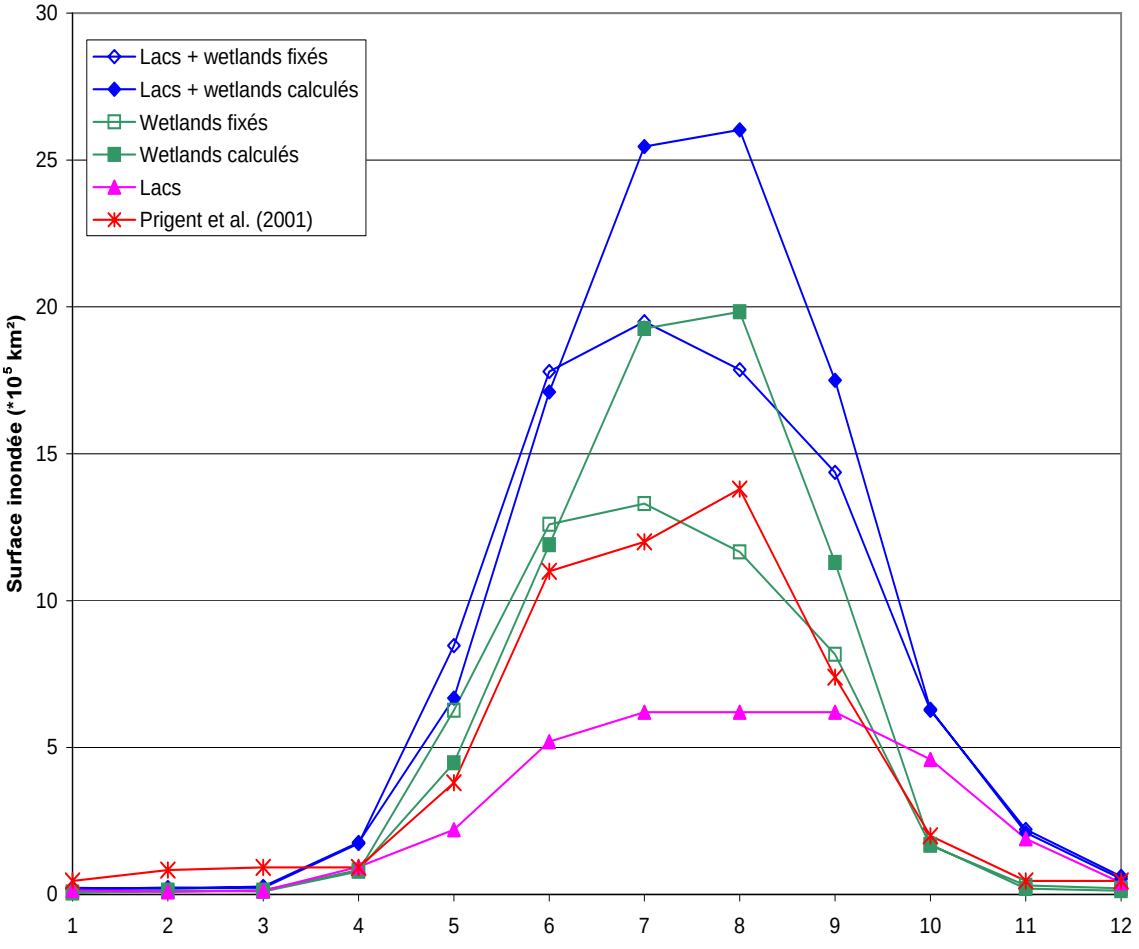


Fig. 3.7 : Variations saisonnières des étendues des zones inondées dans les régions boréales (55°N-70°N) d'après *Prigent et al.* (2001) et dans les simulations d'LMDz du climat présent. Les estimations de *Prigent et al.* (2001) regroupent les wetlands naturels, les rivières et les lacs dépourvus de neige et de glace. Les estimations des surfaces inondées comprennent uniquement les surfaces d'eau libre de glace dans LMDz. Elles sont représentées séparément pour les étendues de lacs (surfaces prescrites), de wetlands lorsque les surfaces sont fixées, de wetlands lorsque les surfaces sont calculées et pour l'ensemble.

Si l'on additionne les surfaces de lacs, nous doublons les étendues de surfaces inondées par rapport aux estimations de *Prigent et al.* (2001) aux mois de Juillet et Août. Pourtant les valeurs indiquées par *Prigent et al.* (2001) incluent à priori d'autres surfaces d'eau libre que les wetlands et les auteurs mettent d'ailleurs en garde sur le type de surface inondée détecté avec leur méthode. En effet, sur le graphe 3.7 les étendues de lacs, prescrites dans LMDz d'après *Cogley* (1998) ne peuvent représenter à elles seules les surfaces inondées de *Prigent et al.* (2001). Au mois de Septembre, la chute des étendues d'eau libre (près de la moitié) très nette chez *Prigent et al.* (2001) apparaît également bien sur les étendues de wetlands libres de glace diagnostiquées dans LMDz, qu'elles soient prescrites ou calculées dans le modèle.

Les fractions inondées maximales et le nombre de mois d'inondation des surfaces, diagnostiquées par *Prigent et al.* (2001) et avec LMDz, à partir de la simulation (a) du présent, dans laquelle les étendues de wetlands sont fixées, sont illustrés sur les figures 3.8 et 3.9. La comparaison des deux jeux de cartes révèle un bon accord pour les surfaces inondées des hautes latitudes nord : nous simulons dans LMDz un maximum de surfaces inondées autour de la baie d'Hudson, en Scandinavie et dans le bassin de l'Ob. Auparavant, nous avons souligné qu'LMDz simule très peu d'étendues de wetlands dans les Tropiques lorsque ces surfaces sont explicitement calculées dans le modèle. Mais, ici, bien que les étendues potentiellement inondables aient été prescrites, le modèle ne reproduit absolument pas les régions de fortes concentrations de wetlands d'Asie du Sud et d'Amérique du Sud. Cependant, notons qu'en Asie du Sud, les estimations de *Prigent et al.* (2001) correspondent très certainement aux rizières, nombreuses actuellement dans cette région. Il est donc normal qu'LMDz ne les représente pas. Par contre, en Amérique du Sud et d'une manière plus générale, la représentation des wetlands tropicaux est à revoir dans le modèle. Toutefois, même si les étendues de wetlands simulées sont faibles dans ces régions, leur saisonnalité est relativement bien reproduite par le modèle. Par exemple, en Asie du Sud-Est, les durées d'inondation des wetlands oscillent entre 9 et 11 mois à l'extrême sud et entre 5 et 7 mois sur la côte est dans les deux estimations. Dans les régions boréales, l'accord sur le nombre de mois inondés est relativement bon, bien que nous sous-estimons légèrement les durées d'inondation dans le sud de la baie d'Hudson (entre 3 et 5 mois) par rapport à *Prigent et al.* (2001) (entre 5 et 6 mois).

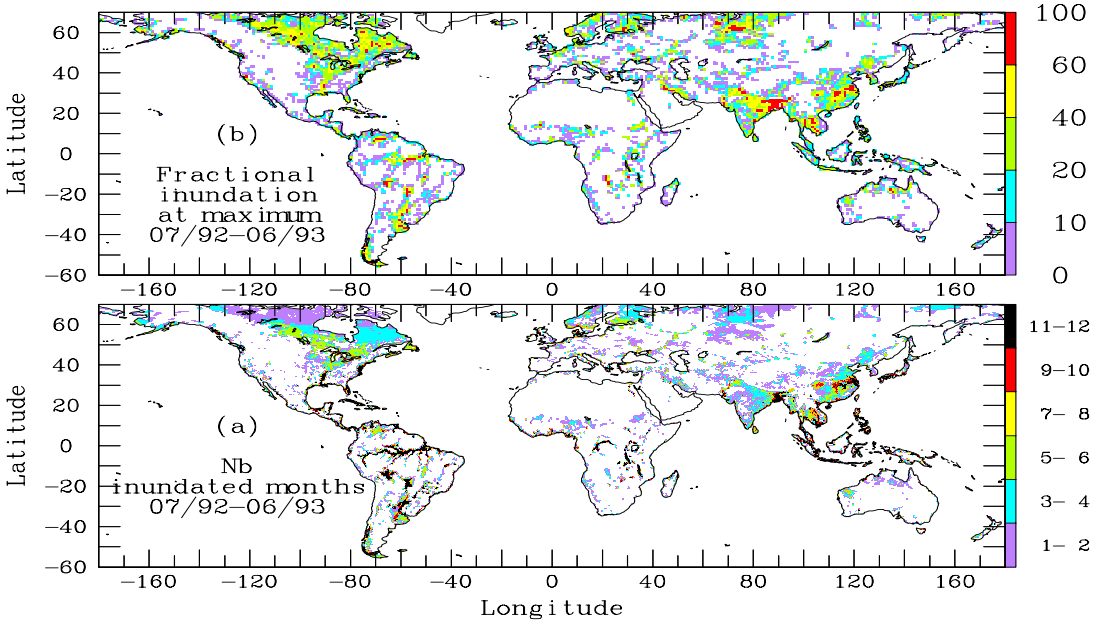


Fig. 3.8 : a) Nombre de mois inondés pour chaque pixel entre le 07/92 et le 06/93 ; b) fraction maximale d'eau (en %) sur une année relative à un point de grille de 1°× 1°. Ces estimations sont issues de *Prigent et al.* (2001).

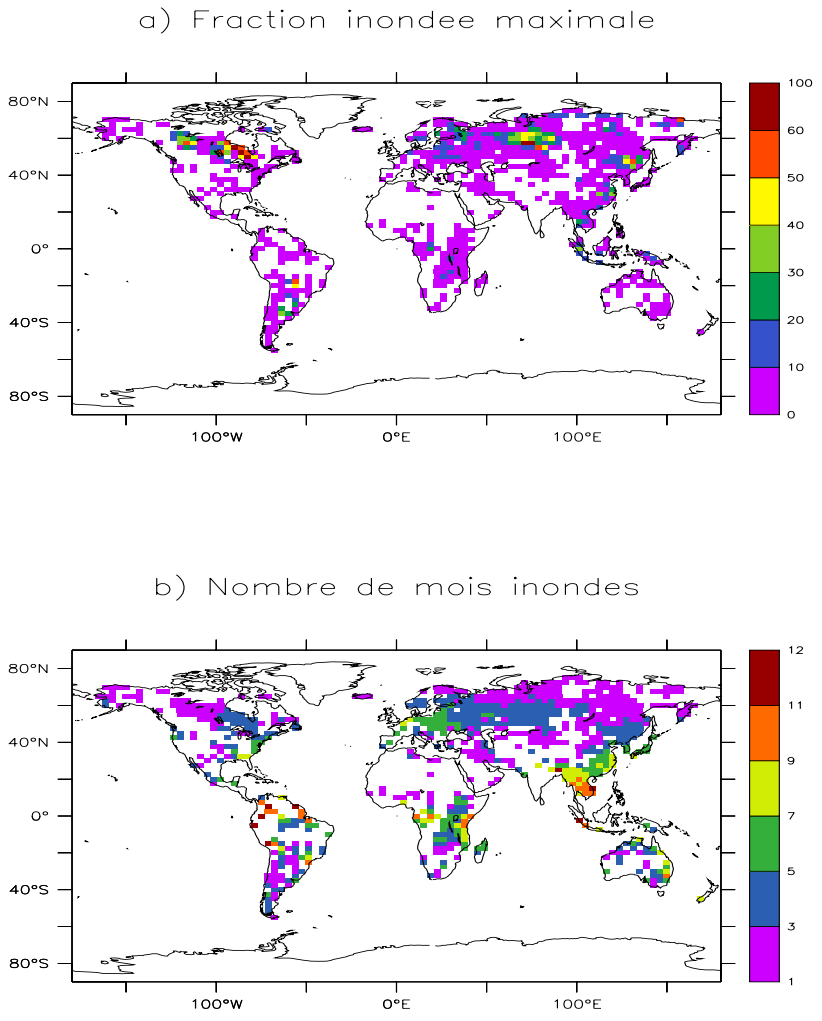


Fig. 3.9 : Fraction maximale d'inondation des wetlands (en %) sur la grille 96×73 (a) et nombre de mois inondés (b) d'après les simulations d'LMDz du climat présent, réalisées avec les étendues de wetlands fixées.

Comparaison avec les travaux d'Arnaud Mialon (LGGE/CARTEL)

La collaboration avec Arnaud Mialon nous a permis de confronter ses résultats préliminaires sur l'Amérique du Nord avec nos diagnostics de surfaces inondées, réalisés à partir des simulations (a) et (b) du climat présent avec LMDz. Les données de surfaces inondées en Amérique du Nord communiquées par Arnaud Mialon proviennent des températures de brillance[3], mesurées dans les micro-ondes passives aux fréquences de 19 Ghz et 37 Ghz par le capteur Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) depuis 1987 à nos jours [*Maslanik et Stroeve* (2000)]. Ces températures de brillance ont été éditées par le National Snow and Ice Data (NSIDC) Distributed Active Archive Center. Elles sont données sur une grille de 25 km $\times$ 25 km, à raison de deux valeurs par jour (passages ascendant et descendant du satellite). La méthode utilisée pour déterminer des fractions d'eau liquide à partir de ces températures de brillance ainsi que sa validation sont détaillées par *Fily et al.* (2003). L'effet principal se traduit par une modification de l'émissivité de la surface, due à la fraction d'eau liquide : cette méthode est donc particulièrement bien adaptée pour les régions subarctiques, où les fractions d'eau sont importantes et très variables sur une année. Le signal d'englacement ou d'enneigement d'une surface apparaît très nettement dans les températures de brillance : ce type de surface a donc pu être retiré du diagnostic afin d'évaluer uniquement les étendues d'eau libre (une grande partie des zones inondées du nord du Canada est, par conséquent, absente pendant les mois d'hiver). En outre, entre le capteur SSM/I et la surface émettrice visée se trouve l'atmosphère. Or, cette dernière contribue au signal mesuré via (1) son émission propre dans les mêmes longueurs d'onde, (2) l'absorption par ses divers constituants de l'énergie émise ou réfléchie par la surface et (3) la diffusion des rayonnements. L'absorption et la diffusion de l'atmosphère sont généralement plus importantes aux hautes fréquences qu'aux basses fréquences. La contribution de l'atmosphère au signal est fournie par des modèles de correction atmosphérique, dans lesquels la position du capteur (altitude), la concentration en aérosols et en ozone, la vapeur d'eau dans l'atmosphère sont entre autres indiqués. Connaissant ces contributions atmosphériques aux deux longueurs étudiées, les températures de surface puis les émissivités sont calculées [*Fily et al.* (2003)]. Dans les données recueillies, les corrections atmosphériques ont été appliquées seulement pour les

[3]température du corps noir qui émettrait la même quantité d'énergie ($M_\lambda(Tb) = e_\lambda M_\lambda(T)$) à la même longueur d'onde considérée. On a : $Tb_\lambda = e_\lambda T$ où T est la température thermodynamique réelle du corps dont l'émissivité est e_λ.

mois d'été.

La zone géographique choisie se situe entre 170°O-55°O et 50°N-75°N, représentant 10.5×10^6 km^2 : elle inclue l'Alaska et l'ensemble du Canada. La figure 3.10 compare les surfaces inondées (hors les lacs) estimées avec les données satellites SSM/I (moyennées sur la période 1988-2001, l'année 1987 étant incomplète) et avec le modèle de surface d'LMDz, lorsque les étendues de wetlands sont, soit prescrites, soit calculées.

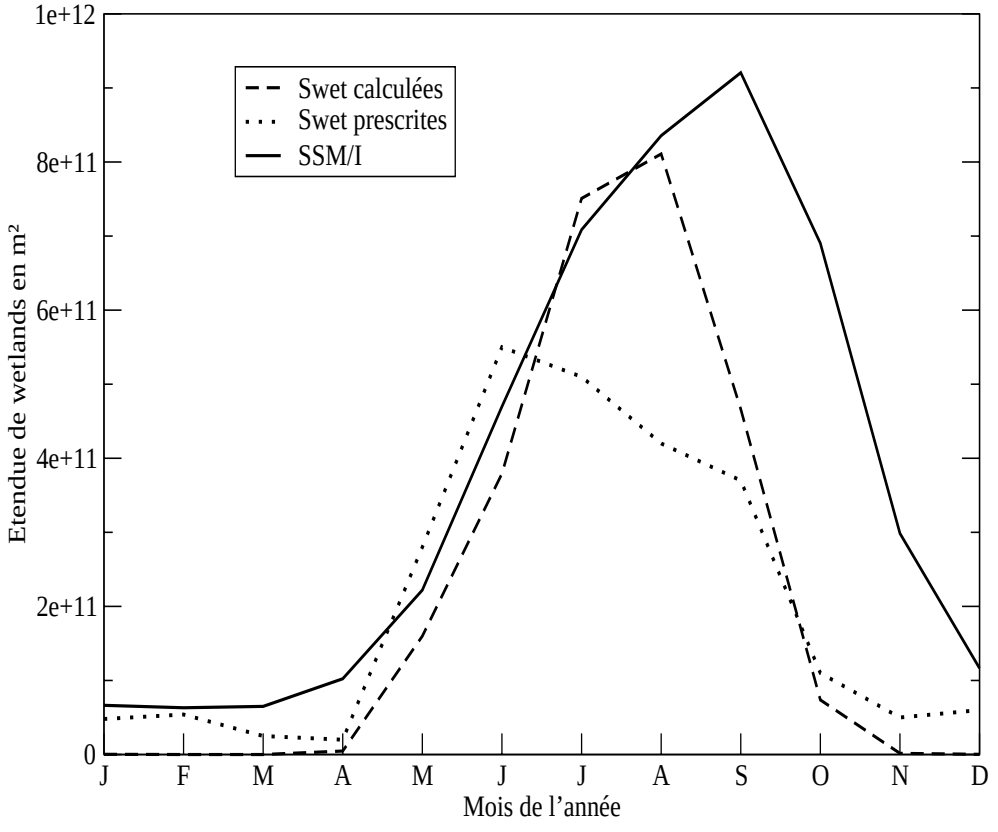


Fig. 3.10 : Comparaison des estimations des surfaces de wetlands (Swet) issues d'LMDz avec les données satellites d'Arnaud Mialon (*communication personnelle*) pour la région de l'Amérique du Nord (170°O-55°O ; 50°N-75°N) : Swet calculées correspondent à la simulation du climat présent lorsque les extensions de wetlands sont calculées en fonction du bilan d'eau du wetland ; Swet prescrites, à la simulation dans laquelle les étendues sont prescrites selon les observations de GGHYDRO [*Cogley* (1998)].

Tout d'abord, notons que les allures générales des variations saisonnières sont en bon accord. L'expérience avec les étendues de wetlands prescrites sous-estime fortement les surfaces à partir du mois de Juillet. L'expérience avec les wetlands calculés donnent des variations assez proches de celles issues des mesures satellites pendant les 8 premiers mois de l'année. Durant le reste de l'année, le décalage d'un mois sur les étendues maximales de surfaces inondées (Août pour les surfaces calculées dans LMDz et Septembre pour les données SSM/I) entraîne de larges différences (nous captons avec LMDz moins de 50% du signal du satellite). L'évolution saisonnière des fractions des surfaces inondées captées par le satellite et moyennées sur la période 1989-2001 est présentée sur la figure 3.11. Les surfaces inondées se répartissent essentiellement autour de la baie d'Hudson, avec un maximum de présence du côté ouest de la baie, dans les territoires du nord-ouest canadien. Les surfaces de wetlands calculées dans LMDz, présentées sur la figure 3.12 se concentrent aussi dans cette région et concordent avec les données satellites. La multiplication des zones de wetlands dès le mois de Mai, dans le sud-ouest de la baie, qui se réchauffe en premier, est également visible dans les deux représentations. Par contre, les wetlands simulés disparaissent massivement au mois d'Octobre alors que le SSM/I diagnostique à cette période de l'année de fortes fractions d'eau.

Dans le modèle, les wetlands sont essentiellement remplis par les précipitations. Celles-ci sont les plus fortes dans LMDz dès la fin de l'été dans la région étudiée. Elles sont même supérieures aux précipitations de *Legates et Willmott* (1990) ainsi qu'aux précipitations provenant des réanalyses ERA-40 du CEPMMT sur la période couverte par le satellite 1988-2001. Il n'y a donc pas, à priori, un manque d'eau pour former les wetlands à cette période de l'année dans le modèle. Les différences d'étendues entre LMDz et les données SSM/I peuvent provenir de la paramétrisation même des wetlands dans le modèle, qui est simple, et ne prend pas en compte notamment le ruissellement entre deux mailles du modèle. De plus, dans le modèle, c'est la présence de glace sur certains wetlands qui, en Septembre, fait chuter de moitié les surfaces d'eau libre. Plusieurs questions sont ouvertes pour expliquer ces différences observées avec les données SSM/I. Les deux outils utilisés, la méthode d'extraction du signal satellite et la paramétrisation des wetlands dans LMDz nécessitent d'être remis en cause. Les wetlands du modèle s'englacent-ils trop rapidement par rapport à la réalité (du fait par exemple de trop basses températures à la fin de l'été) ? Comment le satellite diagnostique t-il une étendue d'eau libre si elle est partiellement recouverte de glace (à l'intérieur d'un

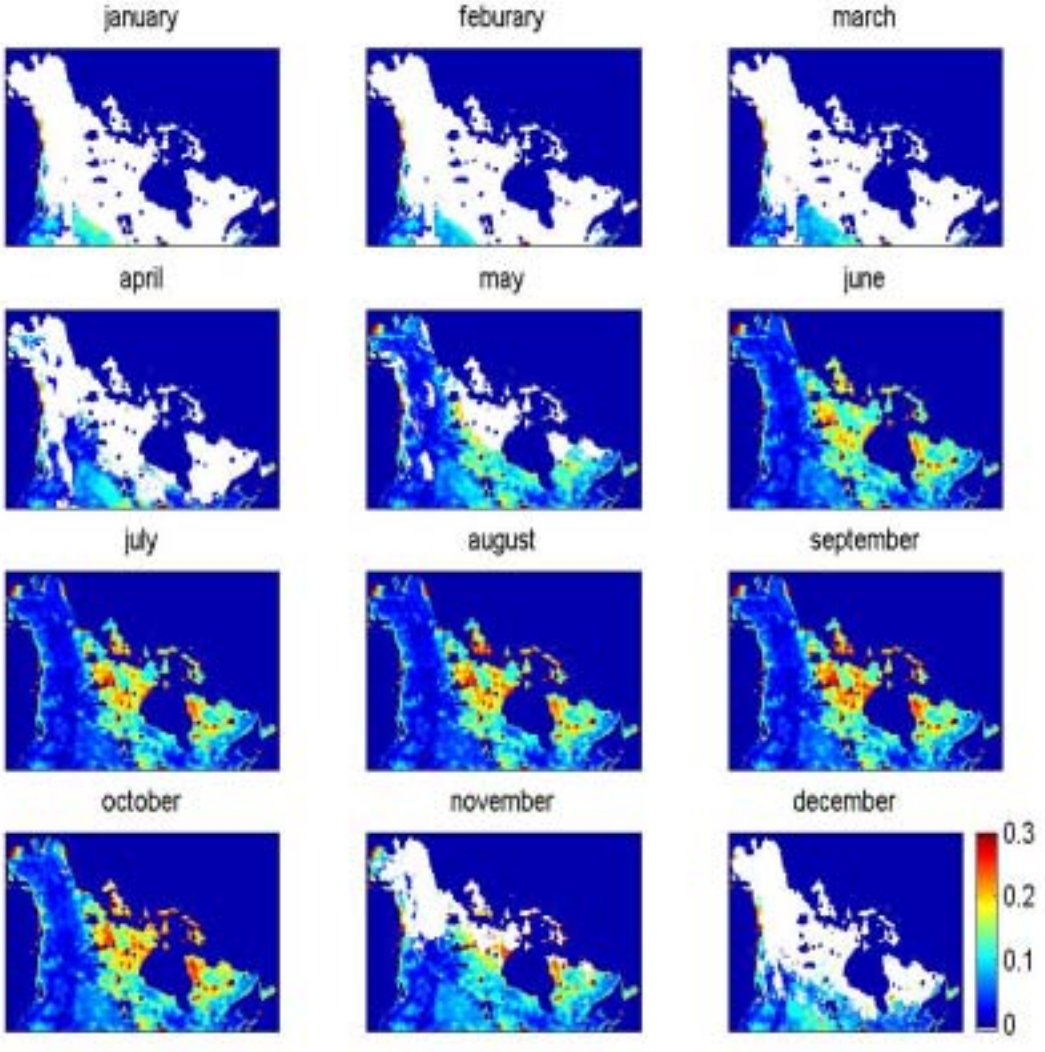


Fig. 3.11 : Moyenne mensuelle de la fraction d'eau (sur une échelle de 1) en Amérique du Nord (grille 25 km^2) estimées par Arnaud Mialon à partir des données satellites SSM/I éditées par le NSIDC. Les valeurs mensuelles correspondent aux moyennes depuis 1989 à nos jours.

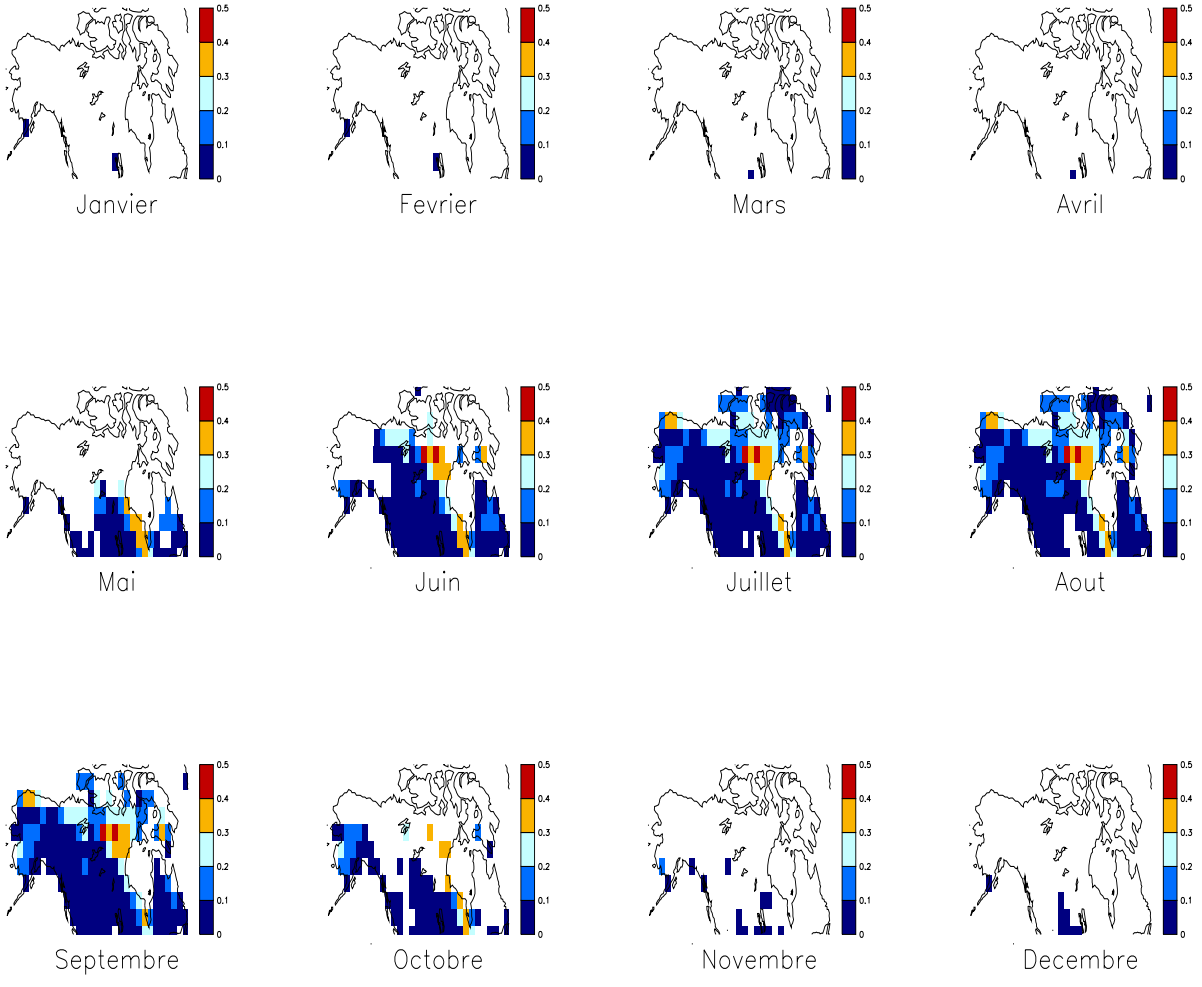


Fig. 3.12 : Moyenne mensuelle de la fraction d'eau libre (sur une échelle de 1 par rapport à la grille 96×72 du modèle), i.e. non englacée de l'Amérique du Nord, évaluée d'après les résultats de la simulation d'LMDz du climat présent, calculant explicitement les étendues de wetlands en fonction de leur bilan d'eau.

pixel de mesure) ? Pourquoi n'observe t'on pas des écarts analogues à la fin de l'été sur les étendues de surfaces inondées dans la comparaison avec les données satellites de *Prigent et al.* (2001) ? Les estimations de *Prigent et al.* (2001) ne concernent il est vrai, qu'une seule année (Juillet 92 à Juin 93) et ont été coupées à 70°N. Cependant, d'autres sources satellites en plus des SSM/I ont été utilisées pour éliminer les contributions de la végétation au signal micro-ondes passives du SSM/I. L'application d'une seule méthode d'extraction (tenant compte de ces diverses informations satellites) pour l'ensemble du globe témoigne de la robustesse de leur approche. De plus, les données de *Prigent et al.* (2001) utilisées dans cette analyse sont intégrées sur l'ensemble des régions boréales. Or, la saisonnalité des zones inondées n'est pas forcément identique en Amérique du Nord et en Sibérie (cf. figure 3.8). Des comparaisons plus approfondies des données de *Prigent et al.* (2001), centrées sur la même région d'Amérique du Nord et de celles d'Arnaud Mialon doivent donc être effectuées afin de cerner des différences éventuelles.

Discussion des deux comparaisons

En résumé, l'accord avec les données satellites sur la saisonnalité des étendues de wetlands boréaux est meilleure lorsque les extensions sont calculées dans le modèle LMDz en fonction du bilan d'eau du wetland. Pour la région couvrant l'Alaska et le nord du Canada, le maximum de wetlands apparaît avec un mois d'avance (Août) dans le modèle comparativement aux données SSM/I d'Arnaud Mialon. Cependant, sur l'ensemble des régions boréales (55°N-70°N), les variations saisonnières simulées correspondent à celles estimées par *Prigent et al.* (2001) : elles présentent un maximum de zones inondées en Août et une diminution importante (près de -50%) dès Septembre. Bien que les observations de *Prigent et al.* (2001) dans les régions boréales regroupent différents types de surfaces inondées (wetlands, grands lacs, rivières), on peut supposer que la saisonnalité indiquée est représentative de celle des wetlands, puisque ceux-ci sont parmi ces différents "réservoirs d'eau" fortement sensibles aux apports de précipitations et aux conditions de gel en surface. En effet, les fluctuations saisonnières du niveau d'eau des lacs sont comparativement faibles et l'étendue d'eau libre est principalement gouvernée par la glace de lac pouvant le recouvrir partiellement pendant l'hiver. Les rivières sont quant à elles en crue lors de la fonte des neiges. Les étendues des surfaces de wetlands calculées par LMDz se situent finalement entre ces deux estimations : sur l'ensemble des régions boréales comprises entre 55°N et 70°N, nous comptons plus de

surfaces d'eau libre que *Prigent et al.* (2001) alors que c'est l'inverse (seulement pour la fin de l'année) par rapport aux données d'Arnaud Mialon. Par conséquent, ces résultats indiquent que la paramétrisation simple des wetlands introduite dans LMDz est tout de même capable de reproduire des variations saisonnières et des valeurs absolues d'étendues de wetlands pas trop éloignées des observations satellites disponibles, du moins, dans les régions boréales. Afin d'éliminer d'éventuels biais provenant de la partie atmosphérique d'LMDz et non du schéma de surface, une expérience serait de forcer le schéma de wetlands avec une climatologie issue des réanalyses ERA-40. En effet, Arnaud Mialon signale sur l'Amérique du Nord, une forte corrélation entre les fractions de surfaces inondées évaluées d'après les données SSM/I et les précipitations issues des réanalyses américaines NCEP pour la période 1988-2001. Il serait donc intéressant de connaître la réponse du modèle forcé en "off-line" par ces réanalyses sur ces années et de retrouver cette forte corrélation. Ce test permettrait enfin de cerner un éventuel problème dans le fonctionnement du schéma calculant les étendues de wetlands.

3.4.3 Englacement des lacs

Krinner (sous presse) a comparé brièvement la durée d'englacement des lacs dont la profondeur maximale avait été prescrite à 50 m avec celle de lacs issus de la base de données de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)]. Il ressort que le modèle tend à simuler des durées d'englacement plus courtes que les observations. En fait, les lacs simulés ont une profondeur nettement supérieure à la profondeur moyenne de LIAG de 16 m. Des conditions plus sévères sont alors requises pour congeler les lacs et pourraient expliquer les courtes périodes d'englacement dans le modèle par rapport à LIAG. Les simulations présentées dans l'article suivant ont été effectuées en prescrivant des profondeurs maximales de lacs, les plus proches possibles de la réalité (la méthode a déjà été donnée au paragraphe 3.4.1 et les profondeurs des lacs dans le modèle sont illustrées sur la figure 3.5). De plus, la version du modèle a été modifiée par rapport à celle utilisée par *Krinner* (sous presse), afin d'éliminer en partie un biais chaud[4]. Il était donc nécessaire de confronter une nouvelle fois les durées d'englacement

[4]L'existence de ce biais chaud a déjà été mise en exergue au chapitre 2, section 2.4.3 dans les simulations relatives aux processus de gel/dégel du sol. Lors des simulations du climat actuel, réduire la capacité maximale d'accueil d'eau dans le premier mètre de sol gelé (phénomène bien réel d'après *Farouki* (1981)) induit une humidité du sol en bon accord avec les données ISLSCP (volume 2) [*Meeson et al.* (1995)], la comparaison figurant dans l'article *Poutou et al.* (soumis). Or, un important biais chaud est apparu dans les simulations

simulées par LMDz sur ces lacs possédant des profondeurs réalistes, avec des observations.

Pour cela, nous avons choisi d'utiliser des observations de la même base de données de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)] que celle employée par *Krinner* (sous presse), mais restreintes à une trentaine de lacs situés au nord de 36°N, et dont la phénologie a été modélisée par *Walsh et al.* (1998). Les travaux de *Walsh et al.* (1998) permettaient par ailleurs de confronter le modèle de lac d'LMDz à d'autres résultats de modèle. *Walsh et al.* (1998) ont sélectionné les données de lacs (premier jour et dernier jour de glace) réalisées sur au minimum 10 années. Les 30 lacs choisis répondant à ce critère sont représentés sur la figure 3.13.

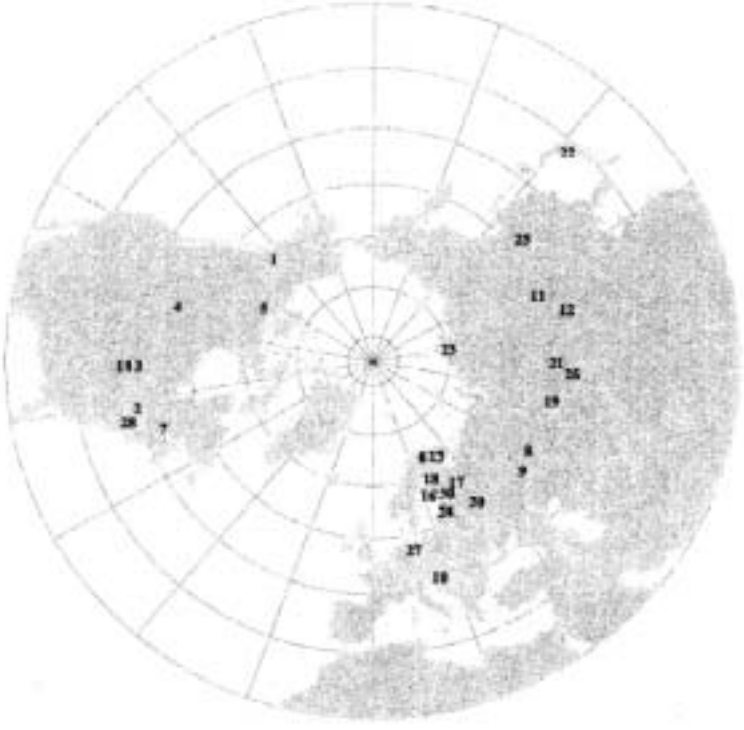


Fig. 3.13 : Répartition des lacs sélectionnés par *Walsh et al.* (1998) provenant de la base de données de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)]. Les numéros indiqués font référence aux numéros du tableau 3.3. Les lacs 15 et 29, qui ne sont pas sur la carte sont situés respectivement à côté des lacs 27 et 30.

---

du Dernier Maximum Glaciaire, attribué à cette limitation d'eau dans le sol. Etant donné la forte sensibilité du modèle à cette paramétrisation (discutée à la section 2.4.3), nous avons choisi de la retirer dans les simulations effectuées ensuite. Mais ce biais chaud peut aussi provenir d'une compensation d'erreurs dans LMDz.

Ils se répartissent en Russie, Finlande, Allemagne, Hongrie et Japon pour la partie Eurasie et dans les états de New York, Wisconsin, Territoires du nord-ouest, Yukon, Saskatchewan (Alaska), Ontario et Québec pour la partie Amérique du Nord.

Le tableau 3.3 indique les durées moyennes d'englacement annuel et les profondeurs moyennes de ces 30 lacs, pour le climat présent, observées dans LIAG et simulées par LMDz. LMDz a tendance à simuler des durées d'englacement plus courtes que celles observées. Nous obtenons une corrélation de 0.84 pour les durées d'englacement alors que la corrélation est faible (0.5) pour les profondeurs moyennes, les profondeurs maximales (et donc initiales) ayant pourtant été fixées en superposant trois sources de données, dont la base de LIAG (cf. méthode employée à la section 3.4.1). Nous sommes très proches de la corrélation trouvée par *Walsh et al.* (1998) (0.86) entre ces mêmes observations et les sorties du modèle LIMNOS (Lake Ice Model Numerical Operational Simulator), pourtant forcé avec les profondeurs de lacs observées. Les profondeurs de lacs simulées (entre 1.4 et 47.1 m, la profondeur moyenne étant 11.1 m) sont généralement inférieures aux valeurs observées (entre 3 et 174 m, la profondeur moyenne étant 19.0 m). Cependant, elles ne sont pas suffisamment critiques pour accélérer l'englacement et le prolonger dans l'année. LMDz comporte certainement encore un biais chaud sur les températures de surface, même si la version d'LMDz utilisée ici a été modifiée en ce sens par rapport à l'étude de *Krinner* (sous presse). En effet, par rapport à la climatologie de *Legates et Willmott* (1990), les températures de de l'air à la surface dans la simulation du climat actuel étudiée ici, semblent être supérieures entre les mois de Novembre et Février : entre +3 et +5°C au Canada et Eurasie centrale-sud, +1.5°C en Scandinavie, régions dans lesquelles se situent les lacs comparés de *Walsh et al.* (1998).

De nombreuses études ont été effectuées pour documenter la sensibilité observée de l'englacement et du déglacement des lacs à des paramètres météorologiques tels que la température, l'apport neigeux, la vitesse du vent et la nébulosité, et à des paramètres non climatiques tels que la latitude et la superficie d'un lac. Les études historiques de *Wynne et al.* (1998) portant sur une sélection de 81 lacs et réservoirs du sud du Canada et du nord du Midwest américain et celle, beaucoup plus vaste, incluant les cours d'eau et les lacs de l'ensemble de l'hémisphère nord, de 1846 à 1995, par *Magnuson et al.* (2000) ont révélé des tendances marquées vers un déglacement plus hâtif et une formation plus tardive des glaces de lac. Ces travaux fournissent ainsi des indications additionnelles d'un réchauffement systématique de la planète au cours des 150 dernières années. En effet, le bilan d'énergie en surface, auquel

N°	Lac	Lat.(°)	Lon. (°)	Z LIAG	Z LMDz	Durée glace LIAG	Durée glace LMDz
1	*Aishihik*	61.65	-137.48	30	17.3	198.4	243.1
2	*Boshkung*	45.05	-78.75	23.3	13.5	122.2	51.88
3	*Crystal*	46.02	-89.62	10.4	7.5	145	73.39
4	*Diefenbaker*	51.28	-106.83	21.6	1.8	134.2	151.2
5	*Breat Bear*	66.08	-118.03	71.7	13.7	225.4	228.4
6	*Inarie*	69.05	28.4	14.4	5.5	203.1	178.3
7	*Lac St jean*	48.52	-72.27	11.4	12.4	154.1	90.54
8	*Argayash*	55.33	60.54	5	6.6	174.1	133.7
9	*Asli-kul*	54.18	54.37	5.1	3.3	164.3	114.5
10	*Balaton*	46.83	17.67	3	12.8	91.2	3.8
11	*Baunt*	55.13	113.07	17	21.9	214.9	222.1
12	*Gusinove*	51.07	106.17	15	20.2	166.3	199.8
13	*Lovozero*	67.59	35.05	5.8	12.5	223.5	172
14	*Mendota*	43.66	-89.45	12.4	5.7	100.4	48.5
15	*Mueggelsee*	52.43	13.65	4.9	3.9	73.5	1.6
16	*Nasijarvi*	61.53	23.75	14	3.5	147.8	113.3
17	*Onega*	61.3	35.45	30	13.3	140.2	139.2
18	*Oulujarvi*	64.33	27.33	8	4.5	186.2	156.4
19	*Sartlan*	54.54	78.35	3	1.4	185.1	148.1
20	*Senezhskoye*	56.11	37	3.9	2.3	161.9	86.74
21	*Shira*	54.3	90.7	11.9	10.3	171.5	173.5
22	*Suwa*	36.15	138.08	4.7	28.6	51	3.5
23	*Taymyr*	74.4	101.36	11.9	4.7	270.2	298.3
24	*Tchudo-Psko*	57.51	26.57	7.1	4.5	137.3	61.6
25	*Tchukchagirs*	52	130.36	2		200	
26	*Teletskoye*	51.46	87.36	174	47.1	157	157.6
27	*Nehmitzsee*	53.17	13.03	6.4	4.4	81.1	0.8
28	*Oneida*	43.24	-76.14	6.8	16	100.7	27.5
29	*Paijanne S*	61.18	25.53	17	9.1	145.1	83.18
30	*Saimaa S*	61.08	28.27	17	14.5	157	109

Tab. 3.3 : Profondeur moyenne annuelle (Z en m) de 30 lacs de l'hémisphère nord (>36°N), sélectionnés par *Walsh et al.* (1998) et durée d'englacement correspondante (en jour), estimées d'après la base de données de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)] et simulées par LMDz.

la température de l'air est étroitement liée, régit l'englacement et le déglacement des lacs. Or, diverses études ont suggéré un réchauffement des températures de l'air dans les hautes latitudes nord depuis le dernier siècle [*Chapman et Walsh* (1993) ; *Serreze et al.* (2000) ; *Cubasch et Meehl* (2001)]. Par ailleurs, en se basant sur huit régions du Canada, *Skinner* (1993) a trouvé qu'une variation de 1°C de la température de l'air dans n'importe quelle région entraîne une variation d'environ 2 à 3 jours de l'englacement et du déglacement des lacs. Sur la majeure partie de l'Amérique du Nord, les scénarios des modèles de circulation générale indiquent que l'automne et le printemps se réchaufferont d'environ 2 à 4°C d'ici à 2050. La sensibilité des glaces de lac à de telles variations de températures se traduirait par une réduction de la durée de la couverture de glace des lacs dans l'ensemble du Canada de l'ordre de 12 à 24 jours d'ici au milieu du siècle présent (source : site web de la SOCC[5] *http ://www.socc.uwaterloo.ca/lakeice/lakeice_future_f.cfm*).

Nous proposons ici une estimation de la perte de jours d'englacement des lacs boréaux (entre 40°N et 80°N) d'après les résultats de la simulation d'LMDz incluant les lacs, relative au climat $2\times CO_2$. Comme le suggère le diagramme 3.14, les pertes en nombre de jours de glace sont les plus importantes dans la bande de latitude 40°N-60°N, entre -30 et -40%, bande dans laquelle se situent la majorité des lacs boréaux. Entre 60°N et 75°N, les pertes sont évaluées entre -15 et -30%. Enfin, vers 80°N, les pertes sont minimes (-2.8%). Sur l'ensemble des lacs boréaux compris entre 40 et 80°N, nous estimons une perte moyenne de 38 jours de glace sur les lacs par rapport à la simulation du climat présent. Or, d'après des enregistrements historiques du lac Mendota (Wisconsin) depuis 1855, *Robertson et al.* (1992) ont déduit des relations entre la température de l'air et les dates d'englacement et déglacement. Ils estiment ainsi que la couverture de glace du lac Mendota diminuerait d'environ 11 jours pour +1°C de réchauffement. Dans notre étude, le réchauffement simulé entre 40°N et 80°N est d'environ 3.8°C en moyenne annuelle. Ainsi, en suivant l'estimation de *Robertson et al.* (1992), un tel réchauffement de +3.8°C conduirait à une réduction de 41.8 jours de glace. Cette valeur concorde bien avec la perte moyenne de 38 jours de glace, simulée par LMDz sur les lacs boréaux. Or, les durées d'englacement des lacs, simulées pour le climat présent par LMDz sont à peu près correctes sur plusieurs lacs de l'Arctique sélectionnés dans la base de LIAG par *Walsh et al.* (1998). Le modèle de lac semble donc répondre de manière satisfaisante à diverses conditions climatiques, et en particulier au gradient nord-sud des

[5]State Of the Canadian Cryosphere

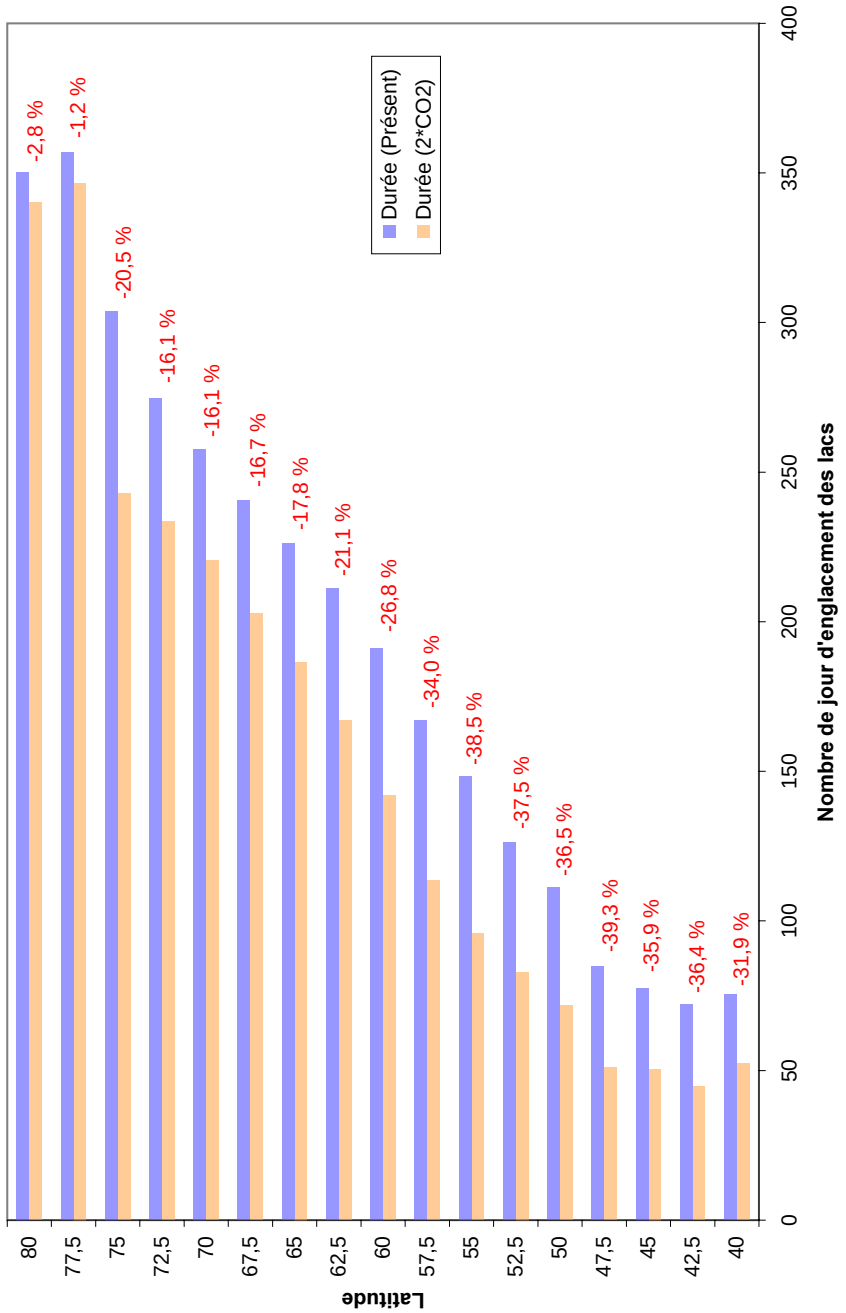


Fig. 3.14 : Durée d'englacement des lacs aux latitudes boréales, simulée pour le climat présent et futur avec LMDz.

températures. Etant donné que le réchauffement des hautes latitudes correspond en fait à un déplacement vers le nord du gradient de température, ce modèle peut tout à fait être appliqué aux conditions climatiques de type $2\times CO_2$.

Enfin, nous examinons brièvement l'épaisseur de glace simulée par LMDz, puisque cette variable constitue un précieux indice de la sensibilité des lacs à un changement de climat. Dans nos simulations, l'hiver, sur l'ensemble de l'Amérique du Nord, la réduction de l'épaisseur de glace de lac varie entre -20 et -40 cm par rapport aux épaisseurs de glace actuelles (comprises entre 1 et 1.5 m en moyenne sur l'Amérique du Nord, 50 cm dans la baie d'Hudson). La Sibérie de l'Est et l'Alaska, caractérisées par des très fortes épaisseurs de glace par endroit (2 m) subissent des diminutions comprises entre -40 et -60 cm. Dans ces 2 régions du globe, ces réductions correspondent à une perte de -20 et -30% par rapport aux épaisseurs de glace actuelles. Ailleurs, nous obtenons jusqu'à -40% de diminution d'épaisseur. Dans des conditions climatiques plus chaudes, la disparition brutale des glaces au printemps affecte particulièrement les lacs boréaux les plus au sud (Grands Lacs du nord-ouest Canada par exemple). Les lacs les moins touchés se situent en Sibérie de l'Est et au sud de l'embouchure de l'Ob.

3.5 Article sur le rôle des surfaces inondées dans le changement climatique futur aux latitudes boréales

3.5.1 Résumé en français

Plusieurs études antérieures ont démontré l'impact significatif de la présence des lacs et zones humides sur les climats moderne et passé. Cependant, le rôle potentiel de ces surfaces en tant que modulateur du changement climatique futur n'a pas encore été examiné. Dans cette étude, nous utilisons le modèle de circulation générale atmosphérique LMDz 3.3, comportant un nouveau module de lac, pour quantifier les effets des surfaces inondées terrestres sur le changement climatique futur aux hautes latitudes. Les lacs et zones humides représentent deux types de surface différents dans le schéma de surface. Dans les simulations présentées ici, la couverture de lac est toujours prescrite d'après une base de donnée actuelle, tandis que l'extension des zones humides est au choix, prescrite (étendue potentielle d'eau) ou calculée en fonction de leur bilan d'eau. Nous montrons ainsi que l'impact de ces surfaces

inondées sur les températures de surface et l'hydrologie de surface est le plus fort l'été. Toutefois, l'influence respective des lacs et des zones humides dépend des conditions climatiques régnantes. Le refroidissement de la surface provoqué par la présence des zones humides est systématiquement plus fort que celui induit par les lacs, aussi bien dans les conditions climatiques actuelles ou de type $2\times CO_2$. Mais tandis que les lacs ont peu d'influence sur les températures actuelles, excepté dans la région des Grands Lacs (Canada), la présence de lacs peu profonds en Eurasie conduit à une augmentation des températures de surface dans le climat $2\times CO_2$. Par conséquent, l'introduction des zones humides, et à un moindre degré des lacs, affecte localement et en saisonnier les changements climatiques futurs attendus dans les régions boréales. En particulier, le réchauffement estival est accentué jusqu'à +33% en Eurasie lorsque les surfaces inondées sont prises en compte.

3.5.2 Article soumis à Climatic Change

Sensitivity of simulated future boreal climate change to terrestrial open water surfaces

E. Poutou, G. Krinner, C. Genthon and M. Sacchettini

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS-UJF St Martin d'Hères, France

Submitted to Climatic Change on June 19th, 2003

Abstract

Several studies have demonstrated significant impacts of lakes and wetlands on current and past climates. However, the potential role of open water surfaces as modulators of future climate change has not been examined yet. Here, we use the atmospheric general circulation model LMDz including a lake module to quantify the effects of inundated areas (lakes and wetlands) on future climate change at high latitude. Lakes and wetlands represent two separate surface types in the surface scheme. In our simulations, lake surface fraction is always prescribed while wetland extent can either be prescribed or calculated as a function of their hydrological budget. We show that, for a given climate, the existence of lakes and wetlands has significant impacts on surface temperatures and surface hydrology during summertime. But their respective impacts strongly depend on climatic conditions. The effects of wetlands to cool the surface are systematically larger than those of lakes in both Present-Day and $2\times CO_2$ conditions. But while lakes have a weak impact on Present-Day surface temperatures, except over the Great Lakes Region, the presence of shallow lakes in Eurasia leads to a temperature increase in $2\times CO_2$ climate. As a consequence, the inclusion of wetlands, and, to a lesser degree, lakes, affects locally and seasonally future changes in boreal climate. In particular, summer warming is accentuated by up to $+33\%$ in Eurasia when accounting for lakes and wetlands.

1. Introduction

Land surface schemes are a crucial component of General Circulation Models (GCM). They calculate the surface-atmosphere fluxes of momentum, heat and water, and simulate the surface and subsurface variables which affect these fluxes. Performance of atmospheric models strongly depends on the treatment of land surface processes. Many studies (*Pitman et al.* (1999), *Cox et al.* (1999), *Delire et al.* (2002), *Viterbo et Beljaars* (1995), *Viterbo et al.* (1999), *Boone et al.* (2000)) have highlighted the beneficial impact of improved land surface parameterizations (snow, vegetation, lakes, soil freezing/thawing processes) on climate model performance. *Diffenbaugh et Sloan* (2002) have demonstrated the importance of an accurate mid-Holocene global vegetation distribution as a boundary condition for a land surface scheme. Significant vegetation feedbacks on mid-Holocene monsoon change in northern Africa have been illustrated by *Braconnot et al.* (1999) using a coupled ocean-

atmosphere GCM iteratively coupled to a biome model. Recently, *Poutou et al.* (en revision) have demonstrated important regional impacts of the inclusion of soil water freezing and thawing on simulated future climate change at boreal latitudes. Climate sensitivity is thus very dependent on the way surface processes are parameterized in a GCM.

In this respect, lakes and wetlands can account for a large fraction of the boreal land surface, covering up to 30% and more over large regions (e.g., in the south of the Hudson Bay, wetlands represent nearly half of 325000 km^2 of the terrestrial surface). Inland water surfaces have high thermal inertia compared to surrounding terrestrial terrain types. Therefore, they induce time lags in energy and water exchange processes with the atmosphere. Several studies have shown that lakes and wetlands can have important impacts on climate on various spatial scales. A cooling effect is generally reported during summertime (*Bonan* (1995a), *Pitman et al.* (1991), *Lofgren* (1997), *Krinner* (sous presse)). The impact of lakes and wetlands is weak in winter since they are ice covered (*Bonan* (1995a)). However, lakes and wetlands are known to be sensitive indicators of changes in climate through their variations of ice-cover and depth (*Mason et al.* (1991)).

In the context of global warming, it is thus important to properly account for lakes and wetlands in land surface scheme, and to quantify their effect on boreal climate change as these water surfaces cover a large part of boreal lands, regions which are thought to be very sensitive to an expected warming (*Cubasch et Meehl* (2001)). Hence, in this study we implement lake and wetland parameterizations in a GCM and examine the possible feedback mechanisms induced by inland water surfaces that may modulate the response of the boreal climate to increasing atmospheric CO_2 concentrations.

2. Method

We used an updated version of the atmospheric general circulation model LMDz, optimized for polar climates as in *Krinner et al.* (1997). *Krinner* (sous presse) recently added a representation of inland water bodies (lakes and wetlands) in the surface scheme of LMDz. Lakes and wetlands represent a separate surface type in the tiled surface scheme, the other surface types being continental soil, sea ice, land ice, and open sea. Lake surface fraction is prescribed from the GGHYDRO version 2.2 global hydrologic data set (*Cogley* (1998)). Wetland extent can either be calculated or prescribed in the model from the GGHYDRO data

set (*Cogley* (1998)). Lakes are filled by precipitation and surface runoff from the surrounding continental soil surface. They lose water by evaporation, and by outflow to the oceans when their depth exceeds a critical level (d_c). Wetlands are treated as lakes with $d_c = 0$. Runoff from wetlands is parameterized using a time constant depending on soil drainage characteristics (*Bouwman et al.* (1993)). More details are given in *Krinner* (sous presse). In this study, the prescribed maximal lake depth is not the same for all regions as it is in *Krinner* (sous presse). To compile the maximal lake depth with global coverage, we blended three sources of datasets : (1) the Lake Ice Analysis Group (LIAG) database (*Benson et Magnuson* (2000), (2) a compilation of lake depths made by *Michael Coe (personnal communication)*, and (3) a global lake depth distribution using a simple parameterization in which lake depth d is prescribed as proportional to the standard deviation of the GCM subgrid topography σ_z :

$$d = a\sigma_z. \tag{3.11}$$

Here, the proportionnality factor a is chosen such that a good agreement between the calculated lake depth and data from the LIAG database is obtained. The LIAG data are used preferentially. If no data are found in the LIAG database for a GCM grid box, *Coe*'s data are taken. As a fallback, we use the simple parameterization given in equation 3.11. Moreover, the version of LMDz used by *Krinner* (sous presse) was too warm in Present-Day summer because of an inadequate treatment of runoff in the soil scheme, leading to summer dryness in the Northern high latitudes. This has been corrected for our simulations. We use a regular horizontal grid with 96 longitudes, 73 latitudes, and there are 19 irregularly distributed atmospheric levels.

To assess the sensitivity of climate change to the inclusion of different types of inundated areas, we performed four sets of two 15-year equilibrium simulations :

1. without lakes and wetlands : Present-Day (*PD-control*) and 2×CO_2 climate (*2×CO_2-control*),

2. with fixed lake and wetland extent : Present-Day (*PD-LFWF*) and 2×CO_2 climate (*2×CO_2-LFWF*),

3. with fixed lake extent and without wetlands : Present-Day (*PD-LFWO*) and 2×CO_2

climate (*2×CO_2-LFWO*),

4. with fixed lake and calculated wetland extent : Present-Day (*PD-LFWC*) and 2×CO_2 climate (*2×CO_2-LFWC*).

Present-Day simulations were forced by observed sea surface conditions (SSC) averaged over the period 1979-1995 : SSM/I satellite sea ice concentrations (*National Snow et Ice Data Center* (1998)) and AMIP sea surface temperatures (*Gates et al.* (1998)). 2×CO_2 SSC were reconstructed using the SSC from an IPCC scenario (IS92a) by the HadCM3 Hadley Centre coupled atmospheric-ocean model (*Mitchell et al.* (1998), *J. M. Gregory, personnal communication*). 2×CO_2 sea surface temperatures (SST) anomalies from the simulated HadCM3 mean SST change (2057-2099 minus 1960-2000) were added to the observed Present-Day SST yield 2×CO_2 SSTs given to LMDz. 2×CO_2 sea ice concentrations were also established using an anomaly-like type method.

CO_2 concentrations were respectively fixed at 330 ppm and 568 ppm for Present-Day and 2×CO_2 periods. The value of 568 ppm, corresponding to the double of the preindustrial rate, is the average CO_2 concentration over the period 2057-2099 in the IPCC IS92a scenario.

Simulated lake and wetland impacts (i.e. climatic patterns simulated with minus climatic patterns simulated without these surfaces) in winter are not statistically significant. Indeed, the physical characteristics (e.g., albedo) of a frozen water surface, especially when snow cover is present, are fairly similar to those of continental soil in winter. Therefore, impacts of lakes and wetlands during wintertime will not be discussed in the paper. We essentially focus on the induced changes simulated during warm seasons (June-July-August) which are significant at 95% based on a student-test.

Results of the simulations with lakes and calculated wetlands are very similar to those obtained with lakes and prescribed wetlands. Therefore they are not discussed separately.

3. Effects of inland water bodies on climate change

Here and in the rest of the paper, we focus on six boreal regions : Alaska (160°W-140°W ; 60°N-70°N), north-west Canada (125°W-100°W ; 55°N-67°N), Great Lakes Region (90°W-75°W ; 40°N-50°N), Central Siberia (60°E-110°E ; 50°N-70°N), Eastern Siberia (140°E-180°E ; 50°N-70°N), and south-west Russia (30°E-60°E ; 45°N-60°N). Figure 3.15 illustrates the response of summer soil surface temperature change in boreal regions to the presence of different inland water bodies. This response, R, is defined as the difference between the climate change simulated with the inclusion of inland water bodies and the climate change simulated without them : $R = \Delta T_{water\ bodies} - \Delta T_{no\ water\ bodies}$. Table 3.4 summarizes, for each selected boreal region, the changes calculated with the different experiments : control runs, when fixed lakes are included and when fixed lake and wetland extents are included.

In Central Siberia and south-west Russia, the inclusion of all inundated inland waters induces an enhancement of the summer (June-July-August) warming (R is respectively +0.9°C and +1.2°C). The impact is weaker when only lakes are taken into account (R becomes respectively +0.6°C and +0.3°C). Thus, in these two regions, the impact of lakes and wetlands on soil surface temperatures is to reinforce the summer warming. R is not uniform over North America. No significant changes appear over the Great Lakes Region. Here, the respective impacts of lakes (with/without wetlands) on $2\times CO_2$ and Present-Day climate are balanced. In Alaska and north-west Canada, summer warming is reduced when all inland water bodies are included (by about -0.7°C) while it is enhanced with lakes alone (+0.8°C in north-west Canada). Finally, in Eastern Siberia the slight decrease in surface temperatures due to the lakes alone under $2\times CO_2$ conditions (see section 5) contributes to a reduced future warming (-0.6°C) while no significant response R is diagnosed when all water bodies are included.

On Figure 3.15, one can see a strong decrease of the summer warming expected over Greenland in both cases (lakes alone, and lakes and wetlands). This is essentially a Present-Day climate change when water bodies are included (surface temperatures are increased in both cases compared to *PD-control*). However, no water bodies being prescribed in Greenland, this change must be attributed to the atmospheric circulation. Indeed, when water bodies are taken into account, higher surface pressures are developed over Greenland and Iceland and lower surface pressures appear in the North Atlantic compared to the *PD-control* situation. This surface pressure change contributes to reduce the influx of western cold air

coming from Northern America. Thus a relative warm air coming from the North Atlantic is entering over Greenland. The Greenland case will not be discussed any further here.

Future changes in precipitation and evaporation are not sensitive to the inclusion of lakes and wetlands. Precipitation and evaporation variations induced by the presence of lakes and wetlands under Present-Day and future climates are local and their sensitivity to open water surfaces is not statistically significant. However, the response of the soil hydrology to the inclusion of these surfaces in the model is regionally significant. Future boreal soils could become dryer in summer when accounting for lakes and wetlands in north-west Canada and south-west Russia. Differences in soil humidity between $2\times CO_2$ and Present-Day conditions (control runs) are : -12% of soil water over the north-west Canada and about -18% of soil water in south-west Russia. When lakes and wetlands are included, these differences become respectively -19% and down to -37% of soil water. Surface runoff is also slightly reduced under future conditions compared to Present-Day, this reduction being accentuated when accounting for inland water surfaces. Including lakes and wetlands in surface modelling therefore leads to stronger future summer soil dryness in some specific regions.

To better understand these effects, it is necessary to analyse separately the simulated impact of open water surfaces on the Present-Day and on the future climate. This will be done in the following sections.

4. Effects of inland water bodies on Present-Day climate

Krinner (sous presse) reports a strong cooling of the simulated boreal summer climate when lakes and wetlands are included in the LMDz GCM. However, as mentioned before, the version of LMDz used by *Krinner* (sous presse) has a strong warm bias in the boreal summer. Here, we used a corrected version of LMDz with a greatly reduced warm bias even in the control run. As a consequence, the inclusion of open water surfaces in this version has a less striking effect on the simulated boreal climate. On Figure 3.16, a 2 to 3 °C cooling appears below 50°N (over the Great Lakes Region and the south-west Russia) but does not extend to all boreal lands as in *Krinner* (sous presse). We have also noted that the Hudson Bay region (above 50°N) undergoes a cooling in springtime (not shown) of about 1.5°C. Elsewhere, inland water bodies do not have a strong influence on Present-Day boreal surface temperatures. When only lakes are included, the summer cooling is limited to the Great

Lakes Region. In both cases (prescribed lakes alone or prescribed lakes and wetlands), the decrease in surface temperatures over the Great Lakes Region is characterized by a slight decrease of cloudiness (between -8% and -10%). As stated by *Krinner* (sous presse), we find that the impact of lakes is weak compared to that of wetlands and this can be understood as the imposed total surface of wetlands in the Northern Hemisphere (2.67×10^6km^2) is much higher than that of lakes (1.45×10^6km^2). Figure 3.17 shows cooler surface temperatures over lakes (-2°to -3°C) than over the contiguous continental soil in Alaska, north-west Canada and in Eastern Siberia. But this difference is smaller than in *Krinner* (sous presse) and *Lofgren* (1997) and can not lead to a local cooling as strong as in these studies (larger than -5°C). No significant temperature difference between wetlands and contiguous soil continental surface appears as wetlands have a weak thermal inertia (their calculated depth is generally under 1 meter).

Finally, in both *PD-LFWF* and *PD-LFWO*, relative to the control run, a decrease of evaporation (-0.6 mm/day) and precipitation (-1 mm/day) is observed over the Great Lakes Region and the north-west Canada. Indeed, colder surface temperatures (due to the presence of lakes) stabilize the atmosphere and induce less evaporation. Reducing latent heat fluxes also stabilizes the atmospheric profile and suppresses convective precipitation over the lakes. The water cycle is thus locally reduced in *PD-LFWF* and *PD-LFWO* experiments. This very local effect induced by the presence of lakes was also found by *Lofgren* (1997) over the Great Lakes. Consequently, soil humidity is locally reduced over this region (and also in Central Siberia) in *PD-LFWF* and *PD-LFWO* compared to the control run. But this stabilizing effect is balanced by the high evaporative rate from wetlands, which is due to the higher surface temperature of these shallow open water bodies. Indeed, the hydrological cycle is less weakened in *PD-LFWF* than in *PD-LFWO* experiment, leading to a higher soil humidity in *PD-LFWF*.

5. Effects of inland water bodies on $2\times CO_2$ climate

The effects of the inclusion of all open water bodies (lakes and wetlands) in the model are illustrated on Figure 3.18. During springtime, it shows a well-marked cooling compared to *$2\times CO_2$-control* experiment, concentrated over the Great Lakes Region, north-west Canada and eastern Siberia (down to -4°C over the Great Lakes Region). In summer, the decrease in

surface temperatures is less pronounced than it is in spring and only affects the Great Lakes Region and the north-west Canada. However, these cooling effects in spring and summer are larger than those observed in Present-Day climate. Maximum wetlands and lakes areas are prescribed in the same way in Present-Day and future experiments. But depending on precipitation and surface runoff, some wetland areas can temporary dry out during the dryest periods of the year. The number of inundated months in wetlands increases under warmer conditions compared to Present-Day, particularly in Central Siberia (with a gain of two inundated months) as shown on Figure 3.19. This can explain the larger cooling effect obtained in $2\times CO_2$ climate than in Present-Day climate. More inundated months in wetlands under warmer conditions can come from either more precipitation or a longer ice-free period or from both. In Central Siberia for example, the increase in inundated duration is largely due to a longer ice-free period than in Present-Day climate. In Eastern Siberia, it is more balanced between the increase in precipitation and in the duration of the ice-free period.

However, as in Present-Day climate, summer surface temperatures over wetlands and over the continental soil are similar (not shown) whereas in spring, wetlands remain slightly cooler than the surrounding soil. These results are consistent with the fact that less cooling zones are present in summer than in spring. Indeed, a spring cooling effect over the Great Lakes Region at the surface (Figure 3.18) remains unchanged throughout summer, because these lakes are deep. But, in Central Siberia where both shallow lakes (depth is between 5 and 10 m in our simulations) and wetlands coexist, we find a strong increase in summer surface temperatures compared to *$2\times CO_2$-control* (see Figure 3.18). In fact, shallow lakes already exist under Present-Day conditions and they are also somewhat warmer than the surrounding soil in our simulations. However, this slight difference induces no significant changes on Present-Day summer surface temperatures. Under a future warming, compared to Present-Day conditions, we find more lakes in Central Siberia with a higher surface temperature than the surrounding continental soil (about +1.5°C). This can be linked to a regional change in surface atmospheric circulation (see Figure 3.20). The high concentrations of wetlands and shallow lakes in the Ob bassin induce a depression pattern centered at the west of the Ural chains, whereas Eastern Siberia is characterized by higher surface pressures. This regional circulation change allows a southerly warm air flux coming from the interior of continent (mainly from the Gobi desert (42°N)) to heat a large part of Central Siberia.

Figure 3.18 also shows that the impact of lakes alone is, as in Present-Day climate, weaker

than that of wetlands under future climatic conditions. Nevertheless, a similar cooling effect can be seen over the Great Lakes Region during spring and summer (down to -3.5°C). In this region, characterized by deep lakes, summer surface temperature over lakes remains lower than over surrounding soils under future conditions (between -2°and -3°C). Elsewhere, in north-west Canada, south-west Russia and Central Siberia we find again a strong (and significant) heating effect (up to +2°C) during summertime.

Finally, induced effects of all inundated areas on the surface climate lead to some changes in the future hydrological cycle of the boreal regions. The soil is dryer (about -13% of soil water) when inland water surfaces are introduced, as mentioned for Present-Day. Soil moisture reductions are localised over north-west Canada and over the Baikal lake with a larger extent compared to these same regions affected in Present-Day climate. The presence of dryer soils is linked to regional decrease of precipitation compared to *2×CO_2-control* experiment down to -0.6 mm/day above the Baikal lake when including all open water surfaces. Only Central Siberia undergoes a slight increase of evaporation by up +0.5 mm/day, due to the presence of large wetland areas (1.05×10^6km^2). This can be quantified using the precipitation recycling ratio Ra, which is defined as the ratio between Pr (precipitation that is due to "local" evaporation) and total precipitation P. Following *Budyko* (1974) and *Eltahir et Bras* (1996) it can be diagnosed from water moisture convergence F^+ into and evaporation E within the region :

$$Ra = \frac{Pr}{P} = \frac{EA}{2F^+ + EA} \tag{3.12}$$

where A is the area of the considered region.

Thus, in Central Siberia, Ra is slightly increased (0.28 in *2×CO_2-LFWF* experiment compared to 0.26 in the *2×CO_2-control* run). On the other hand, a decrease of both evaporation and precipitation characterizes the extreme north of Canada and the Baikal lake region, places where deep lakes are cold enough during summer to prevent an acceleration of the hydrologic cycle. Altogether, wetlands thus locally increase the local recycling of evaporation, or at least compensate the stabilizing atmospheric effect induced by the presence of deep lakes.

6. Discussion and conclusions

The magnitude of the changes induced by the presence of boreal lakes and wetlands de-

pends on the type of inland water bodies included. Lake effects are indeed systematically weaker than wetland effects. On the contrary, changes due to wetlands can be locally very strong, such as the enhancement of the future warming by about +33% on average in Central Siberia. These responses largely depend on the representation of wetland surfaces, the maximal extents of which are given by *Cogley* (1998). The two supplementary experiments for Present-Day and $2\times CO_2$ climate with prescribed lake areas, but calculated wetland extents, corroborate the previous discussed results. In that case, wetland extents are calculated as a function of their water balance (as in *Krinner* (sous presse)). During warm periods and under Present-Day conditions, the cooling at the surface induced by wetlands is more extended in North America (still over the Great Lakes Region plus north of Hudson Bay). Surface temperatures also decrease in northern Siberia. These additionnal cooling zones correspond to simulated additionnal wetland areas, that are not present when wetland extent is prescribed in the model : for example in North America, 1.027×10^6 km^2 wetland surfaces are calculated whereas 0.76×10^6 km^2 are accounted for in the *PD-LFWF* experiment. Similarly, the induced cooling at future time is more extended in North America and again the same increase in surface temperatures is localised in Central Siberia. Finally, the presence of more (calculated) wetlands in North America reinforce the diminution of the expected future warming in this region. Hence, the results from these two supplementary experiments with prescribed lake and calculated wetland extents corroborate those obtained using prescribed wetland extents, thereby increasing our confidence in their significance.

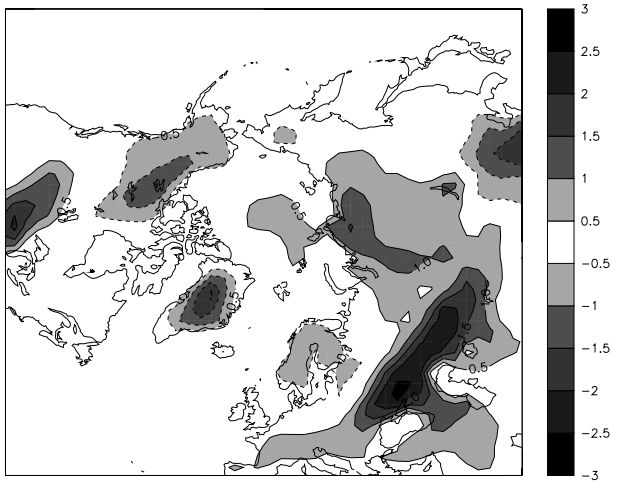
The results of these simulations, performed with a new version of the atmospheric model LMDz, which contains a treatment (adapted to a GCM) of inland water bodies have underlined the potentially important lake and wetland feedback mechanisms on CO_2 induced climate change at high latitudes. Lakes and wetlands do not impact in the same way on climate and thus on climate change. In Present-Day summer conditions, the presence of wetlands does have some cooling effects at the surface whereas the lakes have no strong influence on surface temperatures. A warmer climate seems to be more sensitive to the presence of lakes, particularly in Central Siberia, where surface temperatures increase by up +2°C both in the lakes alone and, lakes and wetlands cases. Consequently, the response of boreal regions to the presence of lakes and wetlands depends on the type, the extent of the water body and its depth, and on the reference climate itself. The overall sensitivity of climate change to these surface types is complex. It is summarized on Table 3.4. Globally, changes are the

largest when all inland water bodies are included. This shows the importance of wetland feedbacks mechanisms in the climate system. Indeed, accounting for wetland areas strongly accentuates the future summer warming in Eurasia (+33% in Central and Eastern Siberia) although their effect is weaker elsewhere. However their presence in the model can reverse the regional temperature change in North America, by reducing the warming (-33% in Alaska and -26% in north-west Canada) while the lake surfaces alone lead to an enhancement of the warming (in north-west Canada). Consequently, compared to the lake effects, wetland impacts are stronger due to their lower thermal inertia : wetlands can either accentuate or reverse the trend imposed by the lakes, depending on climatic conditions. Although the role of lakes and wetlands is statistically significant on the seasonal timescale (during summer-time), induced climate change variations are lower than the changes induced by the inclusion of frozen soils in the same model (*Poutou et al.* (submitted)). In other words, although the impact of lakes and wetlands on climate change is not negligible, it is less crucial to take into account open water surfaces than soil freezing in studies of future climate change.

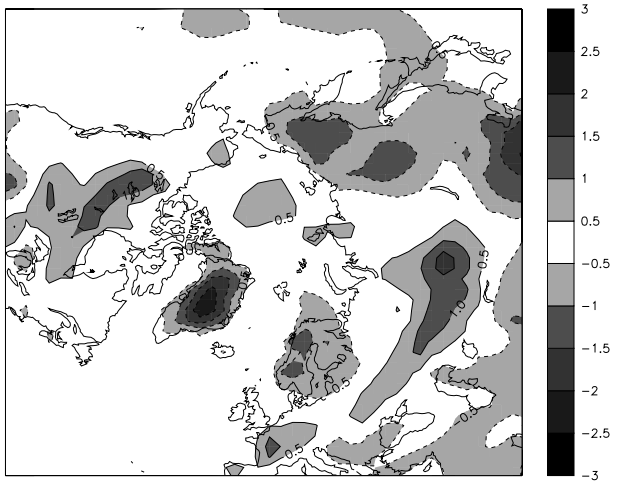
Tables and figures

Selected region	$\Delta T_{control}$	ΔT_{lakes}	$\Delta T_{lakes+wetlands}$	R_{lakes}	$R_{lakes+wetlands}$
Alaska 160°W-140°W ; 60°N-70°N	2.2	2.4	1.5	-	-0.7 -33%
North-west Canada 125°W-100°W ; 55°N-67°N	2.8	3.7	2.1	+0.8 +30%	-0.7 -26%
Great Lakes region 90°W-75°W ; 40°N-50°N	4.9	4.8	4.8	-	-
Central Siberia 60°E-110°E ; 50°N-70°N	2.7	3.3	3.6	+0.6 +22%	+0.9 +33%
Eastern Siberia 140°E-180°E ; 50°N-70°N	3.5	2.8	3.5	-0.7 -19%	- -
South-west Russia (30°E-60°E ; 45°N-60°N)	3.6	3.9	4.8	+0.3 +8%	+1.2 +34%

Tab. 3.4 : Changes in summertime (June-July-August averages) surface temperatures (°C) between $2\times CO_2$ and Present-Day climates calculated on selected boreal regions : control runs ($\Delta T_{control}$), with lakes alone (ΔT_{lakes}) and with all inundated surfaces ($\Delta T_{lakes+wetlands}$). The sensitivity R is given (when significant) in degrees and percent.



(a) Lakes and wetlands (summer)



(b) Lakes alone (summer)

Fig. 3.15 : Sensitivity of soil surface temperature change to the inclusion of lakes and wetlands (a), and to the lakes alone (b) for summertime (June-July-August averages), in °C. Negative values are enclosed by broken lines.

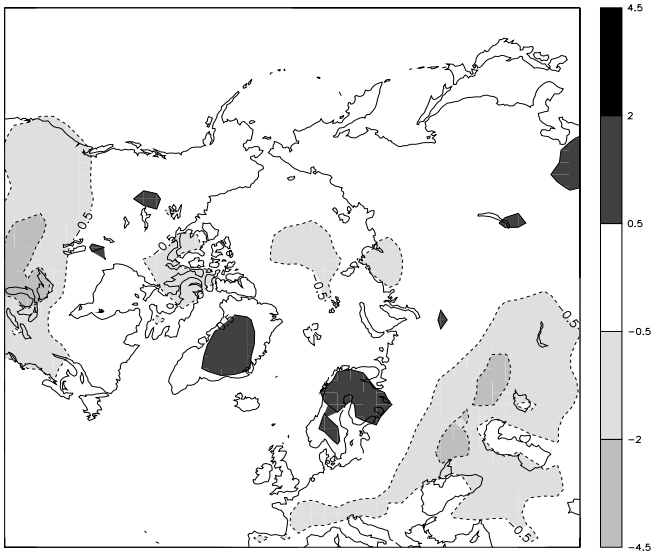


Fig. 3.16 : Differences in summer Present-Day surface temperatures (°C) when all inland water bodies are included : (*PD-LFWF*) minus (*PD-control*).

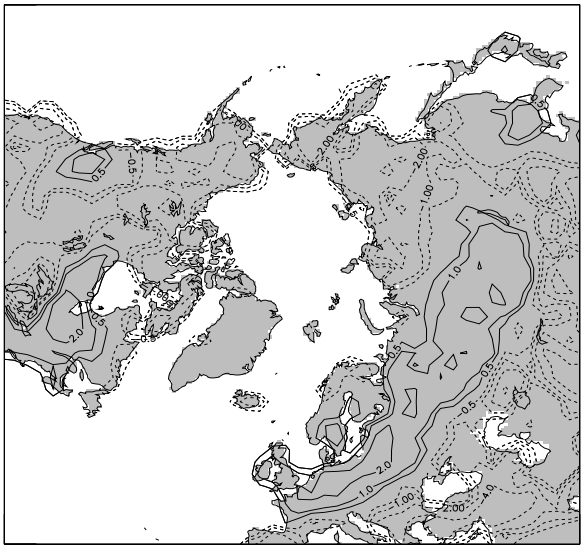


Fig. 3.17 : Simulated summer surface temperature difference between contiguous lake and soil surface tiles for Present-Day in the *PD-LFWF* experiment.

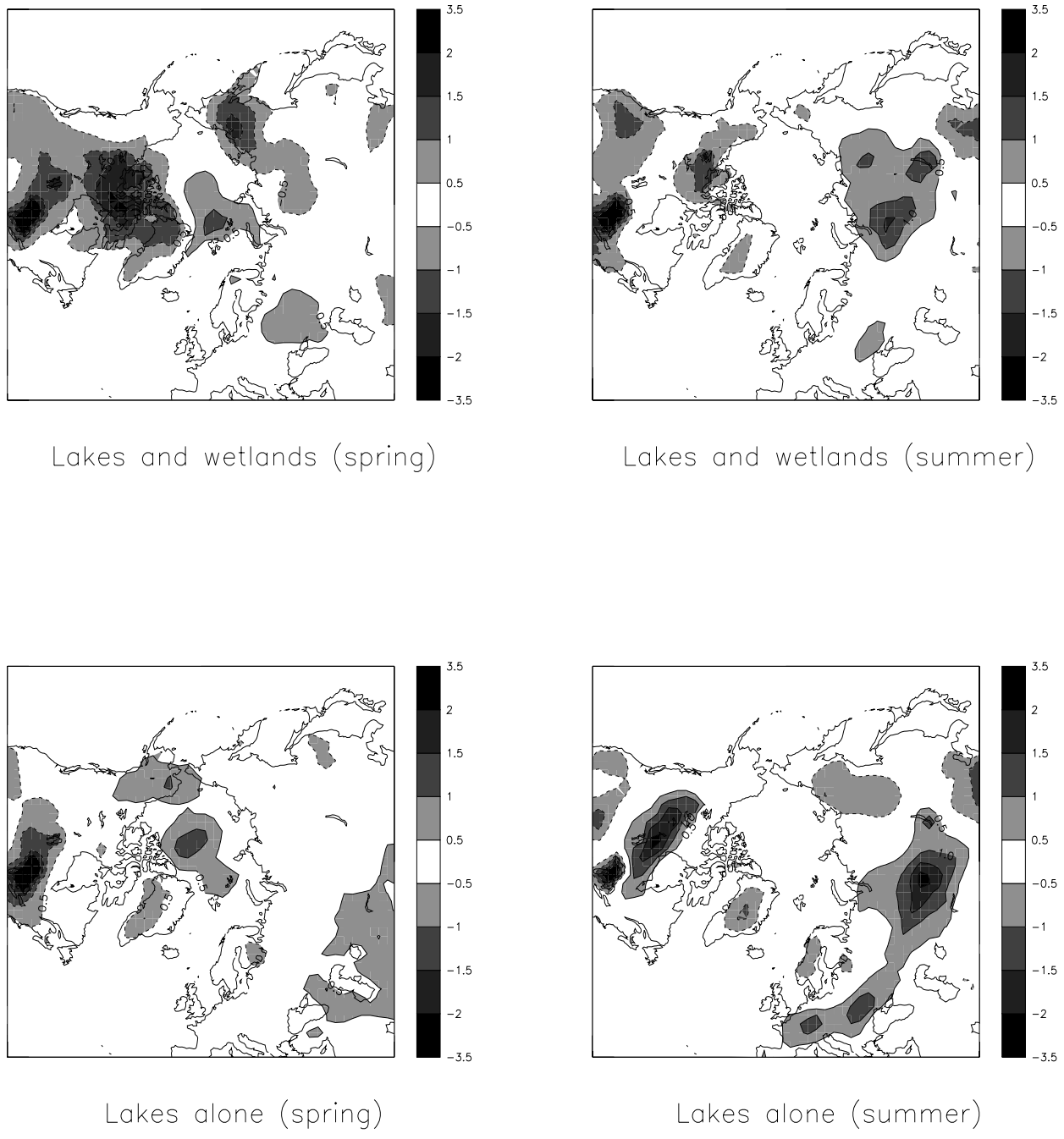
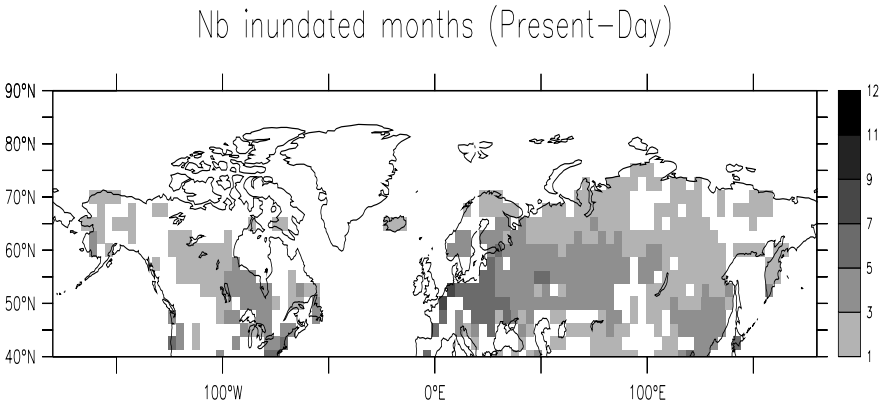


Fig. 3.18 : Differences in spring (left) and summer (right) future surface temperatures (°C) when (top) all inland water bodies (*2×CO_2-LFWF-2×CO_2-control*) and (below) lakes alone (*2×CO_2-LFWO-2×CO_2-control*) are included.



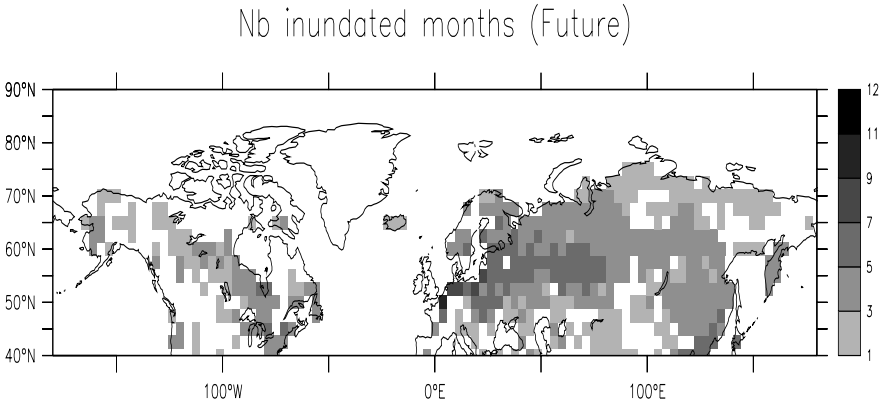


Fig. 3.19 : Number of inundated months in wetland areas, as simulated for Present-Day climate (*PD-LFWF*) and for 2×CO_2 climate (*2×CO_2-LFWF*).

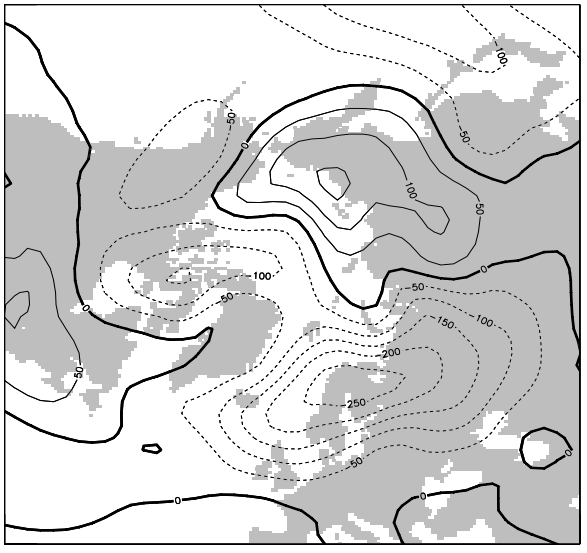


Fig. 3.20 : Summer surface pressure differences between *2*$\times CO_2$*-LFWF* and *2*$\times CO_2$*-control* experiments. Isolines are in Pa.

References

Benson, B., and J. Magnuson, Global lake and river ice phenology database, digital media, http ://nsidc.org/NOAA/LIAG, 2000.

Bonan, G. B., Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces, *J. Climate*, *8*, 2691–2704, 1995.

Boone, A., V. Masson, T. Meyers, and J. Noilhan, The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer scheme, *J. Appl. Meteor.*, *39*, 1544–1569, 2000.

Bouwman, A., I. Fung, E. Matthews, and J. John, Global analysis of the potential for N_20 production in natural soils, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *7*, 557–597, 1993.

Braconnot, P., S. Joussaume, O. Marti, and N. de Noblet, Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the african monsoon response to mid-holocene insolation, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, (16), 2481–2484, 1999.

Budyko, M., Climate and Life, Academic Press, 1974.

Cogley, J., Global hydrographic data, release 2.2, technical report 98-1, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada, 1998.

Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, and J. Smith, The impact of a new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Clim. Dyn.*, *15*, 183–203, 1999.

Cubasch, U., and G. A. Meehl, Projections for future climate change, in *Climate Change 2001 : The scientific Basis*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, 525–582, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, 2001.

Delire, C., S. Levis, G. Bonan, J. A. Foley, M. Coe, and S. Vavrus, Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land-surface models, *Clim. Dyn.*, *19*, 657–669, 2002.

Diffenbaugh, N. S., and L. C. Sloan, Global climate sensitivity to land surface change : the mid-Holocene revisited, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, (10), 114, 2002.

Eltahir, E., and R. Bras, Precipitation recycling, *Rev. Geophys.*, *34*, 367–378, 1996.

Gates, W. L., J. Boyle, C. Covey, C. Dease, C. Doutriaux, R. Drach, M. Fiorino, P. Gleckler, J. Hnilo, S. Marlais, T. Phillips, G. Potter, B. Santer, K. Sperber, T. K., and D. Williams, An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project AMIP I, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *73*, 1962–1070, 1998.

Krinner, G., C. Genthon, Z.-X. Li, and P. Le Van, Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13731–13745, 1997.

Krinner, G., Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, in press.

Lofgren, B. M., Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate, *J. Climate*, *10*, 2847–2858, 1997.

Mason, I. M., A. R. Harris, C. M. Birkett, W. Cudlip, and C. G. Rapley, Remote sensing of lakes for the proxy monitoring of climatic change, *Proc. 16th Ann. Conf. Remote Sensing Society*, 314–324, 1991.

Mitchell, J. F. B., T. C. Johns, and C. A. Senior, Transient response to increasing greenhouse gases using models with and without flux adjustment, Bracknell, Hadley Centre, 1998.

National Snow, and Ice Data Center, Northern Hemisphere weekly snow cover and sea ice extent, digital data availabe from nsidc@kryos.colorado.edu, 1998.

Pitman, A. J., A simple parameterization of sub-grid scale open water for climate models, *Clim. Dyn.*, *6*, 99–112, 1991.

Pitman, A. J., R. Pielke, R. Avissar, M. Claussen, J. Gash, and H. Dolman, The role of the land surface in weather and climate : does the land surface matter ?, *Glob. Change News Let.*, *39*, 4–11, 1999.

Poutou, E., G. Krinner, C. Genthon, and N. de Noblet-Ducoudré, Role of soil freezing in future boreal climate change, *Clim. Dyn.*, submitted.

Viterbo, P., and A. C. M. Beljaars, An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Climate*, *8*, 2716–2748, 1995.

Viterbo, P., A. Beljaars, J. F. Mahfouf, and J. Teixeira, The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 2401–2426, 1999.

3.6 Conclusion

Ce chapitre a eu pour objet l'étude du rôle des zones inondées sur le climat des régions boréales. Les surfaces inondées terrestres, qui regroupent les lacs et les wetlands sont une composante importante des régions boréales, recouvrant de larges fractions de la surface terrestre par endroit. L'extension et les quantités d'eau retenues dans ces surfaces sont conditionnées par les événements climatiques : embâcles de la glace hivernale, fonte des neiges au printemps, événements de précipitations. Les surfaces inondées représentent ainsi de bons indicateurs des variations saisonnières du climat et des perturbations climatiques à plus long terme. En retour, elles interagissent avec l'atmosphère via le rayonnement et des échanges de chaleur, d'eau, de gaz et de matière. Les wetlands constituent par exemple la source majoritaire des émissions naturelles de méthane atmosphérique, entre 25 et 40% des émissions globales. Ainsi, cette étude est motivée par la négligence des éventuels impacts de ces surfaces inondées sur le climat simulé dans les MCGAs, et en particulier sur le changement climatique futur simulé alors que certains effets ont d'ores et déjà été mis en évidence (en été, un refroidissement local des températures de la surface est généralement observé [*Bonan* (1995a) ; *Lofgren* (1997)] lorsqu'on tient compte des zones inondées pour simuler le climat présent).

Deux nouveaux types de surface représentant les lacs et les zones humides ont donc été introduits dans le modèle LMDz. Les étendues de lacs sont prescrites d'après la base de données de LIAG [*Cogley* (1998)] tandis que les extensions des wetlands sont soit prescrites (d'après la même base de données), soit calculées explicitement en fonction du bilan d'eau dans le modèle. Les lacs et wetlands se remplissent par l'apport d'eau des précipitations et par une partie du ruissellement provenant des autres types de surfaces existant dans la même grille du modèle, prise égale à la fraction de grille occupée par la zone inondée. Ils se vident par évaporation et le ruissellement des wetlands est fonction de l'indice de drainage du sol de *Bouwman et al.* (1993). De la glace peut recouvrir partiellement (ex : grands lacs) ou totalement (ex : wetlands) les surfaces d'eau pendant l'hiver.

Dans les régions boréales, les extensions des wetlands actuels données par le modèle (nous nous sommes intéressés uniquement aux surfaces réellement inondées, c'est à dire comportant une hauteur d'eau non nulle), qu'elles soient prescrites ou calculées, sont en bon accord avec les cartographies globales de *Fung et al.* (1991) et *Cogley* (1991). La comparaison avec

la distribution des wetlands boréaux, réalisée à l'aide de données satellites par *Prigent et al.* (2001) a confirmé la relativement bonne représentation dans LMDz des zones humides boréales. Sous des conditions climatiques plus chaudes, des nouveaux wetlands se forment en Eurasie où la durée d'inondation augmente, les autres régions au-dessus de 45°N montrant très peu de variations sur les étendues entre les conditions du présent et de type $2\times CO_2$. Bien que ce ne soient pas nos régions d'intérêt, de sérieuses difficultés sont apparues sur la représentation des wetlands aux latitudes tropicales. Dans ces régions, les fractions des surfaces réellement inondées, i.e. comportant une hauteur d'eau non nulle, simulées par LMDz (même lorsque les étendues sont prescrites), sont extrêmement faibles par rapport aux observations existantes. Les conditions climatiques simulées à ces latitudes ne sont certainement pas les seules causes de cette sous-estimation : le schéma de wetland implanté requiert des modifications sensibles dans ces régions, comme un drainage du sol plus sophistiqué tenant compte de la végétation.

Krinner (sous presse) avait par ailleurs noté que la profondeur des lacs prescrite (dans les conditions de climat présent) était très nettement supérieure à celle moyenne de la base de données de lacs de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)]. Ainsi, au lieu d'imposer comme dans *Krinner* (sous presse) une profondeur maximale de 50 m, nous avons réalisé des simulations utilisant une profondeur maximale fixée d'après les hauteurs d'eau des lacs actuellement mesurées, généralement plus faibles. Si en un point du globe, de telles mesures n'existaient pas, la profondeur maximale fut prise proportionnelle à l'écart standard de la topographie locale. Le module de glace a été une nouvelle fois validé à l'aide des données de LIAG d'une trentaine de lacs de l'hémisphère nord, sélectionnés par *Walsh et al.* (1998). La bonne corrélation déduite (0.84) sur les durées d'englacement, issues des données et celles simulées par LMDz atteste que le modèle de lac répond correctement à différentes conditions climatiques. Ce résultat nous a permis d'effectuer une projection, dans des conditions climatiques de doublement de CO_2, de la perte en nombre de jours d'englacement des lacs boréaux. Cette perte est estimée ici à 38 jours et correspond à un réchauffement d'environ +4°C en moyenne annuelle dans ces régions. La réduction de l'épaisseur de glace de lac est elle aussi importante (spectaculaire au printemps) et touche particulièrement les lacs boréaux les plus au sud, tels les Grands Lacs du nord-ouest du Canada.

De plus, les durées d'inondation des wetlands boréaux reproduites dans LMDz ont été comparées à deux sources de données satellites dans les micro-ondes : l'étude de *Prigent*

et al. (2001) et les résultats préliminaires d'Arnaud Mialon, en thèse en co-tutelle entre le LGGE et le CARTEL à Sherbrooke (*communication personnelle*). La saisonnalité simulée est en meilleur accord avec les données satellites lorsque les étendues de wetlands sont explicitement calculées dans LMDz par rapport au cas où elles sont prescrites. Le nombre de surfaces de wetlands simulés se situe entre les deux estimations satellites disponibles, celle de *Prigent et al.* (2001) concernant l'ensemble des régions boréales (55°N-70°N) et celle d'Arnaud Mialon incluant l'Alaska et le nord Canada. De même, les étendues maximales annuelles des wetlands semblent varier entre les mois de Septembre (données de A. Mialon) et Août (résultats d'LMDz et de *Prigent et al.* (2001)). Ce type de confrontations ne peut en aucun cas permettre d'affirmer qui détient la réalité. Néanmoins, les méthodes utilisées dans les extractions de données satellites ainsi que la formulation des wetlands dans le modèle n'étant pas parfaits, cette comparaison nous éclaire sur les difficultés et faiblesses de chaque outil. Par exemple, sur la région d'Amérique du Nord, au mois de Septembre, la chute de près de la moitié des surfaces de wetlands par rapport au mois d'Août, simulée dans le modèle LMDz est attribuée à la présence de nombreux wetlands englacés à cette période de l'année, et donc non considérés comme des étendues d'eau libre dans notre estimation. Cette chute spectaculaire du nombre de wetlands n'apparaît pas du tout dans les données d'A. Mialon alors qu'elle est aussi présente aux mêmes mois chez *Prigent et al.* (2001). Est-ce qu'LMDz englace trop rapidement les surfaces de wetlands ? Il serait aussi utile de savoir si le satellite distingue les zones totalement englacées de celles partiellement englacées dans un pixel de donnée et s'il détecte les fines couches de glace. Des comparaisons plus approfondies avec les travaux de *Prigent et al.* (2001) et des observations météorologiques dans des régions comportant des wetlands seraient également envisageables. Cependant, étant donné la relative simplicité de la formulation des wetlands dans le modèle, il convient de rester satisfait quant à la capacité d'un MCGA de reproduire la dynamique saisonnière de ce type d'écosystème.

Dans l'article *Sensitivity of simulated future boreal climate change to terrestrial open water surfaces*, nous nous sommes intéressés à l'impact de la prise en compte des zones inondées (lacs et zones humides) dans le modèle LMDz sur la simulation du changement climatique futur. Trois jeux de simulations ont été réalisés pour les conditions du climat présent et futur, de type $2\times CO_2$: (1) simulations de référence, (2) simulations incluant les surfaces de lacs et wetlands, (3) simulations incluant seulement les surfaces de lac. Les étendues des zones inondées (lacs et wetlands) des expériences (2) et (3) ont été fixées au

modèle. Nous reprenons ici les principales conclusions exposées en anglais dans l'article. Des changements significatifs sont apparus sur les températures de surface simulées dès que l'on tient compte des surfaces inondées dans le modèle LMDz. Mais ces changements induits dépendent fortement du type de surface introduit, lac ou zone humide. L'impact de la présence des lacs est systématiquement moins fort que celui des wetlands. Ainsi, dans les conditions climatiques actuelles, l'inclusion des wetlands provoque un abaissement notable des températures de surface l'été (entre -2 et -3°C vers 50°N) tandis que la présence des lacs a peu d'effet, hormis dans la région des Grands Lacs du nord-ouest du Canada. Le climat $2\times CO_2$ est, quant à lui, plus influencé par la prise en compte des lacs. Une très forte augmentation des températures de surface en Sibérie Centrale, attribuée à un changement local de la circulation atmosphérique en surface apparaît par rapport à la simulation de contrôle sans lac.

Ces résultats montrent bien la réponse complexe du climat modélisé à l'inclusion des zones inondées : cette réponse dépend non seulement du type de la surface inondée mais aussi du type de climat simulé. Par conséquent, la sensibilité du changement climatique simulé à la prise en compte des zones inondées, marquée l'été, est non uniforme selon les régions et le type de surface considérée. Prendre en compte les lacs et wetlands dans le modèle entraîne une amplification du réchauffement estival en Eurasie (+33% en Sibérie Centrale et sud-ouest de la Russie). En Alaska et nord-ouest Canada, l'effet des wetlands est d'inverser la tendance au réchauffement provoqué par la seule présence des lacs. Cette étude suggère donc l'importance des rétroactions climatiques impliquant les wetlands, surfaces qui réagissent plus rapidement que les lacs (plus profonds) du fait de leur moins grande inertie thermique, à toute perturbation climatique. Cependant, les couches de surface d'un lac possèdent un temps d'équilibre de quelques années au maximum. Dans le cadre d'un réchauffement climatique sur plusieurs dizaine d'années, la surface du lac va donc répondre suffisamment rapidement au changement climatique imposé. Par conséquent, il est finalement crucial de considérer l'ensemble des lacs et wetlands dans toute simulation du changement climatique futur afin d'évaluer correctement la sensibilité des régions caractérisées par ce type de surfaces.

Chapitre 4

Emissions de méthane des zones humides terrestres

4.1 Introduction

4.1.1 Effet radiatif du méthane

Le méthane (CH_4) est l'un des gaz traces les plus impliqués dans les changements climatiques puisqu'il joue un rôle important dans l'équilibre radiatif et chimique de la Terre. Bien qu'il soit 200 fois moins concentré dans l'atmosphère (d'où le terme de *trace*) que le dioxyde de carbone (gaz *trace* à effet de serre dont la concentration atmosphérique a très fortement augmenté depuis la révolution industrielle), on lui attribue généralement une proportion comprise entre 15 et 20% du forçage radiatif[1] total actuellement observé [*Lelieveld et al.* (1998) ; *Minschwaner et al.* (1998)]. En fait, une molécule de méthane est 25 fois plus efficace qu'une molécule de CO_2 pour absorber le rayonnement infrarouge (émis par la Terre ou par d'autres constituants atmosphériques) et ainsi contribuer à l'effet de serre terrestre [*IPCC* (2001)]. Outre l'aspect radiatif, le CH_4 modifie la composition chimique de la troposphère (10 premiers km). Sa concentration est fortement contrainte par la capacité oxydante de l'atmosphère via la réaction avec les radicaux hydroxyles OH troposphériques (réaction 4.1), permettant la formation dans certains cas de l'ozone (réaction 4.3). L'oxydation de CH_4

[1] ensemble des facteurs naturels et anthropiques qui influencent le bilan énergétique radiatif du système climatique

est initialisée selon :

$$CH_4 + OH \longrightarrow CH_3 + H_2O \xrightarrow{O_2} CH_3O_2 + H_2O \tag{4.1}$$

Ensuite s'il y a suffisamment d'oxydes d'azote dans l'atmosphère, on a :

$$CH_3O_2 + NO \xrightarrow{O_2} CH_2 + NO_2 + H_2O \tag{4.2}$$

qui conduit à la photolyse de NO_2 et à la production d'ozone :

$$NO_2 \xrightarrow{h\nu, O_2} NO + O_3 \text{ pour } \lambda \leq 420\ nm \tag{4.3}$$

Au cours des derniers cycles climatiques, la concentration de méthane atmosphérique a considérablement varié, de 350 à 700 parties par milliard en volume (ppbv) (voir figure 4.1) et de nombreuses questions demeurent sur l'origine de ces variations. Les auteurs sont généralement d'accord sur la quantité de CH_4 émise chaque année dans l'atmosphère mais des incertitudes subsistent sur la répartition des émissions totales entre les différentes sources anthropiques et naturelles [*Prather et al.* (1995)]. Parmi elles, les zones humides constituent la source naturelle d'émission de CH_4 la plus importante : entre 25 et 40% (de 90 à 260 Tg/an) des émissions globales (estimées entre 500 et 600 Tg/an). Par conséquent, des efforts ont été réalisés dans le développement de modèles pour améliorer nos connaissances sur les paramètres et mécanismes gouvernant ces émissions naturelles. Les mesures de terrain restant encore très locales et non continues, l'outil numérique (et satellite pour le diagnostic des zones humides terrestres, comme vu au chapitre 3, section 3.4.2) semble être le seul moyen pour parvenir à quantifier ces émissions.

4.1.2 Estimation des émissions de CH_4 dans la littérature

Plusieurs tentatives de mesures *in situ* des émissions de CH_4 ont été effectuées pour estimer le flux global de CH_4. Les premières études suggérèrent que les wetlands tropicaux étaient la principale source de CH_4 atmosphérique [*Seiler et Conrad* (1987)]. D'autres mesures dans les années 80 révélèrent que les latitudes boréales avaient une part non négligeable dans les émissions globales [*Matthews et Fung* (1987) ; *Aselmann et Crutzen* (1989)]. Mais de nombreuses incertitudes subsistent depuis dans ces estimations, aussi bien à l'échelle globale que régionale. En effet, bien que le nombre de points de mesures se soit multiplié, leur couverture spatiale reste peu étendue. De plus, très peu de données d'émissions ont été recueillies

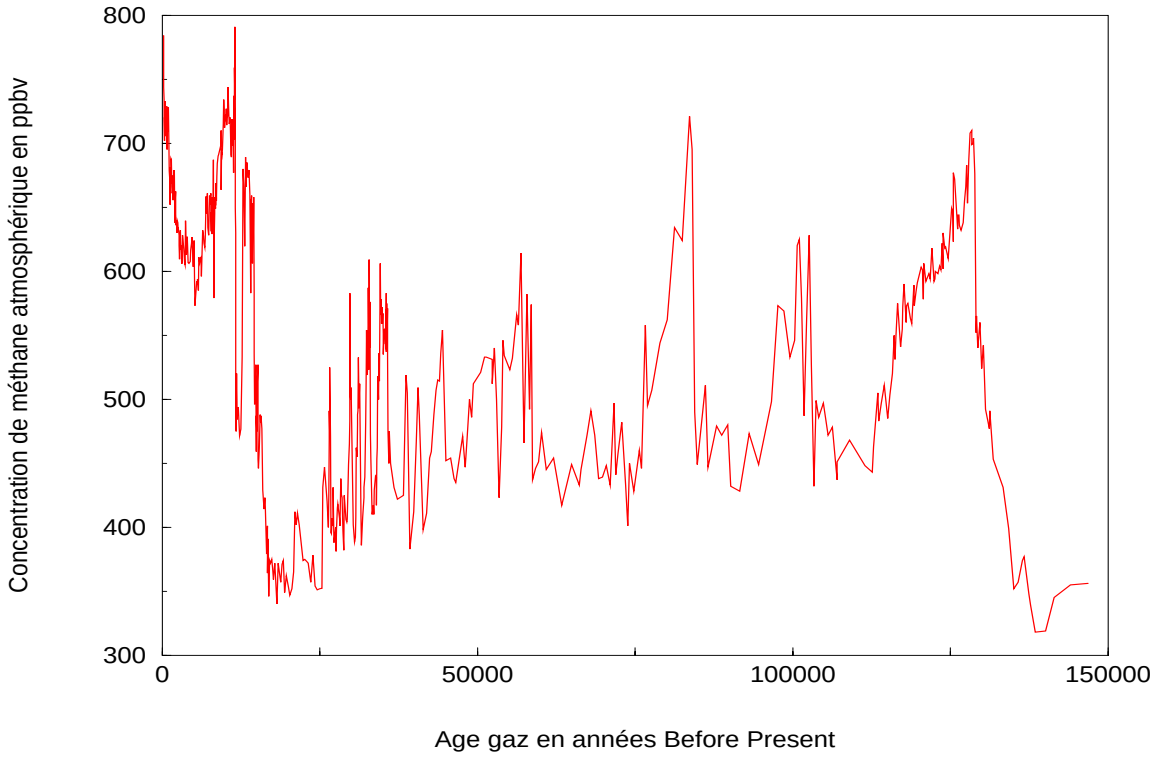


Fig. 4.1 : Concentrations en méthane atmosphérique depuis 150000 ans à partir des forages GRIP et GISP2 au Groenland, et à Vostok, reconstruites d'après *Chappellaz et al.* (1993).

sur plus d'une année de mesure et sur une échelle spatiale supérieure à 100 km^2. Or, il est peu vraisemblable que les extrapolations des mesures de CH_4 régionales à l'échelle globale permettent d'aboutir à des valeurs d'émissions réalistes. Des approches globales, basées sur la modélisation des paramètres gouvernant les émissions peuvent nous donner des éléments de réponse. Un premier type d'approche concerne la paramétrisation des émissions possibles (par exemple en fonction de la température de surface [*Fung et al.* (1991)]) pour chaque unité de wetland considéré [*Aselmann et Crutzen* (1989) ; *Chappellaz et al.* (1993)]. Dans ce cas, seulement un ou deux paramètres sont pris en compte. Or, étant donné que les conditions d'émission (du moins celles connues) sont nombreuses et complexes (température et humidité du sol, matière décomposable, chimie du sol, salinité, nutriments, microtopographie...), cette première approche n'est pas bien adaptée à la quantification globale des émissions. Ainsi, une modélisation basée sur plusieurs processus a l'avantage d'estimer les émissions en fonction des conditions physiques et chimiques gouvernant les flux de CH_4 [*Potter* (1997) ; *Cao et al.* (1996) ; *Walter* (1998)] et qui vont dépendre du type de wetland. Les validations de ces modèles restent toutefois limitées du fait du faible nombre de mesures terrain, en particu-

lier dans les zones humides tropicales. Force est d'admettre des généralisations à l'ensemble des écosystèmes terrestres pour le traitement de ces processus, ce qui conduit à une grande incertitude et à une large gamme de valeurs, comme le montrent bien les diverses études regroupées dans le tableau 4.1.

Dans ce chapitre, nous présentons des nouvelles estimations de flux de méthane à partir des zones humides simulées par LMDz, pour les climats présent, futur de type $2\times CO_2$ et du Dernier Maximum Glaciaire (DMG, il y a 21000 ans). Etant donné les difficultés actuelles pour contraindre (numériquement) ces émissions, leur calcul a été effectué à l'aide de quatre modèles différents : les paramétrisations relativement simples de *Fung et al.* (1991) et *Christensen et al.* (1996) (réduites à une seule équation) et deux modèles actuels basés sur les processus, celui de *Cao et al.* (1996) et de *Walter et al.* (2001). Pour une période donnée, la confrontation des résultats obtenus à partir d'une même distribution de wetlands permet de mettre en avant les incertitudes liées à ces diverses formulations. L'objectif est aussi de retrouver des variations d'émissions de CH_4 entre la période actuelle et le DMG, mises en évidence dans la littérature.

4.2 Présentation des schémas d'émission de CH_4 utilisés

4.2.1 Schéma de *Fung et al.* (1991)

La paramétrisation de *Fung et al.* (1991) est celle utilisée dans l'établissement de différents scénarios d'émission de méthane, effectués à l'aide d'un modèle tridimensionnel de transport chimique. Ce dernier a été contraint par les observations disponibles de CH_4, i.e., la distribution géographique et saisonnière du CH_4 atmosphérique, sa composition isotopique, et quelques sources ainsi que par la distribution globale de radicaux hydroxyles (OH). Afin de reproduire la saisonnalité des wetlands (humides/secs ou gel/dégel), du méthane n'est émis que lors des périodes humides ou de dégel. Dans les régions où la température est supérieure à 0°C, la saison est dite humide lorsque le taux mensuel de précipitation dépasse celui de l'évaporation potentielle. La période de dégel est caractérisée par des températures du sol supérieures à 0°C. Une fois réunies les conditions d'émission, celle-ci ($\Phi(T_s)$) est exclusivement contrôlée par la température en surface (T_s) selon :

$$\Phi(T_s) = \Phi(T_o) \times Q_{10}^{\frac{(T_s - T_o)}{10}} \tag{4.4}$$

Référence	Fung et al. (1991)	Hein et al. (1997)	Lelieveld et al. (1998)	Houweling et al. (1999)	Mosier et al. (1998)	Olivier et al. (1999)	Cao et al. (1998)	IPCC (2001)
Année de base	1980s	1989	1992	1995	1994	1990	-	1998
Sources naturelles								
Zones humides	115	232	225[b]	145			92	
Termites	20	-	20	20				
Océan	10	-	15	15				
Hydrates	5	-	10	-				
Sources anthropiques								
Energie fossile	75	103	110	89		109		
Décharges	40	40	40	48		36		
Ruminants	80	90[a]	115	93	80	93[a]		
Traitement des déchets	-	[a]	25		14	[a]		
Culture du riz	100	69	[b]		25-54	60	53	
Feux de biomasse	55	41	40	40	34	23		
Autres	-	-	-	28	15			
Total sources	500	575	600	535[c]				598
Déséquilibre (tendance)	+40	+34	+20	+17[c]				+22
Puits								
Sols	10	28	30	30	44			30
OH troposphériques	450	469	510	451[c]				506
Pertes stratosphériques	-	44	40	37[c]				40
Total puits	460	541	580	518[c]				576

[a] Traitement des déchets inclus dans “ruminants”

[b] Culture du riz incluse dans “zones humides”

[c] Estimation globale après utilisation d’un modèle inverse

Tab. 4.1 : Estimations du bilan global du méthane (en Tg CH_4/an) d’après différentes sources. Le déséquilibre correspond à la différence entre les sources et les puits.

Q_{10} définit le taux d'augmentation de la production de méthane pour une augmentation de température de 10°C. Nous avons pris, $Q_{10} = 2$ et $\Phi(T_o) = 0.05$ gCH_4/m^2/jour à $T_o = 10°C$, ces paramètres ayant été fixés et validés par des mesures de *Wahlen et Reeburgh* (1988). Cette valeur de $\Phi(T_s)$ en gCH_4/m^2/jour est ramenée en gCH_4/mois en utilisant la fraction de wetland (humide) simulée par le modèle LMDz.

4.2.2 Schéma de *Christensen et al.* (1996)

Comparativement à la paramétrisation de *Fung et al.* (1991), le schéma de *Christensen et al.* (1996) est plus orienté vers les processus conditionnant les émissions, dans la mesure où il considère la respiration hétérotrophe (RH) du sol (par les micro-organismes décomposeurs comme les bactéries et les champignons qui s'attaquent aux feuilles et aux branches tombées sur le sol, en gC s^{-1} m^{-2} de sol). La production de méthane (Φ_{CH_4} en gCH_4/mois) est calculée selon :

$$\Phi_{CH_4} = a\ RH \tag{4.5}$$

Le coefficient multiplicateur (a) varie selon les types de wetlands et a été établi d'après des mesures sur sites : a = 0.03±0.02 pour les wetlands composés d'herbacés, et a = 0.015 pour les wetlands composés d'arbres. Cette formulation considère les wetlands humides tout au long de l'année. Afin de prendre en compte la saisonnalité des wetlands, importante dans les régions boréales, nous avons modifié l'équation initiale 4.5 en :

$$\Phi_{CH_4} = (RH_{wet}\ f_{wet} + RH_{sec}\ f_{sec})\frac{f_{arbre}\ e_{arbre} + f_{herbe}\ e_{herbe}}{f_{arbre} + f_{herbe}} \tag{4.6}$$

La distinction entre les parties inondées (f_{wet}) et sèches (f_{sec}) d'un wetland est rendue possible (dans les sorties d'LMDz) par la connaissance de la fraction de grille occupée par un wetland pour chaque mois de l'année et par suite, de la fraction maximale occupée dans l'année. Les respirations hétérotrophes du wetland inondé (RH_{wet}) et du wetland sec (RH_{sec}) ainsi que les fractions d'arbres (f_{arbre}) et d'herbacés (f_{herbe}) dans le wetland proviennent des simulations réalisées avec le modèle de végétation ORCHIDEE. Nous reviendrons sur ces simulations avec le modèle ORCHIDEE à la section 4.3. La respiration hétérotrophe constitue une perte de carbone pour le sol. Des processus biochimiques transforment ce carbone relargué en CO_2 et CH_4. C'est pourquoi, on assimile souvent la respiration au processus inverse de la photosynthèse des plantes (qui absorbe du CO_2 de l'atmosphère). Les pourcentages

d'émissions sous forme de CH_4 dans la respiration hétérotrophe, celle issue de la décomposition des arbres (e_{arbre}) et celle issue de la décomposition des herbacés (e_{herbe}) ont été fixés respectivement à 1.5% et 3%, d'après *Christensen et al.* (1996). Dans ce schéma, de même que dans le cas de celui de *Fung et al.* (1991), on ne calcule pas séparément la production et l'oxydation de CH_4, mais seulement l'émission.

4.2.3 Schéma de *Cao et al.* (1996)

Ce modèle suppose que la production primaire des plantes et la décomposition de la matière organique du sol contrôlent la matière nécessaire aux bactéries méthanogènes, productrices de méthane. L'activité méthanogène est régulée par la température et l'humidité du sol. Le méthane produit pénètre ensuite dans une couche du sol oxygénée, dans laquelle les bactéries méthanotrophes consomment une partie du méthane, de 40% à 95% [*Pulliam* (1993)]. L'équilibre entre la production de CH_4 et l'oxydation détermine finalement le flux émis vers l'atmosphère. Plusieurs études ont suggéré que le régime hydrologique des wetlands était un facteur clé de la variation des émissions de CH_4, puisqu'il définit les conditions anaérobies essentielles pour la méthanogénèse [*Torn et Chapin* (1993) ; *Dise* (1991)]. Ainsi, le taux de production de CH_4 (Pr) peut s'écrire :

$$Pr = d\ Po\ f(TS)\ f(HE) \tag{4.7}$$

où Po est la proportion de carbone organique décomposé transformé en CH_4 dans des conditions optimales de température et d'eau du wetland. *Cao et al.* (1996) l'ont fixé à 0.47. Le taux de décomposition de la litière, d, est issu du modèle de végétation ORCHIDEE. Les fonctions $f(TS)$ et $f(HE)$ représentent les facteurs de productivité du méthane, respectivement en fonction de la température du wetland et de la hauteur d'eau dans le sol. Ces deux fonctions sont calculées pour les parties inondées et sèches d'un wetland à l'aide des relations 4.8 et 4.9.

$$f(HE) = \left\{ \begin{array}{cc} 1 & \text{si } h \geq 0.1\,\text{m} \\ 0.383\ e^{0.096\ h} & \text{si } h < 0.1\,\text{m} \end{array} \right\} \tag{4.8}$$

$$f(TS) = \frac{e^{0.0693\ TS}}{7.996} \tag{4.9}$$

La variable h, représente soit la hauteur d'eau dans le wetland inondé, soit la quantité d'eau dans la partie sèche du wetland (donc l'humidité du sol) et est exprimée en cm.

La température de surface du wetland inondé ou du sol normal est donnée par TS. La fonction $f(HE)$ est maximale dès que la hauteur d'eau dépasse 10 cm au-dessus du sol. L'influence de la température $f(TS)$ sur la production de méthane a été établie selon *Dunfield et al.* (1993) et *Neue et Scharpenseel* (1984) et croît avec la température (à 20°C $f(TS)$ = 0.5 ; à 30°C $f(TS)$ = 1 ; à 40°C $f(TS)$ = 2). A partir de l'équation 4.7, on déduit la production de méthane totale des parties inondées et sèches du wetland. De plus, dans le cas d'un wetland inondé, l'oxydation du CH_4 dans la partie oxygénée du sol possède la même saisonnalité que la production primaire brute (notée GPP, *Gross Primary Production*). Cette GPP correspond à la quantité d'assimilats produits lors de la photosynthèse, en g C/jour/m^2. Le taux d'oxydation du méthane (Ox) est calculé selon :

$$Ox = Pr\ [0.6 + 0.3\ \frac{GPP}{GPP_{max}}] \tag{4.10}$$

où GPP_{max} est le maximum annuel de la GPP. Lorsque le wetland est sec, le processus d'oxydation devient nettement plus complexe. Le taux d'oxydation devrait être plus important mais il dépend du contenu en eau du sol, de la hauteur d'eau dans le sol, des processus de diffusion d'O_2 et CH_4 dans la colonne de sol, et du transport du CH_4 depuis le sol jusqu'à l'atmosphère. Les impacts de ces processus étant très mal connus à l'heure actuelle, *Cao et al.* (1996) ont supposé que dans le cas d'un wetland sec, 90% du CH_4 produit en un mois était oxydé. Finalement, la production nette de CH_4 (Φ_{CH_4}) dans l'atmosphère est :

$$\Phi_{CH_4} = Pr - Ox \tag{4.11}$$

4.2.4 Le modèle de *Walter et al.* (2001)

Ce modèle traite explicitement des processus physiques et chimiques des conditions d'émissions de méthane dans un wetland. Il est basé sur un modèle 1D, qui a été confronté à des observations mesurées sur six sites différents [*Walter et al.* (1996) ; *Walter et Heimann* (2000)]. La figure 4.2 décrit de manière schématique son fonctionnement. Le modèle est forcé sur un pas de temps journalier par la hauteur d'eau dans le sol, la température dans le sol à différents niveaux et la production primaire nette de la végétation (NPP)[2]. Tous les processus considérés sont modélisés sur une colonne de sol et la profondeur de sol considérée

[2]La production primaire nette correspond à l'accumulation de biomasse, due à la photosynthèse des plantes, une fois que ces dernières ont utilisé la biomasse nécessaire à leur subsistance (via la respiration dite de maintenance ou autotrophe, notée RA). On a la relation suivante : NPP = GPP - RA.

est établie d'après les niveaux de températures du sol utilisées (de 1 à quelques mètres). La production de CH_4 prend place dans la partie anoxique du sol (i. e., ne contenant pas d'oxygène) entre la base du sol et la base de l'eau dans le sol. Cette production, effectuée par les bactéries méthanogènes du sol est ici fonction de la NPP du sol (qui conditionne la quantité de matière à biodégrader) et de la température du sol. L'oxydation du méthane a lieu dans la partie oxygénée du sol, au-dessus de la limite supérieure de l'eau dans le sol. Le taux d'oxydation dépend alors de la concentration de méthane dans le sol et de la température du sol. Ensuite, le transfert du méthane produit vers l'atmosphère est représenté selon trois processus : la diffusion, l'ébullition et transport via les tiges des plantes. La diffusion du méthane s'effectue via les pores d'air/d'eau du sol et dépend du gradient vertical de la concentration en CH_4 et de l'espace relatif entre les pores du sol. Le processus d'ébullition a lieu dans les sols saturés, où des bulles se forment et montent vers la surface de l'eau dans le sol. Le transport du méthane par les tiges des plantes s'effectue dans tous les niveaux du sol depuis la zone racinaire. Il dépend évidemment du type de végétation présent, caractérisé par le paramètre T_{veg} désignant l'efficacité du transport du gaz par les plantes existant au sein d'un point de grille. Ce transport par les plantes varie aussi dans la réalité en fonction de la croissance des plantes, modélisée ici par une fonction de la température du sol.

La production du méthane R_{prod} dépend donc de la température du sol et de la quantité de carbone organique disponible pour la production de méthane, paramétrée en fonction de la NPP. R_{prod} peut s'écrire :

$$R_{prod} = R_0 \ (f(NPP)) \ (f(T_{sol}(t) - T_{moy})) \tag{4.12}$$

$f(NPP)$ est une fonction décrivant la disponibilité saisonnière du carbone organique pour la production de méthane ainsi que sa répartition avec la profondeur (constante dans le temps car elle est fonction de la profondeur de la zone racinaire des plantes, elle même indépendante du temps t). Le second facteur $f(T_{sol}(t) - T_{moy})$ décrit l'évolution temporelle de la température du sol T_{sol} par rapport à la température moyenne annuelle en surface (T_{moy}). La production de CH_4, R_{prod} est nulle pour des températures inférieures à 0°C. Le paramètre R_0 représente la quantité (et normalement la qualité, mais pas ici) de la matière pour la méthanogénèse (production de méthane par les bactéries méthanogènes en l'absence d'oxygène). Les processus déterminant R_0 n'étant pas modélisés explicitement, les

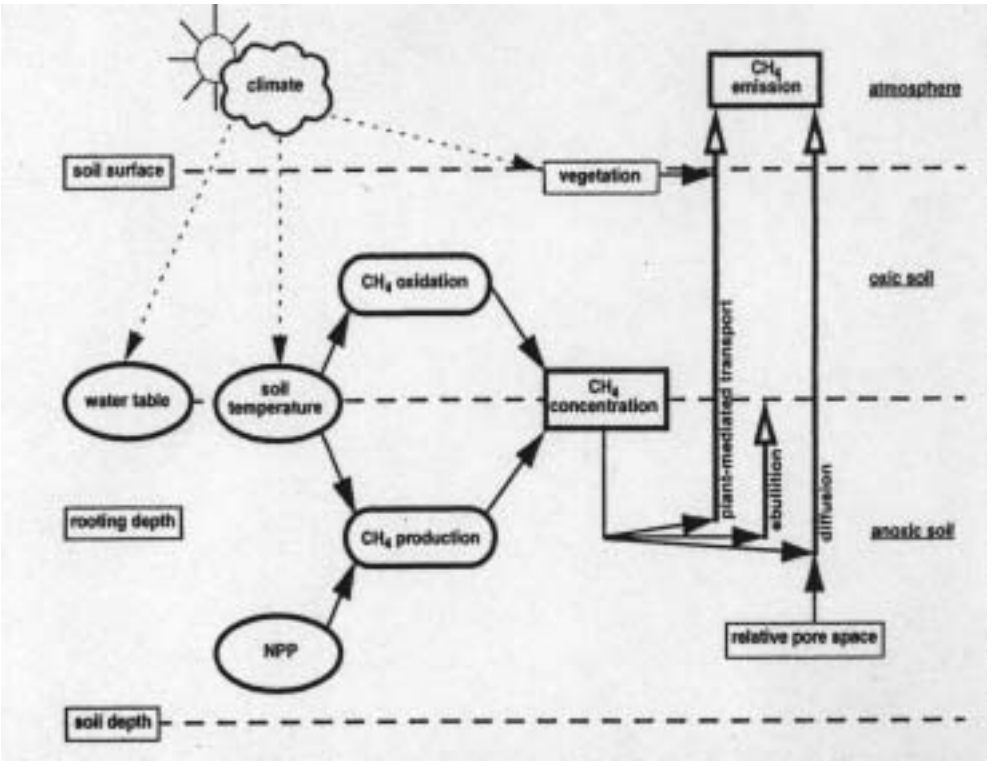


Fig. 4.2 : Fonctionnement du modèle d'émission de méthane de *Walter et al.* (2001).

hypothèses suivantes ont été faites pour chaque point de grille. La matière disponible pour la production de méthane est supposée dépendre de (1) la quantité de matière organique facilement décomposable (litière décomposée, racines mortes), reliée ici directement à la valeur de la NPP et de (2) la température moyenne annuelle en surface au point de grille considéré. Une régression linéaire multiple à partir des valeurs de NPP et de T_{moy} pour les 6 sites étudiés a permis à *Walter et al.* (2001) de déterminer une relation empirique pour R_0, utilisée en chaque point du globe dans leur modèle.

Pour fonctionner, le modèle de *Walter et al.* (2001) requiert deux ensembles de variables : des variables climatiques (température dans le sol et à la surface, hauteur d'eau dans le sol) et des variables relatives aux caractéristiques du sol et de la végétation. Ainsi, *Walter et al.* (2001) ont reconstruit des données globales de transport par les plantes (T_{veg}), de la profondeur racinaire (z_{rac}), et de la profondeur du sol (z_{sol}) à partir des données globales de végétation à 1°× 1°de *Wilson et Henderson-Sellers* (1985). L'espace relatif entre les pores du sol (f_{pores}), influant sur la diffusion du gaz dans le sol, a été déterminé à partir des profils de sol de *Dunne et Willmott* (1996), i.e., de la connaissance de la texture du sol (ses constituants) et du volume relatif des pores de chaque constituant (sable, argile, limon...).

L'efficacité du transport par les plantes (T_{veg}) reste très mal connue et, notamment, pour les plantes poussant dans les zones humides. On suppose que ces dernières possèdent un système de transport de gaz bien développé pour apporter de l'oxygène à leurs racines, souvent saturées en eau. On peut simplement retenir que la végétation de type herbacé, toundra et marais possède un fort T_{veg} contrairement à la majorité des arbres, excepté les mangroves (grands arbres poussant dans certains marais tropicaux). On pourra se reporter à l'article de *Walter et al.* (2001) pour le détail de l'établissement de la profondeur racinaire et du sol.

4.3 Simulations utilisées et les approximations nécessaires

Les données relatives à la végétation et nécessaires à l'entrée des différents schémas présentés ci-dessus (NPP, GPP, respiration hétérotrophe et décomposition de la litière) proviennent de simulations réalisées avec le modèle de végétation (dynamique) ORCHIDEE. Ce dernier a été forcé avec des champs climatiques d'observations du Climate Research Unit (Université d'East Anglia, Norwich, UK) [*New et al.* (1999)] pour la période actuelle et avec des anomalies climatiques pour le climat futur et le DMG. Prenons l'exemple de la température de l'air (T) imposée à ORCHIDEE. L'anomalie de température correspondante aux conditions futures (T_{futur}) est reconstruite comme suit[3] :

$$T_{futur} = T_{présent,obs} + (T_{futur,sim} - T_{présent,sim}) \tag{4.13}$$

où $T_{présent,obs}$ est le champ de températures dans les données CRU [*New et al.* (1999)], $T_{futur,sim}$ et $T_{présent,sim}$ faisant référence aux champs simulés par LMDz au futur et au présent. ORCHIDEE, qui peut soit créer sa propre distribution de végétation (mode dynamique), soit être forcé avec une distribution de végétation connue (par exemple, pour les climats actuels et DMG) calcule ensuite tous les flux de matière échangés en fonction des conditions climatiques régnantes. A ce stade, aucune information sur l'existence de wetland ou non n'est fournie à ORCHIDEE et celui-ci n'a pas été développé dans le but de simuler les wetlands. Pour enfin obtenir les flux de matière correspondant à un écosystème wetland, une nouvelle simulation d'ORCHIDEE est alors effectuée en imposant un sol saturé partout.

Par ailleurs, le modèle de *Walter et al.* (2001) nécessite en entrée la connaissance de la

[3] L'anomalie de précipitations (P_{futur}) sera reconstruite avec $P_{futur} = P_{présent,obs} \frac{P_{futur,sim}}{P_{présent,sim}}$

hauteur d'eau dans le sol (sw). Ce champ (sw) a pu être reconstitué à partir des sorties mensuelles d'LMDz des hauteurs d'eau dans les wetlands (H_{wet}) et de l'humidité relative du sol (θ compris entre 0 et 1) comme suit :

- cas d'un wetland inondé : soit $f_{wet} = MAX(f_{wet,k}, k = 1, 12)$ alors $sw = H_{wet}$
- cas d'un wetland sec : soit $f_{wet} < MAX(f_{wet,k}, k = 1, 12)$ alors $sw = -(1 - \theta)\ R_{eau}$, avec $R_{eau} = 1.5$ m (réservoir d'eau du sol).

f_{wet} représente la fraction de grille recouverte par le wetland, k, les mois de l'année et $MAX(f_{wet,k}, k = 1, 12)$, la fraction maximale couverte sur l'année. Les wetlands dits "secs" apparaissent principalement pendant les périodes chaudes de l'année. Afin de recouvrir l'ensemble de la colonne de sol prise en compte dans LMDz, nous avons sélectionné les températures du sol calculées aux niveaux -1 cm, -13 cm, -79 cm et -344 cm par le module de surface d'LMDz pour le forçage du sol du modèle de *Walter et al.* (2001).

Les données caractéristiques du sol et des plantes (T_{veg}, z_{rac}, f_{pores}, z_{sol}) fournies par B. Walter étaient initialement définies uniquement sur la distribution de wetlands de *Matthews et Fung* (1987) pour la période actuelle. Or, la détermination de ces paramètres repose souvent sur des fonctions de transfert établies pour le climat actuel, à partir de quelques sites d'observations (c'est le cas de T_{veg} connu pour certaines plantes, de z_{rac} et z_{sol} via la connaissance du facteur d'extinction solaire de *Jackson et al.* (1996) pour différentes végétations). La présence de pores dans le sol (représentée par la variable f_{pores}) est quant à elle, directement reliée à la composition intrinsèque du sol, relativement bien cartographiée globalement aujourd'hui mais mal connue pour les époques passées (ex : au DMG). Par conséquent, ne disposant pas de suffisamment d'informations pour reconstruire tous ces paramètres sur l'ensemble du globe et pour des périodes climatiques différentes de celle du présent, nous avons simplement procédé à une interpolation linéaire des distributions fournies de T_{veg}, z_{rac}, f_{pores}, et z_{sol} sur le globe. Ces caractéristiques (actuelles) extrapolées ont donc été prises identiques pour le climat futur et pour le DMG. Pour la période future simulée, située à la deuxième moitié du 21e siècle dans toutes nos simulations, il semble raisonnable de considérer les paramètres relatifs au sol (f_{pores} et z_{sol}) identiques à ceux actuels, étant donné la lenteur des processus géologiques. Par contre, ces approximations sont plus discutables pour le DMG. De même, la végétation répondant fortement à un changement de climat (déplacement de certains types de végétation, remplacement d'un type par un autre...), les caractéristiques correspondantes T_{veg} et z_{rac} devraient également être modifiées pour les périodes futures et du DMG.

N°expérience	Caractéristiques
Exp. 1	Présent : $[CO_2]$=330 ppm Wetlands fixés
Exp. 2	Futur : $[CO_2]$=568 ppm Wetlands fixés
Exp. 3	Présent : $[CO_2]$=330 ppm Wetlands calculés
Exp. 4	Futur : $[CO_2]$=568 ppm Wetlands calculés
Exp. 5	DMG : $[CO_2]$=180 ppm Wetlands calculés Plateaux continentaux inondables

Tab. 4.2 : Conditions imposées pour le calcul des émissions de méthane.

Le tableau 4.2 indique les simulations d'LMDz utilisées pour le calcul des émissions de CH_4 à partir des 4 modèles présentés précédemment. Les simulations des climats présent et futur sont celles discutées au chapitre 3, section 3.4.1. L'expérience 5 est relative au climat du DMG : elle comporte donc un relief des continents augmenté de 105 m par rapport à aujourd'hui. La formation de wetlands sur les plateaux continentaux émergés à cette époque (*shelves* en anglais) est donc possible (la fraction de wetlands est déterminée par l'équation 3.8, dans laquelle la fraction maximale f_m est non nulle). Des études paléo-environnementales [*Edwards et al.* (2000) ; *Webb et al.* (1993)] ont effectivement prouvé l'existence de wetlands sur ces plateaux continentaux émergés, il y a 21000 ans (comme en Béringie, plateau entre la Sibérie et l'Alaska visible sur la figure 4.3). Sur la carte e) de la figure 4.4, LMDz est ainsi capable de former des wetlands supplémentaires sur les plateaux continentaux de l'Indonésie, de l'Alaska et de la Sibérie du Nord. Ces surfaces inondées additionnelles sont donc susceptibles d'émettre du méthane, en particulier dans les régions tropicales, où les conditions climatiques du DMG restaient favorables aux émissions.

Enfin, le tableau 4.3 récapitule pour chacune des simulations exploitées les étendues de wetlands (inondés) en moyenne annuelle et maximales sur une année. Nous indiquons les chiffres pour les latitudes tropicales tout en sachant que la formulation des wetlands est mal

Régions	Surfaces wetlands $\times 10^6$ km^2	Exp. 1 Présent	Exp. 2 Futur	Exp. 3 Présent	Exp. 4 Futur	Exp. 5 DMG*	Exp. 5 DMG
Global	Moyenne annuelle	3.29	3.16	3.11	2.76	1.94	2.75
	Maximum	3.52	3.33	3.78	3.30	2.51	3.06
>50°N	Moyenne annuelle	2.10	2.11	2.55	2.33	1.11	1.67
	Maximum	2.25	2.25	3.00	2.80	1.36	1.86
30°S-30°N	Moyenne annuelle	0.71	0.58	0.32	0.25	0.58	0.82
	Maximum	0.96	0.72	0.38	0.34	0.96	1

Tab. 4.3 : Etendue des wetlands (inondés) en moyenne annuelle et maximale pendant l'année, en millions de km^2 pour chacune des expériences 1 à 5 du tableau 4.2, en global, au hautes latitudes nord (>50°N) et aux Tropiques (30°S-30°N). Dans l'Exp. 5, nous distinguons les surfaces de wetlands calculées sur les continents actuels (DMG*) et celles qui comptabilisent les wetlands formés sur les plateaux continentaux (DMG).

adaptée dans ces régions. Mais, nous nous focaliserons de toute façon sur les régions des hautes latitudes, où les extensions de wetlands pour le climat présent sont assez proches des observations actuelles (voir discussion au chapitre 3). Nous rappelons qu'à ces latitudes, LMDz simule plus de surfaces inondées et une fraction d'inondation maximale plus grande lorsque les étendues sont entièrement calculées en fonction du bilan d'eau. Sur la figure 4.4, ces différences sont bien visibles sur les cartes a) et b) pour le présent et sur les cartes c) et d) pour le futur. Des gains de surfaces de wetlands sont notés pour chaque période dans les territoires du nord-ouest du Canada et au-delà de 100°E en Sibérie du Nord. Précisément, pour le climat présent, nous comptons 2.10×10^6 km^2 de zones humides en moyenne annuelle lorsque les étendues potentielles inondables sont prescrites au modèle (Exp. 1) et 2.33×10^6 km^2 lorsque les étendues sont calculées (Exp. 3). Les remarques sont similaires pour les conditions climatiques futur. Le tableau 4.3 permet en outre de rappeler les variations des étendues entre les climats présent et futur. La diminution des surfaces inondées au futur (plus marquée dans les expériences où les étendues sont calculées) se concentre principalement dans les régions tropicales (-43%). La variation sur les étendues est seulement de -7% au-dessus de 50°N entre les expériences 3 et 4.

Les étendues de wetlands estimées au DMG (Exp. 5) sont à confronter avec celles prove-

nant des Exp. 3 (Présent) et 4 (Futur), dans lesquelles les surfaces de wetlands ont elles-aussi été calculées explicitement en fonction du bilan d'eau dans LMDz. Au DMG, la perte en surface de wetlands par rapport au présent est globale et s'élève à 11% (38% si l'on n'inclut pas les wetlands formés sur les plateaux continentaux). En effet, dans l'hémisphère nord, la présence de calottes de glace recouvrant l'Amérique du Nord et la Scandinavie explique la disparition d'un grand nombre de surfaces potentiellement inondables. Toutefois, la perte est bien moins prononcée lorsqu'on tient compte des wetlands supplémentaires formés sur les plateaux continentaux de l'Alaska et de la Sibérie du Nord.

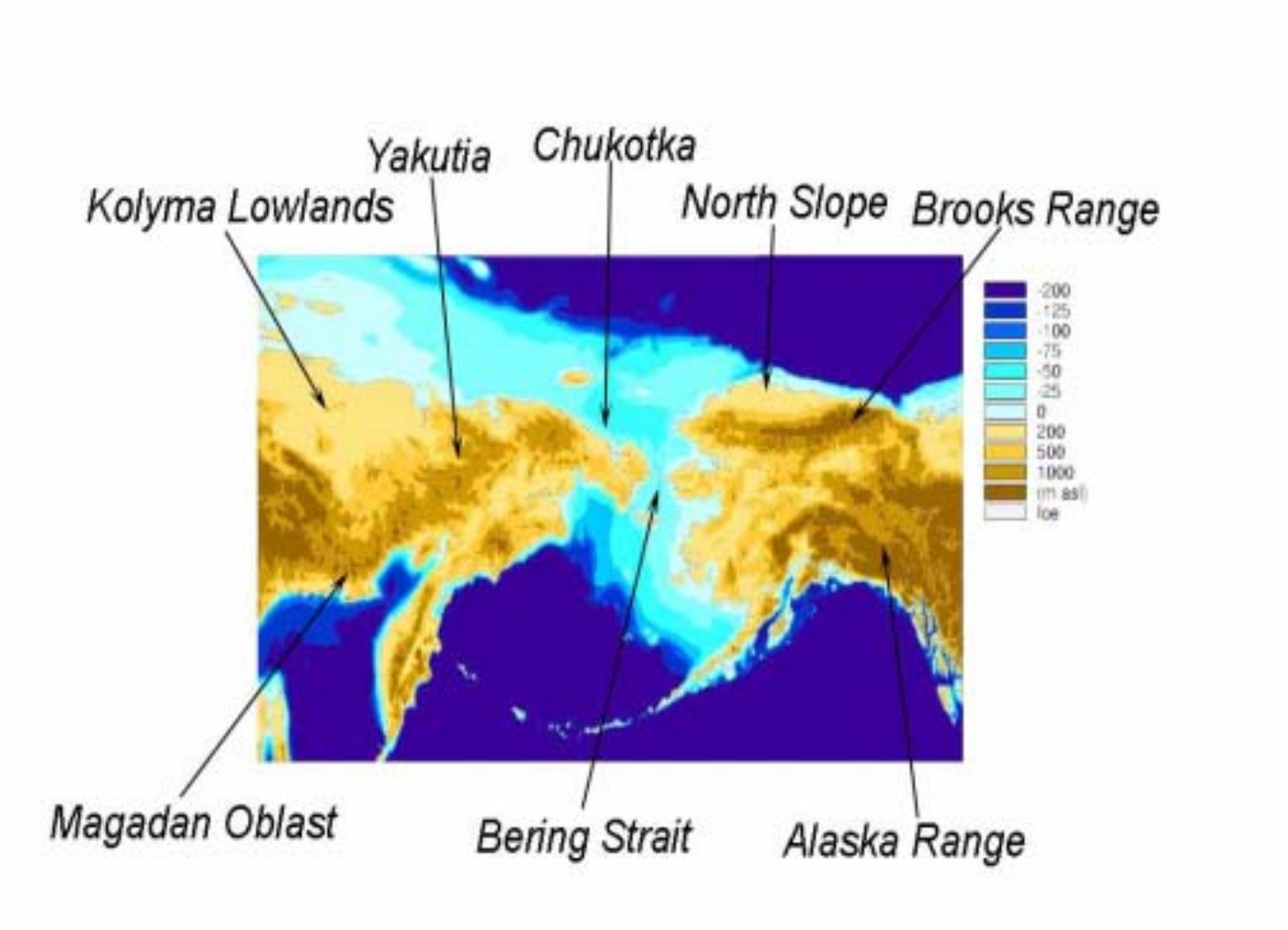


Fig. 4.3 : Région de la Béringie (34 millions de km^2). La Béringie tire son nom du détroit de Béring et fait référence au sous-continent qui s'étendait de la rivière Lena en Sibérie (140°E) au fleuve Mackenzie (130°W) dans les Territoires du Nord-Ouest du Canada. Lors des maxima glaciaires, la baisse du niveau des mers a permis de faire émerger cette bande de terre, d'où l'apparition d'un pont de terre entre l'Alaska et la Sibérie. Actuellement, la Béringie consiste en deux masses continentales à l'est et à l'ouest (entre 0 et -75 m), recouvertes par de l'eau peu profonde dans le détroit de Bering.

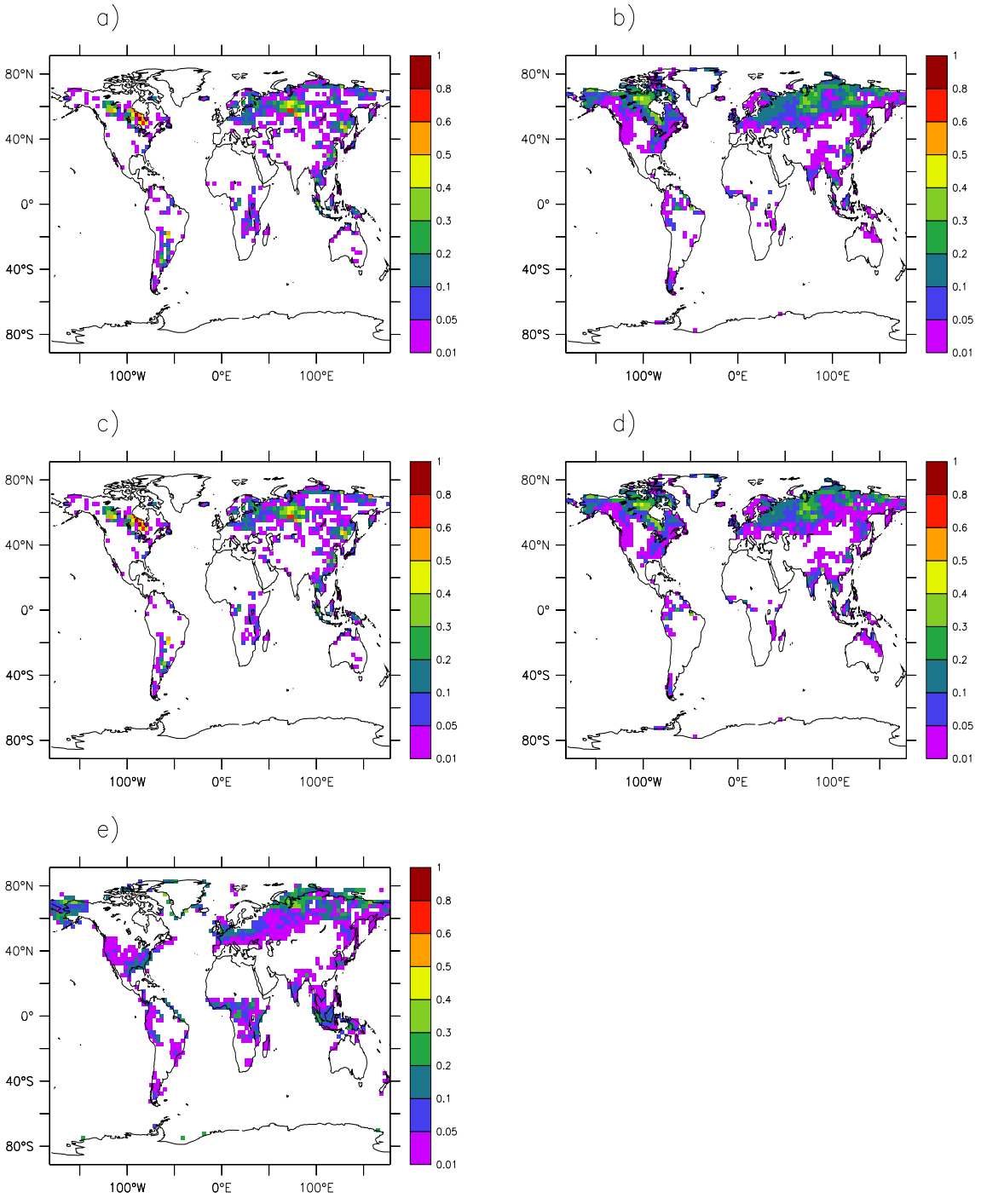


Fig. 4.4 : Etendue maximale annuelle des wetlands en fraction de grille 96×73 relative aux différentes expériences avec le MCGA LMDz : a) présent avec wetlands potentiels fixés ; b) présent avec wetlands calculés ; c) futur avec wetlands potentiels fixés ; d) futur avec wetlands calculés ; e) DMG avec wetlands calculés et permis sur les plateaux continentaux émergés.

Dans les régions tropicales, les différences obtenues sur les étendues de wetlands simulés entre le DMG et le présent peuvent surprendre. LMDz simule systématiquement plus d'étendues au DMG dans les latitudes tropicales que pour les conditions climatiques actuelles, et même futures. Sur la figure 4.4, la comparaison des cartes b), d) et e) montre que cette augmentation des wetlands au DMG se situe majoritairement sur le continent Africain. Dans cette région, le DMG présente une diminution du taux d'évaporation par rapport à la simulation du climat présent. Etant donné la forte sous-estimation des extensiosn de wetlands tropicaux au présent, le sens de la variation d'étendues entre le présent/futur et le DMG mérite d'être de nouveau étudié et confronté à des paléodonnées dans un modèle plus complexe incluant des wetlands interactifs.

4.4 Estimations des émissions de méthane

4.4.1 Forte variabilité des résultats

Le tableau 4.4 présente les émissions de méthane globales, au-dessus de 50°N et dans les Tropiques (30°S-30°N), correspondantes aux surfaces de wetlands simulées par LMDz pour l'ensemble des expériences 1 à 5, et calculées d'après les schémas d'émission de *Fung et al.* (1991), *Christensen et al.* (1996), *Cao et al.* (1996) et *Walter et al.* (2001). Dans ces calculs, du méthane n'est émis que lorsque le wetland n'est pas recouvert de glace.

Tout d'abord, nous observons une forte variabilité des résultats d'émissions provenant des 4 modèles différents (classés du plus simple au plus complexe). Ainsi, pour le climat actuel, les émissions globales se situent entre 41 et 175 Tg/an lorsque les étendues potentielles de wetlands sont prescrites (Exp. 1), et entre 24 et 80 Tg/an lorsque les surfaces de wetlands sont calculées dans LMDz (Exp. 3). Rappelons que dans la littérature, la source de CH_4 des wetlands est estimée entre 80 et 260 Tg/an (voir tableau 4.1). Ces résultats reflètent bien les incertitudes existantes sur la source naturelle d'émission de méthane et la difficulté que nous avons, pour contraindre ces émissions par des processus physico-chimiques adaptés à l'ensemble du globe. D'une part, les schémas testés ne possèdent pas la même sensibilité aux distributions des wetlands, puisque qu'entre l'Exp. 3 et 1 (deux distributions de wetlands qui diffèrent pour le climat présent), le modèle de *Walter et al.* (2001) multiplie par deux les émissions globales de méthane alors que le modèle de *Christensen et al.* (1996) les multiplie

Modèle	Régions	Exp. 1	Exp. 2	Exp. 3	Exp. 4	Exp. 5	
		Présent	Futur	Présent	Futur	DMG*	DMG
Fung	Global	90	123	32	34	13.6	19
	>50°N	24	31	21	23	5	6
	30°S-30°N	53	75	7	8	7	11
Christensen	Global	48	70	38	53	34	50
	>50°N	20	30	23	33	4	4
	30°S-30°N	22	31	11	15	29	45
Cao	Global	41	70	24	36	19	33
	>50°N	13	23	13	22	0.5	1
	30°S-30°N	24	40	9	12	18	32
Walter	Global	175	167	80	60	78	171
	>50°N	40	42	15	8	5	12
	30°S-30°N	98	79	35	27	58	103

Tab. 4.4 : Emissions de CH_4 en Tg/an des surfaces de wetlands simulées pour les différentes périodes (Présent, Futur et DMG) par LMDz, calculées à partir des 4 schémas d'émissions développés par *Fung et al.* (1991), *Christensen et al.* (1996), *Cao et al.* (1996), et *Walter et al.* (2001). La colonne DMG* correspond aux surfaces de wetlands formés uniquement sur les continents actuels tandis que la colonne DMG tient compte en plus des émissions des wetlands formés sur les plateaux continentaux émergés à cette période.

par un facteur 1.2. D'autre part, pour une distribution de wetlands donnée, les différences entre les valeurs absolues des émissions des 4 modèles employés sont considérables : on a plutôt un facteur 3 voire 4 entre les résultats des 4 modèles. Le modèle de *Walter et al.* (2001) donne systématiquement les valeurs globales les plus fortes pour les trois périodes étudiées. Cette surestimation peut être attribuée au paramètre R_0 qui représente la quantité (et normalement la qualité) du substrat pour la méthanogénèse, contrôlant ainsi l'amplitude des émissions de méthane. Fonction de la NPP et de la température moyenne annuelle, il a été déterminé empiriquement à partir de 6 sites sur lesquels des mesures de flux de méthane étaient disponibles. Or, il semblerait que les flux mesurés sur ces 6 sites soient relativement élevés par rapport à d'autres études [*Walter et al.* (2001)], ce qui pourrait expliquer les fortes émissions de ce modèle.

De plus, dans le tableau 4.4, les flux de méthane globaux sont systématiquement plus faibles lorsqu'ils sont relatifs aux wetlands calculés explicitement par LMDz pour le présent et le futur. Ceci provient essentiellement des faibles étendues de wetlands diagnostiquées dans les régions tropicales (la formulation des wetlands y étant certainement inadaptée), limitant ainsi les sources de méthane. Au-dessus de 50°N, la présence de quelques surfaces de wetlands supplémentaires dans l'Exp. 3 par rapport à l'Exp. 1, n'entraîne pas pour autant une forte augmentation des émissions. Les chiffres obtenus dans les 2 cas sont très proches pour chaque modèle, excepté avec le modèle de *Walter et al.* (2001). Nous n'avons pas d'explication pour la baisse des émissions estimée avec le modèle de *Walter et al.* (2001) entre les Exp. 1 et 3. Mais nous reviendrons sur d'autres résultats surprenants produits par ce modèle dans les paragraphes suivants.

Dans la suite de la discussion, afin d'être cohérent sur les trois périodes étudiées (actuel, futur et DMG), nous nous concentrons uniquement sur les émissions de méthane établies d'après les distributions de wetlands calculées par LMDz, soit les expériences 3 à 5.

4.4.2 Emissions de CH_4 au Présent et au Futur

Les émissions très voisines du modèle de *Fung et al.* (1991) relatives aux expériences 3 (climat présent) et 4 (climat futur) nous indiquent que l'augmentation des températures (de la surface et dans le sol) et parallèlement, la baisse des surfaces inondées dans des conditions climatiques plus chaudes (tableau 4.3) se compensent. Notons que cet effet de compensation est présent aussi bien dans les régions boréales qu'aux Tropiques. A contrario, les résultats d'émissions des schémas de *Christensen et al.* (1996) et *Cao et al.* (1996) suggèrent une forte augmentation des émissions globales au futur, très prononcée dans les régions boréales (+50% avec le schéma de *Christensen et al.* (1996) par rapport aux émissions du présent). Ces deux modèles tiennent compte des processus de décomposition de la matière, la respiration hétérotrophe chez *Christensen et al.* (1996) et le taux de décomposition de la litière chez *Cao et al.* (1996). Or, sous des conditions climatiques plus chaudes, l'activité des micro-organismes décomposeurs s'amplifie : le modèle de végétation ORCHIDEE produit effectivement des flux de carbone du sol plus importants au futur qu'au présent. Bien que les surfaces inondées, et notamment les étendues maximales d'inondation, diminuent au futur dans ces deux modèles, la forte décomposition de la matière organique, prise en compte aussi bien dans les parties humides et sèches des wetlands, entraîne des émissions de méthane supérieures au futur à

celles du présent. Contrairement aux autres schémas, celui de *Walter et al.* (2001) calcule une baisse des émissions de méthane sur l'ensemble des régions (-25% en global). Dans ce cas, l'augmentation de la NPP au futur est compensée par le processus d'oxydation, modélisé de manière plus complexe que *Cao et al.* (1996). L'oxydation est une fonction puissance de l'écart entre les températures dans le sol et la température moyenne annuelle en surface. Au début de l'hiver ou fin de l'été, le sol en profondeur est plus chaud qu'en surface. On peut imaginer que cette paramétrisation favorise donc (et peut-être sur-estime) l'oxydation du méthane durant cette période de l'année, et qu'ainsi des conditions plus chaudes (et plus sèches) ne favorisent pas les émissions dans cette paramétrisation. Cette variation des émissions de méthane obtenue avec le schéma de *Walter et al.* (2001) qui va à l'encontre de l'intuition et des autres résultats des modèles testés peut également s'expliquer par la formulation de la variable substrat du sol, R_o, dont nous montrons par la suite qu'elle est non physique dans *Walter et al.* (2001).

4.4.3 Emissions de CH_4 au Dernier Maximum Glaciaire

Les régions boréales subissent une profonde diminution des étendues de wetlands lors du DMG par rapport aux étendues actuelles (-34%) alors que la perte globale s'élève à 11% (due à une augmentation des zones humides dans les régions tropicales). Nous examinons ci-après comment cette perte en surface de wetlands se traduit sur les émissions de CH_4 du climat glaciaire. Dans l'analyse des résultats de l'Exp. 5, nous distinguons le cas a) des émissions calculées à partir d'une distribution des wetlands sur les continents présents seuls (colonne DMG* dans le tableau 4.4) et le cas b) des émissions issues d'une répartition incluant les wetlands formés sur les plateaux continentaux émergés à cette époque.

a) Sans les wetlands des plateaux continentaux

Aux latitudes boréales, les surfaces potentielles de wetlands et les températures à la surface diminuant fortement, les émissions estimées d'après *Fung et al.* (1991) s'en trouvent fortement réduites au DMG : -76% au-dessus de 50°N. Les trois autres modèles produisent aussi une chute importante des flux de CH_4 au DMG : -96% avec le schéma de *Cao et al.* (1996), -82% avec celui de *Christensen et al.* (1996), et -47% avec celui de *Walter et al.* (2001). Les travaux de *Chappellaz et al.* (1993) nous fournissent une estimation des émissions de CH_4 depuis le DMG. A partir d'une reconstitution des wetlands au DMG, issue de la

relation trouvée wetland/type de végétation/pente du terrain pour l'Holocène pré-industriel (entre 9000 et 200 années BP), ils ont calculé les émissions correspondantes aux différents types de végétation existant. Si l'on regroupe ainsi les émissions des types de végétation des latitudes boréales (forêt et conifères boréaux, toundra), nous obtenons 23 Tg/an pour la période actuelle et 1 Tg/an pour le DMG, ce qui représente une diminution de 95%. Ainsi, les variations des émissions calculées à l'aide des 4 modèles précédents concordent avec cet ordre de grandeur dans les régions boréales.

A contrario, bien que les émissions globales figurant dans le tableau 4.4 soient en baisse au DMG par rapport au présent, une forte augmentation des émissions tropicales apparaît avec l'ensemble des schémas employés. En effet, au DMG, les wetlands tropicaux calculés par LMDz sont en plus grand nombre et leur durée d'inondation augmente par rapport au présent (tableau 4.3). De plus, dans ces régions, les quantités de matière simulées par le modèle de végétation ORCHIDEE sont élevées, dépassant parfois celles des climats présent et futur (c'est le cas de la NPP). Or, dans la simulation d'ORCHIDEE au DMG, la distribution de la végétation a d'abord été calculée en fonction des conditions climatiques imposées (plus sèches qu'actuellement). Ensuite, un sol saturé a été imposé partout pour simuler les conditions d'un wetland et donc obtenir les flux de carbone correspondants. Il se trouve qu'au DMG, le climat relativement plus sec qu'aujourd'hui imposé à ORCHIDEE favorise la formation d'herbacés au lieu d'arbres, existant actuellement dans les Tropiques. Puis, en milieu saturé, de tels écosystèmes wetlands, peuplés d'herbacés, induisent des flux de matière plus forts que s'ils étaient peuplés d'arbres. Les fortes valeurs du taux de litière à décomposer, de la respiration hétérotrophe et de la NPP, intervenant respectivement dans les formulations de *Cao et al.* (1996), *Christensen et al.* (1996) et *Walter et al.* (2001) expliquent cet accroissement des flux de CH_4 calculés dans les Tropiques au DMG.

Etant donné les fortes valeurs de flux de matière simulées par le modèle de végétation ORCHIDEE pendant le DMG aux Tropiques, une simulation supplémentaire a été réalisée. Bien qu'ORCHIDEE ait été forcé avec des conditions climatiques du DMG, la distribution de végétation du DMG lui fut imposée identique à celle du présent (les Tropiques conservent donc des arbres et les flux de matière associés sont plus faibles que ceux obtenus auparavant). Les émissions de méthane résultantes sont plus faibles qu'auparavant et indiquent, en particulier, une baisse par rapport aux émissions du présent dans le schéma de *Cao et al.* (1996).

b) Avec les wetlands formés sur les plateaux continentaux émergés

Grâce à l'analyse de carottes de sédiments marins, *Hanebuth et al.* (2000) ont prouvé l'existence de grandes rivières et de wetlands sur le Sunda "shelf" (plateau continental incluant la Thaïlande, le Cambodge et le Viet-Nam). D'autres études paléo-environnementales ont indiqué la présence de wetlands en Béringie (cf. figure 4.3) et au sud-est de l'Amérique du Nord [*Edwards et al.* (2000) ; *Webb et al.* (1993)]. Ainsi, afin d'estimer au mieux les émissions de méthane du DMG provenant de l'ensemble des wetlands répertoriés dans les données, dans l'Exp. 5 d'LMDz, des wetlands supplémentaires ont pu se former sur les plateaux continentaux émergés à cette époque. Cette distribution de wetlands a déjà été illustrée sur la figure 4.4. Nous rappelons que globalement, les étendues de wetlands sont évaluées dans ce cas à 2.75×10^6 km^2, soit près de 40% de surfaces supplémentaires par rapport au cas où l'on ne compte pas les surfaces sur les plateaux : des surfaces de wetlands apparaissent au large de l'Alaska, au nord de la Sibérie, et majoritairement en Indonésie.

Dans les régions boréales, ce gain en surfaces de wetlands, n'entraîne pas pour autant plus d'émissions de méthane par rapport au cas a). Hormis le schéma de *Walter et al.* (2001), les autres paramétrisations produisent effectivement des émissions comparables à celles calculées dans le cas a) dans ces régions. Au DMG, les durées d'inondation (et par suite, les périodes d'émission) et le faible taux de matière à décomposer au nord de 50°N ne favorisent pas vraiment les émissions de méthane. Nous revenons sur le comportement du modèle de *Walter et al.* (2001) au dernier paragraphe.

Par ailleurs, l'ensemble des schémas d'émissions calculent des flux tropicaux plus élevés lorsqu'on prend en compte les surfaces de wetlands supplémentaires du plateau indonésien (cas b)) par rapport au calcul en a). Ce comportement tout à fait normal quantitativement accentue l'augmentation des flux tropicaux entre le climat présent (ou futur) et le DMG, déjà mise en évidence précédemment dans le cas a). Dans les formulations de *Christensen et al.* (1996), *Cao et al.* (1996) et *Walter et al.* (2001), l'augmentation est telle qu'on aboutit ici à une augmentation des flux globaux du DMG par rapport au présent.
Or, aucune étude, à notre connaissance, n'évoque des émissions globales de CH_4 au DMG supérieures à celles actuelles. *Chappellaz et al.* (1993) estiment ainsi une perte globale de 35% et une perte dans les Tropiques d'environ 40%. Par ailleurs, *Kaplan* (2002) a simulé récemment une perte globale de 25% au DMG bien que 15% de surfaces de wetlands supplémentaires soient prises en compte (dus à leur formation sur les plateaux continentaux).

Les flux de CH_4, calculés à partir des flux de matière simulés par ORCHIDEE lorsqu'on lui impose au DMG la distribution de végétation du présent (ces flux de matière deviennent donc nettement plus faibles), ont révélé la forte sensibilité des 3 modèles (*Cao et al.* (1996), *Christensen et al.* (1996) et *Walter et al.* (2001)) au paramètre "substrat du sol". Par exemple, entre 30°S et 30°N, les émissions deviennent 21 Tg/an au lieu de 45 Tg/an avec *Christensen et al.* (1996), et 9 Tg/an au lieu de 32 Tg/an avec *Cao et al.* (1996). Bien que dans ces deux modèles, les émissions soient désormais globalement à la baisse au DMG par rapport au présent (respectivement -31% et à -57%) et aillent dans le même sens que les travaux de *Chappellaz et al.* (1993) et *Kaplan* (2002), les émissions tropicales restent plus élevées au DMG que celles actuelles (11 Tg/an) avec *Christensen et al.* (1996), voire similaires avec *Cao et al.* (1996). C'est donc la diminution des émissions de méthane des wetlands boréaux, dont la végétation provient de l'expérience supplémentaire d'ORCHIDEE, qui est à l'origine de la baisse des émissions globales au DMG par rapport au présent. Cette constatation suggère une nouvelle fois, que les paramétrisations employées sont inadaptées à l'ensemble des wetlands et peuvent par conséquent conduire à des variations d'émission de CH_4 diverses pour des conditions climatiques fixées.

Enfin, lors de cette expérience supplémentaire au DMG avec une végétation actuelle imposée au modèle ORCHIDEE, un comportement bizarre est apparu dans le modèle de *Walter et al.* (2001). Pour un climat donné, la baisse imposée de la NPP a provoqué de plus forts flux de CH_4. Nous nous sommes aperçus de cet étrange comportement en calculant les flux pour le DMG mais d'autres tests pour le climat présent ont mis en évidence des variations similaires. Or, la production de méthane R_{prod} décrite par l'équation 4.12 dépend du paramètre multiplicateur R_0 (dont on a déjà parlé), la quantité de substrat à décomposer. Celui-ci fait intervenir la température moyenne annuelle en surface (T_{moy}) et la NPP totale annuelle (NPP_{tot}) dans la relation 4.14, et a été établi d'après une régression linéaire multiple, effectuée en quelques points de mesures.

$$R_0 = MAX[0.01, (0.45 + 0.1 \times MAX(0., T_{moy}) - \frac{0.408}{400} NPP_{tot})] \tag{4.14}$$

Cette relation est purement statistique et contient un contresens physique : pour un maximum de NPP, la quantité de substrat à décomposer devient minimale, entraînant par suite, un faible taux de production de méthane. Le problème est dû au fait que la régression a été effectuée entre deux paramètres non indépendants, la NPP et la température, conduisant à

une relation statistique non physique. En outre, elle repose sur des observations actuelles : il faut donc être très méfiant quant à sa transposition pour d'autres types de climat. Pour s'affranchir de cette détermination de R_0 très critiquable, une solution serait d'utiliser directement la quantité de substrat produite par le modèle de végétation ORCHIDEE pour les diverses périodes climatiques étudiées.

D'après la remarque précédente concernant le calcul de la production du CH_4 dans le modèle de *Walter et al.* (2001), l'augmentation des flux de méthane obtenue dans les régions boréales entre les cas a) et b) s'explique : alors que les faibles valeurs de litière à décomposer et les conditions climatiques ne permettent pas de plus fortes émissions sur les wetlands des plateaux continentaux avec les schémas de *Fung et al.* (1991), *Christensen et al.* (1996) et *Cao et al.* (1996), dans le cas de *Walter et al.* (2001), les faibles valeurs de NPP sur ces plateaux boréaux induisent des émissions non négligeables sur ces zones, et certainement surestimées. Ainsi parallèlement à des modifications à apporter dans l'utilisation du modèle de *Walter et al.* (2001), des données de terrain sur la composition végétale et du sol de ces plateaux continentaux seraient nécessaires pour mieux connaître la nature de ces wetlands formés, et déduire les caractéristiques de sol et de végétation appropriées.

4.5 Conclusion

L'objet de ce chapitre était d'utiliser les distributions des zones humides simulées par le modèle de surface, nouvellement inclus dans LMDz, pour l'estimation des émissions de CH_4 atmosphériques. Les wetlands constituent les principaux émetteurs naturels de méthane. Mais, ils se répartissent à toutes les latitudes du globe et possèdent une existence saisonnière bien marquée, rendant difficile leur observation. Leur détection par les satellites ou bien leur représentation dans des modèles numériques, simulant les conditions climatiques du globe sont deux outils adaptés pour parer aux manques de données de terrain observées. La formation de méthane au sein d'un wetland est complexe puisqu'elle dépend d'un grand nombre de paramètres : température à la surface du wetland, température dans le sol, contenu en eau du sol, hauteur d'eau du wetland, quantité de matière décomposable, activité bactérienne, type de végétation... A l'heure actuelle, nous ne sommes pas encore sûrs de connaître l'ensemble des paramètres qui déterminent les émissions aux diverses latitudes. Cependant, en s'aidant de quelques mesures ponctuelles, plusieurs auteurs ont essayé de développer des

modèles d'émission de méthane des écosystèmes wetlands.

Ainsi, nous avons choisi 4 modèles d'émissions de CH_4 pouvant s'appliquer en mode "off-line" sur les distributions de wetlands simulées par LMDz, classés du plus simple au plus complexe, existant actuellement :

- la formulation de *Fung et al.* (1991), où les émissions sont fonction croissante de la température en surface,
- la formulation de *Christensen et al.* (1996), où les émissions dépendent de la respiration hétérotrophe du sol par les bactéries et autres micro-organismes,
- la formulation de *Cao et al.* (1996), plus sophistiquée que les deux précédentes, qui fait intervenir la quantité de matière décomposable, la quantité d'eau du wetland et sa température de surface pour la production de CH_4, et l'activité physiologique des plantes pour l'oxydation du CH_4,
- le modèle très complexe de *Walter et al.* (2001) dans lequel plusieurs processus physico-chimiques sont traités (diffusion du gaz dans le sol, ébullition...).

L'application de ces 4 modèles nous permet de dresser les conclusions suivantes :

• Pour un climat donné et une distribution de wetlands correspondante, les émissions calculées avec les 4 schémas différents présentent une très large gamme de valeurs. Ces résultats rejoignent la forte variabilité des chiffres présentée dans la littérature pour la seule estimation des flux actuels. Ils mettent une nouvelle fois en évidence les incertitudes existant sur les mécanismes biologiques et physico-chimiques gouvernant la production et l'oxydation de méthane dans un wetland.

• Les modèles d'émissions étudiés affichent une sensibilité différente aux conditions climatiques futures. Les schémas de *Christensen et al.* (1996) et *Cao et al.* (1996) tenant compte des processus de décomposition de la litière qui sont accélérés dans des conditions climatiques plus chaudes, conduisent naturellement à de plus fortes émissions de CH_4 au futur. Inversement, peu de changements apparaissent avec les schémas de *Fung et al.* (1991) et *Walter et al.* (2001) entre le présent et le futur. L'augmentation de la température en surface et la baisse du nombre de wetlands se compensent chez *Fung et al.* (1991). On suppose enfin que dans le schéma de *Walter et al.* (2001), le phénomène d'oxydation est important au futur et compense la production de CH_4.

Des effets climatiques sur l'activité des plantes, en particulier sur l'allongement de leur période de croissance ont déjà été mis en évidence depuis 1960 par *Menzel et Fabian* (1999) et

sur les 20 dernières années [*Randerson et al.* (1999) ; *Myneni et al.* (1997)]. D'après *Nemani et al.* (2003), la NPP a augmenté de 6% entre 1982 et 1999, massivement dans les Tropiques, en raison d'une diminution de la couverture nuageuse et donc d'une augmentation des rayonnements solaires. Ainsi, dans des conditions climatiques futures, caractérisées par une hausse de la température et de la disponibilité en eau, la NPP est susceptible de fortement augmenter (ce qui se voit dans les simulations du modèle de végétation ORCHIDEE), d'où des émissions de CH_4 futures supérieures à celles du présent à partir des schémas de *Christensen et al.* (1996) et de *Cao et al.* (1996). Par contre, dans le modèle de *Walter et al.* (2001), étant donné la détermination pas très physique de R_o, substrat du sol, celui-ci n'augmente pas dans le futur suite à des plus fortes valeurs de NPP et n'induit donc pas de flux de méthane plus élevés qu'au présent.

• Tous les modèles testés calculent des émissions de méthane fortement en baisse au DMG par rapport à la période actuelle dans les régions boréales. Les estimations entre -47% et -96% sont de plus dans le même ordre de grandeur des travaux de *Chappellaz et al.* (1993). Aux Tropiques, deux effets se superposent et expliquent les flux au DMG obtenus supérieurs à ceux de l'actuel : (1) le nombre de surfaces de wetlands est largement supérieur, (2) les flux de matière simulés par le modèle de végétation ORCHIDEE sont supérieurs au DMG. Une simulation supplémentaire avec ORCHIDEE, dans laquelle la distribution de végétation actuelle a été imposée au DMG a produit des flux de matière nettement plus faibles dans les Tropiques. Les émissions de CH_4 consécutives ont été aussi abaissées dans les Tropiques, mais pas de manière suffisante, pour devenir inférieures à celles du présent (c'est le cas avec les flux provenant des modèles de *Christensen et al.* (1996) et de *Cao et al.* (1996)). Cependant, les émissions globales du DMG, tenant compte des wetlands présents sur les plateaux continentaux émergés, sont maintenant plus faibles que celles actuelles, montrant une baisse de 46% avec *Christensen et al.* (1996) et 57% avec *Cao et al.* (1996). Elles vont dans le même sens que les études précédentes de *Chappellaz et al.* (1993) et *Kaplan* (2002), qui respectivement indiquaient -35% et -25% d'émissions globales de CH_4 durant le DMG.

• Un comportement étrange dans le modèle de *Walter et al.* (2001) a pu être mis en évidence. Pour un climat donné, augmenter la production primaire nette conduit à une diminution des flux de méthane ! Cette réponse qui va à l'encontre de l'intuition et de la réalité provient de la détermination empirique du paramètre "substrat du sol" contrôlant la production de CH_4 dans le modèle. Même si ce dernier a été validé par *Walter et al.* (1996) et *Walter et Hei-*

mann (2000) pour la période actuelle, nous sommes très sceptiques quant à son application à d'autres types de climat au vu par exemple des résultats trouvés pour le climat du DMG. Nous avons montré le rôle crucial joué par les paramètres liés à la matière décomposable (tel le substrat du sol) dans les modèles de *Christensen et al.* (1996) et *Cao et al.* (1996). Ceux-ci doivent donc être en accord avec les conditions climatiques simulées et le type de végétation correspondant. Ainsi, afin de transposer correctement le calcul des flux de méthane selon *Walter et al.* (2001) à des conditions climatiques différentes de celles actuelles, une solution serait d'imposer à ce modèle les quantités de litière directement simulées par le modèle de végétation ORCHIDEE (en fonction du climat imposé) et non plus un paramètre issu purement de statistiques actuelles.

Ces conclusions suggèrent que beaucoup d'améliorations restent à effectuer, tant sur la formulation des wetlands dans un modèle que sur les schémas d'émissions de CH_4. Afin d'obtenir une représentation des wetlands plus réaliste sur l'ensemble du globe, simuler le routage de l'eau en surface de point de grille à point de grille paraît indispensable. Un exemple a été fourni par *de Noblet-Ducoudré et al.* (2002), qui à l'aide du modèle hydrologique HYDRA [*Coe* (1997)] ont calculé des variations des étendues de wetlands (puis des émissions de méthane à partir du schéma de *Fung et al.* (1991)) entre le climat d'il y a 126000 ans, le DMG et le présent. Cette étude a ainsi mis en exergue un résultat allant à l'encontre de l'intuition : un climat plus sec au DMG permet la formation d'étendues de wetlands supplémentaires ! En effet, sur les régions d'Afrique et d'Amérique du Sud la diminution des précipitations et du ruissellement en surface au DMG par rapport au présent conduit à la conversion de certains lacs du présent en wetlands au DMG, en raison d'une diminution de leur profondeur, induisant finalement plus de surfaces de wetlands au DMG.
Par conséquent, le défi majeur est ici de développer des outils qui pourront représenter tous les écosystèmes wetlands de la planète et toutes les conditions d'émissions de CH_4. Enfin, nous mettons l'accent sur le fait que des paramétrisations complexes, développées pour satisfaire les conditions climatiques actuelles (et donc confrontées à quelques observations ponctuelles) ne constituent pas forcément les meilleurs outils lors de l'étude d'autres périodes climatiques. L'exemple a été fourni ici par le modèle d'émission de méthane de B. Walter, mais cette remarque est valable pour d'autres développements numériques portant sur des phénomènes naturels actuellement mal connus, et donc mal contraints.

Enfin, dans la perspective d'un réchauffement global de la planète, nous avons déjà sou-

ligné la contribution potentielle des zones de pergélisol aux émissions de méthane mais aussi de dixoyde de carbone. Le réchauffement du pergélisol pourrait avoir deux conséquences importantes : il pourrait modifier les sources et les puits de carbone en terrain inorganique par multiplication des tourbières et entraîner le dégagement de carbone additionnel actuellement stocké sous forme de méthane dans les hydrates de gaz. La difficulté réside d'une part dans la localisation des hydrates actuels et dans la compréhension des facteurs permettant leur dégazage, et d'autre part dans la cartographie des zones de pergélisol se réchauffant. A l'aide de la version du MCGA LMDz, incluant les processus de gel et les zones inondées, nous avons estimé l'ensemble des surfaces de wetlands et leurs émissions de méthane associées au climat futur. Afin d'affiner la contribution des zones de pergélisol au bilan atmosphérique du méthane, une analyse régionale du pergélisol disparaissant et se transformant en wetland émetteur de méthane serait également nécessaire.

Chapitre 5

Le gel du sol dans les dernières réanalyses ERA-40 du CEPMMT

5.1 Introduction

5.1.1 Activités du CEPMMT

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen-Terme (CEPMMT) est une organisation internationale, supportée par 24 pays membres. Il fournit des prévisions météorologiques à moyen-terme (jusqu'à 10 jours) et des prévisions saisonnières (jusqu'à 6 mois) réalisées avec des systèmes d'assimilation de données observées sur l'ensemble du globe et des modèles opérationnels très sophistiqués. La recherche au CEPMMT est dédiée à l'amélioration de la qualité des prévisions produites. Ainsi, le CEPMMT réalise des données à l'échelle globale, utilisées pour la prévision météorologique (régionale) dans des pays. Ces données sont aussi utiles pour l'étude des fluctuations climatiques sur une période temporelle (moderne) fixée, et pour le forçage ou la validation de nombreux modèles de climat, notamment les modèles régionaux. Parmi les données produites, on distingue les analyses et les réanalyses météorologiques. Un système complexe d'assimilations d'observations disponibles toutes les 6 heures permet au modèle du CEPMMT d'ajuster en permanence ses prévisions sur l'ensemble du globe. Les variables produites au fil des années par le centre correspondent aux analyses météorologiques. Leur qualité évolue en fonction de l'évolution du modèle du CEPMMT, c'est pourquoi des "changements artificiels du climat" peuvent apparaître lorsque la version du modèle utilisée change. Les réanalyses correspondent à de

nouvelles analyses, effectuées avec une seule et même version du modèle du CEPMMT : elles constituent un moyen pour s'affranchir des biais inhérents aux évolutions et améliorations de schémas dans le modèle du CEPMMT. Néanmoins, les réanalyses ne sont pas toujours complètement cohérentes sur une période donnée, car elles sont issues en partie d'observations disponibles sur le globe, lesquelles varient au cours du temps (nouveaux satellites lancés, fermeture ou ouverture de stations météorologiques...).

5.1.2 Le projet ERA-40

Les nouvelles réanalyses du CEPMMT, ERA-40, correspondent à la période mi-1957 à 2001, recouvrant les précédentes réanalyses ERA-15 (1979-1993). L'objectif de tels projets (ERA-40 et ERA-15) est de mettre à la disposition de la communauté scientifique des analyses globales et cohérentes de l'état de l'atmosphère et de la surface continentale sur des longues périodes modernes. Le projet ERA-40, recouvrant à la fois des années pré-satellites (de mi-1957 au début des années 70) et satellites (depuis mi-1970), devait permettre de réaliser une nouvelle synthèse des observations existantes depuis 1957, année à partir de laquelle des améliorations nettes en matière d'observations atmosphériques furent entreprises pour la préparation de l'année internationale de la géophysique (1958). Réalisées avec la dernière version du modèle du CEPMMT, incluant le nouveau schéma de surface de Pedro Viterbo [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo* (1996)], les réanalyses ERA-40 sont produites sur une résolution spatiale d'environ 125 km et comportent 60 niveaux verticaux répartis entre la surface et 65 km d'altitude. Elles incluent notamment des champs non produits dans les précédentes réanalyses, tels les concentrations d'ozone atmosphérique. Une nouvelle méthode d'assimilation des données satellites a été en outre employée en multipliant les sources : radiances des SSM/I, vents à partir de la mesure de la rétrodiffusion par un diffusiomètre ou encore des mesures d'ozone. Les premières années réanalysées dans ERA-40 (années 89 à 96) furent disponibles à partir de la fin de l'année 2001 (ce sont celles que nous avons donc rapatriées en local en premier et analysées de façon plus détaillée), le reste des années n'ayant été disponible qu'en 2003.

5.1.3 Prise en compte de la surface

La paramétrisation des processus de surface dans les modèles de circulation générale ou dans les modèles de prévision numérique est importante, on l'a vu, principalement pour le bilan d'énergie en surface (le rapport de Bowen[1] influe sur la température de surface puis sur la formation des nuages dans le plus bas niveau de l'atmosphère et sur leur effet radiatif), la quantité de vapeur d'eau atmosphérique, et la convection dans la couche limite. Inversement, la surface intègre les variations atmosphériques, telles les précipitations via l'humidité du sol et le ruissellement en surface, ou encore les températures en surface. Les schémas numériques développés varient du modèle simple de "bucket" [*Manabe* (1969)] à des schémas récents plus complexes, incluant notamment la végétation (se reporter au chapitre 1, section 1.2.1).

Le schéma de surface du modèle du CEPMMT, opérationnel depuis 1993, était basé sur la résolution du bilan de chaleur et d'eau de deux couches de sol, alors qu'une couche superficielle intégrait les conditions climatiques de l'atmosphère. Ce modèle de surface à trois couches comprenait aussi un module d'évaporation de la végétation et un réservoir d'eau. Mais, les comparaisons de résultats du modèle avec les mesures de la campagne FIFE [*Betts et Beljaars* (1993)] ont permis d'identifier un certain nombre de problèmes dans la couche limite de surface : a) l'évaporation à la surface est trop forte en conditions humides et trop faible en conditions sèches, b) des biais systématiques sont apparus dans les températures d'été pendant la journée, c) le traitement de l'hydrologie de la surface s'est révélé inadapté. Afin d'améliorer ces différents aspects, Pedro Viterbo a mis au point un nouveau schéma de surface au cours de sa thèse [*Viterbo* (1996) ; *Viterbo et Beljaars* (1995)], en portant une attention particulière sur les transferts d'eau du sol, ces derniers étant la cause d'erreurs majeures dans le modèle. Nous y reviendrons à la section 5.2.

5.1.4 Motivations de ce chapitre

Les réanalyses constituent une base de données climatiques à l'échelle globale importante pour l'étude des variations du climat (tendances, variabilité interannuelle...) sur plusieurs dizaines d'années. Elles sont aussi très largement employées dans des expériences numériques, soit pour forcer des modèles atmosphériques régionaux, des modèles d'océans, des modèles

[1] rapport entre les flux de chaleur sensible et latente

d'hydrologie ou encore de végétation simple, soit pour valider un nouveau schéma numérique. Il est donc indispensable de contrôler leur qualité et de détecter des éventuels désaccords avec d'autres sources de données que celles utilisées pour l'assimilation dans le modèle qui les a produites. Par conséquent, nous proposons dans ce chapitre d'examiner les variables d'ERA-40 relatives au schéma de sol fonctionnant dans le modèle du CEPMMT, modifié par Pedro Viterbo [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo* (1996)] afin d'évaluer en particulier, la capacité d'ERA-40 à reproduire les phénomènes de gel saisonnier et dégel en profondeur dans les régions des hautes latitudes nord. En effet, des études (cf. chapitre 2, section 2.1.5) ont montré les impacts de la fonte du pergélisol sur les infrastructures (rails déformés, affaissements de terrain) : des diagnostics à partir des variations des températures du sol peuvent donc être de bons indicateurs d'évolution climatique et être directement mis en parallèle avec des modifications récentes observées [*Jorgenson et al.* (2001)]. Le nouveau schéma du sol d'ERA-40 n'a pas encore été validé dans ce sens. Par ailleurs, au chapitre 2, nous avons analysé l'impact de la paramétrisation du gel du sol introduite dans le modèle MCGA LMDz sur le climat simulé et la sensibilité des changements climatiques futur et passé du DMG. Il paraît donc nécessaire d'examiner si la formulation du gel du sol dans le modèle du CEPMMT donne des résultats réalistes par rapport à des observations actuelles.

Par conséquent, après avoir décrit brièvement le principe de ce nouveau schéma de sol dans le modèle du CEPMMT, nous comparerons les profils de températures du sol mesurés sur quelques sites d'Arctique, sélectionnés dans la base du *National Snow et Ice Data Center* (1998) et ceux issus de ERA-40, au cours des années 90. Les diagnostics du dégel du sol et de l'épaisseur de la couche active seront discutés au vu des mesures de terrain réalisées. Ensuite, nous analyserons les éventuelles tendances ressortant dans ERA-40, en terme d'évolution de l'épaisseur de la couche active depuis 1958 et nous les confronterons avec des observations récentes. Le dernier point portera sur la relation entre la température de l'air et l'extension de pergélisol afin de retrouver dans les réanalyses des tendances observées. Nous supposerons dans ce cas que le sol profond est en équilibre avec le climat de chacune des années depuis 1958. Ceci ne correspond pas à la réalité car les variations climatiques interannuelles sont trop rapides pour que le sol soit en équilibre avec le climat d'une année. Cependant, cette analyse permettra d'évaluer l'importance du lien entre la température de l'air et le gel du sol en profondeur.

5.2 Traitement de la surface dans le modèle du CEPMMT

5.2.1 Description générale

La surface dans le modèle du CEPMMT se répartit selon les types suivants :

- pour la composante continentale, 6 types sont possibles : sol nu, basse et haute végétation, eau interceptée sur les feuilles, neige exposée (sur sol nu ou sur de la basse végétation), neige cachée (en-dessous de la haute végétation),
- pour la composante marine ou lacs (fixés), on peut avoir de l'eau libre ou gelée.

Un point de grille ne peut pas comporter un mélange des types "terre" et "eau" : il est forcément 100% "terre" ou bien 100% "eau". Chacun des types de surface possède ses propres propriétés qui vont définir les flux de chaleur et d'eau utilisés ensuite dans l'équation du bilan d'énergie pour l'établissement de la température de surface continentale. Cette dernière dépend d'un grand nombre de facteurs : présence de neige au sol ou de végétation, flux radiatifs, flux turbulents, et profil thermique du sol. Le sol dans le modèle est constitué de 4 couches dont les températures sont définies à -7 cm, -21 cm, -72 cm et -189 cm (milieu des couches) et dont les flux de chaleur sont établis à l'interface entre deux couches. Le bilan thermique du sol est établi d'après la loi de diffusion de Fourier, modifiée ici pour prendre en compte les effets de changements de phases de l'eau dans le sol. Un flux de chaleur nul est imposé à la base du sol. Au printemps, la fonte du manteau neigeux contribue au ruissellement en surface, à l'infiltration d'eau dans le sol et à l'évaporation potentielle de la surface. Une partie des pluies est récoltée dans une couche d'interception, le reste se répartissant entre le ruissellement en surface et l'infiltration. Les flux verticaux d'eau dans le sol sont déterminés par la loi de Darcy[2] décrivant l'écoulement de l'eau dans un corps poreux. L'eau à la surface peut être infiltrée ou évaporée tandis qu'un écoulement libre est supposé à la base du sol, i.e. l'eau est perdue en ruissellement au fond du sol. Le taux d'infiltration est maximal en surface : si sa valeur maximale est atteinte, les précipitations en excès sont converties en ruissellement. En pratique, le taux d'infiltration maximal a été fixé de telle sorte que cette situation n'arrive jamais. Le ruissellement en surface n'existe que lorsque le sol devient saturé. Chaque couche possède en outre un puits additionnel d'eau, représenté par l'extraction d'eau par les racines dans les zones de végétation. Les points de grille d'eau

[2]Le flux d'eau F est proportionnel au gradient hydraulique selon $F = -K\,\frac{\partial\Phi}{\partial z} = K(1 - \frac{\partial\Psi}{\partial z})$, où K est la conductivité hydraulique (ms^{-1}), Φ est le potentiel hydraulique (Ψ-z) et Ψ le potentiel de pression.

libre ont une température de surface fixée par l'analyse et constante durant la prévision. Lorsque de la glace se forme en surface, sa fraction et sa température évoluent en fonction des prévisions effectuées par un modèle de transfert de la chaleur à 4 couches de glace, en contact thermique avec de l'eau à température de congélation. Glace de lac et de mer sont traitées de la même manière.

5.2.2 Changements de phase du sol

Pour transcrire proprement les changements de phase du sol, plusieurs modifications sont à considérer, par ordre d'importance :

a) les effets thermiques dus à la chaleur latente de fusion et éventuellement de sublimation de la glace en surface, ou de congélation,

b) les changements de conductivité thermique du sol dus à la présence de glace [*Farouki* (1981)],

c) la disparition de la transpiration en présence de sol gelé [*Betts et al.* (1999)],

e) le transfert d'eau dans le sol dépendant d'un potentiel d'eau du sol, lui même fonction de la quantité d'eau gelée.

La prise en compte des effets thermiques rend le sol moins réactif au forçage atmosphérique et diminue l'amplitude du cycle annuel des températures du sol. Le lecteur pourra se reporter aux travaux de *Viterbo et al.* (1999) pour le détail du schéma de gel introduit, sa validation et ses impacts sur les prévisions du modèle du CEPMMT. Nous ne rappelons ici que les principales équations incorporant les effets du gel et dégel du sol.

En présence de changements de phase de l'eau, l'équation du bilan énergétique du sol, caractérisé par une température T (en K), une capacité thermique volumique $(\rho C)_{sol}$ supposée constante (2.19×10^6 J m^{-3} K^{-1}) et une conductivité thermique λ_T (en W m^{-1} K^{-1}) s'écrit :

$$(\rho C)_{sol}\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z}\right] + L\ \rho_w \frac{\partial \theta_i}{\partial t} \tag{5.1}$$

avec L, chaleur latente de fusion, ρ_w, masse volumique de l'eau liquide et θ_i, le contenu volumique de glace dans le sol. Les propriétés thermiques $(\rho C)_{sol}$ et λ_T dépendent dans la réalité du contenu en eau du sol et de sa texture. Dans le modèle du CEPMMT, seule la dépendance de λ_T en fonction du contenu en eau du sol est prise en compte [*Viterbo et*

Beljaars (1995)]. Le contenu de glace dans le sol est supposé tel que :

$$\theta_i = \theta_i(\theta, T) = f(T)\theta \tag{5.2}$$

où θ représente le contenu volumique d'eau total du sol (eau liquide et eau gelée). La fonction $f(T)$ peut être approximée par une fonction linéaire en escalier selon 5.3.

$$\begin{aligned} f(T) &= 0 \text{ pour } T > T_2 \\ 0 < f(T) &< 1 \text{ pour } T_1 \leq T \leq T_2 \\ f(T) &= 1 \text{ pour } T < T_1 \end{aligned} \tag{5.3}$$

T_1 et T_2 sont les températures caractéristiques délimitant le régime de transition de phase de l'eau. En réalité, les valeurs de T_1 et T_2 ainsi que la fonction $f(T)$ dépendent de manière assez complexe de la texture du sol et de sa composition [*Williams et Smith* (1989)], mais ici elles sont approximées simplement. Pour un sol homogène à un seul composant, $f(T)$ sera par exemple une fonction "marche". Cette fonction a été approximée ainsi dans le modèle du CEPMMT. Les raisons physiques de l'existence de cet intervalle de températures en dehors duquel la fonte ou le gel se manifeste plutôt qu'un seuil de température, sont dues aux trois phénomènes suivants :

- l'adsorption[3], résultant des forces entre les particules minérales du sol et l'eau,
- la variabilité de la tension de surface, due au fait que la surface de l'eau n'est pas plane,
- la baisse de la température de congélation due aux effets des sels dissous,
- l'hétérogénéité du sol.

Pour éviter un couplage jugé indésirable entre les équations régissant la température et les transferts d'eau dans le sol, l'équation 5.2 est simplifiée en :

$$\theta_i = f(T)\theta_f \tag{5.4}$$

avec θ_f constant, représentant la quantité d'eau du sol qui peut être congelée ou fondue. Pour simplifier,

$$\theta_f = C_{veg}\ \theta_{cap} \tag{5.5}$$

où C_{veg} est la fraction de végétation (nulle sur les déserts) et θ_{cap}, le contenu potentiel en eau dans le sol. En combinant les deux équations 5.1 et 5.5, on obtient :

$$\left[(\rho C)_{sol} - L\ \rho_w \theta_f \frac{\partial f}{\partial T}\right] \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda_T \frac{\partial T}{\partial z}\right] \tag{5.6}$$

[3]adhésion des molécules d'eau liquide sur des particules solides du sol

Cette équation 5.6 indique que l'effet du gel peut s'interpréter comme une capacité thermique additionnelle (comme vu dans la paramétrisation des changements de phase du sol dans le schéma de surface d'LMDz au chapitre 2, section 2.2). Dans le premier membre de l'équation 5.6, l'énergie nécessaire pour congeler ou fondre toute l'eau dans un volume unité équivaut à $L\rho_w\theta_f$. Si cette énergie était utilisée pour réchauffer ou refroidir le même volume sans considérer le gel ou la fonte, la température du sol changerait de $L\rho_w\theta_f/(\rho C)_{sol}$. Par conséquent, l'absence de prise en compte des processus de gel/dégel du sol peut entraîner des changements de température artificiels, n'existant pas dans la réalité lorsque le contenu en eau dans le sol est suffisant.

5.2.3 Implantation et validation du nouveau schéma de surface

Ce schéma de surface, qui permet une représentation plus physique de l'hydrologie du sol, a été introduit dans le modèle du CEPMMT par Pedro Viterbo [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo* (1996)]. Trois bases de données furent utilisées pour une validation en mode "off-line" du modèle : les données de la campagne FIFE 1987 au Kansas (USA, 96°32' W, 39°03' N) [*Sellers et al.* (1988)], les données de Cabauw (4°56' E, 51°58' N) aux Pays-Bas [*Beljaars et Viterbo* (1994)] et les données du programme ARME en Amazonie Centrale (60°W, 3°S) [*Shuttleworth et al.* (1984)]. La comparaison aux données observées suggère que le module de surface est réaliste lorsqu'on lui impose un forçage correct. Mais, cette étude "off-line" ne garantit pas complètement le bon fonctionnement du module une fois implanté dans le modèle de circulation générale du CEPMMT, où le forçage sera cette fois défini à chaque pas de temps par le modèle atmosphérique. Cette validation "off-line" comprend de plus un seul site localisé aux latitudes boréales (Cabauw à 51°58' N) et ne permet pas de conclure sur le comportement du module de sol dans ces régions. Des erreurs provenant de la partie atmosphérique du modèle peuvent enfin engendrer des dysfonctionnements dans le schéma de surface : par exemple, des erreurs sur le rayonnement solaire en surface, dû à une mauvaise représentation des nuages et sur le taux de précipitations, peuvent induire des anomalies sur l'humidité du sol, qui se retrouveront ensuite sur des composantes atmosphériques et accentueront les erreurs initiales.

Viterbo et al. (1999) ont analysé l'impact de l'ajout de la paramétrisation des changements de phase de l'eau du sol dans le modèle du CEPMMT pour la période hivernale

de 1995/1996, période durant laquelle l'ancienne version du modèle présentait d'importants écarts de température sur l'Europe par rapport aux observations. La nouvelle version permet d'éliminer le biais systématique sur les températures de l'air à 2 mètres en hiver (trop froides) et les profils de températures du sol sont plus réalistes. Cependant, le sol perd trop d'énergie l'hiver, ce qui implique des températures du sol systématiquement trop basses par rapport aux données. *Viterbo et al.* (1999) évoquent plusieurs raisons possibles : surestimation du refroidissement par temps clair due à un manque de nuages dans le modèle, dépendance trop forte de la conductivité thermique du sol avec l'humidité du sol. Ainsi, l'objet de notre étude est d'apporter de nouveaux éléments quant à la validation du schéma de surface, dans des régions où la surface du sol subit d'importantes variations saisonnières de la température et où les changements de phase de l'eau dans le sol sont courants.

5.3 Etude de la période 1989-1996

5.3.1 Sites de mesures choisis

Les années 1989 à 1996 furent les premières réanalyses ERA-40 disponibles, récupérées en local au fur et à mesure de leur production par le CEPMMT. Dans le même temps, nous avons recherché activement des données de mesures dans le sol sur le réseau internet et sur des CD-ROMs, exploitables[4] pour une comparaison avec les réanalyses. Après de longues recherches, nous avons sélectionné une dizaine de points de mesure, récupérés sur le CD-ROM *International Permafrost Association* (1998), dont les observations recoupaient les années extraites d'ERA-40. Ces mesures ont été réalisées dans le cadre du programme CALM (Circumpolar Active Layer Monitoring Program), destiné à documenter les variations interannuelles et d'éventuelles tendances de l'épaisseur de la couche active au 20e siècle. Aujourd'hui, CALM regroupe 69 sites de mesures, répartis dans le bassin Arctique dans des régions de pergélisol (figure 5.1), contrôlés par une dizaine de pays. Les stations incluent plusieurs sites côtiers et des lignes de points de mesure dans les terres de l'Amérique du Nord, différents sites à travers l'Eurasie, et des sites individuels dans des régions de montagne. Nos critères de sélection des sites ont été basées sur (1) l'existence de mesures quotidiennes continues dans les années 90 et (2) l'existence des mesures de températures dans le sol à

[4]Nous entendons ici des données dans des régions subissant du gel saisonnier, continues (i.e. sans "trous") sur plusieurs années et disponibles quotidiennement.

différentes profondeurs. Souvent, nous disposions en plus de la température de l'air à la surface. Le tableau 5.1 récapitule les sites choisis, leur situation géographique ainsi que les années de mesures disponibles. L'ensemble des points de mesure est situé en plaine. Les altitudes des différents points correspondants dans ERA-40 sont généralement supérieures à celles indiquées dans les caractéristiques des sites de mesure. Cependant, étant donné la résolution spatiale des réanalyses ERA-40 (125 km), l'altitude moyenne indiquée en un point de grille du modèle est acceptable.

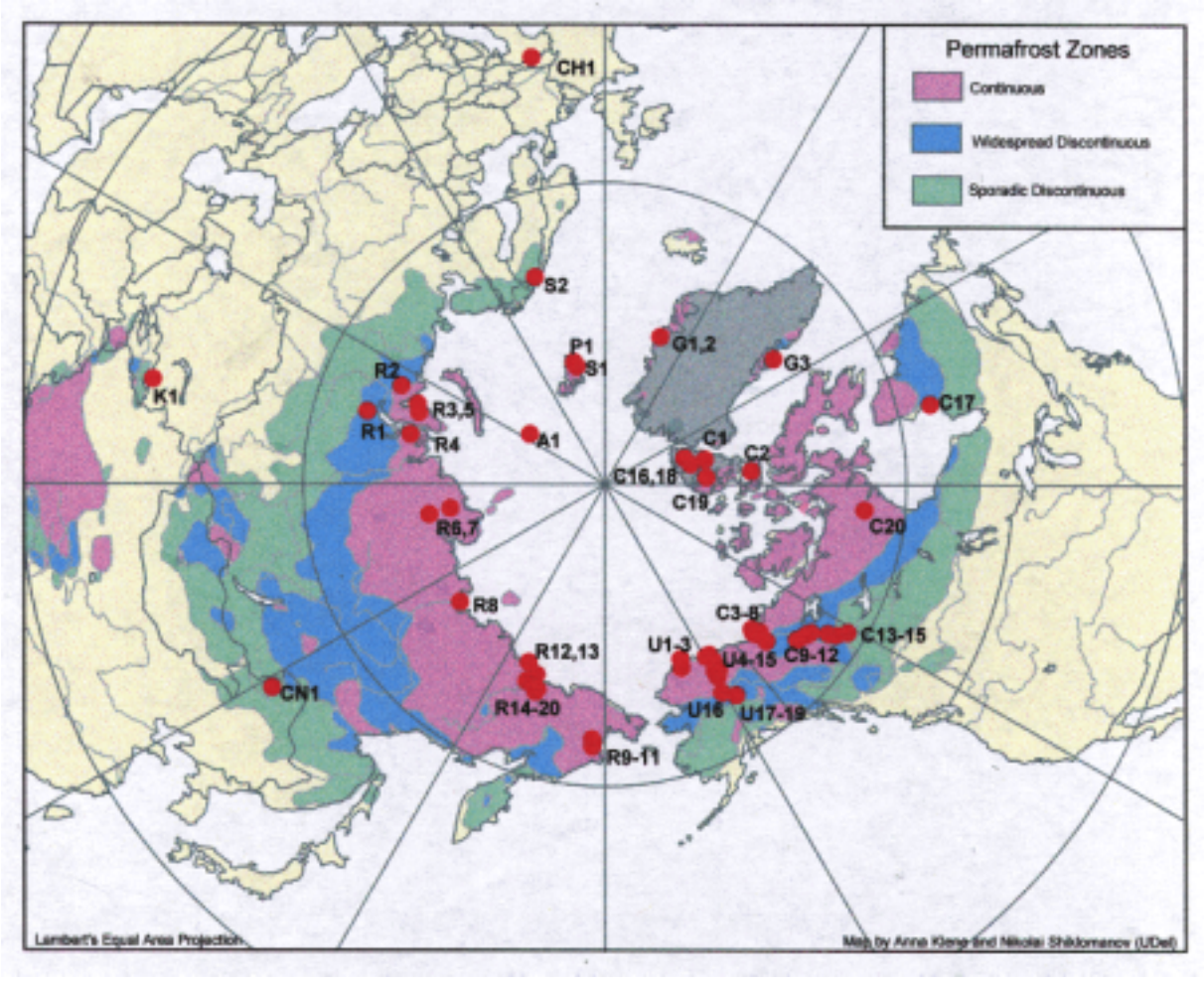


Fig. 5.1 : Les 69 stations de mesures du réseau CALM dans le bassin Arctique, réparties dans les zones de pergélisol continu (rose) et discontinu (vert et bleu).

N°CALM	Site choisi	Longitude	Latitude	Alt. réelle	Alt. ERA-40	Mesures
R2	Ayach	65°11' E	67°35' N	100 m	200 m	1997-2000
U1,U2	Barrow	156°35' W	71°18' N	5.7 m	42 m	1994-1996
R9	Chukotka	176°58' E	64°47' N			1997-2000
G3	Disko Island	53°34' W	69°15' N	20 m	71 m	1991-1996
C12	Great Bear River	125°35' W	64°55' N	93 m	484 m	1989-1996
U9,U10	Happy Valley	148°51' W	69°08' N	321 m	652 m	1994-1996
R1	Nadym	72°55' E	65°20' N	25 m	62 m	1997-2000
C6	Parsons Lake	133°33'W	68°59' N	354 m	51 m	1989-1996
C10	Pump Station	126°53' W	65°17' N	61 m	624 m	1989-1995
S1	Svalbard	16°42' E	77°53' N	53 m	189 m	1988-1996
U5	West Dock	148°34' W	70°22' N		170 m	1989-1996
G1	Zackenberg	20°30' W	74°28' N		139 m	1995-1996

Tab. 5.1 : Caractéristiques géographiques (coordonnées et altitudes en mètres) des sites du réseau de mesures CALM de la figure 5.1 sélectionnés, et années de mesures disponibles pour des comparaisons avec les réanalyses ERA-40 sur la période 1989-1996.

5.3.2 Les températures de l'air

En premier lieu, afin de s'assurer d'un bon accord sur la position des sites de mesures choisis et ceux correspondants dans ERA-40, nous comparons à l'aide des figures 5.2 et 5.3 les températures de l'air à 2 mètres. Ces comparaisons ont été possibles sur les 3 stations canadiennes (Great Bear River, Parsons Lake et Pump Station), Disko Island au Groenland et West Dock en Alaska, disposant de relevés de températures de l'air entre 1989 et 1995.

Sur l'ensemble de ces points, les données et les réanalyses concordent bien. Les stations canadiennes sont caractérisées par des minima hivernaux d'environ -40°C et des maxima estivaux atteignant +20°C. A Disko Island, les températures d'hiver dans ERA-40 sont systématiquement plus froides que celles des observations, d'environ 2°C, tandis qu'en été, les maxima sont bien reproduits. Cette station est implantée sur une île située à l'ouest du Groenland : sous l'influence de la mer, l'amplitude annuelle des températures de l'air est donc affaiblie comparativement aux stations plus continentales. Etant donné les problèmes existant dans les précédentes réanalyses ERA-15, dans la couche limite atmosphérique et sur la formation des nuages, on peut supposer que dans une telle région côtière, le modèle

ne parvient toujours pas à reproduire autant de nuages en hiver que dans la réalité, entraînant un refroidissement excessif de la colonne d'air atmosphérique. En outre, l'assimilation des données météorologiques au Groenland dans le modèle du CEPMMT provient peut-être d'une autre station du Groenland, et n'est pas approprié pour Disko Island. A la station de West Dock (Alaska), pourtant proche de l'océan arctique, les réanalyses se superposent bien aux observations. Les variabilités interannuelles sont aussi relativement bien reproduites dans ERA-40. Ainsi, les deux hivers 89-90 et 93-94 semblent avoir été les plus froids sur la période 1989-1995 à Great Bear River et Pump Station, ce qui apparaît également dans les réanalyses. De même, les températures des étés 89 et 94 ont dépassé pendant plusieurs jours +20°C à ces trois stations canadiennes (seulement l'été 94 pour Parsons Lake), tendance également présente dans ERA-40.

Ces comparaisons prouvent que les températures de l'air à 2 m issues des réanalyses ERA-40 reproduisent correctement les variations saisonnières et interannuelles observées. Le biais froid systématique qui apparaissait l'hiver sur les températures à 2 mètres dans ERA-15 semble être en partie corrigé, comme le mentionnent *Viterbo et al.* (1999), du fait de l'introduction d'une surface traitant des changements de phase de l'eau du sol de façon plus réaliste. Bien sûr, à un instant donné, les températures de l'air à 2 mètres varient moins spatialement que d'autres variables météorologiques (vent, précipitations). Cependant, le bon accord observé entre les données de CALM et ERA-40 ainsi que les altitudes raisonnables indiquées dans les réanalyses, montrent que la comparaison entre les points sélectionnés dans les observations et ceux correspondants sur la grille d'ERA-40 a effectivement un sens.

5.3.3 Les températures du sol

Températures et fonte en surface

Dans le modèle du CEPMMT, quatre niveaux de températures dans le sol existent : -7 cm, -21 cm, -72 cm et -189 cm. L'interface sol/neige ou sol/atmosphère correspond au niveau 0 cm. Dans chacun de ces niveaux, les températures du sol sont calculées en fonction du bilan d'énergie de la couche, tenant compte du contenu en eau et de la capacité thermique. La couche de neige surmontant le niveau 0 cm du sol possède une température indépendante.
D'une manière générale, sur l'ensemble des sites choisis, les réanalyses diagnostiquent des températures d'hiver dans le sol systématiquement très inférieures à celles observées, notam-

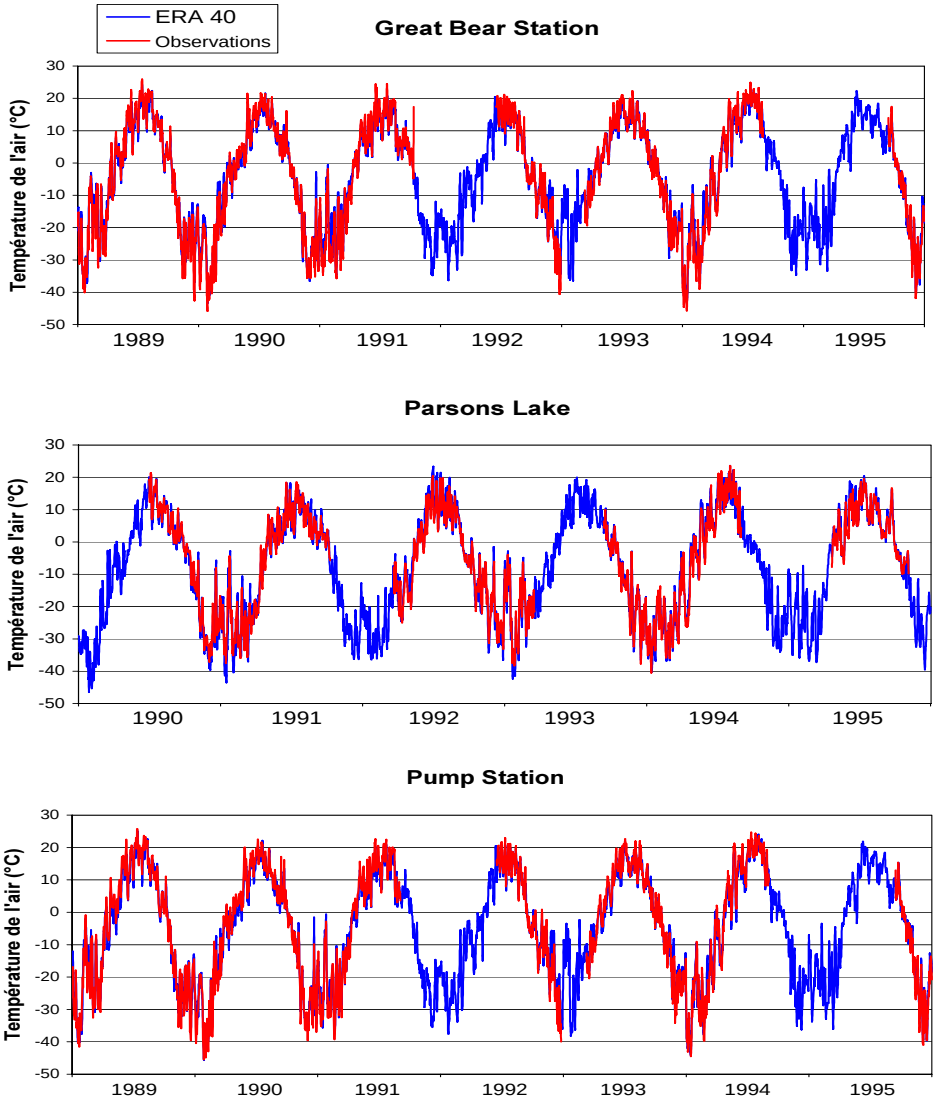


Fig. 5.2 : Comparaisons entre les températures de l'air à 2 mètres observées (en rouge) et celles provenant des réanalyses ERA-40 (en bleu) sur trois stations canadiennes du réseau de mesures CALM : Great Bear River, Parsons Lake et Pump Station.

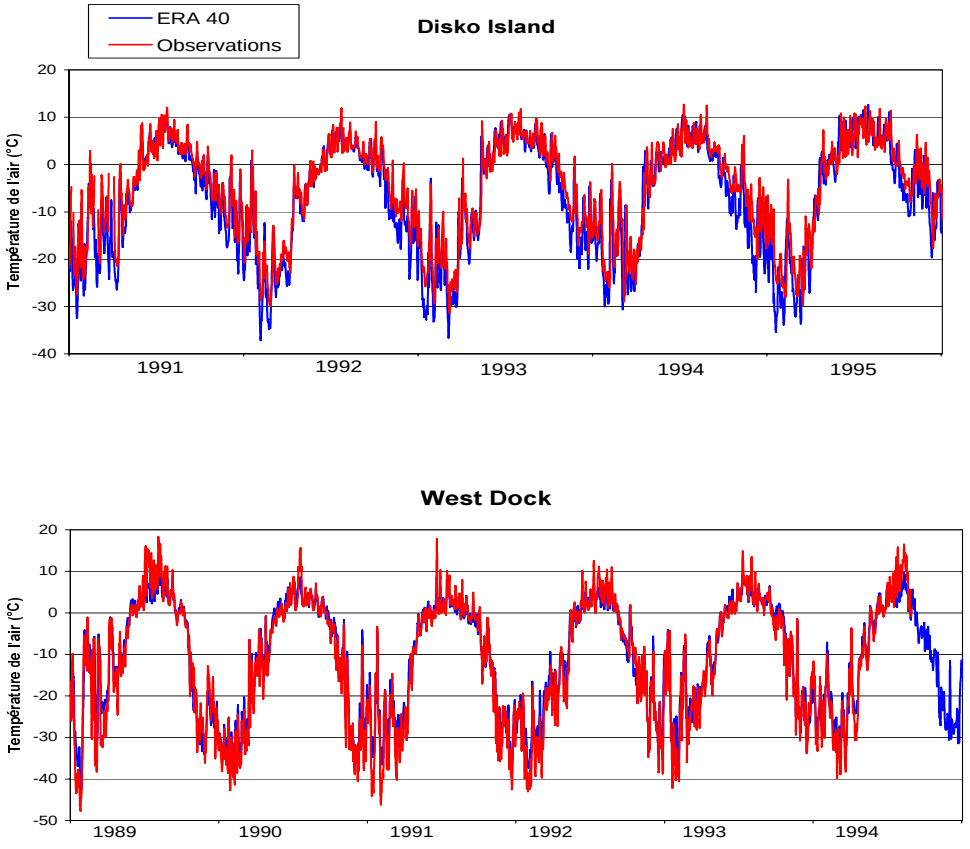


Fig. 5.3 : Comparaisons entre les températures de l'air à 2 mètres observées et celles provenant des réanalyses ERA-40 à Disko Island (Groenland) et West Dock (Alaska).

ment plus le niveau est proche de la surface (à -7 cm). La figure 5.4 donne l'exemple des profils de températures à Pump Station, issus des mesures de CALM et des réanalyses pour les années 1989 et 1990. Les différences en hiver (de Novembre à Février) sont très grandes (10°C et plus). Ici, la différence d'altitude entre le modèle du CEPMMT (624 m) et le site d'observation (61 m) participe certainement au biais hivernal, à raison de 5°C mais elle ne rend tout de même pas compte des écarts de plus de 10°C. Cette remarque est valable pour les stations de Great bear Station et Happy Valley. Le tableau 5.2 récapitule pour l'ensemble des stations étudiées le biais moyen hivernal obtenu dans ERA-40. Notons qu'à Parsons Lake, dont l'altitude dans le modèle est cette fois inférieure à celle des mesures (300 m de différence), ERA-40 indique aussi un biais hivernal de 7°C. L'été, les températures du sol au voisinage de la surface s'accordent mieux dans les observations et dans ERA-40. Mais, la tendance est de simuler des températures du sol dès la profondeur de -21 cm trop chaudes par rapport aux données, en été.

Dans ERA-40, le biais hivernal induit un sol restant plus froid plus longtemps à la fin de l'hiver que dans les mesures de terrain. Il s'ensuit un retard du dégel du sol au printemps. Le diagnostic de la fonte du sol est illustré sur la figure 5.5 pour les trois stations canadiennes, sur lesquelles l'échantillonnage temporel est le meilleur. Nous avons dans chaque cas établi le premier jour où la température est positive dans la couche de sol à -7 cm ainsi que la durée de la fonte en jours. Le décalage sur le début de la fonte, plus marqué pour Great Bear River et Pump Station, varie de manière non uniforme sur la période 1989-1996, de quelques jours à trois semaines. Dans ERA-40, la fonte du premier niveau de sol débute en Mai tandis qu'elle est déjà amorcée dans les observations depuis la fin du mois d'Avril. A Parsons Lake, l'accord est meilleur entre les températures proches de la surface entre ERA-40 (-7 et -21 cm) et les mesures (cf. tableau 5.2) : le dégel du sol commence quasiment au même moment dans les deux types de données. En moyenne, le décalage sur le premier jour de la fonte est de 11.2 jours à Great Bear Station (1989-1996), 19 jours à Pump Station (1989-1996) et 9 jours à Parsons Lake (1990-1996). La durée de la fonte n'a pu être estimée que partiellement sur les courbes d'observations à -7 cm (profondeur pourtant la mieux échantillonnée sur toutes les années disponibles) car les cycles de températures annuels étaient parfois incomplets et comportaient plusieurs mesures manquantes en fin d'année. A Great Bear River et Pump Station, la durée de la fonte est raccourcie dans ERA-40 par rapport aux observations, notamment en 1989 et 1990, avec jusqu'à un mois d'avance à Pump Station.

Stations	Statistiques	0.07 m	0.21 m	0.72 m	1.89 m
Ayach	ΔT hiver/ΔT été	-15.5/+4.5	-15.3/+5.3	-11.6/+4.1	-7.6/-0.6
	Aera/Aobs	2.5	3.8	4.1	14.6
Barrow*	ΔT hiver/ΔT été	-5/-3.4	-6.2/-0.7	-8.6/+2.6	-9.8/+3.8
	Aera/Aobs	1.2	1.5	2.1	2.4
Chukotka*	ΔT hiver/ΔT été	-0.75/+5.75	-2.2/+6.9	-0.6/+3.4	-2.1/+2.3
	Aera/Aobs	1.1	1.4	1.4	1.1
Disko Island	ΔT hiver/ΔT été	+14.5/-1.7	+7.8/+1.9	+1.8/+5.6	+3.6/+1.8
	Aera/Aobs	0.6	0.9	1.7	0.6
	r	0.49	0.63	0.37	0.75
	années corrélées	91-95	91-95 sauf 94	91-95	91-95
Great Bear River	ΔT hiver/ΔT été	-6.9/+4.4	-7.6/+8	-5.7/+8.2	-4.8/5.8
	Aera/Aobs	1.5	2.2	2.9	3.6
	r	0.94	0.9	0.76	0.62
	années corrélées	89-95	89-95	89-95	89-95
Happy Valley*	ΔT hiver/ΔT été	-4.5/+6.4	-4.3/+8.4	-3.6/+6.5	+1.4/+0.5
	Aera/Aobs	1.6	2	2.2	1.5
	r	0.9	0.86	0.87	0.77
	années corrélées	94-95	94-95	94-95	94-95
Nadym	ΔT hiver/ΔT été	-19.8/+7.5	-18.4/+6.7	-15.2/+5.3	-8/-0.2
	Aera/Aobs	5.5	5.7	8.1	10.7
Parsons Lake**	ΔT hiver/ΔT été	-7/+4.3	-7.2/+5.2	-6.7/+5.4	-6.4/+4.8
	Aera/Aobs	1.6	1.7	2	2.4
	r	0.96	0.97	0.87	0.73
	années corrélées	90-95 sauf 93	90-95 sauf 93	90-95 sauf 93	90-95 sauf 93
Pump Station**	ΔT hiver/ΔT été	-11.4/+2.2	-8.3/+9.1	-13.2/+9.6	-5.03/+6.5
	Aera/Aobs	1.2	1.7	5.9	10
	r	0.94	0.89	0.71	0.65
	années corrélées	89-95	89-95 sauf 92	89-91 et 94-95	89-95 sauf 92
Svalbard	ΔT hiver/ΔT été	-4.6/-2.5	-5.6/-0.1	-2.7/-4.8	-1/-5.7
	Aera/Aobs	1.4	2	1	1.3
West Dock	ΔT hiver/ΔT été	+0.76/+4.15	-9.8/+5.6	+2.1/+5.1	
	Aera/Aobs	1.4	1.4	1.5	
	r	0.87	0.85	0.81	
	années corrélées	89-96	89-96	89-96	
Zackenberg*	ΔT hiver/ΔT été	-3.8/-7.3	-3.1/-4.5	-6.4/-2.1	-5.6/-0.1
	Aera/Aobs	0.9	1	1.7	2.1
	r	0.84	0.84	0.74	0.67
	années corrélées	95-96	95-96	95-96	95-96

* Le dernier niveau de mesure est de -1 m.

** Le dernier niveau de mesure est de -1.5 m

Tab. 5.2 : Statistiques sur les sites étudiés de CALM pour les 4 profondeurs existantes dans ERA-40. Les différences entre les températures d'ERA-40 et les données (en degrés) sont exprimées par ΔT hiver (moyenne Janvier-Février) et par ΔT été (moyenne Juillet-Août). A_{era} et A_{obs} correspondent aux amplitudes annuelles des températures respectivement dans ERA-40 et dans les données. La corrélation entre les profils de températures d'ERA-40 et les observations est r.

Ceci provient des températures estivales dans ERA-40 systématiquement plus élevées que celles des mesures (voir tableau 5.2). Les durées de fonte d'ERA-40 sont une fois de plus les mieux ajustées avec les mesures sur le site de Parsons Lake. Au maximum, 12 jours de fonte supplémentaires en été apparaissent dans ERA-40 pour l'année 1991.

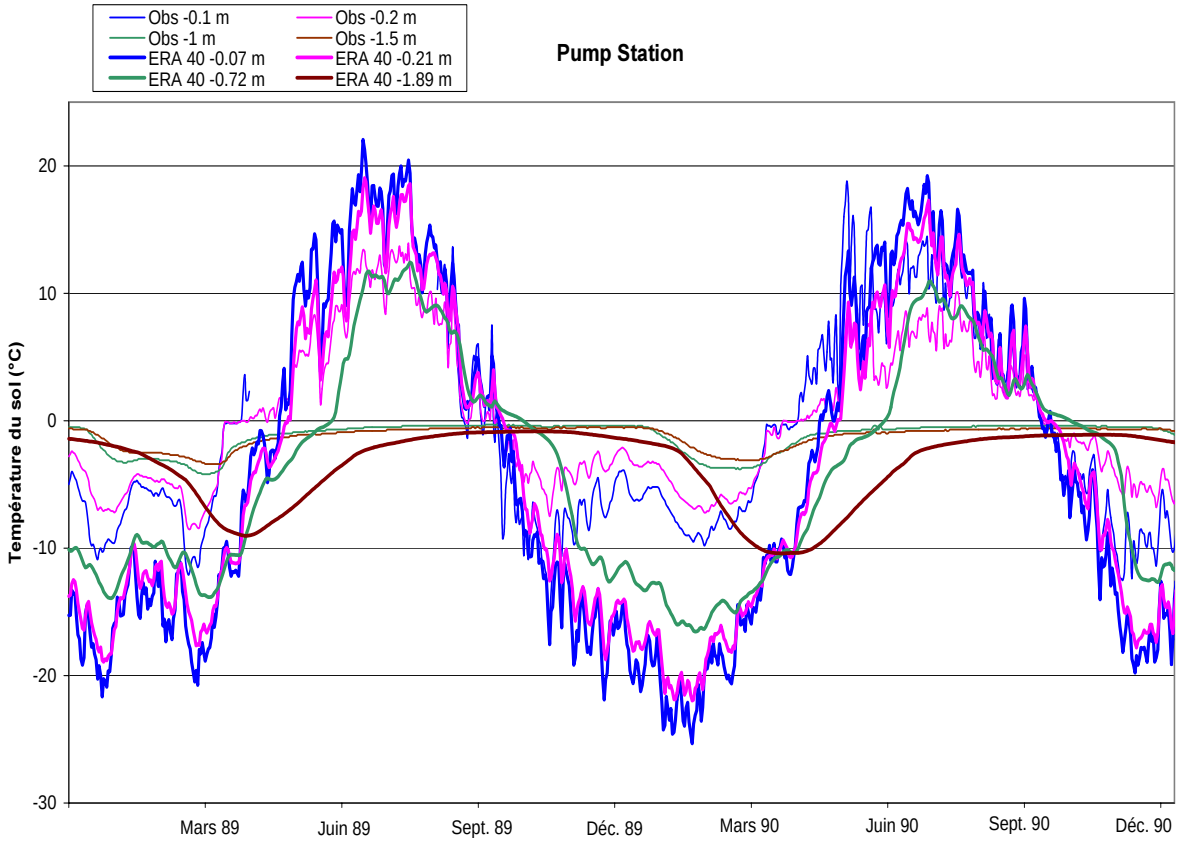


Fig. 5.4 : Exemple à Pump Station des profils de températures du sol à différentes profondeurs, établis d'après les mesures de CALM (traits fins) et d'après ERA-40 (traits épais).

Profondeur d'amortissement de l'onde de chaleur dans le sol

En outre, la figure 5.4 indique des amplitudes des températures du sol dans ERA-40 importantes en profondeur alors que le signal dans les observations est nettement plus aplati (par exemple le profil à -0.72 m). Nous avons donc essayé de quantifier l'atténuation de l'onde de chaleur dans le sol dans ERA-40 et dans les données observées. La solution de l'équation de la chaleur dans le sol (5.7), $T(z,t)$, dans le cadre d'un forçage sinusoïdal imposé en surface

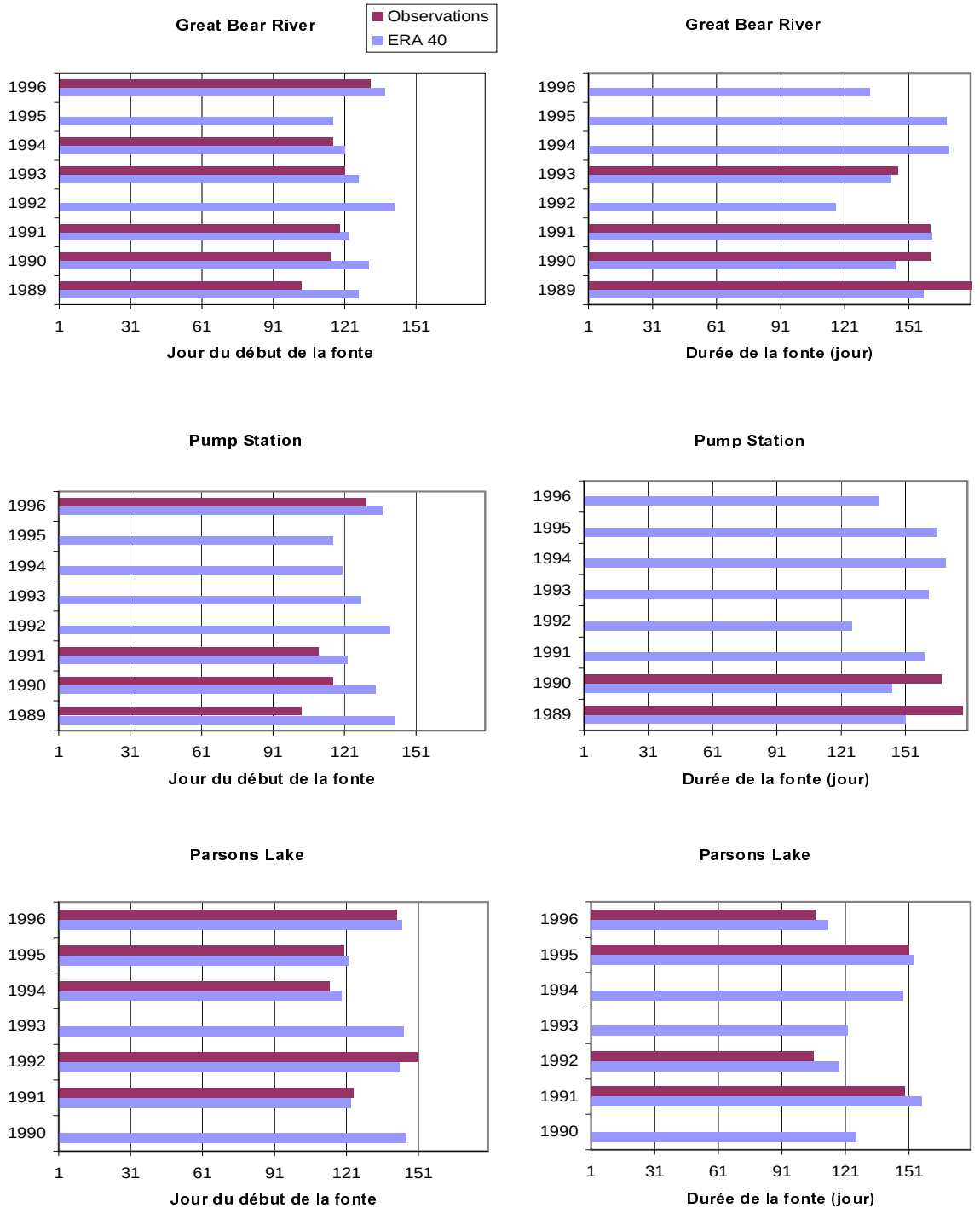


Fig. 5.5 : Sur les trois stations canadiennes de CALM, comparaisons du jour de commencement de la fonte de la surface et de la durée de la fonte diagnostiqués dans ERA-40 et dans les mesures de CALM.

est donnée en 5.8,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\lambda}{\rho\, c}\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{5.7}$$

$$T(z,t) = A(z)\; sin(\omega\; t - \Phi) \tag{5.8}$$

avec l'amplitude de l'onde telle que :

$$A(z) = A_o\; e^{-\frac{z}{z_o}} \tag{5.9}$$

Les paramètres λ, ρ, c sont respectivement la conductivité thermique, la densité du sol et la capacité thermique du sol. La fréquence de pulsation journalière ω est égale à $\frac{2\pi}{86400}$, le temps t est en secondes, la profondeur z en mètres, et Φ est la phase de l'onde. L'amplitude de l'onde de chaleur à la surface est notée A_o et la profondeur d'amortissement z_o (qui dépend de ω, λ et c) est telle que :

$$A(z_o) = \frac{A_o}{e} \tag{5.10}$$

A partir de la connaissance des amplitudes annuelles des températures aux différentes profondeurs disponibles dans les réanalyses et dans les mesures de terrain, nous avons retracé les profils des amplitudes $A(z)$ en fonction de la profondeur et déterminé ainsi la profondeur d'amortissement de l'onde de chaleur. Le tableau 5.3 donne pour l'ensemble des sites[5] les profondeurs z_o moyennes sur les années disponibles (cf. tableau 5.1) calculées d'après les températures du sol observées et d'après celles d'ERA-40. L'atténuation de l'onde de chaleur dans les réanalyses et les observations est très variable selon les sites. Plus de la moitié des sites présentent des profondeurs d'atténuation plus profondes dans ERA-40 que dans les observations : z_o peut même plus que doubler entre les observations et ERA-40 (ex : à la station Nadym). A contrario, 4 sites (Disko Island, Chukotka, Pump Station et Zackenberg) présentent des profondeurs d'amortissement dans les réanalyses, plus faibles que celles déduites des mesures. Ainsi, à Disko Island, l'écart est presque de 3 m. Cette station présente toutefois des variations étranges dans ERA-40 : les températures d'hiver des niveaux -7 cm et -21 cm avoisinent 0°C et sont largement supérieures aux données mesurées alors que les fluctuations des températures de l'air sont en bon accord (section 5.3.2). On peut supposer qu'en ce point côtier, les caractéristiques du sol sont mal contraintes. Un examen rapide à l'échelle globale des différences de températures (en moyenne annuelle) entre le premier et

[5]La station russe Ayach comportait des cycles annuels de températures incomplets, ne permettant pas d'établir les amplitudes annuelles.

Stations	z_o observé	z_o ERA 40
Chukotka	11.8	8.4
Disko Island	7.6	4.9
Great Bear River	7.2	9.85
Happy Valley	5.1	9.2
Nadym	2.5	8.9
Parsons Lake	6.7	9.9
Pump Station	11.8	10.2
Svalbard	3.7	4.5
West Dock	4.6	8.1
Zackenberg	6.4	0.5

Tab. 5.3 : Profondeurs d'amortissement (z_o en m) de l'onde de chaleur se propageant dans le sol, évaluée pour chacun des sites de mesures d'après les données disponibles et d'après les températures du sol issues des réanalyses ERA-40. Nous montrons ici une valeur moyenne de z_o sur l'ensemble des années étudiées.

le dernier niveau de sol dans ERA-40 a révélé très peu d'écart sur l'ensemble du Groenland. Cette constatation explique la faible valeur de z_o trouvée à la station de Zackenberg (extrême est du Groenland). Pour la station Chukotka, nous ne disposions que de 2 années de mesures (1997 et 1998) exploitables pour déterminer les amplitudes annuelles. Sur celles-ci, nous avons constaté une amplitude annuelle des températures au voisinage de la surface (-2.5 cm) très forte (de l'ordre de 60°C) et supérieure à celle indiquée à -7 cm dans ERA-40 (environ 40°C). Dans les niveaux inférieurs, le rapport ($\frac{A_{ERA-40}}{A_{obs}}$) redevient supérieur à 1. Cet écart des amplitudes au voisinage de la surface explique pourquoi ERA-40 indique à Chukotka une profondeur d'amortissement plus faible que celle établie d'après les mesures. Enfin, notons que le meilleur accord sur les z_o calculées à partir des profils d'ERA-40 existe pour les stations de Pump Station et au Svalbard.

5.3.4 Récapitulatif des résultats

Le tableau 5.2 récapitule pour l'ensemble des sites de mesures choisis, les statistiques suivantes : les biais de températures d'hiver et d'été, le rapport des amplitudes de l'onde de chaleur dans ERA-40 et dans les observations, et la corrélation moyenne trouvée sur un maximum d'années complètes entre les profils de températures aux différentes profondeurs dans les mesures et dans ERA-40. Les corrélations ont été réalisées pour chaque niveau de

température à partir des valeurs quotidiennes sur une année. Ces statistiques sont indiquées pour les 4 profondeurs -7 cm, -21 cm, -72 cm et -189 cm. Les températures mesurées à des niveaux intermédiaires de ceux d'ERA-40 ont été interpolées pour être cohérentes avec celles d'ERA-40. Lorsque le dernier niveau de mesure de la température se situe avant -189 cm de profondeur, l'interpolation étant impossible, la profondeur de la mesure est indiquée dans le tableau et la valeur de température correspondante a été prise telle quelle. Nous retenons les trois points suivants :

• Les biais sur les températures d'hiver sont toujours plus grands en valeur absolue que ceux d'été, excepté à la station russe de Chukotka et à Zackenberg (est du Groenland). Les températures d'hiver du sol sont systématiquement trop basses dans ERA-40, excepté à Disko Island où elles oscillent autour de 0°C. Les écarts, relativement importants en surface (> 5°C) s'amenuisent avec la profondeur. Les températures d'été dépassent en général de quelques degrés celles mesurées et, de même, les différences diminuent dans les niveaux les plus profonds.

• L'amplitude annuelle de l'onde de chaleur dans chaque couche est par conséquent trop forte dans les réanalyses, contribuant pour la moitié des sites, à une profondeur d'amortissement de l'onde trop basse i.e., un manque d'atténuation de l'onde dans le sol.

• Malgré le biais froid hivernal sur les températures du sol à -7 cm de profondeur, les corrélations moyennes sur plusieurs années entre les températures de chaque niveau d'ERA-40 et des mesures de CALM sont tout de même les meilleures dans les niveaux voisins de la surface. En profondeur, bien que les biais hivernaux et estivaux soient atténués, un décalage de l'onde dans ERA-40, lié à la mauvaise propagation de l'onde de chaleur dans le sol, apparaît systématiquement par rapport aux observations, expliquant les faibles corrélations dans ces couches.

5.3.5 La couche active

Comme le montre la carte 5.1, les sites choisis appartiennent à des zones de pergélisol : ils sont donc caractérisés par une couche active se formant lors du dégel du sol en été. Grâce au réseau de mesures CALM, nous disposions des mesures des épaisseurs de couches actives sur la quasi totalité des sites choisis et sur plusieurs années d'observations. Le but est ici d'estimer les profondeurs des couches actives en chaque point à partir des cycles annuels des 4 niveaux de températures du sol issues des réanalyses ERA-40 et de les comparer aux

observations. Pour cela, nous avons procédé à une interpolation linéaire entre le premier niveau du sol (en partant depuis la surface) possédant des températures négatives l'été, et le niveau le plus profond possédant des températures positives l'été. Les résultats obtenus figurent dans le tableau 5.4.

Station	Année	z_{ca} observée (cm)	z_{ca} ERA-40 (cm)
Great Bear River	1990	71	81
	1991	72	84
	1992	72	85
	1993	72	87
	1994	69	85
	1995	69	80
	1996	63	81
Happy Valley	1994	45	84
	1995	43	85
Parsons Lake	1991	80	93
	1992	85	90
	1994	91	86
	1995	91	83
	1996	84	82
Pump Station	1990	62	83
	1991	66	83
	1992	64	84
	1993	60	81
	1994	58	78
	1996	59	83

Tab. 5.4 : Comparaisons des profondeurs de la couche active (z_{ca}) en cm, calculées par interpolation linéaire à partir des profils de températures du sol d'ERA-40 et observées dans CALM. Nous donnons ici l'exemple de 4 sites seulement, car la tendance se confirme ailleurs.

Compte tenu du manque d'atténuation de l'onde de chaleur dans le sol, mentionné plus haut, quelques sites suffisent pour conclure sur les couches actives diagnostiquées à partir des réanalyses ERA-40. Comme on pouvait s'y attendre, les épaisseurs des couches actives calculées d'après ERA-40 surestiment systématiquement les valeurs mesurées de CALM. Bien

que la discrétisation des niveaux considérés dans l'interpolation soit discutable (mais nous n'avions pas d'autres profondeurs existantes dans ERA-40) et augmente les incertitudes dans les valeurs obtenues, la surestimation de l'épaisseur de la couche active était déjà visible sur les profils annuels de températures du sol (figure 5.4). Cette estimation avec l'interpolation quantifie simplement un résultat pressenti qualitativement. De plus, nous notons l'absence de variabilité spatiale de la couche active calculée à partir des profils d'ERA-40 alors qu'elle existe bien dans les observations. Par exemple, CALM indique des plus faibles épaisseurs de couche active à Happy Valley en Alaska (environ 40 cm) et des plus fortes valeurs à Parsons Lake, alors que les couches actives calculées à partir des profils d'ERA-40 révèlent très peu de variations entre ces sites. Les diagnostics des profondeurs de dégel et d'amortissement sont liés, et nous concluons que la plus forte surestimation trouvée dans la couche active par rapport aux données (comparativement à celle de z_o) résulte en grande partie de la grossière discrétisation des niveaux du sol dans le modèle du CEPMMT au voisinage de 1 m de profondeur.

5.3.6 Variabilité interannuelle

Bien que les réanalyses ne décrivent pas parfaitement les amplitudes annuelles des températures du sol comparativement aux observations, nous nous sommes intéressés à la reproduction de leur variabilité interannuelle. Les graphes 5.6, 5.7, et 5.8 présentent les variations moyennes de températures à chaque niveau du sol pour l'hiver et l'été sur un maximum d'années (entre 1989 et 1996) dans les réanalyses ERA-40 et dans les mesures. Pour les données observées, nous avons indiqué les niveaux les plus proches de ceux d'ERA-40 (-7 cm, -21 cm, -72 cm et -189 cm). Bien sûr, les variations saisonnières sont les plus marquées sur les températures du sol les plus voisines de la surface (-7 et -21 cm). Mais une fois encore, nous pouvons remarquer le manque d'atténuation de l'onde de chaleur dans ERA-40. Des larges amplitudes de variations de températures sont présentes au niveau -72 cm alors que le signal est généralement très amorti dans les observations.

Stations canadiennes : Parsons Lake, Pump Station, Great Bear River

Comme nous l'avons déjà vu pour les températures de l'air, les températures du sol de l'été 94 semblent avoir été les plus élevées sur la période 1989-1996 à Pump Station, Parsons Lake et Great Bear River, aussi bien dans les mesures que dans les réanalyses (si l'on compare par

exemple, les niveaux -7 cm d'ERA-40 et -10 cm des mesures). Par ailleurs, ERA-40 indique sur chacun des sites un hiver 89-90 très froid, avec en moyenne -20°C à Pump Station, -18°C à Great Bear River et -32°C à Parsons Lake. Cet hiver rigoureux (diagnostiqué précédemment à la section 5.3.2 sur les températures de l'air) n'est pourtant visible que sur les mesures du sol à Great Bear River. A Pump Station, c'est l'hiver 92-93 qui a été le plus froid alors que les réanalyses le placent dans la moyenne des autres hivers. Inversement, la forte baisse de températures des niveaux -7 et -21 cm pour l'hiver 89-90 indiquée dans ERA-40 à Pump Station (et Parsons Lake) correspond dans les mesures à un hiver "normal". ERA-40 semble reproduire dans le sol les variations hivernales existantes sur les températures de l'air. Or, les mesures n'indiquent pas un lien aussi fort entre les variations de températures de l'air et celles du sol, puisque les minima observés dans les profils de températures du sol ne sont pas systématiquement en phase avec les minima de températures de l'air. Nous revenons sur les problèmes éventuels de ce couplage atmosphère/sol dans le modèle du CEPMMT à la section 5.4.

Groenland : exemple de Disko Island

Entre 1991 et 1996, la station Disko Island (figure 5.7) présente une alternance d'étés doux (91, 93 et 95) et plus frais (92, 94 et 96) dans les observations de CALM et également reproduite dans ERA-40. Les moyennes hivernales dans le niveau -7 cm oscillent légèrement au-dessus de 0°C dans ERA-40 tandis qu'elles fluctuent en deçà de -10°C dans les mesures (dans le tableau 5.2, les corrélations entre les températures des niveaux proches de la surface sont effectivement très faibles). Ces variations dans le sol, diagnostiquées dans ERA-40, sont surprenantes étant donné qu'ERA-40 a tendance à simuler des températures de l'air à 2 m légèrement plus basses (environ -2°C) que celles observées. Il est possible qu'une fois de plus, l'interface entre le sol et l'atmosphère soit mal réalisée dans les réanalyses. Ce site est caractérisé par un fort dégel du sol au printemps dû à une bonne infiltration : l'épaisseur de la couche active dans des sédiments sablonneux atteint typiquement 175-180 cm à la fin de Septembre [*Humlum* (1998)]. Un vent d'est persistant l'hiver impose une faible couverture neigeuse (dépassant rarement 40-50 cm). Le modèle du CEPMMT simule t-il une humidité du sol trop grande par rapport à la réalité ? Y a-t-il trop de neige dans ERA-40 à cet endroit ? Nous reviendrons sur le rôle de la neige sur les profils thermiques du sol dans le modèle du CEPMMT à la section 5.4.2.

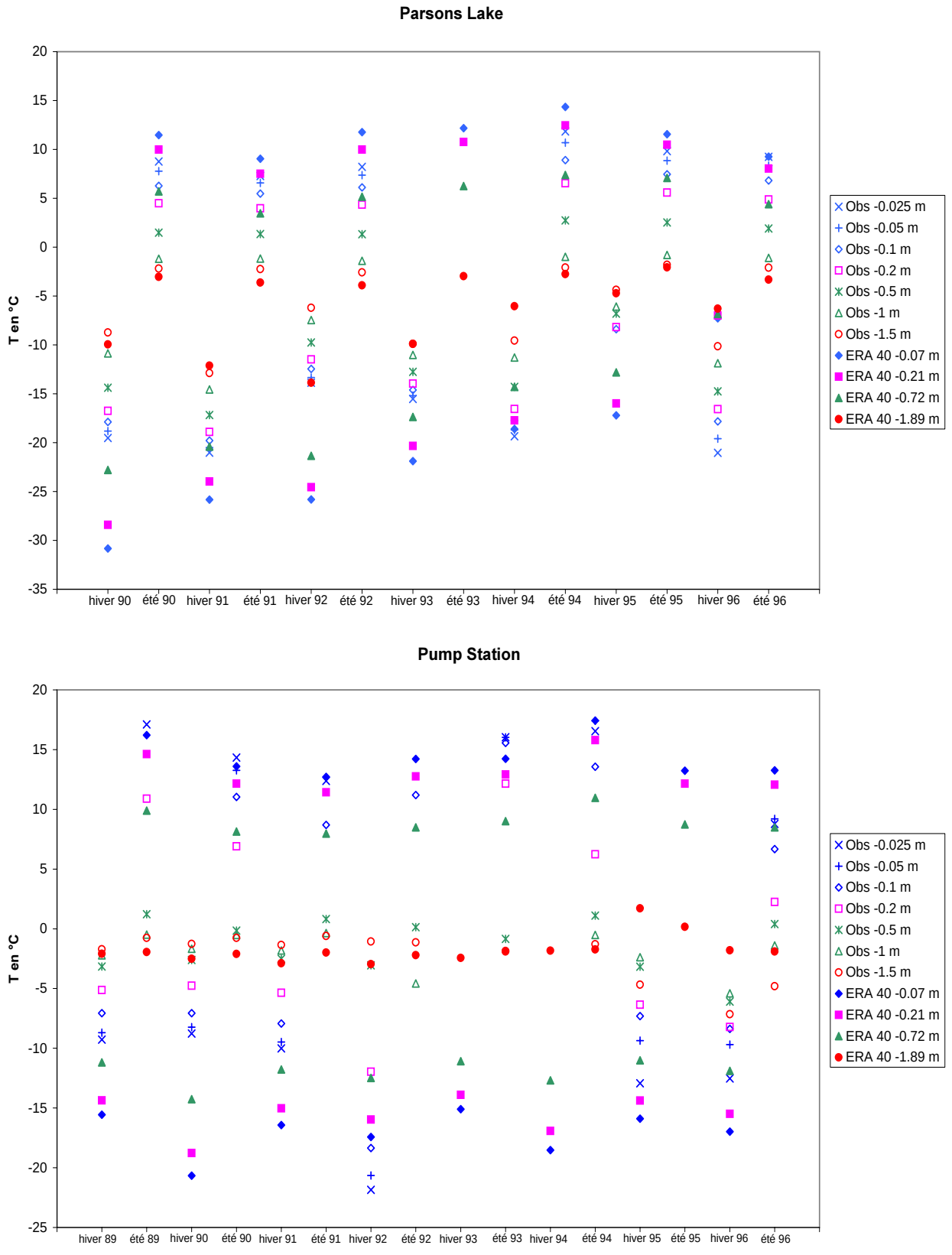


Fig. 5.6 : Variabilité interannuelle des températures du sol dans les observations et reproduites dans les réanalyses ERA-40 à Parsons Lake et à Pump Station.

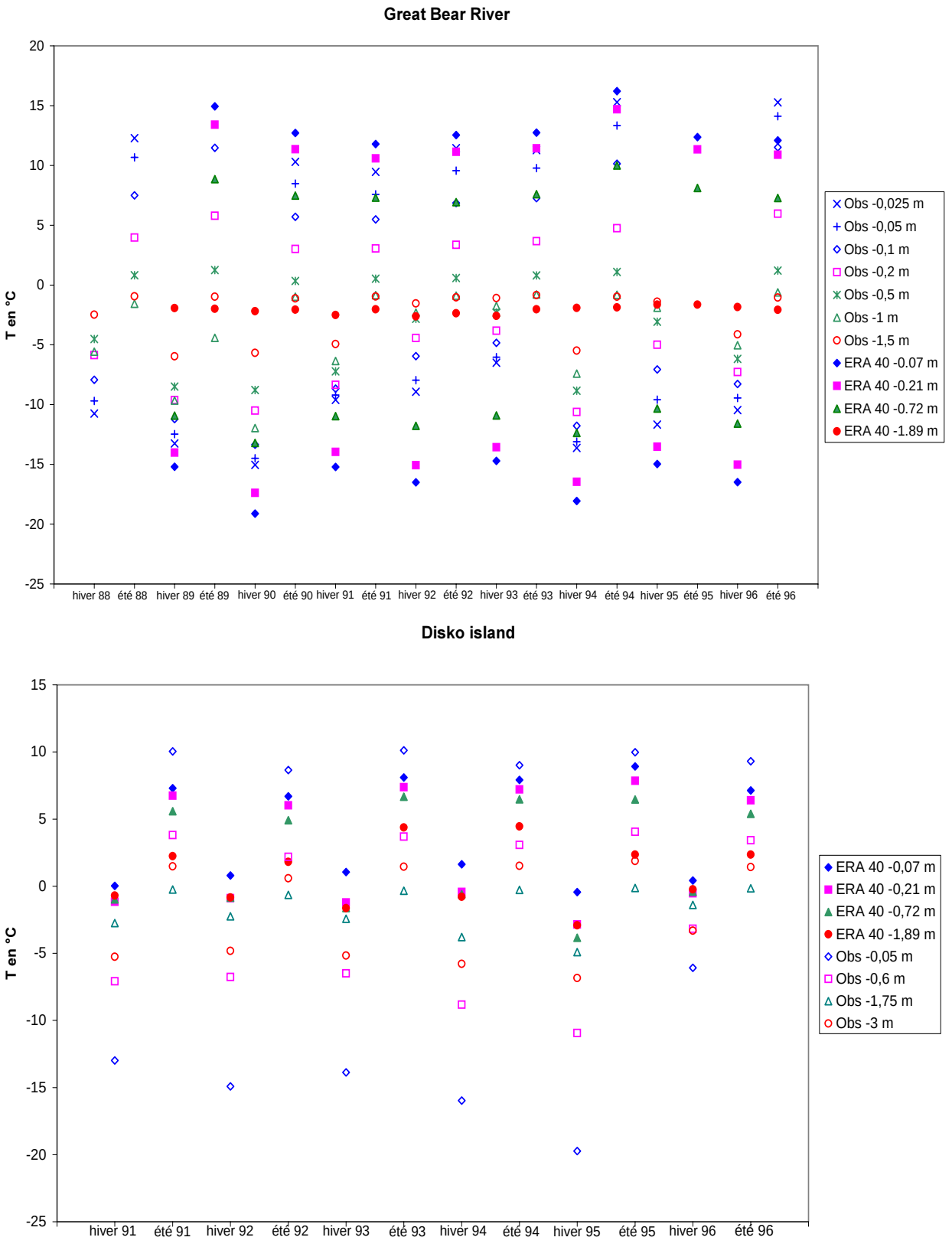


Fig. 5.7 : Variabilité interannuelle des températures du sol dans les observations et reproduites dans les réanalyses ERA-40 à Great Bear River et Disko Island (Groenland).

Alaska

L'exemple de la station de West Dock est montré sur la figure 5.8. L'été 1991 apparaît comme le plus frais sur la période 89-96 dans les températures des plus hauts niveaux, dans ERA-40 et dans les mesures. L'été 96 semble également avoir été frais dans ERA-40 mais les observations manquent à cette période. Par contre, les moyennes estivales observées en 93, 94 et 95 des températures à -32 cm, supérieures de quelques degrés ($> 5°C$) à celles relevées à -7 cm sont irréalistes : nous suspectons un problème dans les mesures réalisées (différence entre les thermomètres utilisés, étalonnage mal effectué...). Les mesures indiquent en outre deux hivers particulièrement froids, 89-90 et 91-92, le premier étant bien reproduit et le second figurant dans la moyenne des autres hivers dans ERA-40. A partir de 1994, le sol a été moins froid en hiver, ne dépassant pas -20°C, ce qui apparaît également dans les réanalyses.

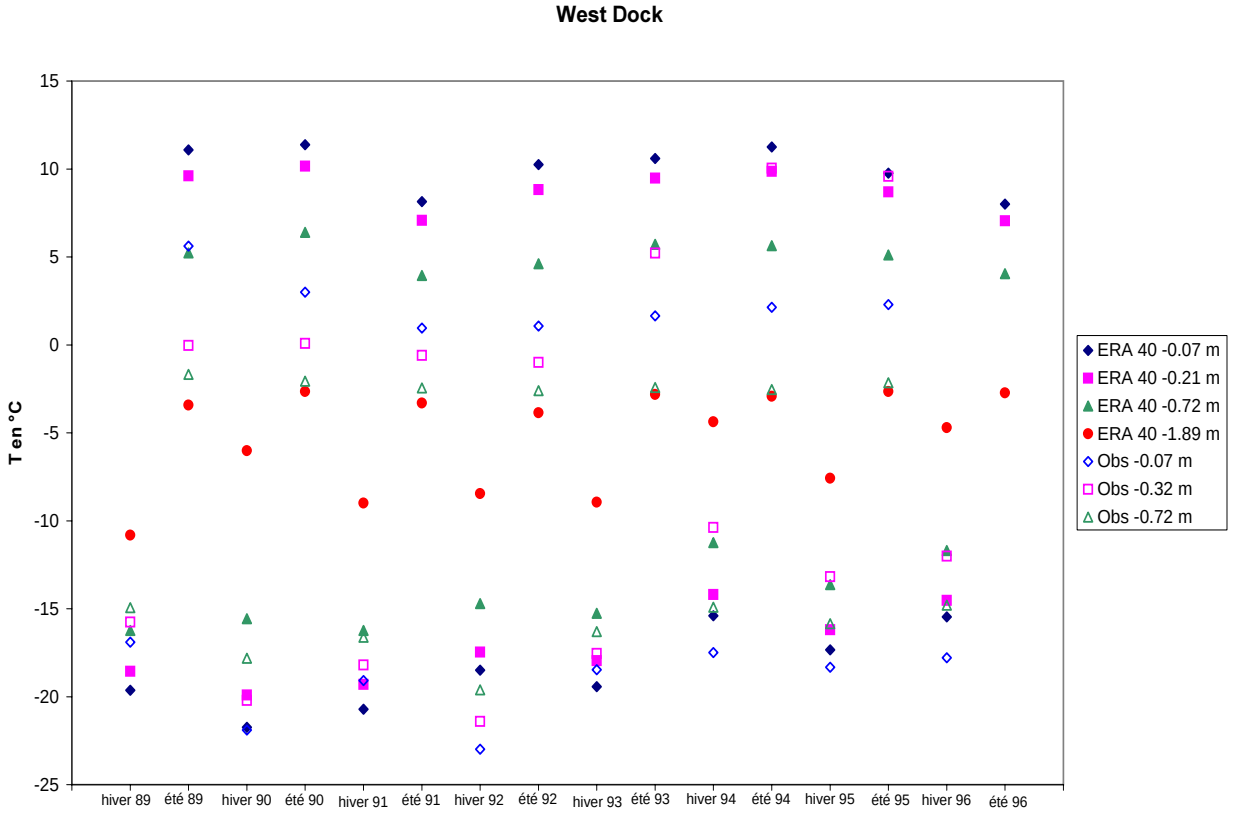


Fig. 5.8 : Variabilité interannuelle des températures du sol dans les observations et reproduites dans les réanalyses ERA-40 à West Dock (Alaska).

Conclusion

Les variations interannuelles des températures moyennes estivales des réanalyses ERA-40 correspondent généralement aux variations mesurées. Par contre, la variabilité hivernale des températures du sol simulée dans ERA-40 n'est pas toujours en phase avec les observations. Ainsi, le minimum présenté systématiquement dans les températures du sol d'ERA-40 pour l'hiver 1989-1990 sur plusieurs sites (Canada et Alaska) existe effectivement sur seulement deux sites comparés (Great Bear River et West Dock). Les résultats d'ERA-40 suggèrent un mauvais couplage hivernal entre l'atmosphère et les basses couches de sol. Nous analysons dans la section suivante les sources d'erreur possibles dans le modèle du CEPMMT qui pourraient expliquer les différences observées avec les mesures terrain.

5.4 Sources d'erreur dans le modèle

5.4.1 Hors et dans le schéma de sol

Les comparaisons ponctuelles réalisées précédemment sur une dizaine de stations de l'Arctique ont mis en évidence un certain nombre de difficultés dans les profils de températures du sol reconstitués d'après les réanalyses ERA-40. Tout d'abord, hors du schéma de sol du modèle du CEPMMT, le fait que les températures du sol l'hiver soient trop froides et celles de l'été relativement correctes, suggère l'existence d'un problème courant dans les modèles de circulation générale : le découplage entre la surface et l'atmosphère dans la couche limite de surface. En effet, un manque de turbulence atmosphérique l'hiver, affaiblit le flux de chaleur sensible en direction de la surface. Cette dernière reçoit ainsi moins d'énergie et se refroidit plus facilement. *Viterbo et al.* (1999) ont déjà souligné cette source d'erreur possible dans la version antérieure du modèle du CEPMMT (sans prise en compte des changements de phase de l'eau dans le sol). Ils avaient conclu que l'introduction des processus de gel/dégel du sol contrebalançait cet effet mais que l'impact à grande échelle restait limité. L'amélioration du biais froid sur les températures de l'air en hiver s'explique au début de la formation du gel par le dégagement de chaleur induit à la surface. Cependant, une fois le sol isolé de l'atmosphère par la présence d'une couche de neige en surface, le gel se forme moins rapidement, et le dégagement d'énergie dû au gel du sol devient moins efficace pour parer au déficit de chaleur sensible provenant de l'atmosphère. Ce froid excessif dans les températures d'hiver

du sol peut par ailleurs provenir d'un manque de nuages et donc de vapeur d'eau dans la colonne atmosphérique, entraînant un effet de refroidissement radiatif en ciel clair.

La neige joue un rôle majeur sur les variations des températures du sol par son pouvoir isolant. Un manque de neige dans le modèle du CEPMMT pourrait en partie expliquer l'existence de trop basses températures hivernales dans le sol. Dans un très bref communiqué sur la qualité des ERA-40, le CEPMMT mentionne que les hauteurs de neige de 1992 à 1997 sont particulièrement faibles, en raison d'une erreur dans l'assimilation des dates d'enneigement observées. Toutefois, nous avons comparé les hauteurs de neige cumulées dans ERA-40 à quelques mesures existantes sur les stations étudiées. Ces comparaisons n'ont pas pu être effectuées systématiquement en chaque site du fait de la non standardisation des mesures au sol. Par exemple, à Pump Station, ERA-40 indique un maximum de neige s'élevant à 18 cm équivalent eau pour l'hiver 89-90, ce qui est tout à fait raisonnable au vu des mesures relevées. Or, les températures dans le niveau -7 cm d'ERA-40 sont pour cet hiver 5°C plus basses que celles observées. Par conséquent, les biais d'ERA-40 ne semblent pas être dus à une sous-estimation systématique de la hauteur de neige. De ce fait, nous nous sommes intéressés à la paramétrisation de la neige dans le modèle. Il ressort que toute la hauteur de neige présente à un instant donné en un point ne participe pas au bilan thermique de la surface et du sol. L'effet thermique de la neige est limité à la hauteur physique de 0.07 m dans le calcul du bilan énergétique du manteau neigeux. Cette limite artificielle a été introduite dans le modèle du CEPMMT afin de corriger une trop grande inertie sur les températures du manteau neigeux et donc un manque de variabilité des températures de l'air à 2 m. Mais, des doutes subsistent quant à cette approximation. En fait, un modèle de neige multi-couches serait nécessaire pour avoir une variabilité suffisante de la température en surface tout en conservant une inertie thermique correcte du manteau neigeux. Limiter l'effet thermique de la neige induit clairement une capacité thermique du manteau neigeux (fonction de la profondeur 0.07 m et de la densité) trop faible, ce qui permet la pénétration de l'onde de froid dans le sol. Nous discutons les effets de cette limitation sur l'équilibre thermique du sol à la section 5.4.2.

D'autres problèmes peuvent enfin exister dans le modèle de sol sur les diagnostics de l'humidité du sol et des propriétés thermiques du sol, entraînant un trop fort couplage entre les températures des basses couches du sol et la surface. Etant donné la surestimation des profondeurs de dégel l'été, on peut se demander si la capacité thermique du sol considérée est

trop faible ou bien si la conductivité thermique est trop grande. Il serait certainement très instructif de comparer les valeurs d'humidité du sol données dans ERA-40 à des observations, puisque le contenu en eau du sol gouverne les changements de phase de l'eau du sol. Mais, compte tenu de la difficulté de trouver cette information dans les données de terrain et de la difficulté d'interpréter les données existantes (mesurées à différentes profondeurs), nous n'avons pas pu réaliser cette comparaison.

5.4.2 Test sur la limitation thermique de la neige

Une limitation artificielle de la hauteur de neige active sur l'équilibre thermique de la surface a été introduite dans le modèle du CEPMMT. L'idée est ici d'analyser les impacts (attendus) d'une telle limitation sur les températures du sol grâce à des simulations effectuées en mode "off-line" du modèle de surface d'LMDz. Le module de sol d'LMDz a donc été forcé à l'aide d'un générateur de temps, réalisé à partir des données mensuelles des réanalyses ERA-15. Celui-ci fournit au modèle les valeurs journalières des précipitations totales, de l'humidité de l'air, des températures de l'air, de la vitesse du vent et de la couverture nuageuse. Deux simulations ont été réalisées : une simulation de contrôle avec le schéma de sol existant et une simulation "test" dans laquelle une hauteur de neige de 7 cm a été imposée juste avant la calcul du bilan thermique de la surface. Les graphes de la figure 5.9 illustrent les résultats obtenus dans ces deux simulations pour la station canadienne de Pump Station. Dans les deux simulations contrôle et test, les températures du sol aux profondeurs de -3 cm et -9 cm présentent des fluctuations journalières très proches. Toutefois, à la profondeur de -9 cm, nous remarquons déjà une légère baisse des températures d'environ 2°C dans la simulation "test" pendant les trois premiers mois de l'année. Cette tendance se confirme aux profondeurs de -20 cm et -86 cm. En effet, les températures à 20 cm de profondeur du profil "test" sont à cette période de l'année 4°C plus froides. Bien que les variations de températures se réduisent avec la profondeur, nous notons toujours cette tendance (atténuée) dans les deux niveaux les plus profonds (-0.86 m et -3.51 m). Par conséquent, ces résultats de simulations effectuées avec le modèle de sol "off-line" d'LMDz suggèrent effectivement que la limitation thermique de la neige à 7 cm (dans des régions où le manteau neigeux atteint facilement plus de 30 cm d'épaisseur) peut conduire à des biais systématiques sur les températures hivernales ainsi qu'à une mauvaise représentation de leur variabilité interannuelle.

Néanmoins, les biais constatés sur les températures d'hiver dans le sol d'ERA-40 dé-

passent largement les 2°C ou 4°C d'écart trouvés précédemment avec LMDz lorsque la limitation thermique de la neige est introduite. Ainsi, cette limitation thermique de la neige contribuerait seulement en partie au biais froid. D'autres tests seraient donc nécessaires dans le modèle du CEPMMT pour quantifier l'impact de cette approximation. Enfin, des vérifications supplémentaires des paramètres thermiques du sol (capacité et conductivité thermique) pourraient éclairer les raisons de ce biais.

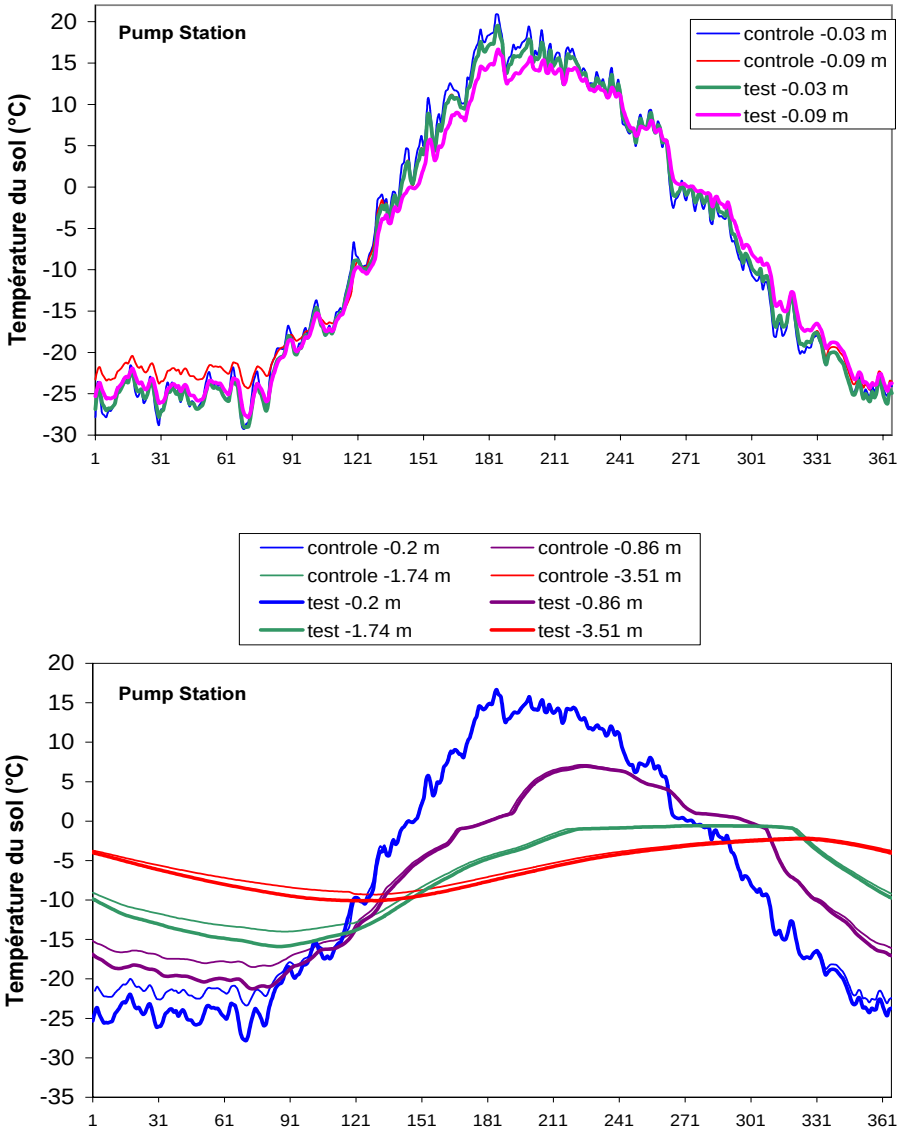


Fig. 5.9 : Profils de températures du sol obtenus sur le site de Pump Station (Canada) avec le module de sol "off-line" d'LMDz. La simulation de *contrôle* est la référence et la simulation *test* a été réalisée lorsque l'effet thermique de la neige est limité à une épaisseur de 7 cm.

5.5 Evolution des zones de pergélisol et des couches actives depuis 1958

5.5.1 Motivations

La couche active qui dégèle pendant l'été et regèle l'hiver est importante pour l'écologie des régions boréales. Elle abrite différents échanges d'énergie, de contenu en eau, de gaz et de nutriments entre l'atmosphère et les écosystèmes terrestres. Ainsi, une augmentation significative des épaisseurs de la couche active, suite à des conditions climatiques plus chaudes pourrait entraîner le dégazage de CO_2 et CH_4 dans l'atmosphère [*Hinzman et Kane* (1992) ; *Anisimov et al.* (1997) ; *Waelbroeck et al.* (1997) et chapitre 4 de cette thèse]. Le développement de réseaux de mesures permanents en Arctique, tels les réseaux ARCSS[6] [*Nelson et al.* (1998)] et CALM constituent des suivis uniques des variations de l'épaisseur de la couche active depuis quelques années. Cependant, la très forte variabilité spatiale de la couche active et la mise en place récente de ce type de réseaux de mesures ne permettent pas d'avoir un bon échantillonnage spatial et temporel des évolutions récentes de l'épaisseur de la couche active. Par conséquent, l'existence de 44 années de réanalyses (1958-2001) globales sur le sol dans ERA-40 représente une base de données très utile pour l'étude de la variabilité interannuelle du sol dans les régions arctiques, et pour l'observation d'éventuelles tendances récentes sur les épaisseurs de dégel.

Dans les sections précédentes, nous avons confronté les profils de températures du sol issus des réanalyses ERA-40 à des observations de terrain et nous avons ainsi mis en évidence l'existence d'un biais hivernal important dans le sol du modèle du CEPMMT, alors que les températures de l'air coïncidaient bien. Or, la profondeur de la couche active intègre parfaitement les variations saisonnières du climat, i.e, l'onde de gel en hiver et les températures en surface de l'été. Bien qu'une détermination à partir des profils de températures du sol simulés par ERA-40 permette une estimation directe de l'épaisseur de la couche active reproduite dans le modèle du CEPMMT, nous avons préféré au vu des biais reportés à la section 5.3.5, une méthode plus indirecte, se basant uniquement sur les températures du plus haut niveau du sol (ici, à -7 cm), validée par *Andersland et Ladanyi* (1994). Malgré les biais froids hivernaux que comportent les températures d'ERA-40 dans le niveau -7 cm,

[6] ARCtic System Science

les biais estivaux étant réduits et les profondeurs de dégel étant généralement associées aux températures d'été [*Anisimov et al.* (1997)] (même si ce n'est pas le seul facteur influant sur la couche active), nous avons choisi d'utiliser les profils de températures à -7 cm.

Dans un premier temps, nous retraçons l'évolution de l'épaisseur de la couche active diagnostiquée à partir des températures du premier niveau d'ERA-40 (à -7 cm) depuis les années 60. Nous revenons ensuite sur la relation températures de l'air et zones de pergélisol.

5.5.2 Evolution de l'épaisseur de la couche active depuis 1958

Dans la section 5.3.5, nous avons montré que l'estimation de la profondeur de la couche active à partir des 4 niveaux de températures du sol, disponibles dans ERA-40, donnait des valeurs éloignées de celles mesurées. Pour retracer l'évolution des couches actives depuis 1958, un accord avec les données absolues n'est pas nécessairement fondamental puisqu'on s'intéresse à des tendances et à des variations interannuelles. Nous avons donc choisi d'utiliser un diagnostic différent, utilisant la relation de Stefan [*Stefan* (1891)] :

$$\frac{H^2}{2} = \frac{\lambda}{\rho L} \int_{t_1}^{t_2} (T_a - T_f)\, dt \text{ pour } T_a > T_f \tag{5.11}$$

avec H, épaisseur de la couche active ; λ, conductivité thermique ; ρ, densité ; L, chaleur latente de fusion ; T_f, température de congélation (en K) et T_a, température du plus haut niveau du sol (en K). L'intégrale entre les temps t_1 et t_2 correspond au nombre de degrés jours de l'année, i.e., à la somme des températures strictement positives au cours de l'année. L'adaptation de la théorie de Stefan aux processus de gel et dégel du sol est détaillée par *Andersland et Ladanyi* (1994). De même que *Stendel et Christensen* (2002), nous avons utilisé le niveau de température à -7 cm afin d'obtenir une bonne approximation de la quantité de chaleur provenant de l'atmosphère et pénétrant le sol gelé en été. L'épaisseur de la couche active en chaque point de pergélisol peut donc être ainsi calculée pour un type de sol donné, dont les caractéristiques λ et ρ figurent dans l'étude de *Anisimov et al.* (1997).

Bien sûr, cette méthode ne donne qu'une approximation de la profondeur de dégel, puisque, en général, différents types de sol sont présents au sein d'un point de grille des données d'ERA-40 (reconstituées sur une grille de 1°× 1°). Cette approche ne tient donc absolument pas compte des variations sur des petites distances de la couche active, dues aux variations du type de sol, de l'humidité du sol, de la couverture végétale et de la topographie. Néanmoins, le bilan d'énergie en surface est le principal facteur gouvernant la profondeur de

dégel annuel [*Anisimov et al.* (1997)]. En imposant les mêmes caractéristiques de sol partout (λ et ρ), cette approche permet de mettre en évidence la variabilité spatiale et temporelle des profondeurs de dégel contrôlée par le seul paramètre de la température en surface.

Le graphe 5.10 présente les variations dans ERA-40 des températures de l'air de 1958 à 2001, en moyenne annuelle, l'hiver et l'été par rapport à la moyenne 1958-2001, entre 45 et 90°N. Une tendance au réchauffement apparaît très clairement après 1978 avec une hausse des températures hivernales plus prononcée (+0.72°C) que celle des températures estivales (+0.3°C). Les profondeurs de dégel ont été calculées pour chaque année en considérant un sol sableux ($\rho = 1300$ kg m^{-3}, $\lambda = 2.15$ W m^{-1} K^{-1}). Nous avons choisi de discuter ici quelques années "phares" listées sur le graphe 5.10, et dont les profondeurs de dégel correspondantes sont montrées sur la figure 5.11 (sous la forme de différences par rapport à la moyenne de l'épaisseur de la couche active sur la période 1958-2001).

• Les années 1964-1979 ont été sur la plupart des régions boréales plus froides que la moyenne 1958-2001. Pour autant, les variations des épaisseurs de couche active ne dépassent pas -5 cm par rapport à la moyenne 1958-2001. Seuls l'Alaska et la Russie du Sud-Est ne présentent pas de diminution de la couche active. En 1973, la moyenne hivernale augmente (+0.9°C) mais les températures d'été restent dans la moyenne 1958-2001. Sur une large partie de l'Eurasie, la tendance est de diminuer légèrement (pas plus de 5 cm) l'épaisseur de la couche de dégel.

• Jusque dans les années 80, les étés plus frais favorisent l'existence de gel en profondeur. Ainsi, l'année 78 est caractérisée par une diminution générale de l'épaisseur de dégel.

• Le réchauffement important des hivers au début des années 80 est très peu marqué sur les moyennes estivales (augmentant significativement à partir de 1988). Ainsi, les variations de l'épaisseur de dégel (±5 cm) sont faibles (l'exemple de l'année 1981 est présentée sur la figure 5.11) mais sur la plupart des terres boréales la tendance est tout de même à l'augmentation de la couche active.

• L'année 1984 est caractérisée par une chute brutale des températures d'hiver (-2.7°C par rapport à la moyenne 1958-2001) et un été pas particulièrement plus chaud. Des variations de -5 cm apparaissent en Alaska, Sibérie de l'Est et Sibérie Centrale et Sud-Est. Par contre, la Sibérie du Centre-Nord subit des variations importantes de l'épaisseur de la couche active (entre +10 et +20 cm). En fait, dans cette région, les températures de l'air ont été relativement élevées depuis 1980, conduisant progressivement à cette augmentation. En 1984, la moyenne estivale est de +1°C supérieure à la moyenne 1958-2001 en Sibérie du Centre-Nord,

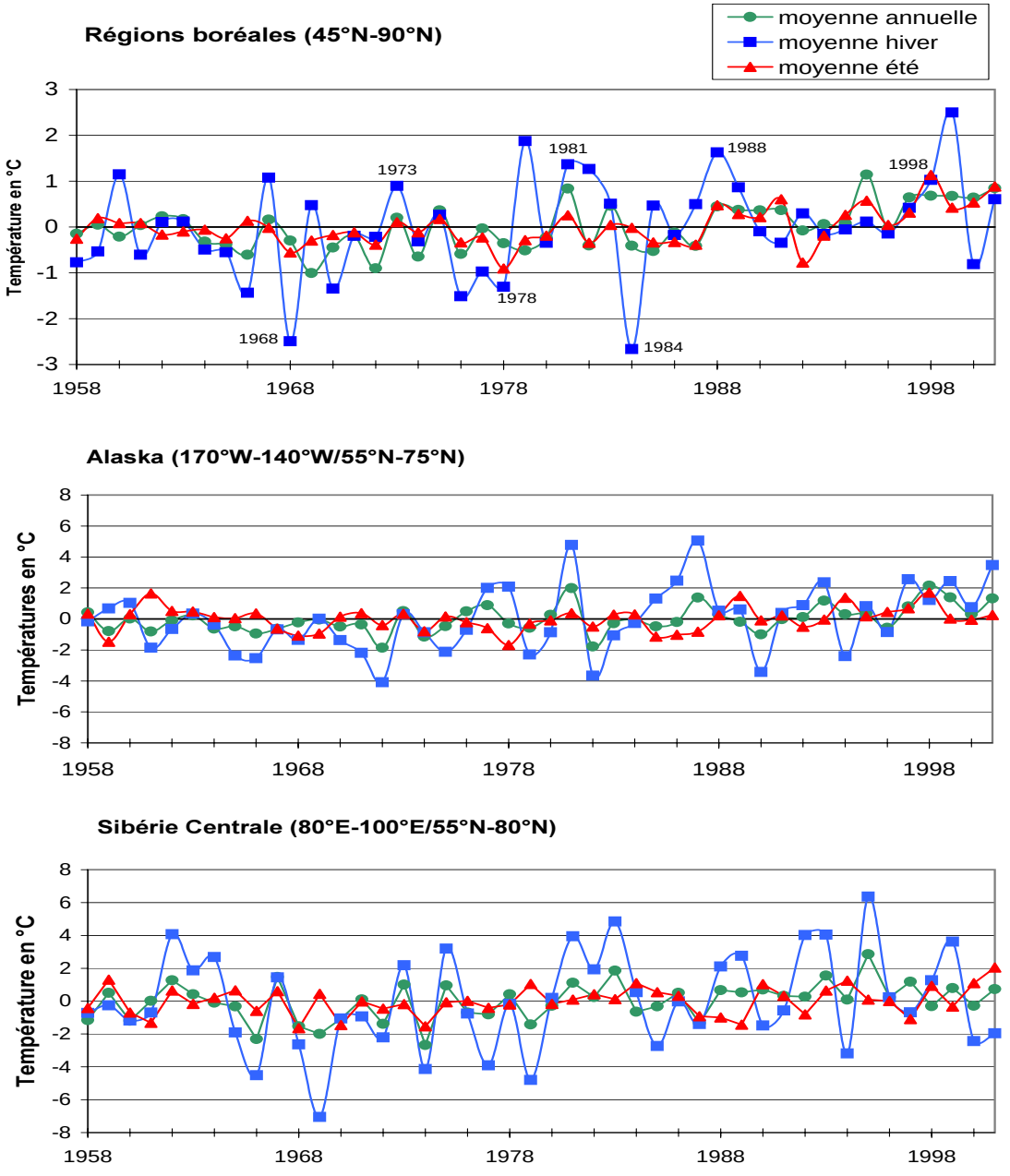


Fig. 5.10 : Anomalies des températures de l'air à 2 m provenant des 44 années d'ERA-40, pour l'ensemble des terres boréales (45°N - 90°N), l'Alaska (170°W - 140°W/55°N - 75°N) et une partie de la Sibérie Centrale (80°E - 100°E/55°N - 80°N). Les anomalies ont été calculées en moyenne annuelle, sur l'été (Juin-Juillet-Août) et sur l'hiver (Décembre-Janvier-Février) par rapport à la moyenne correspondante sur l'ensemble de la période 1958-2001.

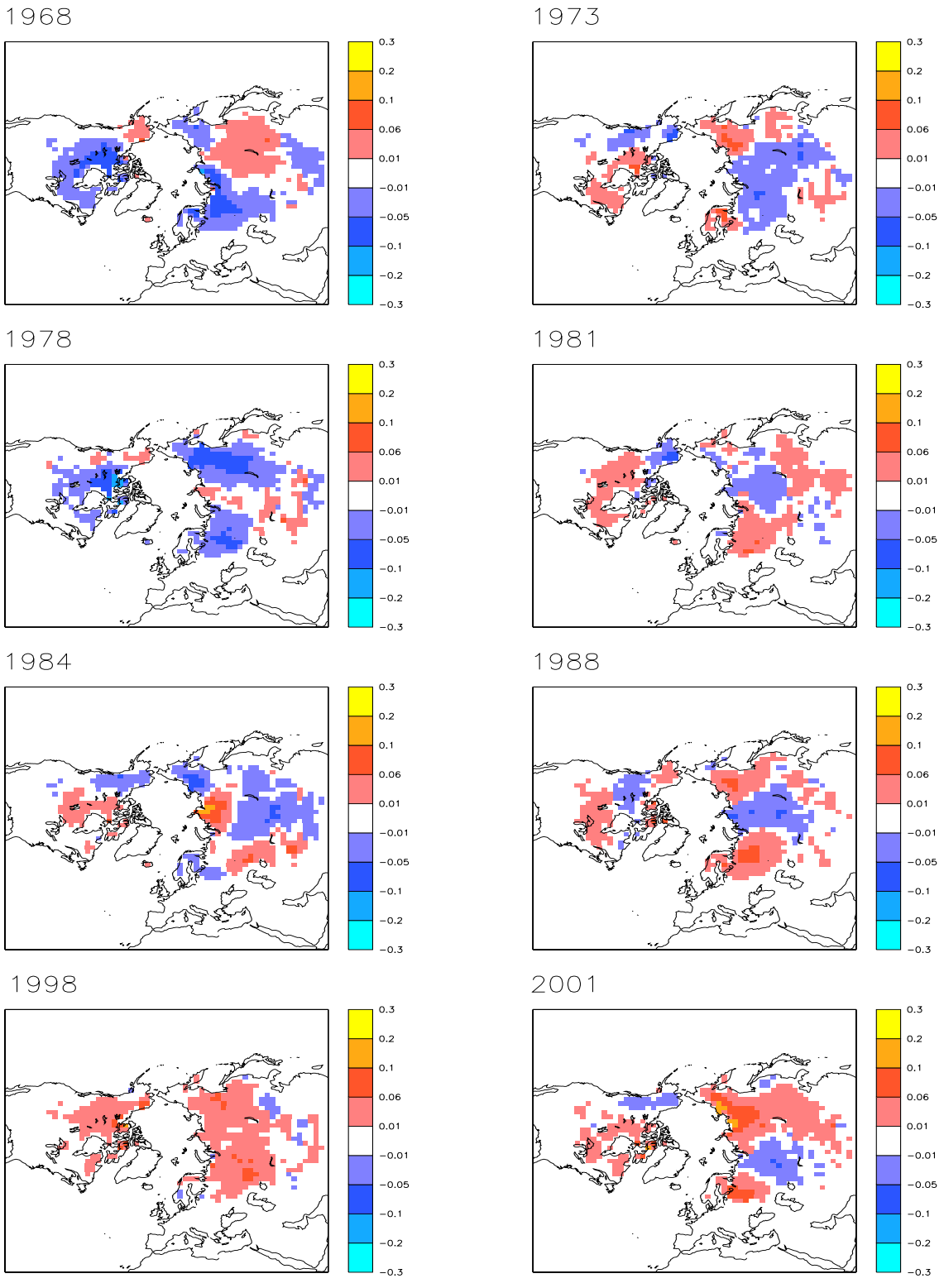


Fig. 5.11 : Anomalies de profondeurs des couches actives (en m) diagnostiquées d'après la relation de Stefan avec les températures du niveau -7 cm d'ERA-40. La référence est la moyenne des épaisseurs de couche active sur les 44 années de réanalyses dans les régions de pergélisol.

augmentant profondément la couche active. Ce n'est que plus tard, à la fin des années 80, que de nouveau la profondeur de dégel est moins profonde dans cette région.

• En effet, en 1988, sous l'effet d'une augmentation brutale de la température moyenne annuelle, des grandes régions sont caractérisées par une épaisseur de couche active plus importante. Seuls l'ouest Canada et la Sibérie Centrale ne présentent pas cette tendance : dans ces régions, bien que les températures d'hiver augmentent, celles d'été sont légèrement en deçà de la moyenne 1958-2001. Le dégel du sol est donc plutôt ralenti et contrebalance le fait que moins de gel ait pu se former l'hiver.

• L'année 98 a été particulièrement chaude sur l'ensemble des régions boréales. Les profondeurs de dégel calculées sont affectées sur l'ensemble des régions comme le montre la figure 5.11 et s'accordent avec des tendances récentes observées. Ainsi, *Wolfe et al.* (2000) ont mesuré une tendance nette au réchauffement du sol et à une augmentation forte des profondeurs de dégel, comprise entre +5 et +25 cm sur certains sites en Alaska de l'Ouest pour la période 1991 à 1998. *Hinkel et al.* (2001) ont aussi observé une augmentation de la profondeur de dégel au site de Barrow (Alaska) entre 1994 et 1998.

• Cette tendance se poursuit jusqu'en 2001 et conduit à une forte augmentation de l'épaisseur de la couche active évaluée en Russie sur la figure 5.11. La figure 5.12 indique les valeurs mesurées dans le cadre de la campagne CALM pour quelques stations de Russie (au delà de 120°E) et en Alaska. Les stations russes montrent effectivement cette tendance à accentuer l'épaisseur de dégel dans les mesures. Deux régions sont épargnées par cette tendance à l'augmentation de la couche active : l'Alaska et le Kazakhstan. En Alaska, après 1998, les températures d'hiver d'ERA-40 (figure 5.10) restent dans la moyenne 1958-2001, ce qui peut expliquer les faibles écarts observés de couche active sur la figure 5.11. D'ailleurs, entre 1998 et 2001, plusieurs mesures de CALM en Alaska (Barrow, West Dock, Betty Pingo) indiquent sur la figure 5.12 plutôt une stabilisation de la profondeur de dégel, voire une diminution de quelques cm. Cette tendance peut être reliée à la hauteur du manteau neigeux, dont la présence réduit considérablement les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère [*Roth et Boike* (2001)] et peut ainsi conduire à un sol relativement inerte thermiquement.

Cependant, le comportement non uniforme des régions à la tendance au réchauffement des températures de l'air et la réponse correspondante des profondeurs de couche active, soulignent la forte variabilité spatiale de ce paramètre. Ce dernier, contraint dans l'équation 5.11 par les températures positives du niveau -7 cm est donc, comme on pouvait s'y attendre,

fortement relié aux températures estivales de l'air : on a vu l'exemple des années 1981 (hiver plus chaud que la moyenne) et 1984 (hiver plus froid) durant lesquelles les températures d'été sont restées dans la moyenne 1958-2001, n'entraînant pas de grandes variations d'épaisseur de la couche active.

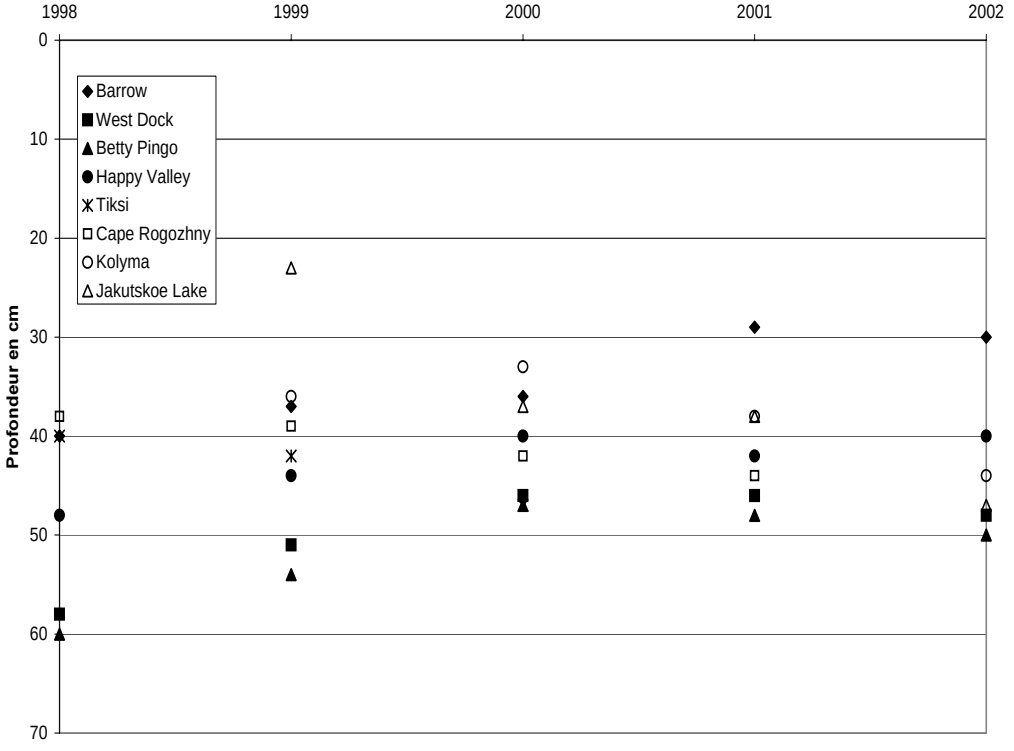


Fig. 5.12 : Evolution des profondeurs de dégel mesurées en quelques sites d'Alaska (Barrow, West Dock, Betty Pingo et Happy Valley) et de Russie orientale (Tiksi, Cape Rogozhny, Kolyma, Jakutskoe Lake) du réseau de mesures CALM entre 1998 et 2002.

5.5.3 Relation température de l'air/extension du pergélisol

Sur les dix dernières années, un réchauffement du pergélisol existant a été mis en évidence par plusieurs auteurs [*Serreze et al.* (2000) ; *Jorgenson et al.* (2001)]. Les changements d'épaisseur du pergélisol (et de sa distribution spatiale) varient de la décennie au millier d'années. Mais, des modifications du régime thermique des régions de l'Arctique comme celles suspectées actuellement, peuvent entraîner progressivement la conversion de ce type

d'écosystème pergélisolé en d'autres types d'écosystèmes. Ainsi, à l'aide de photos aériennes et d'une datation radiocarbone, *Jorgenson et al.* (2001) mettent en exergue une dégradation du pergélisol en Alaska Centrale, débutée depuis le milieu du 18e siècle. Cette dégradation conduit progressivement au remplacement des forêts de bouleaux, vivant sur des sols pergélisolés par des marécages, via le développement de thermokarst (topographie irrégulière due au processus de tassement du sol provoqué par le dégel, ou au processus d'effondrement du sol induit par la fusion de la glace dans le sol dans un pergélisol instable au dégel)[7]. L'impact du développement de thermokarst sur la forêt boréale est illustré par *Osterkamp et al.* (2000). Des effets importants de la dégradation du pergélisol sur les infrastructures inquiètent d'ores et déjà les populations concernées. Ainsi, *Nelson et al.* (2001) se sont intéressés à la vulnérabilité des constructions des régions Arctique à la fonte du pergélisol dans des conditions de réchauffement climatique. Les régions à haut risque sont réparties de manière non continues autour de l'océan Arctique, indiquant une possible augmentation de l'érosion des côtes. Elles correspondent à des grands centres de population (Barrow, Inuvik) et à des débouchés de rivières sur la côte Russe. Ce type d'analyse permet d'indiquer des priorités régionales en terme d'étude sur les conditions d'existence du pergélisol. Inversement, les perturbations imposées par les activités humaines affectent la stabilité du pergélisol et la sensibilité au dégel du sol [*Qingbai et al.* (2002)]. Il est donc nécessaire de séparer les effets naturels de l'évolution du pergélisol actuel des effets anthropiques.

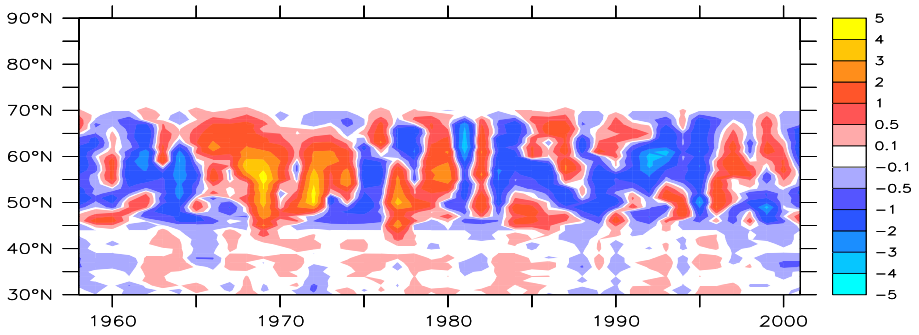
La distribution des zones de pergélisol est souvent reliée dans la littérature à la température moyenne annuelle (TMA). Actuellement, la limite sud du pergélisol continu correspond approximativement à une TMA de -6°C à -8°C, et celle du pergélisol discontinu à environ -1°C. Dans les régions où la TMA fluctue de quelques degrés autour de 0°C, se forme une

[7]Le thermokarst est ainsi nommé à cause de sa ressemblance superficielle avec la topographie du karst typique des régions calcaires exposées à l'action dissolvante des eaux de surface et des eaux souterraines. Dans le thermokarst, il n'y a toutefois pratiquement pas de circulation d'eau souterraine. Le dégel annuel de la couche active ne produit pas de thermokarst. En effet, la formation du thermokarst est due uniquement à la fusion de la glace du pergélisol à la suite d'incendies de forêt, de la fissuration ou de la rupture de la surface du sol, de la destruction de la couverture végétale isolante par les hommes et les animaux, ou de tout autre dérangement naturel ou anthropique du régime thermique, y compris l'accélération de la vitesse de dégel par les eaux de surface en mouvement. La topographie de thermokarst comprend les phénomènes morphologiques suivants : butte - polygone résiduel bordé par des dépressions, cuvette, dépression de dégel, lac - appelé aussi lac de dégel.

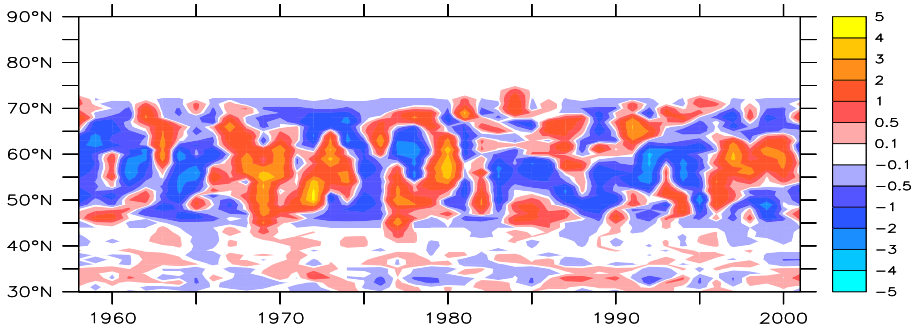
mosaïque de sols gelés (le pergélisol est dit dans ce cas sporadique). Le calcul des étendues de pergélisol s'est effectué ici à partir du "severity index" de *Demchenko et al.* (2001), déjà utilisé dans l'article sur le gel [*Poutou et al.* (en revision)]. Cet index, établi d'après les températures moyennes de l'air d'ERA-40 des mois de Janvier et Juillet permet en outre de différencier les zones de pergélisol continu et discontinu. Afin de retrouver des tendances récentes à partir d'ERA-40 et dans le but d'estimer l'impact de changements de la température de l'air sur les extensions de pergélisol, nous avons calculé, pour chaque année de 1958 à 2001, l'étendue du pergélisol en supposant celle-ci en équilibre avec le climat de l'année. Evidemment, nous nous plaçons dans un cas théorique, car dans la réalité le pergélisol ne répond pas aussi rapidement aux variations climatiques annuelles.

La figure 5.13 présente les différences d'étendues de pergélisol à l'équilibre, pour chaque année de la période 1958-2001 par rapport à l'étendue moyenne 1958-2001, dans chaque bande de latitude. Les variations d'étendues de pergélisol se concentrent dans la bande de latitude 45-72°N et se réduisent à la bande 55-72°N dans le cas du pergélisol continu. La figure 5.14 indique les anomalies par bande de latitudes des températures de l'air en moyenne annuelle, l'été (Juin-Juillet-Août) et l'hiver (Décembre-Janvier-Février).

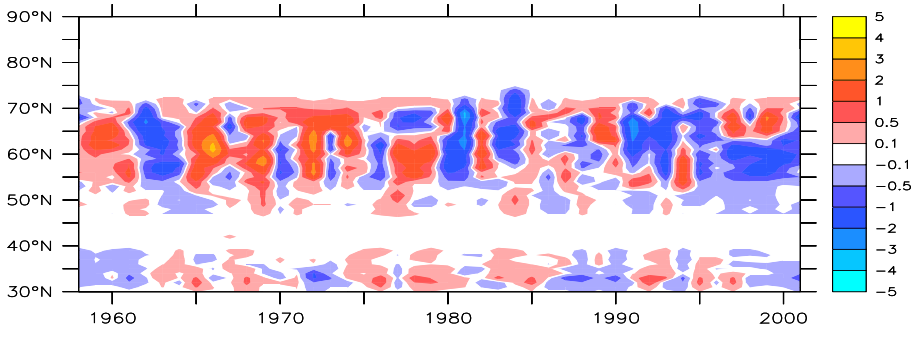
Les variations des étendues de pergélisol total semblent être fortement corrélées aux variations des températures moyennes de l'air hivernales. Après 1980, les températures d'hiver se réchauffent significativement sur l'ensemble des latitudes boréales tandis que la tendance est moins nette sur les températures moyennes annuelles et d'été. Or, cette évolution des températures d'hiver est parfaitement en phase avec la diminution des zones de pergélisol total en équilibre, sur la figure 5.13. Inversement, la période 1965-1975 est caractérisée par une anomalie négative de températures de l'air (en moyenne annuelle et l'hiver) par rapport à la moyenne 1958-2001. Une augmentation des zones de pergélisol total en équilibre sur l'ensemble des latitudes 45-70°N est observée au même moment sur la figure 5.13. Au début des années 80, l'augmentation des températures de l'air dans la bande 30-70°N, induit une forte baisse des extensions de pergélisol continu et discontinu. Ce réchauffement, particulièrement fort des températures hivernales se prolonge jusqu'à 2001. Or, après 1995, nous assistons à une augmentation des étendues de pergélisol total et discontinu aux dépens des zones continues entre 50 et 65°N. Ainsi, le maintien d'un réchauffement des températures moyennes d'hiver entraîne une transformation progressive des régions de pergélisol continu en pergélisol discontinu, et donc la création d'un écosystème plus fragile. Ces zones de per-



Pergelisol total



Pergelisol discontinu



Pergelisol continu

Fig. 5.13 : Anomalies des étendues zonales du pergélisol total, continu et discontinu qui serait à l'équilibre avec le climat de chaque année des réanalyses ERA-40 par rapport à celui équilibré sur l'ensemble des années 1958-2001. Les surfaces sont $\times 10^{11}$ m^2.

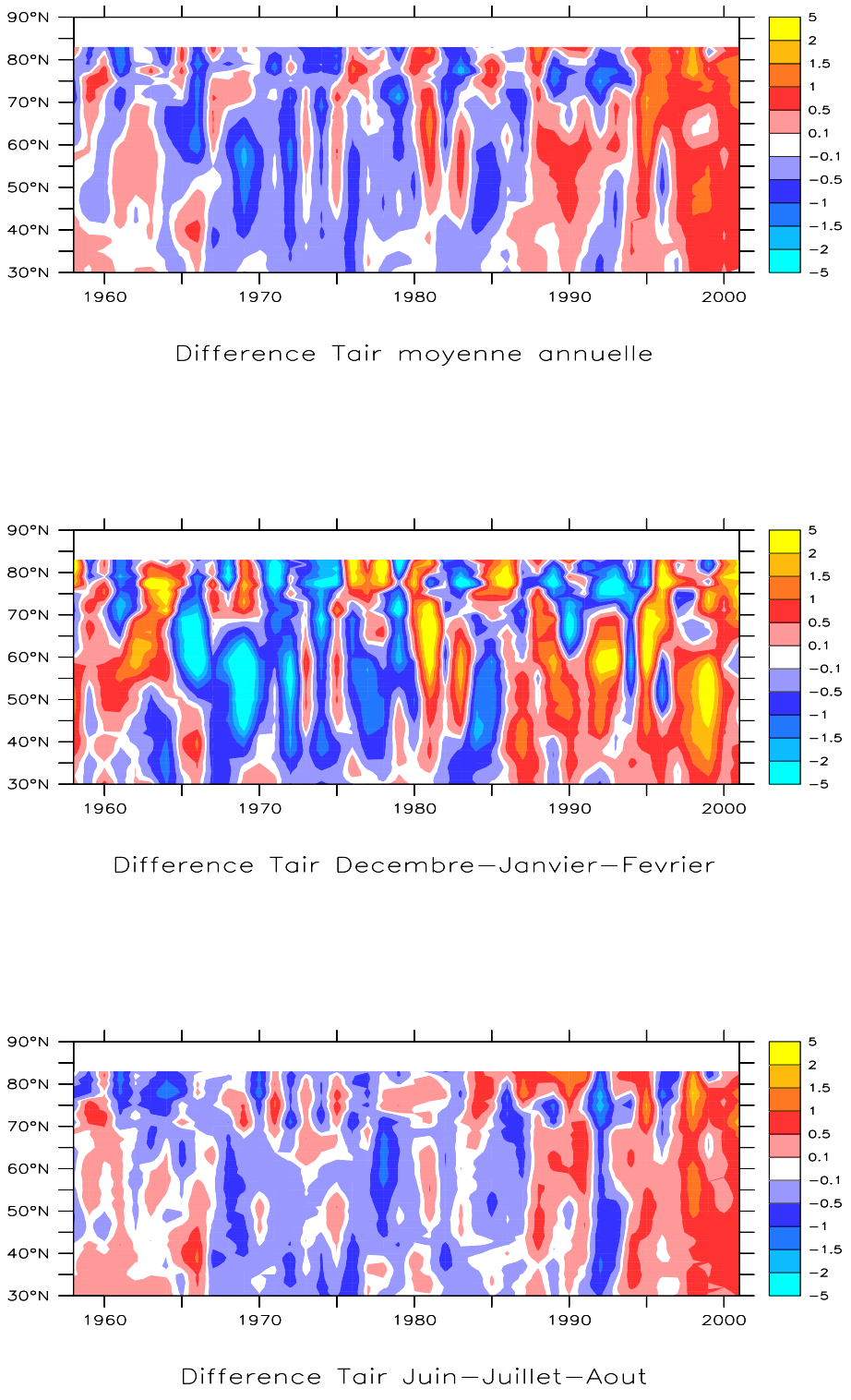


Fig. 5.14 : Anomalies des températures de l'air d'ERA-40 (en degrés), en moyenne annuelle, sur l'hiver (Décembre-Janvier-Février) et sur l'été (Juin-Juillet-Août) par rapport aux mêmes moyennes sur la période entière 1958-2001.

gélisol continu évoluant en discontinu se situent principalement en Russie : une large partie de la Sibérie entre 90 et 120°E et la région des monts Stanovoï au nord de la Chine. Finalement, cette analyse montre que le seul paramètre température de l'air (dans l'établissemnt du "severity index") peut expliquer les variations d'étendues des zones de pergélisol total : celui-ci semble être fortement dépendant des variations hivernales des températures de l'air. Comme le mentionnent *Demchenko et al.* (2001) et *Jin et al.* (2000), le pergélisol discontinu est plus sensible aux variations climatiques que le pergélisol continu, plus stable. Toutefois, nous soulignons ici qu'à partir d'un seuil de réchauffement des températures hivernales de l'air, un transfert progressif des zones de pergélisol continu en discontinu s'effectue, accélérant ensuite le processus de disparition des régions pergélisolées.

5.5.4 Discussion des résultats

Les deux analyses précédentes se sont attachées à retrouver des relations entre les seules variations des températures de l'air et la présence de pergélisol ainsi que l'épaisseur de la couche active annuelle. Les fluctuations de ce paramètre météorologique conduisent à une forte variabilité spatiale de la réponse des sols gelés, non uniforme sur l'ensemble des régions boréales. Le pergélisol existant dans les régions où les températures de surface oscillent autour de 0°C (les régions de pergélisol discontinu ou sporadique) est plus sensible à toute variation climatique que le pergélisol continu. Mais, il existe d'autres paramètres environnementaux influençant les variations de la couche de dégel l'été et la distribution spatiale du pergélisol (manteau neigeux, végétation, contenu en eau/glace du sol, propriétés thermiques du sol, topographie). Ainsi, *Kukkonen et Safanda* (2001) montrent la sensibilité du pergélisol présent dans une roche cristalline aux variations climatiques : une forte porosité retarde plus efficacement les variations de température intervenant en surface et la conduction du flux géothermique. De même, plus le sol comporte une faible conductivité thermique pendant la saison de la fonte, plus le sol est isolé thermiquement et moins sujet à une augmentation de la température en profondeur [*Delisle* (1998)]. Enfin, *Nelson et al.* (1998) ont démontré le rôle de la topographie locale sur la variabilité spatiale de la couche active (sur des courtes distances : par exemple, un maximum de variabilité de la couche active a été trouvé sur le site d'Happy Valley sur des distances comprises entre 1 et 30 m), via des effets sur l'hydrologie sub-surface et sur la végétation.

Même si nous suggérons des tendances dans les couches actives et l'extension des zones de

pergélisol imputées au réchauffement des températures de l'air des régions arctiques, rejoignant ainsi des travaux récents [*Serreze et al.* (2000) ; *Nelson et al.* (2001)], il existe d'autres paramètres influençant le régime thermique des sols gelés, et dont les impacts ont été moins étudiés. En effet, la présence de pergélisol dépend de l'équilibre énergétique à l'interface surface/atmosphère. Or, différents facteurs contrôlent les échanges de chaleur à cette interface : les précipitations, la neige, la végétation, le type de sol... De plus, les variations de températures de l'air ne sont pas nécessairement transportées dans le sol, bien que ce soit souvent le cas. *Zhang et al.* (2001) montrent l'exemple de la station russe Irkutsk (104°E, 52°N, 467 m d'altitude) où les changements de températures de l'air seuls ne peuvent expliquer les variations de températures du sol observées. En fait, à cette station l'augmentation des chutes de neige en début d'hiver et la fonte avancée au printemps jouent un rôle majeur sur l'augmentation des températures du sol (puis sur la couche de dégel) via les effets d'isolation thermique de la neige et les variations d'albédo de la surface. En outre, la présence de lacs ou rivières en surface, grands réservoirs de chaleur, limite profondément la croissance du pergélisol en profondeur. Ainsi, une simulation numérique des conditions de la dernière période glaciaire en Europe, réalisée avec un modèle de croissance du pergélisol a révélé l'absence de pergélisol dans les régions caractérisées par des rivières ou lacs en surface [*Delisle* (1998)]. Par conséquent, si on superpose aux effets de variations des températures de l'air, la forte variabilité spatiale des précipitations, de l'humidité du sol, des caractéristiques du sol, de la végétation, nous concluons que la compréhension de l'évolution du pergélisol et de la profondeur de dégel constitue toujours à l'heure actuelle un défi scientifique.

5.6 Conclusion

L'objet de ce chapitre était d'une part, d'analyser la qualité des variables du sol reproduites dans les dernières réanalyses ERA-40 du CEPMMT, couvrant la période 1958-2001 et, d'autre part, d'estimer des tendances récentes sur les sols gelés de l'Arctique. Les activités du CEPMMT sont dédiées à la prévision météorologique à moyen-terme (10 jours) et plus long-terme (échelle saisonnière). Les variables produites par le CEPMMT sont globales et constituent une base de données très utile pour l'étude de la variabilité climatique récente. Ainsi, les nouvelles réanalyses ERA-40 correspondent à des données globales relatives à l'atmosphère et à la surface, réalisées avec une seule et même version du modèle du CEPMMT.

Elles représentent une précieuse source de données de comparaison ou de forçage de modèles (régionaux ou d'océan). La version du modèle utilisée comporte en particulier un nouveau schéma de surface, modifié par Pedro Viterbo : il inclut désormais les changements de phase de l'eau du sol, ce qui a permis d'éliminer le biais systématique sur les températures de l'air à 2 mètres en hiver (qui étaient trop froides par rapport aux observations) et d'obtenir des évolutions de températures du sol plus réalistes [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo* (1996) ; *Viterbo et al.* (1999)].

Disposant d'un accès privilégié au CEPMMT, nous nous sommes intéressés dans un premier temps aux années 1989-1996, disponibles à la fin de l'année 2001. Nous avons sélectionné des sites de mesures dans le bassin Arctique de la campagne CALM, dont les données étaient exploitables pour des comparaisons *in situ* avec les réanalyses ERA-40. Tandis que les températures de l'air à 2 mètres sont relativement bien reproduites sur l'ensemble des 10 sites comparés dans ERA-40, des difficultés sont apparues sur les températures du sol. En effet, ERA-40 comporte un important biais hivernal sur les températures du sol qui s'amenuise avec la profondeur. Les températures dans les niveaux proches de la surface (à -7 cm et -21 cm) sont trop basses en hiver de plusieurs degrés (entre -3°C et -20°C sur les sites comparés). Les températures estivales sont quant à elles supérieures aux observations de quelques degrés. Ces biais hivernaux et estivaux induisent une plus forte amplitude annuelle des températures du sol par rapport aux mesures, expliquant le manque d'atténuation de l'onde de chaleur dans le sol en profondeur. L'estimation de la couche active à partir des profils du sol d'ERA-40 existant aux profondeurs -7 cm, -21 cm, -72 cm et -189 cm souffre donc de deux problèmes : (a) le manque d'atténuation de l'onde de chaleur dans le sol entraîne une plus grande épaisseur de dégel que celle observée sur la majorité des sites étudiés, (b) la discrétisation des niveaux des températures du sol dans ERA-40, en particulier entre les deux plus profonds ne permet pas une détermination par interpolation linéaire adéquate (on rappelle que les épaisseurs des couches actives se situent souvent aux environs de 1 m de profondeur). Néanmoins, le sol dans ERA-40 semble reproduire une variabilité interannuelle estivale observée dans les données. Les variations hivernales des températures du sol sont, quant à elles, fortement reliées à celles des températures de l'air à 2 m dans les réanalyses, conduisant parfois à des minima pas toujours en phase avec ceux des observations.

Au vu de ces comparaisons, nous avons suggéré différentes sources d'erreurs dans le modèle du CEPMMT, relatives au fonctionnement de l'interface entre le sol et l'atmosphère

(problème courant de découplage entre la surface et l'atmosphère) et au modèle de sol lui-même (propriétés thermiques mal définies). En particulier, l'introduction d'une limite artificielle de la hauteur de neige au sol, active thermiquement sur le bilan en surface, pourrait expliquer la forte variabilité des températures d'hiver dans le sol et le froid excessif du sol. Un test avec le modèle de surface "off-line" d'LMDz a effectivement montré qu'une telle limitation entraînait un manque d'atténuation des profils de températures en profondeur. Nous concluons que malgré des améliorations nettes sur les températures de l'air à 2 m et dans le sol, induites par le nouveau schéma de surface [*Viterbo* (1996) ; *Viterbo et al.* (1999)], des difficultés subsistent pour les régions subissant des changements de phase de l'eau du sol dans l'année. Tandis qu'un modèle de neige multi-couches permettrait de s'affranchir d'une limite thermique artificielle (fixée) de la hauteur de neige, des vérifications d'autres paramètres du sol (humidité, capacité et conductivité thermique..) utilisés dans le modèle du CEPMMT seraient nécessaires pour corriger certains biais observés dans le modèle.

Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à l'évolution de l'épaisseur de la couche de dégel annuelle, reconstruite d'après les températures du niveau -7 cm des réanalyses. La couche active est le lieu d'échanges importants entre l'atmosphère et les écosystèmes terrestres. Or, des variations de son épaisseur peuvent avoir des conséquences dramatiques sur l'écologie des régions boréales et sur les paysages : dégazage de carbone ou de méthane, enfoncement de la surface, formation de thermokarst... La couverture spatiale et temporelle des mesures de couches actives réalisées restant limitée, l'existence de 44 années de réanalyses du sol constituent un excellent outil pour retracer des tendances récentes. Etant donné les biais sur les profils de température du sol dans ERA-40, nous avons privilégié une approche moins directe pour calculer l'épaisseur de la couche active, utilisant seulement le nombre de degrés jours positifs dans le premier niveau du sol (à -7 cm). Les évolutions parallèles de la couche active et des températures de l'air depuis 1958, ont mis en évidence :

- une variabilité interannuelle forte des épaisseurs de la couche de dégel,
- un réchauffement non uniforme sur l'ensemble des régions boréales (par exemple, moins marqué en Sibérie Centrale), induisant une variabilité spatiale des couches actives,
- des tendances récentes à la fin des années 90, par ailleurs observées dans des mesures ponctuelles : augmentation de la profondeur de dégel en Russie et stabilisation de celle-ci en Alaska.

Cette analyse permet de conclure que l'évolution des couches actives est fortement reliée à

l'évolution des températures estivales de l'air.

Le dernier point de ce chapitre a porté sur la relation entre les températures de l'air et les zones de pergélisol en équilibre dans ERA-40. Les régions de pergélisol sont distinguées entre les zones dites continues et discontinues grâce au diagnostic du "severity index", déjà employé dans l'article sur le gel [*Poutou et al.* (en revision)]. Les variations des étendues de pergélisol total semblent être fortement corrélées aux variations des températures hivernales de l'air. Bien que le pergélisol continu soit moins facilement affecté par les variations climatiques, un réchauffement des hivers maintenu sur plusieurs années peut provoquer une transformation progressive des zones continues en discontinues (plus fragiles), et ainsi accélérer la disparition du pergélisol total.

Finalement, même si les variations de la température de l'air contrôlent en grande partie les évolutions des étendues du pergélisol et l'épaisseur de la couche active, d'autres facteurs (type de sol, végétation, neige au sol, précipitations, humidité du sol...) sont à considérer si l'on veut bien comprendre ces évolutions. Certains auteurs ont d'ores et déjà mis en avant le rôle de l'isolation thermique de la neige et la présence de zones inondées en surface sur la pénétration de l'onde de gel, et donc sur l'existence du pergélisol. L'ensemble de ces paramètres ainsi que les modifications éventuelles de la température de l'air sont donc à prendre en compte dans les prévisions des profils futurs de températures du sol.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

6.1 Conclusions générales

La prévision des changements climatiques futurs, en réponse aux perturbations d'origine anthropique, s'appuie sur des outils de plus en plus puissants : les modèles de climat. Ces derniers s'attachent à représenter la complexité des interactions dans le système terrestre. Parmi celles-ci, les interactions entre la surface continentale et l'atmosphère ont été souvent modélisées de manière assez simples et restent mal paramétrées. Or, plusieurs auteurs ont démontré le rôle bénéfique de la prise en compte nouvelle de la surface continentale dans des simulations de climats actuel et passé en comparaison avec des observations et des paléodonnées (e.g, l'obtention d'un climat glaciaire en meilleur accord avec les paléodonnées [*Wyputta et McAvaney* (2001) ; *Levis et Foley* (1999)], la simulation de flux surfaciques actuels réalistes [*Boone et al.* (2000)]). Il semble aussi que la présence d'une surface continentale plus réaliste dans les modèles (végétation, neige au sol, gel/dégel du sol, albédo de la surface, zones inondées) n'affecte pas de la même manière les différents types de climats simulés et entraîne des disparités climatiques régionales. Ainsi, dans le contexte d'un réchauffement climatique futur, le plus marqué aux hautes latitudes nord, il paraît crucial de tenir compte des interactions entre la surface et l'atmosphère, importantes dans toutes les régions, en tant qu'éventuels modulateurs de changement climatique. L'objectif de cette thèse était donc de contribuer à la compréhension du rôle de la surface terrestre sur le climat et sur la sensibilité climatique et, en particulier, de décrire le rôle de deux propriétés caractéristiques de la surface boréale : la présence de sols gelés et celle de larges zones inondées (lacs et zones humides).

Cette étude a été réalisée avec une version du modèle de circulation générale de l'atmo-

sphère LMDz, adaptée au climat des régions polaires au LGGE. Le but était de répondre aux questions suivantes :

• Le développement d'outils dans un modèle de circulation générale constitue un exercice délicat, du fait de la complexité des phénomènes climatiques représentés et de leur organisation dans le modèle. Comment alors introduire des nouvelles paramétrisations d'interactions importantes pour les climats boréaux (changements de phase de l'eau du sol et présence de zones inondées terrestres) qui soient adaptées au fonctionnement complexe d'un modèle de climat ? De plus, comment paramétrer les processus de gel du sol dans un modèle possédant un traitement très simple de l'hydrologie de la surface ?

• Quels sont les impacts de l'ajout de telles paramétrisations sur le climat simulé ? Comment diffère la réponse climatique en fonction des périodes étudiées ?

• Quelle est la sensibilité d'un changement climatique simulé à la prise en compte de ces nouvelles interactions entre la surface et l'atmosphère ?

• Quelle est finalement l'importance respective de ces interactions pour différents types de climats et changements climatiques simulés ?

Afin de répondre à ces questions, une formulation relativement simple des processus de gel et dégel du sol, et de l'existence des zones inondées terrestres ont été introduites dans le module de surface d'LMDz.

Le second chapitre a porté sur l'impact de la prise en compte des changements de phase de l'eau du sol sur le changement climatique futur de type $2\times CO_2$ et passé d'il y a 21000 ans, simulés par LMDz. La nouvelle paramétrisation de la formation de gel dans le sol (d'une profondeur de 15 m) permet de bien reproduire les régions de pergélisol (gel en profondeur) actuel en Alaska, Canada, Sibérie et sur le plateau tibétain. Les impacts climatiques analysés sont forts régionalement et n'induisent pas systématiquement des variations des paramètres climatiques dans le même sens, selon les périodes simulées. Ainsi, nous avons montré l'effet du gel sur l'hydrologie des sols arctiques dans les conditions de climat présent et plus précisément, un fort assèchement du sol en été dû à une perte massive des eaux de dégel vers les océans, conduisant à un important réchauffement de la surface l'été. Les variations induites sur les températures de surface futures sont, contrairement à celles du présent, directement liées aux variations d'énergie (chaleur latente) lors des phases de gel et dégel du sol : i.e., un réchauffement accru de la surface l'hiver et un refroidissement au printemps et en été. Ces variations de températures n'ont pas la même amplitude selon les régions boréales considé-

rées : la sensibilité du changement climatique futur aux processus de gel est par conséquent modulée régionalement. En moyenne annuelle, inclure les processus de gel dans LMDz provoque une accentuation du réchauffement futur attendu en Amérique du Nord et Sibérie Centrale tandis qu'une modération du réchauffement apparaît en Sibérie de l'Est. Face à de tels changements induits, nous avons examiné les impacts de l'ajout de cette paramétrisation sur la simulation d'un changement climatique passé, celui du Dernier Maximum Glaciaire (il y a 21000 ans), bien répertorié dans les paléodonnées. Cette analyse était motivée par l'existence de biais systématiques sur le climat glaciaire simulé par les modèles, en Europe de l'Ouest et Sibérie du Nord-Ouest et, par le manque certain de rétroactions considérées dans les modèles (mis en évidence lors du projet PMIP [*Joussaume et Taylor* (1995, 2000)]). Mais, nous avons conclu que l'amplitude des changements induits, suite à la prise en compte des phénomènes de gel et dégel du sol, était finalement trop faible pour contrebalancer les biais du modèle LMDz au vu de comparaisons avec des paléodonnées en Europe et Sibérie.

Le troisième chapitre a été dédié à la représentation des zones inondées terrestres dans LMDz et à la quantification de leur impact sur le climat simulé. Le modèle de lac tient compte du rayonnement dans le lac, de la conduction turbulente de chaleur, de la convection et des mélanges d'eau résultant, des changements de phase de l'eau et du bilan d'eau. Les étendues de lac sont prescrites dans le modèle d'après la base de données actuelles GGHYDRO [*Cogley* (1998)] et celles des zones humides (ou wetlands), sont soit prescrites d'après les mêmes sources de données, soit explicitement calculées en fonction du bilan d'eau de la surface. La saisonnalité des wetlands simulés a pu être confrontée à deux sources de données satellites, une intégrée sur l'ensemble des régions boréales [*Prigent et al.* (2001)] et la seconde, restreinte à l'Amérique du Nord [Arnaud Mialon (*communication personnelle*)]. Les estimations des surfaces inondées dans LMDz se situent entre ces deux observations et le maximum de surfaces inondées varie entre les mois de Septembre (données de A. Mialon) et Août (résultats d'LMDz et de *Prigent et al.* (2001)). Nous sommes donc plutôt satisfaits de la reproduction de la dynamique saisonnière des wetlands dans LMDz aux latitudes boréales. Des sérieux problèmes sont apparus dans les Tropiques et nous concernent moins directement dans cette étude. Cependant, ils témoignent de manques dans la formulation des wetlands ou dans le climat d'LMDz. Nous avons aussi montré la capacité d'LMDz à reproduire des durées d'englacement des lacs en bon accord avec des données de la base de LIAG [*Benson et Magnuson* (2000)] et donc, à estimer la perte en nombre de jours de glace des lacs boréaux

(au delà de 40°N) dans des conditions climatiques plus chaudes.
La sensibilité du climat simulé à l'inclusion des zones inondées terrestres est fortement liée au type de surface considérée, lac ou wetland (peu profond). Nous avons ainsi mis en évidence des rétroactions climatiques plus fortes lorsqu'on tient compte des surfaces de wetlands. Dans les conditions climatiques actuelles, les wetlands provoquent un refroidissement notable de quelques degrés l'été (-2 et -3°C vers 50°N), tandis que l'effet de refroidissement des lacs est restreint à la région des Grands Lacs du nord-ouest canadien. Les températures de surface futures sont plus affectées par la présence de lacs (un très fort réchauffement est simulé en Sibérie Centrale et est attribué à un changement de circulation atmosphérique en surface). La sensibilité du changement climatique futur simulé à l'ensemble de ces zones inondées diffère donc en fonction du type de zone inondée et en fonction des régions boréales. Nous retenons que prendre en compte ces surfaces dans LMDz entraîne une amplification du réchauffement estival en Eurasie (+33% en Sibérie Centrale et sud-ouest de la Russie) et qu'en Alaska et nord-ouest Canada, l'effet des wetlands est d'inverser la tendance au réchauffement provoquée par la seule présence des lacs.

Par conséquent, ces deux études ont mis en exergue des impacts de la nouvelle prise en compte des processus de gel du sol et des surfaces inondées terrestres sur le changement climatique des latitudes boréales : ces impacts sont marqués régionalement et saisonnièrement. Ces processus surfaciques n'affectent pas les régions de la même manière et peuvent donc, soit amplifier le signal, soit le diminuer ou encore contrebalancer les tendances. Bien que leur formulation soit relativement simple dans le modèle LMDz, elle est adaptée au fonctionnement complexe d'un MCGA et donne des résultats comparables à des observations (étendues de sols gelés, distribution des wetlands, englacement des lacs). La modulation de la sensibilité d'un changement climatique par ces deux types d'interactions entre la surface et l'atmosphère suggère la nécessité d'inclure une surface terrestre plus réaliste dans les modèles de climat, afin d'effectuer des prévisions fiables du climat futur.

En outre, une interaction importante dans le cadre de l'augmentation des gaz à effet de serre rejetés dans l'atmosphère depuis la révolution industrielle correspond au dégagement de méthane par les surfaces de wetlands. Ces derniers sont les principaux émetteurs naturels de méthane atmosphérique mais constituent des écosystèmes complexes encore assez mal connus à l'heure actuelle. Ainsi, la modélisation de ce type de surface permet de préciser leurs conditions de formation sur Terre et d'estimer les flux de méthane associés, ainsi que les variations

passées de ces sources de méthane, dont la concentration est mesurée par ailleurs dans les carottes de glace. A partir des surfaces de wetlands simulées par le modèle LMDz pour les climat présent, futur et DMG, nous avons évalué les variations des émissions de méthane entre ces trois périodes à l'aide de quatre modèles d'émission différents (*Fung et al.* (1991), *Christensen et al.* (1996), *Cao et al.* (1996), *Walter et al.* (2001)). Ces schémas d'émission, plus ou moins complexes, ont produit d'importantes fourchettes d'émission de méthane pour une même période donnée, soulignant les incertitudes existantes sur les contraintes biologiques et physico-chimiques de la production et destruction de méthane dans les wetlands. Les variations d'émissions calculées entre deux périodes climatiques fluctuent aussi entre ces 4 schémas, en fonction des paramètres considérés dans chacun d'eux. En particulier, nous avons mis en évidence le rôle du substrat du sol (présence d'une litière décomposable par les micro-organismes et bactéries) sur le contrôle des émissions, qui permet une augmentation des flux de méthane au futur dans deux modèles testés. Par contre, dans un schéma relativement simple ne tenant pas compte de ce facteur tel celui de *Fung et al.* (1991), les effets d'augmentation de la température (et donc de la production de méthane par les bactéries) et de diminution des surfaces de wetlands au futur se compensent. Au DMG, les 4 modèles testés s'accordent à indiquer une baisse importante des flux de méthane dans les régions boréales, entre -67% et -95%, en accord avec les travaux de *Chappellaz et al.* (1993). Les fortes émissions pendant le climat glaciaire aux Tropiques, non illustrées dans les paléodonnées nous ont permis de montrer une nouvelle fois la sensibilité des émissions au paramètre substrat du sol.

Bien que la représentation des wetlands dans le modèle LMDz ne soit pas parfaite, cette association d'outils (formulation simple des wetlands dans un MCGA et émission de méthane) constitue une solution pour la compréhension des mécanismes intervenant dans les wetlands et pour le développement de leur protection. En effet, des changements locaux ont d'ores et déjà été mis en évidence, tels l'accélération de la fonte du pergélisol provoquant la formation de tourbes émettrices potentielles de méthane [*Osterkamp et al.* (2000)], et le remplacement sous l'effet de la pollution des eaux, de la végétation d'un wetland par un autre type de végétation, caractérisé par des flux supérieurs de méthane [*Sugimoto et Fujita* (1997)]. Le développement d'outils performants pour capturer la dynamique de ces écosystèmes est crucial si l'on veut à terme prévenir certains changements déjà initiés sur les paysages boréaux.

Le dernier chapitre nous a permis d'évaluer un autre modèle, celui du CEPMMT des-

tiné à la prévision à moyen-terme, dans lequel des améliorations du schéma de surface ont été introduites et prennent en compte les effets de changements de phase de l'eau du sol [*Viterbo et Beljaars* (1995) ; *Viterbo* (1996)]. L'objectif du CEPMMT étant de réaliser des prévisions du climat, il produit un ensemble de données globales quotidiennes. Les projets de réanalyses (effectuées avec une seule et même version du modèle du CEPMMT) fournissent à la communauté une base de données globales sur une longue période de temps (moderne), de l'état de la surface et de l'atmosphère : il est donc important de vérifier la qualité de telles données. Notre analyse s'est concentrée sur les températures du sol, produites dans les nouvelles réanalyses ERA-40 (1958-2001). La comparaison de ces variables avec des mesures terrain de l'Arctique a suggéré certains dysfonctionnements dans le modèle du CEPMMT. Le sol est trop froid l'hiver par rapport aux données, témoignant d'un manque d'atténuation de l'onde de froid dans le sol. Diverses sources d'erreurs ont été mentionnées, et parmi elles, une limitation artificielle de l'épaisseur de neige active thermiquement sur la colonne de sol. Malgré les biais constatés du modèle du CEPMMT, l'existence de 44 années de réanalyses sur le sol nous a permis de vérifier des tendances récentes sur la profondeur annuelle de dégel, fortement corrélées avec les fluctuations estivales des températures de l'air. Enfin, à partir de l'étude des zones de pergélisol qui seraient en équilibre avec les variations climatiques annuelles (cas purement théorique), nous avons montré qu'un réchauffement prolongé des hivers pourrait entraîner progressivement la transformation des zones de pergélisol continu en discontinu, plus fragile, et à terme, accélérer la disparition du pergélisol total.

6.2 Perspectives de ce travail

6.2.1 Vers une meilleure représentation de la surface dans les modèles

Le rôle du gel du sol et des zones inondées terrestres sur le climat simulé a été analysé ici dans un MCGA ne comportant pas de végétation. Même si dans le cadre de notre étude des régions boréales, celle-ci est limitée, on ne peut pas non plus l'exclure, étant donné ses nombreux impacts climatiques mis en évidence par plusieurs auteurs (sur le cycle précipitation/évaporation [*Polcher et Laval* (1994) ; *Betts* (1999)], sur le refroidissement d'il y a 115000 ans [*Gallimore et Kutzbach* (1996) ; *de Noblet et al.* (1996)]). La suite de ce travail est

donc naturellement d'inclure ces processus importants pour le climat des régions des hautes latitudes dans un modèle de végétation complexe, tel le modèle de végétation dynamique ORCHIDEE de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL). L'hydrologie de la surface, souvent représentée simplement dans les modèles MCGA en raison de leur grossière résolution, doit aussi être améliorée dans la perspective de prendre en compte correctement le ruissellement en surface et sub-surface des lacs ou zones humides d'un point à un autre. Des schémas hydrologiques multi-couches sont également à développer dans les MCGAs afin de traiter proprement l'hydrologie à la surface et dans le sol. Enfin, une représentation réaliste de la surface terrestre nécessite un schéma de neige suffisamment complexe (de type multi-couches) pour reproduire correctement l'isolation thermique du sol, influant sur la formation de gel du sol et sur le couvert végétal. Beaucoup de progrès sont donc encore à réaliser en vue d'inclure tous les différents types et processus de surface dans les modèles de climat.

6.2.2 Vers une meilleure représentation de la dynamique des wetlands

En marge des deux principales études de cette thèse sont ressorties les difficultés de la représentation des zones humides et des flux de méthane associés dans des modèles. L'enjeu est de développer des outils adaptés à l'ensemble des wetlands de la planète. Modéliser des wetlands dans un MCGA est un exercice peu courant et leur inclusion dans LMDz vient élargir les études antérieures de *Pitman et al.* (1991) et *Bonan* (1995a), qui prescrivaient ce type de surface dans leurs modèles. Souvent pour estimer les flux de méthane des wetlands, les travaux réalisés combinent des informations relatives à la topographie et à la végétation [*Matthews et Fung* (1987) ; *Kaplan* (2002) ; *Chappellaz et al.* (1993)] mais ne possèdent pas de variations saisonnières des étendues (et hauteurs d'eau) des wetlands. L'association d'un modèle hydrologique à haute résolution (5 minutes) pour représenter des wetlands dynamiques et d'un schéma d'émission de méthane, élaborée par *de Noblet-Ducoudré et al.* (2002) constituait jusqu'ici un des premiers efforts de couplage "off-line". Nous avons montré dans cette thèse qu'une formulation relativement simple des zones humides dans un MCGA pouvait permettre de capter la saisonnalité des wetlands boréaux en comparaison avec deux sources de données satellites [*Prigent et al.* (2001) ; Arnaud Mialon (*communication personnelle*)] mais que des problèmes subsistaient dans la représentation des étendues de wetlands tropicaux

(hydrologie trop simple du modèle, climat du modèle...). Le développement de l'outil satellite dans la détection des zones humides doit être poursuivi à l'échelle globale. Des confrontations systématiques avec les surfaces de wetlands simulées devraient permettre à terme d'améliorer leur représentation dans les modèles et leur détection par satellite (distinction du signal glace sur les wetlands, de la végétation...).

De plus, nous avons mis en évidence une forte disparité des résultats d'émission de méthane, calculées à l'aide des quatre schémas de *Fung et al.* (1991), *Christensen et al.* (1996), *Cao et al.* (1996), et *Walter et al.* (2001). Ces modèles ont été validés généralement sur quelques sites de mesures actuelles (non représentatifs de l'ensemble des wetlands du globe) et possèdent ainsi des sensibilités différentes aux paramètres climatiques, du sol et de la végétation. Des efforts sont donc à fournir pour parvenir à des schémas adaptables à l'ensemble des wetlands, boréaux et tropicaux, ce qui nécessite également une multiplication des mesures *in situ*. Ces schémas doivent dans la mesure du possible éviter de comporter des relations purement statistiques issues de mesures actuelles (comme dans le schéma de *Walter et al.* (2001)) pouvant conduire à des processus non physiques, et ne s'appliquant pas dans le cadre de climats différents de l'actuel.

6.2.3 Vers une meilleure prévision des changements climatiques

Cette thèse a porté sur le rôle joué par deux composantes majeures de la surface terrestre aux latitudes boréales, les sols gelés et les surfaces inondées. Bien que les effets de nouvelles paramétrisations ou paramètres de la surface sur les climats actuels ou passés simulés aient fait l'objet de nombreuses études, cette thèse a mis en avant les impacts de telles modifications sur la sensibilité du changement climatique simulé. De plus, elle s'est concentrée sur des paramètres surfaciques, autres que la végétation (objet de nombreuses études) et non courants dans les modèles de climat. Avant nous, *Bonfils* (2001) s'était attachée à décrire la sensibilité climatique du moyen-Holocène au schéma de surface continentale dans les modèles PMIP. Notre étude vient donc compléter nos connaissances sur la sensibilité climatique aux paramètres surfaciques, et particulièrement dans le cadre d'un changement climatique futur. Les impacts régionaux mis en évidence permettront de mieux préciser les réponses climatiques régionales de zones déjà fortement sensibles à un réchauffement global. Par ailleurs, deux autres éléments perturbateurs-régulateurs du climat concernent les feux de forêt et la régénération des sols qui s'ensuit. Ces deux éléments affectent particulièrement

les bilans d'énergie à la surface, de neige et de gaz (CH_4 et CO_2). Or, dans l'hypothèse d'un réchauffement climatique l'occurence et l'intensité des feux de forêt pourraient être augmentées [*Cubasch et Meehl* (2001)], ce qui pourrait constituer la plus importante réponse de la forêt boréale au réchauffement global [*Apps et al.* (1993)]. La précision du réchauffement dans les hautes latitudes est donc cruciale pour la recherche et l'établissement de démarches prioritaires par les gouvernements des états, puisque des effets sur les paysages et l'économie des régions boréales attribués au réchauffement se font d'ores et déjà sentir [*Jorgenson et al.* (2001) ; *Osterkamp et al.* (2000) ; *Nelson et al.* (2001)].

Mais, la surface terrestre n'est pas la seule composante à améliorer dans les modèles de climat. La paramétrisation des nuages peut aussi affecter la prévision du changement climatique futur : *Mitchell et al.* (1987), *Colman et McAvaney* (1995), *Yao et Del Genio* (1999), *Meleshko et al.* (2000) ont montré des sensibilités différentes d'expériences de doublement de CO_2 avec des schémas de nuages variables. Le traitement des processus radiatifs repose sur des approximations dans les MCGAs, n'affectant pas la détermination des flux aux grandes longueurs d'ondes mais qui, d'après des mesures satellites pourraient engendrer une sous-estimation significative de l'absorption atmosphérique aux courtes longueurs d'ondes [*Cess et al.* (1995) ; *Pilewski et Valero* (1995) ; *Ramanathan et al.* (1995)]. *Kiehl et al.* (1995) ont ainsi démontré la sensibilité du climat simulé à des modifications de l'absorption atmosphérique.

Le problème de la sensibilité des changements climatiques simulés à des paramétrisations (surface terrestre, glace de mer, nuages, rayonnements...) reste donc complexe. Des études plus approfondies sont nécessaires si l'on veut aboutir à des outils numériques, intégrant l'ensemble des interactions du système climatique, et à une meilleure représentation de certains changements climatiques passés ainsi qu'à des scénarios de climat futur fiables. Le développement de modèles couplés, tel le futur modèle couplé océan-atmosphère-végétation de l'IPSL incluant de nombreuses interactions du système climatique, constitue une avancée dans ce sens. Enfin, l'étude des paléoclimats permet d'évaluer la sensibilité climatique des modèles : on peut alors comparer les réponses simulées des changements climatiques passés à ceux reconstruits grâce aux paléodonnées.

Annexe :

Indirect relationship between surface water budget and wetland extent

Nathalie de Noblet-Ducoudré, Estelle Poutou, Jérôme Chappellaz, Michael Coe, Gerhard Krinner : Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophys. Res. Lett., 29(4), doi :10.1029/2001GL0113929*, 2002

Indirect relationship between surface water budget and wetland extent

Nathalie de Noblet-Ducoudré,[1] Estelle Poutou,[1,2] Jérôme Chappellaz,[2] Michael Coe,[3] and Gerhard Krinner[2]

Received 25 May 2001; revised 17 September 2001; accepted 26 October 2001; published 28 February 2002.

[1] We used a suite of two models: a global climate model, and a hydrological routing scheme, to estimate the changes in the surface water budget and extent of natural wetlands, at the last interglacial (126000 years ago) and at the last glacial maximum (21000 years ago). At both time periods, in northern tropical Africa as well as in northern South America, our simulations exhibit, in many places, an indirect relationship between the surface water budget and the extent of natural wetlands. In relatively moist regions, decreasing (increasing) rainfall and runoff at the last glacial maximum (last interglacial) result in increased (decreased) wetland area due to the reduction (increase) in lake depth. This counter-intuitive result has never been hypothesized before and may shed a new light on the interpretation of past changes in atmospheric methane, as derived from ice core analyses. It also points to the importance of using a bottom-up modelling approach in this field of study. *INDEX TERMS:* 1890 Hydrology: Wetlands; 0322 Atmospheric Composition and Structure: Constituent sources and sinks; 1615 Global Change: Biogeochemical processes (4805); 0315 Atmospheric Composition and Structure: Biosphere/atmosphere interactions

1. Introduction

[2] Understanding the link between methane (CH_4) emissions and atmospheric concentration is crucial for future projections of the behaviour of this very important greenhouse gas. Because natural wetlands largely contribute to these emissions [*Fung et al.*, 1991] and there is evidence of large fluctuations in wetland area over the last glacial-interglacial cycle [*Brook et al.*, 1996; *Chappellaz et al.*, 1997; *Petit et al.*, 1999], it is necessary to better understand the mechanisms responsible for their variations. Very few studies though have addressed this complicated problem due to the lack of sufficient data on past distributions of natural wetlands throughout the globe. Only two studies have used a bottom-up approach with geographically explicit computation of wetlands distribution.

[3] *Chappellaz et al.* [1993] have combined information on topography and paleo-vegetation (subjectively derived from a limited set of data sites, sparsely distributed [*Adams et al.*, 1990]), to determine the distribution of natural wetlands at the last glacial maximum. A mean annual flux of CH_4 (empirically derived from present-day estimates [*Fung et al.*, 1991]) was then applied to all wetlands associated with the same vegetation group.

[4] *Kaplan* [2001] built a more sophisticated process-based model which, given a prescribed climate change, simulates the distributions of vegetation and seasonal wetlands responding to this forcing, together with the associated CH_4 emissions based on ecosystem carbon turnover in seasonally or perennially wet soils. This approach is certainly the most complete to date, with respect to methane emissions, but it includes a very important simplification: wetlands result only from locally saturated soils while lateral import of surface water, through runoff, is neglected. Yet *Coe and Bonan* [1997], and *Coe and Harrison* [2000], have demonstrated the importance of routing water on the extent of wetlands in tropical Africa at the mid-Holocene (6000 years ago).

[5] All other approaches have only focused on changes in methane emissions, with no estimations based on the extent of natural wetlands. Different sets of global or regional source estimates of CH_4 from natural wetlands (no explicit geographical patterns) have been tested as inputs to 1) atmospheric photochemical models to simulate the observed CH_4 atmospheric concentration [e.g. *Pinto and Khalil*, 1991, *Thompson et al.*, 1993; *Crutzen and Brühl*, 1993;, *Martinerie et al.*, 1995], or 2) box models to derive, from the measured changes in the past interpolar difference of atmospheric CH_4 mixing ratio, the bulk contributions from the tropics (30°N–30°S) and the mid-to-high latitudes of the northern hemisphere [*Chappellaz et al.*, 1997; *Dällenbach et al.*, 2000; *Brook et al.*, 2000].

[6] In this study we develop a new bottom-up approach that is based on the hydrological routing scheme (HYDRA) developed by *Coe* [2000]. Because of the large computational cost of this model, we have restricted its application to two tropical regions (northern South America, 85°W–30°W/20°S–15°N, and northern tropical Africa, 20°W–50°E/10°S–25°N), which are the largest sources of methane in the tropics, and two contrasted past climates, the last interglacial (126000 years ago, hereafter LIG) and the last glacial maximum (21000 years ago, hereafter LGM), the former being much wetter than today while the latter was drier in the tropics. The change in atmospheric methane concentration between these time periods is the largest one experienced during the last glacial-interglacial cycle (over Antarctica, 710ppbv during LIG compared to 350ppbv at the LGM *Chappellaz et al.*, 1990.), if we neglect anthropogenic changes.

2. Tools and Methods

[7] *HYDRA* (the HYDrological Routing Algorithm) simulates the time-varying flow and storage of water in terrestrial hydrological systems [*Coe*, 1998; *Coe*, 2000]. The model couples a digital elevation model representation of the land surface with a linear reservoir model to simulate rivers, lakes, and wetlands as a continuous hydrological network. The model is forced by precipitation, runoff, and evaporation. HYDRA successfully produces the modern observed global distribution of inland bodies of water [*Coe*, 1998] and has been extensively tested in northern Africa [*Coe and Foley*, 2001, *Coe and Harrison*, in press]. Contrary to the approach developed by *Kaplan* [2001], wetlands developed from saturated soils are not considered. This is certainly a limitation of our approach, especially in the Amazon basin where HYDRA is known to significantly underestimate the extent of wetlands [*Coe*, 1998, Coe et al. in review.]. In the Amazon basin, seasonally flooded plains occupy

[1]Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Unité mixte CEA-CNRS, Bât. 709, 91191 Gif-sur-Yvette cedex, France.
[2]Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement, CNRS, BP 96, 38402 St-Martin d'Hères cedex, France.
[3]Center for Sustainability and the Global Environment, Institute for Environmental Studies, University of Madison-Wisconsin, 1225 W Dayton Street, Madison, Wisconsin 53706, USA.

Copyright 2002 by the American Geophysical Union.
0094-8276/02/2001GL013929$05.00

Table 1. Mean annual values for selected climate variables at all time periods, in northern tropical Africa and northern South America. Ambient air temperature is in °C, while runoff, rainfall rates and water budget (precipitation - potential evaporation; P-EP) are in mm/day.

Geographical Regions	Time periods	Runoff	Rainfall	P-EP	Temperature
Northern	Present-day	1.2411	2.7417	0.7437	12.9251
South America	LGM (21 ky)	0.8531	2.3180	0.3339	12.1241
(85°W-30°W; 20°S-15°N)	LIG (126 ky)	1.4254	2.9604	0.9559	13.0391
Africa	Present-day	0.5089	2.0622	−1.7234	23.0948
(20°W-15°E; 5°N-20°N)	LGM (21 ky)	0.2476	1.0499	−2.6786	20.7760
Africa	Present-day	0.1026	0.7994	−3.4851	23.9249
(20°W-50°E; 10°N-25°N)	LIG (126 ky)	1.0776	2.7159	−1.1231	22.8397

a large area compared to permanent open waters. But in this paper the mechanism we have found applies only to permanent waters. Our conclusions would therefore remain valid, even if we had considered all possible types of wetland formations. The model currently operates at 5-minute spatial resolution (∼9km at the equator) and 1-hour temporal resolution. The simulated inland water bodies are therefore updated every hour.

[8] The discrimination between lakes and wetlands is based, in HYDRA, only on the water depth. In our study it is assumed that, above a certain depth, methane is consumed by methanotrophic bacteria, before being released to the atmosphere [*Boone*, 2000]. This critical threshold is fixed to one meter in all our simulations, but we have carried out a number of studies (not presented here) to test the sensitivity of our results to the choice of this threshold. Varying this depth from fifty centimeters to one meter and a half did not affect the trends shown here (changes are within ±20% of the values displayed in Tables 1–3).

[9] *The climate fields* used to force HYDRA come, for the LIG and the LGM, from simulations carried out using the LMD5.3 atmospheric general circulation model [*Harzallah and Sadourny*, 1995; *de Noblet et al.*, 1996]. For present-day climate we have used the runoff provided by the Global Runoff Data Center [GRDC, *Fekete et al.*, 1999], the continental precipitation rates and ambient surface air temperature provided by *Leemans and Cramer* [1991, herafter LC91], and the potential evaporation computed by the BIOME1 model [*Prentice et al.*, 1992] forced with LC91.

[10] Present-day simulations of lakes and wetlands extent started from non-flooded (i.e. completely dry) soils, and were integrated until equilibrium was reached, that is until there were no more significant variations of the seasonal extent of lakes and wetlands from one year to another (∼200 years). All paleo-simulations started from the equilibrium present-day extent of lakes and wetlands. Although this may not seem to follow the chronological order, the final state of a HYDRA simulation is independent of the initial surface conditions assigned to the model. Our choice was driven by the necessity to limit the computational cost of these experiments.

3. Simulated Changes in Wetland Extent and CH_4 Emission

[11] At the last glacial maximum, in northern South America, simulated precipitation and runoff rates were lower than those of today (Table 1). The amount of surface water available to fill the potential lake/wetland areas was also less and as a result the simulated extent of lakes was lower at the LGM. However, the extent of simulated wetlands was larger (Table 2). The reason for this counter-intuitive behavior is that many of the lakes in the modern simulation were large shallow wetlands at the LGM, with a water depth sufficiently small (lower than one meter) to allow in principle methane to be released to the atmosphere.

[12] During the last interglacial (126000 years ago) in northern South America, the simulated hydrological cycle was enhanced with more rainfall and more surface runoff. Our simulations give results symmetric to the ones obtained for the LGM: the area occupied by lakes was larger than present while the wetland area was smaller (Table 2). More lakes were formed at the expense of wetlands, since during this relatively wet time-period precipitation and lateral runoff were large enough to compensate the changes to the evaporation rates. As a result the water depth was increased, in areas where topography allows for values larger than one meter, the critical threshold above which methane is thought to be consumed by methanotrophic bacteria, before being released to the atmosphere.

[13] In northern tropical Africa, the area we have chosen is too large to show homogeneous changes. We have therefore split it into two smaller regions, the first one (20°W–15°E, 5°N–20°N) exhibiting drier conditions 21000 years ago than present, the second one (20°W–50°E, 10°N–25°N) exhibiting wetter conditions 126000 years ago (Table 1). At both time periods, the changes in the extent of wetlands and lakes are similar: they

Table 2. Areas occupied by lakes and wetlands, expressed in 10^{10} m^2, together with areas which go from one status to the other, between present-day and the past climates. The arrows indicate the sign of change, with respect to present.

Geographical Regions	Time periods	Wetlands	Lakes	Wetlands becoming lakes	Lakes becoming wetlands
Northern	Present-day	13.5145	44.8837		
South America	LGM (21 ky)	13.5956 ↑	44.0935 ↓		0.5235
(85°W-30°W; 20°S-15°N)	LIG (126 ky)	13.2702 ↓	45.5958 ↑	0.1422	
Africa	Present-day	1.8737	2.2197		
(20°W-15°E; 5°N-20°N)	LGM (21 ky)	1.4768 ↓	1.2618 ↓		0.1201
Africa	Present-day	1.2761	0.7173		
(20°W-50°E; 10°N-25°N)	LIG (126 ky)	4.1426 ↑	8.4023 ↑	0.15491	

Table 3. Integrated annual amount of changes in methane emissions, between present-day and the past climates, from the natural wetlands (total flux), expressed in 10^{12} g of carbone, including the *changes* in emissions from areas which go from one status to the other. '+' ('-') indicate that the change led to more (less) CH_4 emitted at paleo-times.

Geographical Regions	Time periods	Estimated changes in Total flux	Wetlands becoming lakes	Lakes becoming wetlands
Northern South America	LGM (21 ky)	−0.6252		+0.2606
(85°W-30°W; 20°S-15°N)	LIG (126 ky)	−0.0875	−0.0797	
Africa (20°W-15°E; 5°N-20°N)	LGM (21 ky)	−0.32		+0.0576
Africa (20°W-50°E; 10°N-25°N)	LIG (126 ky)	+1.8313	−0.0815	

increase when the water budget increases and vice-versa (Table 2). Even though this common behavior between lakes and wetlands is different from what we obtained for northern South America, we still observe a rather important fraction of lakes at present that were wetlands at the last glacial maximum, and wetlands at present that were lakes during the last interglacial.

[14] These particular areas that do not seem, intuitively, to follow the hydrological changes may be quite important for the methane budget. They may make the total CH_4 flux emitted by the continental surfaces larger (lower) than it would be 21000 years ago (126000 years) if the changes in wetlands extent responded in a straightforward way to the changes in water budget. Using the simplified temperature dependent methane emission model developed by *Fung et al.* [1991], we find that in northern South America, 126000 years ago, the annual flux of methane emitted from natural wetlands was lower than at present, despite the increased water balance and the warmer temperatures, due to the enhancement of lake areas at the expense of wetlands (Table 3).

4. Discussion

[15] *Kaplan* [2001] showed in his modeling study that the extent of wetlands might have been larger 21000 years ago than at present, as a result of the continental shelves that were exposed at that time (particularly in the tropics). Our study shows that there is also potentially another mechanism that may have contributed to an increase in wetland area. Drying, in what are now moist tropical regions (e.g. northern south America and parts of northern tropical Africa), may have been enough to convert deep lakes into shallow wetlands. These wetlands then emitted methane and potentially increased (or limited the decrease of) the total CH_4 flux received by the atmosphere. In semi-arid subtropical regions (e.g. most of northern tropical Africa) drying during the LGM leads to a simulated dessication of wetlands and lakes and a decrease in the CH_4 flux to the atmosphere.

[16] Our results do not allow us to make any synthesis of the changes that have occurred at the last glacial maximum (nor at the last interglacial) because of both our limited areas and the fact that this version of HYDRA does not account for all types of wetland formations. However we feel confident that a bottom-up modelling approach is the appropriate tool to infer such changes because the competition between lakes and wetlands can only be solved if they are explicitely simulated.

[17] At this stage of our work, we cannot validate our conclusion based on field data since, to our knowledge, there is no such information. We encourage paleoclimatologists though to help us confirm (or disprove) our findings by extracting the appropriate informations from their data.

[18] Our approach, before being applied at the global scale, will also need a number of improvements including, as discussed in the 'tools and methods' section, the accounting of saturated soils and flooded plains in the definition of wetlands as described by *Coe et al.* [in review]. We will also need to use a sophisticated model for methane emissions from natural wetlands, such as the one developed by *Walter et al.* [1996].

[19] **Acknowledgments.** Allocation for computer time was provided by the CEA (Atomic Center for Energy). Analyses of this work was sponsored by the French Ministery of Research through the ACI "Jeunes Chercheurs", #3076 CDR 3.

References

Adams, J. M., H. Faure, L. Faure-Denard, M. McGlade, and F. I. Woodward, Increases in terrestrial carbon storage from the last glacial maximum to the present, *Nature*, *348*, 711–714, 1990.

Boone, D. R., Biological fomation and consumption of methane, in *Atmospheric methane: its role in the global environment*, ed. M. A. K. Khalil, 42–62, 2000.

Brook, E. J., T. Sowers, and J. Orchado, Rapid variations in atmospheric methane concentrations during the past 110,000 yars, *Science*, *273*, 1087–1091, 1996.

Brook, E. J., S. Harder, J. Severinghaus, E. J. Steig, and C. M. Sucher, On the origin and timing of rapid changes in atmospheric methane during the last glacial period, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*(2), 559–572, 2000.

Chappellaz, J., J.-M. Barnola, D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, and C. Lorius, Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years, *Nature*, *345*, 127–131, 1990.

Chappellaz, J. A., I. Y. Fung, and A. M. Thompson, The atmospheric CH_4 increase since the Last Glacial Maximum (1). Source estimates, *Tellus*, *45B*, 228–241, 1993.

Chappellaz, J., T. Blunier, A. Dällenbach, J.-M. Barnola, J. Schwander, D. Raynaud, and B. Stauffer, Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Holocene, *J. Geoph. Res.*, *102*(D13), 15,987–15,997, 1997.

Coe, M., and G. Bonan, Feedbacks between climate and surface water in Northern Africa during the middle-Holocene, *J. of Geoph. Res.*, *102*, 11,087–11,101, 1997.

Coe, M., A linked global model of terrestrial processes: simulation of modern rivers, lakes and wetlands, *J. Geoph. Res.*, *103*, 8885–8899, 1998.

Coe, M., S. Harrison, A comparison of the simulated surface water area in Northern Africa for the 6000 yr BP PMIP experiments, Paleoclimate modelling intercomparison project (PMIP) , Proceedings of the third PMIP Workshop (La Huardière, Canada, 4–8 October 1999), P. Braconnot, editor, pp. 65–68, 2000.

Coe, M., Modeling terrestrial hydrologic systems at the continental scale: Testing the accuracy of an atmospheric GCM, *Journal of Climate*, *13*, 686–704, 2000.

Coe, M. T., and J. A. Foley, Human and natural impacts on the water resources of the Lake Chad basin, *J. Geophys. Res.*, *106*, 3349–3356, 2001.

Coe, M. T., S. P. Harrison, Simulating the water balance of northern Africa during the mid-Holocene: an evaluation of the 6 ka BP PMIP experiments, *Clim. Dyn.* in press

Coe, M. T., M. H. Costa, A. Botta, and C. Birkett, Long-term simulations of discharge and floods in the Amazon basin, *J. Geophys. Res.*, in review.

Crutzen, P. J., and C. Brühl, A model study of the atmospheric temperatures and the concentrations of ozone, hydroxyl, and some other photochemically active gases during the glacial, the preindustrial Holocene and the present, *Geoph. Res. Lett.*, *20*(11), 1047–1050, 1993.

Dällenbach, A., T. Blunier, B. Stauffer, J. Chappellaz, and D. Raynaud, Changes in the atmospheric CH_4 gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene, *Geoph. Res. Lett.*, *27*(7), 1005–1008, 2000.

Fekete, B. M., C. Vörösmarty, W. Grabs, Global, Composite Runoff Fields Based on Observed River Discharge and Simulated Water Balances, Global Runoff Data Centre, Germany, Report No. 22, 1999.

Fung, I., J. John, J. Lerner, E. Matthews, M. Prather, L. P. Steele, and P. J. Fraser, Three-dimensional model synthesis of the global methane cycle, *J. Geoph. Res.*, *96*, 13,033–13,065, 1991.

Harzallah, A., and R. Sadourny, Internal versus SST-forced atmospheric variability as simulated by an atmospheric general circulation model, *J. Clim.*, *8*, 474–495, 1995.

Kaplan, J. O., Wetlands at the Last Glacial Maximum: distribution and methane emissions, In Geophysical Applications of Vegetation Modeling, PhD Thesis, pages 71–88, Lund University, ISBN 91-7874-089-4, 2001.

Leemans, R., W. P. Cramer, The IIASA Database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid, International Institute for Applied System Analysis, Laxenberg, 62 pp., 1991.

Martinerie, P., G. P. Brasseur, and C. Granier, The chemical composition of ancient atmospheres: a model study constrained by ice-core data, *J. of Geoph. Res.-Atmospheres*, *100*(D7), 14,291–14,304, 1995.

de Noblet, N., I. C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, and A. Haxeltine, Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation, *Geoph. Res. Lett.*, *23*(22), 3191–3194, 1996.

Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman, and M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, *Antarctica. Nature*, *399*, 429–436, 1999.

Pinto, J. P., and M. A. K. Khalil, The stability of tropospheric OH during ice ages, inter-glacial epochs and modern times, *Tellus*, *43AB*, 347–352, 1991.

Prentice, I. C., W. Cramer, S. P. Harrison, R. Leemans, R. A. Monserud, and A. M. Solomon, A global biome model based on plant physiology and dominance, soil propoerties and climate, *J. of Biogeogr.*, *19*, 117–134, 1992.

Thompson, A. M., J. A. Chappellaz, I. Y. Fung, and T. L. Kucsera, The atmospheric CH_4 increase since the Last Glacial Maximum (2). Interactions with oxidants, *Tellus*, *45B*, 242–257, 1993.

Walter, B., M. Heimann, R. Shannon, and J. White, A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands, *Geoph. Res. Lett.*, *23*, 3731–3734, 1996.

Bibliographie

Andersland, O. B., et B. Ladanyi, An introduction to frozen ground engineering, New York : Chapman & Hall, 1994.

Andre, J. C., J. P. Goutorbe, et A. Perrier, HAPEX/MOBILHY : A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climate scales, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *67*, 138–144, 1986.

Anisimov, O. A., N. I. Shiklomanov, et F. E. Nelson, Global warming and active-layer thickness : results from transient general circulation models, *Glob. Planet. Change*, *15*, 61–77, 1997.

Anisimov, O. A., et F. E. Nelson, Permafrost zonation and climate change in the Northern Hemisphere : results from transient general circulation models, *Climatic Change*, *35*, 241–258, 1997.

Anthes, R. A., Enhancement of convective precipitation by mesoscale variations in vegetation cover in semi-arid regions, *J. Climate Appl. Meteor.*, *23*, 541–554, 1984.

Apps, M. J., W. A. Kurz, R. J. Luxmore, L. O. Nilsson, R. A. Sedjo, R. Schmidt, L. G. Simpson, et T. S. Vinson, Boreal forests and tundra, *Water Air Soil Pollut.*, *70*, 39–53, 1993.

Aselmann, I., et P. J. Crutzen, Global distribution of natural freshwater wetlands and rice paddies, their net primary productivity, seasonality and possible methane emissions, *J. Atmos. Chem.*, *8*, 307–358, 1989.

Astakhov, S. A., J. I. Svendsen, A. Matiouchkov, J. Mangerud, O. Maslenikova, et J. Tveranger, Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern Europen Russia, *Boreas*, *28*, 23–45, 1999.

Avissar, R., Which type soil-vegetation-atmosphere transfer scheme is needed for general circulation models : a proposal for a higher-order scheme, *J. Hydrol.*, *212*, 136–154, 1998.

Avissar, R., E. W. Eloranta, K. Gurer, et G. J. Tripoli, An evaluation of the large-eddy simulation option of the regional atmospheric modeling system in simulating a convective boundary layer : a FIFE case study, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 1109–1130, 1998.

Barnola, J. M., D. Raynaud, Y. S. Korotkevich, et C. Lorius, Vostok ice core provides 160000-year record of atmospheric CO_2, *Nature*, *329*, 408–414, 1987.

Bartlett, K. B., et R. C. Harriss, Review an assessment of methane emissions from wetlands, *Chemosphere*, *26*, 261–320, 1993.

Bateman, M. D., et J. van Huissteden, The timing of the last glacial periglacial and aelian events, Twente, eastern Netherlands, *J. Quaternary. Sci.*, *14*, 277–283, 1999.

Beljaars, A. C. M., P. Viterbo, M. J. Miller, et A. K. Betts, The anomalous rainfall over the United States during July 1993 : Sensitivity to land surface parameterization and soil moisture anomalies, *Monthly Weather Rev.*, *124*, 362–383, 1996.

Beljaars, A. C. M., et P. Viterbo, The sensitivity of winter evaporation to the formulation of aerodynamic resistance in the ECMWF model, *Bound. Lay. Meteor.*, *71*, 135–149, 1994.

Benson, B., et J. Magnuson, Global lake and river ice phenology database, digital media, http ://nsidc.org/NOAA/LIAG, 2000.

Berger, A., et M. F. Loutre, Insolation values for the climate of the last 10 million years, *Quat. Sci. Rev.*, *10*, 297–317, 1991.

Betts, R. A., Self-beneficial effects of vegetation on climate in an Ocean-Atmosphere General Circulation Model, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 1457–1460, 1999.

Betts, A. K., J. H. Ball, A. C. M. Beljaars, M. J. Miller, et P. Viterbo, The land-surface atmosphere interaction : A review based on observational and global modeling perspectives, *J. Geophys. Res.*, *101*, 7209–7225, 1996.

Betts, R. A., P. M. Cox, S. E. Lee, et F. I. Woodward, Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations, *Nature*, *387*, 796–799, 1997.

Betts, A. K., P. Viterbo, A. C. M. Beljaars, H. L. Pan, S. Y. Hong, M. Goulden, et S. Wofsy, Evaluation of land-surface interaction in ECMWF and NCEP/NCAR reanalysis models over grassland (FIFE) and boreal forest (BOREAS), *J. Geophys. Res.*, *103*, 23079–23085, 1998.

Betts, A. K., P. Viterbo, , et E. F. Wood, Surface energy and water balances for the Arkansas-Red river basin from the ECMWF reanalysis, *J. Climate*, *11*, 2881–2897, 1999.

Betts, A. K., et A. C. M. Beljaars, Estimation of effective roughness length for heat and momentum from FIFE data, *Atmos. Res.*, *30*, 251–261, 1993.

Bhumralkar, C. M., Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, *J. Appl. Meteor.*, *14*, 67–100, 1975.

Blackadar, A. K., High resolution models of the planetary boundary layer, *Adv. Environ. Sci. Eng.*, *1*, 50–85, 1976.

Bolle, H. J., J. C. André, J. L. Arrue, H. K. Barth, P. Bessemoulin, A. Brasa, H. A. R. de Bruin, J. Cruces, G. Dugdale, E. T. Engman, D. L. Evans, R. Fantechi, F. Fiedler, A. Van de Griend, A. C. Imeson, A. Jochum, P. Kabat, T. Kratzsch, J. P. Lagouarde, I. Langer, R. Llamas, E. Lopez-Baeza, J. Melia Mialles, L. S. Muniasguren, F. Nerry, J. Noilhan, H. R. Oliver, R. Rath, S. S. Saatchi, S. Sanchez Diaz, M. de Santa Ollala, W. J. Shuttleworth, H. Sgaard, H. Stricker, J. Thornes, M. Vauclin, et D. Wickland, EFEDA : European field experiment in a desertification threatened area, *Ann. Geophysicae*, *11*, 173–189, 1993.

Bonan, G. B., Land-atmosphere CO_2 exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *100*, 2817–2831, 1995*a*.

Bonan, G. B., Sensitivity of a GCM simulation to inclusion of inland water surfaces, *J. Climate*, *8*, 2691–2704, 1995*b*.

Bonan, G., A land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies : Technical description and user's guide, NCAR Technical Note 417, NCAR, Boulder, Co., USA, 1996.

Bonan, G. B., D. Pollard, et S. L. Thompson, Effects of boreal forest vegetation on global climate, *Nature*, *359*, 716–718, 1992.

Bonfils, C., Le moyen-Holocène : Rôle de la surface continentale sur la sensibilité climatique simulée, Thèse de doctorat, Université de Paris 6, 2001.

Bonfils, C., N. de Noblet-Ducoudré, P. Braconnot, et S. Joussaume, Hot desert albedo and climate change : mid-Holocene monsoon in north Africa, *J. Climate*, *14*, 3724–3737, 2001.

Boone, D. R., Atmospheric methane : its role in the global environment, chapter Biological formation and consumption of methane, 42–62, Khalil, M.A.K., 2000.

Boone, A., V. Masson, T. Meyers, et J. Noilhan, The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer scheme, *J. Appl. Meteor.*, *39*, 1544–1569, 2000.

Bouwman, A., I. Fung, E. Matthews, et J. John, Global analysis of the potential for N_20 production in natural soils, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *7*, 557–597, 1993.

Bowling, L., D. Lettenmaier, N. B., P. Graham, D. Clark, M. El Maayar, R. Essery, S. Goers, Y. Gusev, F. Habets, B. van den Hurk, J. Jin, D. Kahan, D. Lohmann, X. Ma, S. Mahanama, D. Mocko, O. Nasonova, G. Niu, P. Samuelson, A. Shmakin, K. Takata, D. Verseghy, P. Viterbo, Y. Xia, Y. Xue, et Z. Yang, Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin : PILPS phase 2(e). 1 : Experiment description znd summary intercomparisons, *Global and Planetary Change*, *38*, 1–30, doi :10.1016/S0921-8181(03)00003-1, 2003.

Braconnot, P., S. Joussaume, O. Marti, et N. de Noblet, Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, (16), 2481–2484, 1999.

Braconnot, P., S. Joussaume, N. de Noblet, et G. Ramstein, Mid-Holocene and last glacial maximum African monsoon changes as simulated within the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, *Glob. Planet. Change*, *26*, 51–66, 2000.

Broccoli, A. J., et S. Manabe, The influence of continental ice, atmospheric CO_2, and land albedo on the climate of the last glacial maximum, *Clim. Dyn.*, *1*, 87–99, 1987.

Brown, J., et C. Haggerty, Permafrost digital databases now available, *EOS (Trans. Amer. Geophys. Union)*, *79*, (52), p634, 1998.

Budyko, M. I., The heat balance of the Earth's surface, Gidrometeoizdat, Leningrad, 1956.

Budyko, M., Climate and Life, Academic Press, 1974.

Cao, M., S. Marshall, et K. Gregson, Global carbon exchange and methane emissions from natural wetlands : Application of a process-based model, *J. Geophys. Res.*, *101*, 14399–14414, 1996.

Carrington, D. P., R. G. Gallimore, et J. E. Kutzbach, Climate sensitivity to wetlands and wetland vegetation in mid-Holocene North Africa, *Clim. Dyn.*, *17*, 151–157, 2001.

Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso, et H. J. Zwally, Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes, *Science*, *278*, 1104–1106, 1997.

Cess, R. D., M. Zhang, P. Minnis, L. Corsetti, E. G. Dutton, B. W. Forgan, D. P. Garber, W. L. Gates, J. J. Hack, E. F. Harrisson, X. Jing, J. T. Kiehl, C. N. Long, J. J. Morcrette, G. L. Potter, V. Ramanathan, B. Subasilar, C. H. Whitlock, D. F. Young, et Y. Zhou, Absorption of solar radiation by clouds : Observations versus models, *Science*, *267*, 496–499, 1995.

Chalita, S., et H. Le Treut, The albedo of temperate and boreal forests and the northern hemisphere climate : a sensitivity experiment using the LMD GCM, *Clim. Dyn.*, *10*, 213–240, 1994.

Chapman, W. L., et J. E. Walsh, Recent variations of sea ice and air-temperatures in high latitudes, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *74*, (1), 33–47, 1993.

Chappellaz, J., I. Y. Fung, et A. M. Thompson, The atmospheric CH_4 increase since the Last Glacial Maximum, *Tellus*, *45B*, 228–241, 1993.

Charney, J. G., W. J. Quirks, S. H. Chow, et J. Kornfield, A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions, *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1366–1385, 1977.

Cherkauer, K. A., et D. P. Lettenmaier, Hydrologic effects of frozen soils in the upper Mississippi river basin, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19599–19610, 1999.

Christensen, T. R., I. C. Prentice, J. Kaplan, A. Haxeltine, et S. Sitch, Methane flux from northern wetlands and tundra, *Tellus*, *48*, (Ser. B), 652–661, 1996.

Claquin, T., C. Roelandt, K. E. Kohfeld, S. P. Harrison, I. Tegen, I. C. Prentice, Y. Balkansky, G. Bergametti, M. Hansson, N. Mahowald, H. Rodhe, et M. Schulz, Radiative forcing of climate by ice-age atmospheric dust, *Clim. Dyn.*, *20*, 193–202, 2003.

CLIMAP, Seasonal reconstruction of the Earth's surface at the last glacial maximum, Map and Chart Series MC-36. Geol. Soc. of Am. Bull., Boulder, Co, USA, 1981, (Climate :Long-Range Investigation, Mapping and Prediction Project) Members.

Coe, M., Global simulation of lakes and river transport in climate models, and investigations of lake/climate feedbacks during the middle Holocene, Ph.D. thesis, Université de Wisconsin-Madison, 1997.

Coe, M. T., et G. B. Bonan, Feedbacks between climate and surface water in northern Africa during the middle Holocene, *J. Geophys. Res.*, *102*, 11087–11101, 1997.

Cogley, J., Global hydrographic data, release 2.0, technical report 91-1, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada, 1991.

Cogley, J., Global hydrographic data, release 2.2, technical report 98-1, Department of Geography, Trent University, Peterborough, Ontario, Canada, 1998.

COHMAP, Climatic changes of the last 18000 years : observations and model simulations, *Science*, *241*, 1043–1052, members, 1988.

Colman, R. A., et B. J. McAvaney, Sensitivity of the climate response of the atmospheric general circulation model to changes in convective parameterization and horizontal resolution, *J. Geophys. Res.*, *100*, 3155–3172, 1995.

Cox, P. M., R. A. Betts, C. B. Bunton, R. L. H. Essery, P. R. Rowntree, et J. Smith, The impact of a new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity, *Clim. Dyn.*, *15*, 183–203, 1999.

Cox, P. M., R. A. Betts, C. D. Jones, S. A. Spall, et I. J. Totterdell, Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model, *Nature*, *208*, 184–187, 2000.

Crowley, T. J., Ice age terrestrial carbon cycle changes revisited, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *9*, 377–389, 1995.

Crowley, T. J., et S. K. Baum, Effect of vegetation on an ice-age climate model simulation, *J. Geophys. Res.*, *102*, 16463–16480, 1997.

Cubasch, U., K. Hasselmann, H. Hock, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz, B. D. Santer, et R. Sausen, Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model, *Clim. Dyn.*, *8*, 55–69, 1992.

Cubasch, U., et G. A. Meehl, Projections for future climate change, in *Climate Change 2001 : The scientific Basis*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. Van der Linden, X. Dai, K. Maskell, et C. A. Johnson, 525–582, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, 2001.

De Angelis, M., J. P. Steffensen, M. R. Legrand, H. B. Clausen, et C. U. Hammer, Primary aerosol (sea salt and soil dust) deposited in Greenland ice during the last climatic cycle : comparison with East Antarctic records, *JGR*, *Oceans 102*, 26681–26698, 1997.

Deardoff, J. W., A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models, *J. Appl. Meteor.*, *16*, 1182–1185, 1977.

Deardoff, J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Res.*, *83*, 1889–1903, 1978.

Delire, C., S. Levis, G. Bonan, J. A. Foley, M. Coe, et S. Vavrus, Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land-surface models, *Clim. Dyn.*, *19*, 657–669, 2002.

Delisle, G., Numerical simulation of permafrost growth and decay, *J. Quaternary. Sci.*, *13*, 325–333, 1998.

Delmonte, B., J. R. Petit, et V. Maggi, Glacial to Holocene implications of the new 27000-year dust record from the EPICA Dome C (East Antarctica) ice core, *Clim. Dyn.*, *18*, 647–660, 2002.

Demchenko, P. F., A. V. Eliseev, et I. I. Mokhov, Sensitivity of permafrost cover in the Northern Hemisphere to climate change, *Clivar Exchanges*, *6*, (3), 9–11, 2001.

de Noblet-Ducoudré, N., E. Poutou, J. Chappellaz, M. Coe, et G. Krinner, Indirect relationship between surface water budget and wetland extent, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, (13), doi :10.1029/2001GL013929, 2002.

de Noblet, N., I. C. Prentice, S. Joussaume, D. Texier, A. Botta, et A. Haxeltine, Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 3191–3194, 1996.

Desborough, C. E., Evaporative surface stress in land surface models : impact of inter-model parameterization differences, Ph.D. thesis, Macquarie University Sidney, 1998.

Dickinson, R. E., Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models, *Climate Processes and Climate Sensitivity, Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union*, *29*, 58–72, 1974.

Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, et P. J. Kennedy, Biosphere-atmosphere transfer scheme BATS version 1e as coupled to the NCAR community climate model, NCAR Technical Note 387, NCAR, Boulder, Co., USA, 1993.

Dickinson, R. E., M. Shaikh, R. Bryant, et L. Graumlich, Interactive canopies for a climate model, *J. Climate*, *11*, 2823–2836, 1998.

Dickinson, R. E., et A. Henderson-Sellers, Modelling tropical deforestation : a study of GCM land-surface-parameterizations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *114*, 439–462, 1988.

Diffenbaugh, N. S., et L. C. Sloan, Global climate sensitivity to land surface change : the mid-Holocene revisited, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, (10), 114, 2002.

Dise, N. B., Methane emissions from peatlands in northern Minnesota, Ph.D dissertation, University of Minnesota, 1991.

Doherty, R., J. Kutzbach, J. Foley, et D. Pollard, Fully coupled climate/dynamical vegetation model simulations over Northern Africa during the mid-Holocene, *Clim. Dyn.*, *16*, (8), 561–573, 2000.

Douville, H., J.-F. Royer, et J. F. Mahfouf, A new snow parameterization for the Météo-France climate model. 1. Validation in stand-alone experiments, *Clim. Dyn.*, *12*, 21–35, 1995.

Douville, H., et J.-F. Royer, Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Météo-France GCM, *Clim. Dyn.*, *12*, 449–466, 1996.

Douville, H., et J.-F. Royer, Influence of the temperate and the boreal forests on the northern hemisphere climate in the Météo-France climate model, *Clim. Dyn.*, *13*, 57–74, 1997.

Ducoudré, N., K. Laval, et A. Perrier, SECHIBA, a new set of parameterizations of the hydrologic exchanges at the land-atmosphere interface within the LMD AGCM, *J. Climate*, *6*, 248–273, 1993.

Dunfield, P., R. Knowles, R. Dumont, et T. R. Moore, Methane production and consumption in temperate and subarctic peat soils : response to temperature and pH, *Soil Biol. Biochem.*, *25*, 321–326, 1993.

Dunne, K. A., et C. J. Willmott, Global distribution of plant-extractable water capacity of soil, *Int. J. Climatol.*, *16*, 16841–16859, 1996.

Edwards, M. E., P. M. Anderson, L. B. Brubaker, T. A. Ager, A. A. Andreev, N. H. Bigelow, L. C. Cwynar, W. R. Eisner, S. P. Harrison, F.-S. Hu, D. Jolly, A. V. Lozhkin, G. M. MacDonald, C. J. Mock, J. C. Ritchie, A. V. Sher, R. W. Spear, J. W. Williams, et G. Yu, Pollen-based biomes for Beringia 18000, 6000 and 0 14C yr B.P., *J. Biogeog.*, *27*, 521–554, 2000.

Eltahir, E., et R. Bras, Precipitation recycling, *Rev. Geophys.*, *34*, 367–378, 1996.

(FAO)/Unesco, Soil map of the world, Food and Agriculture Organization, 1 :5,000,000, vol. I-X, 1974–1981.

Farouki, O. T., The thermal properties of soils in cold regions, *Cold Regions Sci. Tech.*, *5*, 67–75, 1981.

Farouki, O. T., Evaluation of methods for calculating soil thermal conductivity, *Cold Regions Res. Engineering Laboratory Rep.*, *82*, (8), 1–58, 1982.

Ferranti, L., F. Molteni, et T. N. Palmer, Impact of localized tropical and extratropical SST anomalies in ensembles of seasonla GCM integrations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *120*, 1613–1645, 1994.

Fily, M., A. Royer, K. Goïta, et C. Prigent, A simple retrieval method for land surface temperature and fraction of water surface determination from satellite microwave brightness temperature in sub-arctic areas, *Remote Sens. Environ.*, *85*, 328–339, 2003.

Foley, J. A., J. E. Kutzbach, et M. T. Coe, Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch, *Nature*, *371*, 52–54, 1994.

Forman, S. L., O. Ingólfsson, V. Gataullin, W. F. Manley, et H. Lokrantz, Late quaternary stratigraphy of western Yamal Peninsula, Russia : new constraints on the configuration of the Eurasian ice sheet, *Geology*, *27*, 807–810, 1999.

Fox, J. D., Incorporating freeze-thaw calculations into a water balance model, *Water Resour. Res.*, *28*, 2229–2244, 1992.

Friedlingstein, P., L. Bopp, P. Ciais, J. L. Dufresne, L. Fairheaud, H. Le Treut, P. Monfray, et J. Orr, Positive feedback between future climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1543–1546, 2001.

Friedlingstein, P., J. L. Dufresne, P. Cox, et P. Rayner, On the magnitude of positive feedback between climate change and the carbon cycle, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi :10.1029/2001GL013777, 2002.

Fukuda, M., Methane flux from thawing siberian permafrost (ice complexes)-results from field observations, *Eos, Trans Am. Geophys. Union*, *75*, (44), 86, 1994.

Fung, I., J. John, J. Lerner, E. Matthews, M. Prather, L. Steele, et P. Fraser, Global budget of atmospheric methane : results from a three-dimensional global model synthesis, *J. Geophys. Res.*, *96*, 13033–13065, 1991.

Gallimore, R. G., et J. E. Kutzbach, Role of orbital induced changes in tundra area in the onset of glaciation, *Nature*, *381*, 503–505, 1996.

Gataullin, V., J. Mangerud, et J. Svendsen, The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea, *Glob. Planet. Change*, *31*, 451–472, 2001.

Gates, W., AMIP : the Atmospheric Model Intercomparison Project, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *73*, 1962–1970, 1992.

Gates, W. L., J. Boyle, C. Covey, C. Dease, C. Doutriaux, R. Drach, M. Fiorino, P. Gleckler, J. Hnilo, S. Marlais, T. Phillips, G. Potter, B. Santer, K. Sperber, T. K., et D. Williams, An overview of the results of the Atmospheric Model Intercomparison Project AMIP I, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *73*, 1962–1070, 1998.

Gel'fan, A. N., Comparison of two methods of calculating soil freezing depth, *Sov. Meteorol. Hydrol.*, *2*, 78–83, 1989.

Giard, D., et E. Bazile, Implementation of a new assimilation scheme for soil and surface variables in a global NWP model, *Monthly Weather Rev.*, *128*, 997–1015, 2000.

Gitz, V., et P. Ciais, Amplifying effects of land-use change on future atmospheric CO_2 levels, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *17*, doi :10.1029/2002GB001963, 2003.

Goulden, M. L., S. C. Wofsy, J. W. Harden, S. E. Trumbore, P. M. Crill, S. T. Gower, T. Fries, B. O. Daube, S. M. Fan, D. J. Sutton, A. Bazzaz, et J. W. Munger, Sensitivity of boreal carbon balance to soil thaw, *Science*, *279*, 214–217, 1998.

Goutorbe, J. P., T. Lebel, A. Tinga, P. Bessemoulin, J. Bouwer, A. J. Dolman, E. T. Engman, J. H. C. Gash, M. Hoepffner, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. D. Prince, F. Saïd, P. Sellers, et J. S. Wallace, HAPEX-Sahel : A large scale study of land atmosphere interactions in the semi-arid tropics, *Ann. Geophysicae*, *12*, 53–64, 1994.

Grichuk, V. P., Y. Y. Gurtovaya, E. M. Zelikson, O. K. Borisova, et A. A. Velichko, Methods and results of Late Pleistocene paleoclimatic reconstructions, 251–260, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1984.

Groisman, P. Y., T. R. Karl, et R. W. Knight, Observed impact of snow cover on the heat balance and the rise of continental spring temperatures, *Science*, *263*, 198–200, 1994.

Hanebuth, T., K. Stattegger, et P. M. Grootes, Rapid flooding of the Sunda Shelf : a late glacial sea level record, *Science*, *288*, 1033–1035, 2000.

Harrison, S. P., D. Jolly, F. Laarif, A. Abe-Ouchi, B. Dong, K. Herterich, C. Hewitt, S. Joussaume, J. E. Kutzbach, J. Mitchell, N. de Noblet, et P. Valdes, Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing, *J. Climate*, *11*, 2721–2742, 1998.

Harrison, S. P., J. E. Kutzbach, Z. Liu, P. J. Bartlein, B. Otto-Bliesner, D. Muhs, I. C. Prentice, et R. S. Thompson, Mid-holocene climates of the americas : a dynamical response to changed seasonality, *Clim. Dyn.*, 663–688, doi :10.1007/s00382-002-0300-6, 2003.

Harzallah, A., et R. Sadourny, Internal versus SST-forced atmospheric variability as simulated by an atmospheric general circulation model, *J. Climate*, *8*, 474–495, 1995.

Hein, D., P. J. Crutzen, et M. Heimann, An inverse modeling approach to investigate the global atmospheric methane cycle, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *11*, 43–76, 1997.

Henderson-Sellers, A., Calculating the surface energy balance for lake and reservoir modeling : a review, *Rev. Geophys.*, *24*, 625–649, 1986.

Henderson-Sellers, A., Z. L. Yang, et R. E. Dickinson, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *74*, 1335–1349, 1993.

Henderson-Sellers, A., A. Pitman, P. Love, P. Irannejad, et T. Chen, The Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes (PILPS) : Phases 2 and 3, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *76*, 489–503, 1995.

Hinkel, K. M., F. Paetzold, F. E. Nelson, et J. G. Bockheim, Patterns of soil temperature and moisture in the active layer and upper permafrost at Barrow, Alaska :1993-1999, *Glob. Planet. Change*, *29*, 293–309, 2001.

Hinzman, L. D., et D. L. Kane, Potential response of an arctic watershed during a period of global warming, *J. Geophys. Res.*, *97*, 2811–2820, 1992.

Hostetler, S., Simulation of lake ice and its effect on the late-pleistocene evaporation rate of Lake Lahontan, *Clim. Dyn.*, *6*, 43–48, 1991.

Hostetler, S. W., F. Giorgi, G. T. Bates, et P. J. Bartlein, Lake-atmosphere feedbacks associated with paleolakes Bonneville and Lahontan, *Science*, *263*, 665–668, 1994.

Hostetler, S. W., et P. J. Bartlein, Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur lake, Oregon, *Water Resour. Res.*, *26*, 2603–2612, 1990.

Houghton, J. T., B. A. Callandar, et S. K. Varney, Climate Change 1992 : the supplementary report to the IPCC scientific assessment, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1992.

Houghton, J. T., L. G. Meira Filho, B. A. Callendar, N. Harris, A. Kattenberg, et K. Maskell, Climate Change 1995. The science of climate change, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1996.

Hourdin, F., Etude de la simulation numérique de la circulation générale des atmosphères planétaires, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 1992.

Houweling, S., F. Dentener, et J. Lelieveld, Simulation of preindustrial atmospheric methane to constrain the global source strength of natural wetlands, *J. Geophys. Res.*, *105*, 17243–17225, 2000.

Humlum, O., Soil temperatures from Disko Island (Qeqertarsuaq/Godhavn) Greenland, version1.0. CD-ROM from nsidc@kryos.colorado.edu, 1998.

Hutchinson, G. E., et H. Löffler, The thermal classification of lakes, *Proc. Nat. Acad. Sci.*, *42*, 84–86, 1956.

International Permafrost Association, D., Circumpolar active-layer permafrost system (CAPS) version 1.0., CD-ROM, 1998.

IPA (International Permafrost Association, Data Information Working Group, c., National Snow and Ice Data Center, digital data available from *nsidc@kryos.colorado.edu*, 1998.

IPCC, Climate Change-The IPCC Scientific Assessment, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, 1990.

IPCC, IPCC Third Assessment Report : Climate Change 2001 - The scientific basis, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New-York, 2001.

Jackson, R. B., J. Canadell, J. R. Ehleringer, H. A. Mooney, O. E. Sala, et E. D. Schulze, A global analysis of root distributions for terrestrial biomes, *Oecologia*, *108*, (3), 389–411, 1996.

Jin, H., S. Li, G. Cheng, et S., Permafrost and climatic change in China, *Glob. Planet. Change*, *26*, 387–404, 2000.

Johansen, O., Thermal conductivity of soils, Thèse de doctorat, Norway :Trondheim University, 1975.

Jorgenson, M. T., C. H. Racine, J. C. Walters, et T. E. Osterkamp, Permafrost degradation and ecological changes associated with a warming climate in central Alaska, *Climatic Change*, *48*, 551–579, 2001.

Joussaume, S., Paleoclimatic tracers : an investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions. 1. desert dust, *J. Geophys. Res.*, *98*, 2767–2805, 1993.

Joussaume, S., et K. E. Taylor, Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP), in *Proc 1st Int. AMIP Sci. Conf.*, vol. WRCP-92, 425–430pp, Monterrey, California, USA, 15-19 May 1995, 1995.

Joussaume, S., et K. E. Taylor, The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project, in *Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP)*, edited by P. Braconnot, *WMO/TD-no. 1007*, vol. WRCP-111, 9–24pp, Proc Third PMIP Workshop, Canada,4-8 October 1999, 2000.

Kageyama, M., O. Peyron, S. Pinot, P. Tarasov, J. Guiot, S. Joussaume, et G. Ramstein, The Last Glacial Maximum over Europe and western Siberia : a PMIP comparison between models and data, *Clim. Dyn.*, *17*, 23–43, 2001.

Kageyama, M., et P. J. Valdes, Impact of the North American ice-sheet orography on the Last Glacial Maximum eddies and snowfall, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 1515–1518, 2000.

Kaplan, J. O., Wetlands at the Last Glacial Maximum : distribution and methane emissions, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, (6), doi :10.1029/2001GL013366, 2002.

Kiehl, J. T., J. J. Hack, M. H. Zhang, et R. D. Cess, Sensitivity of a GCM climate to enhanced shortwave absorption, *J. Atm. Sci.*, *8*, 2200–2212, 1995.

Kienast, F., C. Siegert, A. Dereviagin, et D. Hans Mai, Climatic implications of the Late Quaternary plant macrofossil assemblages from the Taymy Peninsula, Siberia, *Glob. Planet. Change*, *31*, 265–281, 2001.

Kleidon, A., K. Fraedrich, et M. Heimann, A green planet versus a desert world : estimating the maximum effect of vegetation on the land surface climate, *Climatic Change*, *44*, 471–493, 2000.

Kohfeld, K. E., et S. P. Harrison, How well can we simulate past climates ? evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets, *Quat. Sci. Rev.*, *19*, 321–346, 2000.

Koren, V., J. Schaake, K. Mitchell, Q.-Y. Duan, F. Chen, et J. M. Baker, A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models, *J. Geophys. Res.*, *104*, 19569–19585, 1999.

Koster, R. D., et M. J. Suarez, Energy and water balance circulations in the MOSAIC LSM, *NASA Tech. Memo.*, *9*, (104606), 58pp, 1996.

Krinner, G., Simulations du climat des calottes de glace, Thèse de doctorat, Université Grenoble 1, partially in French, 1997.

Krinner, G., N. Viovy, N. de Noblet, J. Ogée, P. Friedlingstein, P. Ciais, S. Sitch, J. Polcher, et I. Colin Prentice, A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system, en préparation.

Krinner, G., C. Genthon, Z.-X. Li, et P. Le Van, Studies of the Antarctic climate with a stretched-grid general circulation model, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13731–13745, 1997.

Krinner, G., Impact of lakes and wetlands on boreal climate, *J. Geophys. Res.*, sous presse.

Kubatzki, C., et M. Claussen, Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum, *Clim. Dyn.*, *14*, 461–471, 1998.

Kukkonen, I. T., et J. Safanda, Numerical modelling of permafrost in bedrock in northern Fennoscandia during the Holocene, *Glob. Planet. Change*, *29*, 259–273, 2001.

Kutzbach, J. E., P. J. Guetter, P. J. Behling, et R. Selin, Simulated climatic changes : results of the COHMAP climate-model experiments, in *Global climates since the Last Glacial Maximum*, edited by H. E. J. Wright, J. E. Kutzbach, T. Webb III, W. F. Ruddiman, F. A. Street-Perrott, et P. J. Bartlein, 24–93, University of Minnesota Press, USA, 1993.

Kutzbach, J. E., G. Bonan, J. Foley, et S. P. Harrison, Vegetation/soil feedbacks and African monsoon response to orbital forcing in the Holocene, *Nature*, *384*, 623–626, 1996.

Kutzbach, J. E., et H. E. Wright, Simulation of the climate of 18000 years BP : results for the north american/north atlantic/european sector and comparison with the geologic record of north america, *Quat. Sci. Rev.*, *4*, 147–187, 1985.

Labeyrie, L. D., J. C. Duplessy, J. Duprat, A. Juillet-Leclers, J. Moyes, E. Michel, N. Kallel, et N. J. Shackleton, Changes in the vertical structure of the North Atlantic ocean between glacial and modern times, *Quat. Sci. Rev.*, *11*, 401–413, 1992.

Legates, D. R., et C. Willmott, Mean seasonal and spatial variability in gauge-corrected, global precipitation, *Int. J. Climatol.*, *10*, 111–127, 1990.

Lehner, B., et P. Döll, The global 1°raster map of wetlands, lakes and reservoirs WELAREM1, digital data available from http ://www.usf.uni-kassel.de/usf/mitarbeit/homepages/doell/research8.htm, 1998.

Lelieveld, J., P. J. Crutzen, et F. J. Dentener, Changing concentration, lifetime and climate forcing of atmospheric methane, *Tellus*, *50B*, 128–150, 1998.

Levis, S., et J. A. Foley, CO_2, climate, and vegetation feedbacks at the Last Glacial Maximum, *J. Geophys. Res.*, *104*, 31191–31198, 1999.

Liang, X., E. Wood, et D. Lettenmaier, Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model : Evaluation and modification, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *13*, 195–206, 1996.

Lliboutry, L., Traité de glaciologie 1 : Glace, Neige, Hydrologie nivale, Masson, 1964.

Lofgren, B. M., Simulated effects of idealized Laurentian Great Lakes on regional and large-scale climate, *J. Climate*, *10*, 2847–2858, 1997.

Loth, B., H. F. Graf, et J. M. Oberhuber, Snow cover model for global climate simulations, *J. Geophys. Res.*, *98*, 10451–10464, 1993.

Lunardini, V., Heat conduction with freezing or thawing, technical report 88-1, US Army Corps of Engineers, 1988.

Luo, L., A. Robock, K. Vinnikov, A. Schlosser, A. Slater, et 25 others, Effects of frozen soil temperature, spring infiltration, and runoff : Results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia, *J. Hydrometerolol.*, *4*, 334–351, 2003.

Lynch-Stieglitz, M., The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, *J. Climate*, *7*, 1842–1855, 1993.

Magnuson, J. J., D. M. Robertson, B. J. Benson, R. H. Wynne, D. M. Livingstone, T. Arai, R. A. Assel, R. G. Barry, V. Card, E. Kuusisto, N. G. Granin, T. D. Prowse, K. M. Stewart, et V. S. Vuglinski, Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere, *Science*, *289*, 1743–1746, 2000.

Mahfouf, J. F., The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations, *J. Climate Appl. Meteor.*, *26*, 1483–1495, 1987.

Mahowald, N., K. Kohfeld, M. Hansson, Y. Balkanski, S. P. Harrison, I. Prentice, M. Schulz, et H. Rodha, Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate : a comparison of model results with paleodata from ice cores and sediments, *J. Geophys. Res.*, *104*, 15895–15916, 1999.

Manabe, S., Climate and ocean circulation. I. The atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface, *Monthly Weather Rev.*, *97*, 739–774, 1969.

Manabe, S., et A. J. Broccoli, The influence of continental ice sheets on the climate of an Ice Age, *J. Geophys. Res.*, *90*, 2167–2190, 1985.

Manabe, S., et J. L. Holloway, The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, *80*, 1617–1649, 1975.

Manabe, S., et R. T. Wetherald, The seasonal variation of the hydrologic cycle as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *44*, 1211–1649, 1987.

Mangerud, J., J. I. Svendsen, et V. I. Astakhov, Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia, *Boreas*, *28*, 46–80, 1999.

Mangerud, J., V. I. Astakhov, A. Murray, et J. I. Svendsen, The chronology of a large ice-dammed lake and the Barents-Kara Ice Sheet advances, Northern Russia, *Glob. Planet. Change*, *31*, 321–336, 2001.

Maslanik, J., et J. Stroeve, 1990- March 2000 DMSP SSM/I daily polar gridded brightness temperatures, NSIDC Distributed Active Archive Center, Univ. of Colo. Bouler, 2000, CD-Rom.

Mason, I. M., A. R. Harris, C. M. Birkett, W. Cudlip, et C. G. Rapley, Remote sensing of lakes for the proxy monitoring of climatic change, *Proc. 16th Ann. Conf. Remote Sensing Society*, 314–324, 1991.

Matthews, E., et I. Fung, Methane emission from natural wetlands : Global distribution, area, and environmental characteristics of sources, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *1*, 61–86, 1987.

May, W., A time-slice experiment with the ECHAM4 A-GCM at high resolution : the experimental design and the assessment of climate change as compared to a greenhouse gas experiment with ECHAM4/OPYC at low resolution, 93pp, DMI Scientific Report, 1999.

May, W., et E. Roeckner, A time slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution : the impact of horizontal resolution on annual mean climate change, *Clim. Dyn.*, *17*, 407–420, 2001.

McGuffie, K., A. Henderson-Sellers, H. Zhang, T. B. Durbidge, et A. J. Pitman, Global climate sensitivity to tropical deforestation, *Glob. Planet. Change*, *10*, 97–128, 1995.

Meeson, B. W., F. E. Corprew, J. M. P. McManus, D. M. Myers, J. W. Closs, K. J. Sun, D. J. Sunday, et P. J. Sellers, ISLSCP Initiative 1-Global data sets for land-atmosphere models :1987-1988, published on CD by NASA available from *http* : *//daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/ISLSCP/islscp*$_i$*1.html*, 1995.

Meleshko, V. M., P. V. Kattsov, P. Sporyshev, V. S. V., et V. A. Govorkova, Feedback processes in climate system : cloud radiation and water vapour feedbacks interaction, *Meteorologia i Gidrologia (Russian Meteorology and Hydrology)*, *2*, 22–45, 2000.

Menzel, A., et P. Fabian, Growing season extended in Europe, *Nature*, *397*, 659, 1999.

Michael, W., Wetlands : a threatened landscape, Blackwell, 1990.

Michaelson, G. J., C. L. Ping, et J. M. Kimble, Carbon storage and distribution in tundra soils of Arctic Alaska, U.S.A., *Arct. Alp. Res.*, *28*, (4), 414–424, 1996.

Mihailovic, D. T., Description of a land-air parameterization scheme (LAPS), *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *13*, 207–215, 1996.

Minschwaner, K., R. W. Carver, B. P. Briegleb, et A. E. Roche, Infrared radiative forcing and atmospheric lifetimes of trace species based on observations from UARS, *J. Geophys. Res.*, *103*, 23243–23253, 1998.

Mitchell, J. F. B., C. A. Wilson, et W. M. Cunnington, On CO_2 climate sensitivity and model dependence of results, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *113*, 293–322, 1987.

Mitchell, J. F. B., T. C. Johns, et C. A. Senior, Transient response to increasing greenhouse gases using models with and without flux adjustment, Bracknell, Hadley Centre, 1998.

Monteith, J. L., Vegetation and the atmosphere. Vol 1 : Principles, 439, Academic Press, 1975.

Myneni, R. B., C. D. Keeling, C. J. Tucker, G. Asrar, et R. R. Nemani, Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981 to 1991, *Nature*, *386*, 698–702, 1997.

National Snow, et Ice Data Center, Northern Hemisphere weekly snow cover and sea ice extent, digital data availabe from nsidc@kryos.colorado.edu, 1998.

Nelson, F. E., K. M. Hinkel, N. I. Shiklomanov, G. R. Mueller, L. L. Miller, et D. A. Walker, Active-layer thickness in north central Alaska : systematic sampling, scale and spatial autocorrelation, *J. Geophys. Res.*, *103*, 28963–28973, 1998.

Nelson, F. E., O. A. Anisimov, et N. I. Shiklomanov, Subsidence risk from thawing permafrost, *Nature*, *410*, 889–890, 2001.

Nelson, F. E., et O. A. Anisimov, Permafrost zonation in Russia under anthropognic climatic change, *Permafrost Periglacial Processes*, *4*, 137–148, 1993.

Nemani, R. R., C. D. Keeling, H. Hashimoto, W. M. Jolly, S. C. Piper, C. Tucker, R. B. Myneni, et S. W. Running, Climate-driven increases in global terrestrial net primary prodiction from 1982 to 1999, *Science*, *300*, 1560–1563, 2003.

Neue, H. U., et H. W. Scharpenseel, Organic Matter and Rice, chapter Gaseous products of decomposition of organic matter in submerged soils, 311–328, Int. Rice Res. Inst. Manila, Philippines, 1984.

New, M., M. Hulme, et P. Jones, Representing twentieth-century space–time climate variability. Part I : Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology, *J. Climate*, *12*, 829–856, 1999.

Osterkamp, T. E., L. Viereck, Y. Shur, M. T. Jorgenson, C. Racine, A. Doyle, et R. D. Boone, Observations of thermokarst and its impact on boreal forests in Alaska, U.S.A., *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, *32*, (3), 303–315, 2000.

Osterkamp, T. E., et V. Romanovsky, Characteristics of changing permafrost temperatures in the Alaskan Arctic, *Arc. Alp. Res*, *28*, 267–273, 1996.

Osterkamp, T. E., et V. Romanovsky, Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska, *Permafrost Periglacial Proc.*, *10*, 17–37, 1999.

Peltier, W. R., Ice age paleotopography, *Science*, *265*, 195–201, 1994.

Peltier, W., Postglacial variations in the level of the sea : implications for climate dynamics and solid-earth geophysics, *Review Geophys.*, *36*, 603–689, 1998.

Petit, J. R., J. Jouzel, D. Raynaud, N. I. Barkov, J. M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V. M. Kotlyakov, M. Legrand, V. Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pepin, C. Ritz, E. Saltzman, et M. Stievenard, Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, *399*, 429–436, 1999.

Peyron, O., J. Guiot, R. Cheddadi, P. Tarasov, M. Reille, J. L. de Beaulieu, S. Bottema, et V. Andrieu, Climatic reconstruction in Europe for 18000 yr B.P. from pollen data, *Quat. Res.*, *49*, 183–196, 1998.

Phillips, P. J., et I. M. Held, The response to orbital perturbations in an atmospheric model coupled to a slab ocean, *J. Climate*, *7*, 767–782, 1994.

Pilewski, P., et F. P. J. Valero, Direct observations of excess absorption by clouds, *Science*, *267*, 1626–1629, 1995.

Pinot, S., G. Ramstein, S. P. Harrison, I. C. Prentice, J. Guiot, M. Stute, et S. Joussaume, Tropical paleoclimates at the last glacial maximum : comparison of Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations and data, *Clim. Dyn.*, *15*, 857–874, 1999.

Pitman, A. J., Z.-L. Yang, J. G. Cogley, et A. Henderson-Sellers, Description of bare essentials of surface transfer for the bureau of meteorology research center AGCM, technical report 32, BMRC Research Report, 1991.

Pitman, A. J., R. Pielke, R. Avissar, M. Claussen, J. Gash, et H. Dolman, The role of the land surface in weather and climate : does the land surface matter ?, *Glob. Change News Let.*, *39*, 4–11, 1999.

Polcher, J., Etude de la sensibilité du climat tropical à la deforestation, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 1994.

Polcher, J., K. Laval, L. Dümenil, J. Lean, et P. R. Rowntree, Comparing three land surface schemes used in general circulation models, *J. Hydrol.*, *180*, 373–394, 1996.

Polcher, J., et K. Laval, The impact of african and amazonian deforestation on tropical climate, *J. Hydrol.*, *155*, 389–405, 1994.

Polyak, L., V. Gataullin, O. Okuneva, et V. Stelle, New constraints on the limits of the Barents-Kara Ice Sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea, *Geology*, *28*, 611–614, 2000.

Potter, C. S., An ecosystem simulation model for methane production and emission from wetlands, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *11*, 495–506, 1997.

Poutou, E., G. Krinner, C. Genthon, et N. de Noblet-Ducoudré, Role of soil freezing in boreal future climate change, *Clim. Dyn.*, en révision.

Poutou, E., G. Krinner, C. Genthon, et M. Sacchettini, Sensitivity of simulated future boreal climate change to terrestrial open water surfaces, *Climatic Change*, soumis.

Prather, M., R. Derwent, D. Ehhalt, P. Fraser, E. Sanhueza, et X. Zhou, Other trace gases and atmospheric chemistry, in *Climate Change 1994 : Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92 Emission scenarios*, edited by J. T. Houghton, L. G. Meira Filha, J. Bruce, H. Lee, B. A. Callender, E. Haites, N. Harris, et K. Maskell, Cambridge University Press, Cambridge, New-York, 1995.

Prigent, C., E. Matthews, P. Aires, et W. Rossow, Remote sensing of global wetland dynamics with multiple satellite data sets, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 4631–4634, 2001.

Prinn, R., R. F. Weiss, F. Alyea, D. M. Cunnold, P. J. Fraser, P. G. Simmonds, A. J. Crawford, R. A. Rasmussen, et R. D. Rosen, Atmospheric n_20 from the ALE/GAGE network, in *Trends '93 : A Compendium of Data on Global Change*, edited by T. A. Boden, D. P. Kaiser, R. J. Sepanski, et F. W. Stoss, vol. ORNL/CDIAC-65, 396–420, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., U.S.A., 1994.

Pulliam, W. M., Carbon dioxide and methane exports from a southeastern floodplain swamp, *Ecol. Monogr.*, *63*, 29–53, 1993.

Qingbai, W., Z. Yuanlin, et L. Yonshi, Evaluation model of permafrost thermal stability and thawing sensitivity under engineering activity, *Cold Regions Sci. Tech.*, *34*, 19–30, 2002.

Ramanathan, V., B. Subasilar, G. Zhang, W. Conant, R. D. Cess, J. T. Kiehl, H. Grassl, et L. Shi, Warm pool heat budget and shortwave cloud forcing - A missing physics, *Science*, *267*, 499–503, 1995.

Randerson, J. T., C. B. Field, I. Y. Fung, et P. P. Tans, Increases in early season ecosystem uptake explain recent changes in the seasonal cycle of atmospheric CO_2 at high northern latitudes, *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 2765–2768, 1999.

Raynaud, D., J. Jouzel, J. M. Barnola, J. Chappellaz, R. Delmas, et C. Lorius, The ice record of greenhouse gases, *Science*, *259*, 926–934, 1993.

Renssen, H., R. F. B. Isarin, J. Vandenberghe, M. Lautenschlager, et U. Schlese, Permafrost as a critical factor in paleoclimate modeling : the Younger Dryas case in Europe, *Earth Planet. Sci.*, *176*, 1–5, 2000.

Renssen, H., et M. Lautenschlager, The effect of vegetation in a climate model simulation on the Younger Dryas, *Glob. Planet. Change*, *26*, 423–443, 2000.

Renssen, H., et J. Vanderberghe, Investigation of the relationship between permafrost distribution in NW Europe and extensive winter sea-ice cover in the North Atlantic Ocean during cold phases of the Last Glaciation, *Quat. Sci. Rev.*, *22*, 209–223, 2003.

Rind, D., D. Peteet, et G. Kukla, Can Milankovitch orbital variations initiate the growth of ice sheets in a general circulation model ?, *J. Geophys. Res.*, *94*, (D10), 12851–12871, 1989.

Ritz, C., A. Fabre, et A. Letréguilly, Sensitivity of a Greenland ice sheet model to ice flow and ablation parameters : consequences for the evolution through the last climatic cycle, *Clim. Dyn.*, *13*, 11–24, 1997.

Robertson, D. M., R. A. Ragotzkie, et J. J. Magnuson, Lake ice records used to detect historical and future climatic changes, *Climatic Change*, *21*, 407–427, 1992.

Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, M. Christoph, M. Claussen, L. Dümenil, M. Esch, M. Giorgetta, U. Schlese, et U. Schulzweida, The atmospheric general circulation model ECHAM-4 : model description and simulation of present-day climate, *MPI-Report 218*, 90pp, 1996.

Roeckner, E., L. Bengtsson, et J. Feichter, Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle, *J. Climate*, *12*, 3004–3032, 1999.

Roth, K., et J. Boike, Quantifying the thermal dynamics of a permafrost site near Ny-Alesund Svalbard, *Water Resour. Res*, *37*, 2901–2914, 2001.

Royer, J. F., M. Deque, et P. A. Pestiaux, Sensitivity experiments of astronomical forcing with a spectral GCM : simulation of the annual cycle at 125000 BP and 115000 BP, in *Milankovitch and Climate*, edited by A. L. Berger, 73–763, NATO ASI Series, Reidel, co. 2, 1984.

Schimel, D., D. Alves, et I. Enting, Radiative forcing of climate change, in *Climate Change 1995 : the science of climate change*, edited by J. T. Houghton, L. G. Meira-Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, et H. Maskell, 65–132, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 1996.

Schlosser, C., A. Robock, K. Vinnikov, A. Speranskaya, et Y. Xue, 18-year land-surface hydrology model simulations for a midlatitude grassland catchment in Valdai, Russia, *Monthly Weather Rev.*, *125*, 3279–3296, 1997.

Schlosser, C. A., A. G. Slater, A. Robock, A. J. Pitman, K. Y. Vinnkov, A. Henderson-Sellers, N. A. Speranskaya, K. Mitchell, A. Boone, H. Braden, F. Chen, P. Cox, P. de Rosnay, C. E. Desborough, R. E. Dickinson, D. Y. J., Q. Duan, J. Entin, P. Etchevers, N. Gedney, Y. M. Gusev, F. Habets, J. Kim, V. Koren, E. Kowalczyk, O. N. Nasonova, J. Noilhan,

J. Schaake, A. B. Shmakin, T. G. Smirnova, D. Verseghy, P. Wetzel, Y. Xue, et Z. L. Yang, Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia : PILPS Phase 2(d), *Monthly Weather Rev.*, *128*, 301–321, 2000.

Schneider, S. H., et R. E. Dickinson, Climate modelling, *Rev. Geophys. Space Phys.*, *12*, 447–493, 1974.

Seiler, W., et R. Conrad, Contribution of tropical ecosystems to global budgets of trace gases, in *The Geophysiology of Amazonia, Vegetation and Climate Interactions*, edited by R. E. Dickinson, 133–140, John Wiley, 1987.

Sellers, P. J., Y. Mintz, Y. C. Sud, et A. Dalcher, A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 505–531, 1986.

Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, et R. E. Murphy, The first ISLSCP Field Experiment (FIFE), *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *69*, 22–27, 1988.

Sellers, P. J., F. G. Hall, G. Asrar, D. E. Strebel, et R. E. Murphy, An overview of the First International Satellite Land Surface Climatology Project (ISLSCP) Field Experiment (FIFE), *J. Geophys. Res.*, *97*, 18345–18731, 1992.

Sellers, P. J., F. Hall, H. Margolis, B. Kelly, D. Baldocchi, G. Den Hartog, J. Cihtar, M. G. Ryan, B. Goodison, P. Crill, K. J. Ranson, D. Lettenamier, et D. E. Wickland, The Boreal Ecosystem Atsmophere Study (BOREAS) : an overview and early results from the 1994 field year, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *76*, 1549–1577, 1995.

Sellers, P. J., B. W. Meeson, J. Closs, J. Collatz, F. Corprew, D. Dazlich, F. G. Hall, Y. Kerr, R. Koster, S. Los, K. Mitchell, J. McManus, D. Myers, K. J. Sun, et P. Try, The ISLSCP Initiative I Global Data Sets : Surface boundary conditions and atmospheric forcings for land-atmosphere atudies, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, *77*, 1987–2005, 1996*a*.

Sellers, P. J., D. A. Randall, G. J. Collatz, J. A. Berry, C. B. Field, D. A. Dazlich, C. Zhang, G. D. Collelo, et L. Bounoua, A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part1 : Model formulation, *J. Climate*, *9*, 676–705, 1996*b*.

Serreze, M. C., J. E. Walsh, F. S. Chapin III, T. Osterkamp, M. Dyurgerov, V. Romanovsky, W. C. Oechel, J. Morison, T. Zhang, et R. G. Barry, Observational evidence of recent change in the Northern high-latitude environment, *Climatic Change*, *46*, 159–207, 2000.

Shao, Y., et A. Henderson-Sellers, Validation of soil moisture simulation in land surface parameterization schemes with HAPEX data, *Glob. Planet. Change*, *13*, 11–46, 1996.

Shuttleworth, W. J., J. H. C. Gash, C. R. Lloyd, C. J. Moore, J. Roberts, A. O. Marques, G. Fisch, V. P. Silva, M. N. G. Ribeiro, L. C. B. Molion, L. D. A. Ss, J. C. Nobre, O. M. R. Cabral, S. R. Patel, et J. C. Moraes, Eddy correlation measurements of energy partition for amazonian forest, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *110*, 1163–1169, 1984.

Sitch, S., I. C. Prentice, B. Smith, J. Kaplan, W. Lucht, M. Sykes, K. Thonicke, et S. Venevsky, The role of vegetation dynamics in the control of atmospheric CO_2 content, chapter LPJ-a coupled model of vegetation dynamics and the terrestrial carbon cycle, Sitch, S., 2000.

Skinner, W. R., Lake ice conditions as a cryospheric indicator for detecting climate variability in Canada, in *Actes de Snow Watch 92*, 204–240, Barry, R. G. and Goodison, B. E. and LeDrew, E. F., 1993.

Slater, A. G., A. J. Pitman, et C. E. Desborough, The validation of a snow parameterization designed for use in General Circulation Models, *Int. J. Clim.*, *18*, 595–617, 1998.

Smirnova, T. G., J. M. Brown, S. G. Benjamin, et D. Kim, Parameterization of cold-season processes in the maps land-surface-scheme, *J. Geophys. Res.*, *105*, 4077–4086, 2000.

Smith, S. L., et M. M. Burgess, Mapping the sensitivity of Canadian permafrost to climate warming, *Proc. IUGG 99 Symp. HS2, IAHS Publications*, *256*, 71–80, 1999.

Smith, S., et M. Burgess, Ground temperature database for northern Canada, technical report 3954, dossier public de la Commission géologique du Canada, 2000.

Smith, G. I., et F. A. Street-Perrott, Pluvial lakes of the western United States, in *Late-Quaternary Environments of the United States. Vol. 1. The Late Pleistocene*, 190–214, Porter, S. C., Minneapolis, University of Minnesota Press, 1983.

Stefan, J., Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über Eisbildung im Polarmeere, *Ann. Phys.*, *42*, 269–286, 1891.

Stendel, M., et J. H. Christensen, Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM, *Geophys. Res. Lett.*, *29*, doi :10.1029/2001GL014345, 2002.

Streletskaya, I. D., M. O. Leibman, L. A. Gerhart, C. D. Haggerty, et A. M. Brennan, Russian permafrost map bibliography and index, in *Permafrost : Proceedings of the Seventh International Conference*, edited by A. G. Lewkowicz et M. Allard, 1017–1020, Ste. -Foy, Québec : Université Laval, 1998.

Sugimoto, A., et N. Fujita, Characteristics of methane emission from different vegetations on a wetland, *Tellus*, *49B*, 382–392, 1997.

Svendsen, J. I., V. I. Astakhov, D. Bolshiyanov, D. Yu, I. Demidov, J. A. Dowdeswell, V. Gataullin, V. Hjort, H. W. Hubberten, E. Larsen, J. Mangerud, M. Melles, P. Möller, M. Saarnisto, et M. J. Siegert, Maximum extent of the Eurasian ice sheets in the Barents and Kara Sea region during the Weichselian, *Boreas*, *28*, 234–241, 1999.

Takata, K., et M. Kimoto, A numerical study on the impact of soil freezing on the continental-scale seasonal cycle, *J. Meteorol. Soc. Japan*, *78*, 199–221, 2000.

Tarasov, P. E., O. Peyron, J. Guiot, S. Brewer, V. S. Volkova, L. G. Bezusko, N. I. Dorofeyuk, E. V. Kvavadze, I. M. Osipova, et N. K. Panova, Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data, *Clim. Dyn.*, *15*, 227–240, 1999.

Tarasov, P. E., V. S. Volkova, T. Webb, J. Guiot, A. A. Andreev, L. G. Bezusko, T. V. Bezusko, G. V. Bykova, N. Dorofeyuk, E. V. Kvavadze, I. M. Osipova, N. K. Panova, et D. V. Sevastyanov, Last glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia, *J. Biogeography*, *27*, 609–620, 2000.

Texier, D., N. de Noblet, S. P. Harrison, A. Hexeltine, D. Jolly, S. Joussaume, F. Laarif, I. C. Prentice, et P. Tarasov, Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change : coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with paleodata for northern Eurasia and northern Africa, *Clim. Dyn.*, *13*, 865–882, 1997.

Texier, D., N. de Noblet, et P. Braconnot, Sensitivity of the african and asian monsoons to mid-holocene insolation and data-inferred surface changes, *J. Climate*, *13*, 164–180, 2000.

Thomas, G., et P. Rowntree, The boreal forest and climate, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *118*, 469–497, 1992.

Torn, M. S., et F. S. Chapin, Environmental and biotic controls over methane flux from Arctic tundra, *Chemosphere*, *26*, 357–368, 1993.

Van Vliet-Lanoë, B., carte numérique, source : http ://www.univ-lille1.fr/geosciences/page_personnels/brigitte_van-vliet-lanoe.html/perigl.html, 2001.

Verseghy, D. L., CLASS-A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil Model, *Int. J. Climatol.*, *13*, 347–370, 1991.

Verseghy, D. L., The Canadian Land Ssurface Scheme (CLASS) : its history and future, *Atmosphre Ocean*, *38*, (1), 1–13, 2000.

Verseghy, D. L., N. A. McFarlane, et M. Lazare, A Canadian Land Surface Scheme for GCMs : II. Vegetation model and coupled runs, *Int. J. Climatol.*, *13*, 347–370, 1993.

Vettoretti, G., W. R. Peltier, N. A. McFarlane, et participating groups PMIP, The simulated response of the climate system to changes in soil moisture parameterization under paleoclimatic boundary conditions at 6000 years Before Present, *Can. J. Earth Sci.*, *37*, 635–660, 2000.

Vinnikov, K., A. Robock, A. Speranskaya, et C. Schlosser, Scales of temporal and spatial variability of midlatitude soil moisture, *J. Geophys. Res.*, *101*, 7163–7174, 1996.

Viterbo, P. V., The representation of surface processes in General Circulation Models, Ph.D. thesis, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 1996.

Viterbo, P., A. Beljaars, J. F. Mahfouf, et J. Teixeira, The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 2401–2426, 1999.

Viterbo, P., et A. C. M. Beljaars, An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Climate*, *8*, 2716–2748, 1995.

Viterbo, P., et A. K. Betts, Impact on ECMWF forecasts of changes to the albedo of the boreal forests in the presence of snow, *J. Geophys. Res.*, *104*, 27803–27810, 1999.

Waelbroeck, C., Climate-soil processes in the presence of permafrost : a system modelling approach, *Ecol. Modelling*, *69*, 185–225, 1993.

Waelbroeck, C., P. Monfray, W. C. Oechel, S. Hastings, et G. Vourlitis, The impact of permafrost thawing on the carbon dynamics of tundra, *Geophys. Res. Lett.*, *24*, 229–232, 1997.

Wahlen, S., et W. Reeburgh, A methane flux-series for tundra environments, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *2*, 399–410, 1988.

Walker, J., et P. R. Rowntree, The effect of soil moisture on circulation and rainfall in a tropical model, *J. Climate Appl. Meteor.*, *26*, 18–27, 1977.

Walsh, S. E., S. J. Vavrus, J. A. Foley, V. A. Fisher, R. H. Wynne, et J. D. Lenters, Global patterns of lake ice phenology and climate : model simulations and observations, *J. Geophys. Res.*, *103*, 28825–28837, 1998.

Walter, B. P., Development of a process-based model to derive methane emissions from natural wetlands for climate studies, Thèse de doctorat, Fachbereich Geowissenschaften der Univ. Hamburg, 1998.

Walter, B. P., M. Heimann, R. D. Shannon, et J. R. White, A process-based model to derive methane emissions from natural wetlands, *Geophys. Res. Lett.*, *23*, 3731–3734, 1996.

Walter, B. P., M. Heimann, et E. Matthews, Modeling modern methane emissions from natural wetlands 2. Interannual variations 1982-1993, *J. Geophys. Res.*, *106*, 34207–34219, 2001.

Walter, B. P., et M. Heimann, A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands : application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *14*, 745–765, 2000.

Webb, T., P. J. Bartlein, S. P. Harrison, et K. H. Anderson, Vegetation lake levels and climate in Eastern North America of the past 18000 years, in *Global changes since the Last Glacial Maximum*, edited by H. E. J. Wright, J. E. Kutzbach, T. Webb, W. F. Ruddiman, F. A. Street-Perrott, et P. J. Bartlein, 415–467, University of Minnesota Press, Minneapolis, 1993.

Weinelt, M., M. Sarnthein, U. Pflaumann, H. Schultz, S. Jung, et H. Erlenkeuser, Ice-free nordic seas during the last glacial maximum ? Potential sites of deepwater formation, *Paleoclimates*, *1*, 283–309, 1996.

Weller, G., F. S. Chapin, K. R. Everett, J. E. Hobbie, D. Kane, W. C. Oechel, C. L. Ping, W. S. Reeburgh, D. Walker, et J. Walsh, The Arctic flux study : a regional view of trace gas release, *J. Biogeogr.*, *22*, 365–374, 1995.

Williams, P. J., et M. W. Smith, The frozen Earth. Fundamentals of geocryology., Cambridge Univ. Press, 1989.

Wilson, M. F., et A. Henderson-Sellers, A global archive of land cover and soils data for use in general circulation models, *J. Climatol.*, *5*, 119–143, 1985.

Wolfe, S. A., E. Kotler, et F. M. Nixon, Recent warming impacts in the Mackenzie Delta, Northwest Territories, and northern Yukon Territory coastal areas, *Current Research*, *B1*, 9pp, 2000.

Worthy, D. E., I. Levin, F. Hopper, M. K. Ernst, et N. B. A. Trivett, Evidence for a link between climate and northern wetland methane emissions, *J. Geophys. Res.*, *105*, 4031–4038, 2000.

Wynne, R. H., T. M. Lillesand, M. K. Clayton, et J. J. Magnuson, Satellite monitoring of lake ice breakup on the Laurentian Shield (1980-1994), *Photogrametric Engineering and Remote Sensing*, *64*, 607–617, 1998.

Wyputta, U., et B. J. McAvaney, Influence of vegetation changes during the Last Glacial Maximum using the BMRC atmospheric general circulation model, *Clim. Dyn.*, *17*, 923–932, 2001.

Xue, Y., F. Zeng, F. Sellers, et A. Schlosser, SSiB and its sensitivity to soil properties-a case study using HAPEX-MOBILHY data, *Glob. Biogeochem. Cyc.*, *13*, 183–194, 1996.

Yang, Z. L., R. E. Dickinson, A. Robock, et K. Y. Vinnikov, Validation of the snow sub-model of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data, *J. Climate*, *10*, 353–373, 1997.

Yao, M. S., et A. D. Del Genio, Effect of cloud parameterization on the simulation of climate changes in the GISS GCM, *J. Climate*, *12*, 761–779, 1999.

Zhang, T., R. G. Barry, K. A., et J. Brown, Statistics and characteristics of permafrost distribution in the Northern Hemisphere, *Polar Geography*, *23*, 132–154, 1999.

Zhang, T., R. G. Barry, D. Gilichinsky, S. S. Bykhovets, V. A. Sorokovikov, et J. Ye, An amplified signal of climatic change in soil temperatures during the last century at Irkutsk, Russia, *Climatic Change*, *49*, 41–76, 2001.

Zobler, L., A word soil file for global climate modeling, NASA Tech. Memo. 87802, NASA, 1986.