



HAL
open science

Influence de la couverture de neige de l'hémisphère nord sur la variabilité interannuelle du climat

Yannick Peings

► **To cite this version:**

Yannick Peings. Influence de la couverture de neige de l'hémisphère nord sur la variabilité interannuelle du climat. Climatologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2010. Français. NNT: . tel-00562496

HAL Id: tel-00562496

<https://theses.hal.science/tel-00562496>

Submitted on 3 Feb 2011

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par l'Université Toulouse III - Paul Sabatier
Discipline ou spécialité :

Climatologie

Présentée et soutenue par **Yannick PEINGS**
Le vendredi 8 octobre 2010

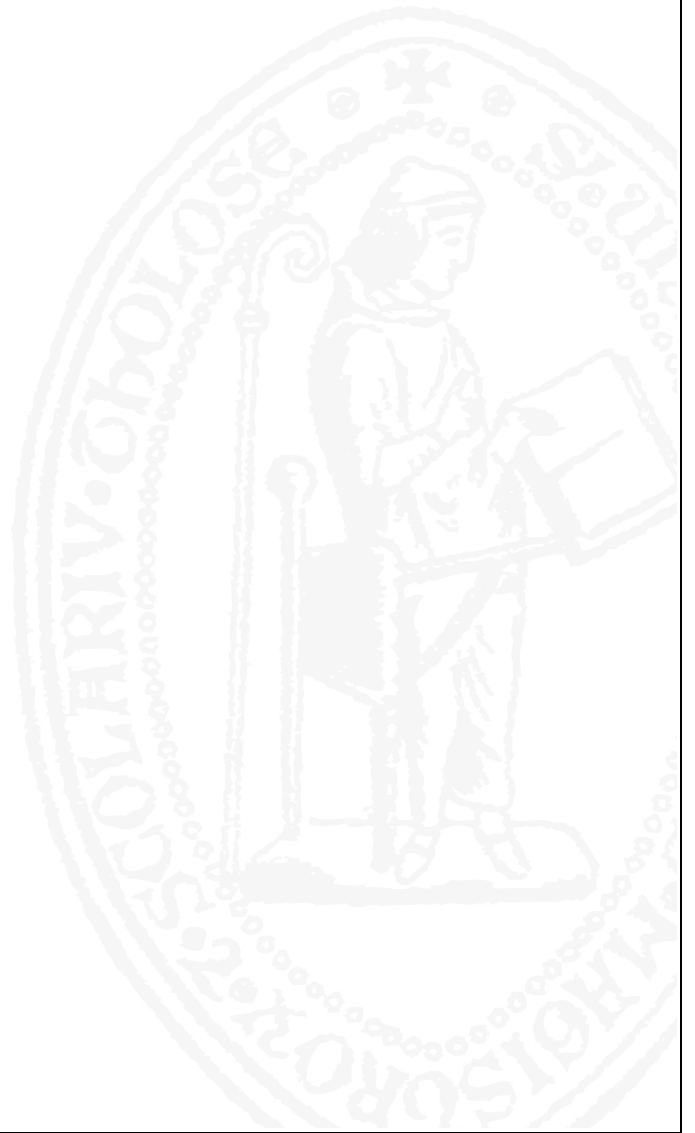
Titre :

Influence de la couverture de neige de l'hémisphère nord sur la variabilité interannuelle du climat

JURY

*Sylvain COQUILLAT (Président)
Pascale BRACONNOT (Rapporteur)
Hervé LE TREUT (Rapporteur)
Gianpaolo BALSAMO (Examineur)
Yvan ORSOLINI (Examineur)
Pascal TERRAY (Examineur)*

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *CNRM-GAME (URA1357)*
Directeur(s) de Thèse : *Hervé DOUVILLE*



Remerciements

Mes premiers remerciements vont bien évidemment à Hervé, pour m'avoir proposé ce sujet de thèse et pour son encadrement durant ces trois années. Les résultats de ce mémoire proviennent d'un vrai travail d'équipe, je le remercie d'avoir été aussi disponible pour répondre à mes questions et pour m'avoir donné une ligne directrice dans mon travail. Ce fut un plaisir de travailler ensemble, et je lui suis très reconnaissant pour tout ce que j'ai appris à ses côtés.

Je voudrais exprimer ma profonde gratitude à Pascale Braconnot, Hervé Le Treut, Gianpaolo Balsamo, Yvan Orsolini et Pascal Terray pour avoir accepté d'évaluer mon travail et pour leur participation au jury de soutenance. Leurs commentaires avisés m'ont apporté beaucoup de pistes intéressantes pour l'avenir et mes futurs travaux. Un merci particulier à Sylvain Coquillat pour avoir présidé le jury, mais également pour m'avoir guidé durant mes trois années de monitorat. Je remercie également à ce titre Armand Lopes, qui m'a permis de trouver une bonne partie des enseignements que j'ai réalisés à l'Université Paul Sabatier. Merci également aux personnes ayant contribué à ce que j'obtienne la bourse de thèse, et notamment à Joël Poitevin.

Un grand merci à toute l'équipe du second étage du CNRM, fans de café et autres, qui m'ont aidé dans mon travail. Merci notamment à Sophie, Alain B., Aurore pour le soutien concernant la partie informatique, à Éric B. pour son expertise, et à Bertrand, mon collègue de bureau (sauna?) fan du Téfécé. Je remercie également Martine pour avoir gardé son calme devant ma capacité hors du commun à mettre le bazar dans Pégase. Merci à tous les gens permanents ou de passage pour les bons moments passés avec eux. Spéciale dédicace à Anne-So, ma copilote de choc avec qui nous avons marqué l'histoire de l'orientation en montagne, Aurélien pour sa discrétion sur cette affaire et pour les tranches de rigolade, David pour les une-deux au foot en salle et pour le concours de pronostics durant la coupe du monde. Merci également aux touristes du bureau d'à côté, Gaëlle, Jipé, au champion Ramdane, et à toutes les personnes côtoyées durant cette thèse: Matthieu, Lauriane, Boutheina, Jeanne, Marine, Mathieu, Martin, Virginie, Guillaume, Malick, Youssef, Hervé, Clotilde, Soline, Benjamin, Nabil, Samuel, Fabrice, Gilles... et à ceux que j'oublie!

Une pensée pour tous les amis de Toulouse et d'ailleurs, notamment pour ceux que j'aurais bien aimé voir plus souvent durant ces trois ans : Benji, Emilie, Ludo, Isa, Simon, Arnaud, JC, Julien Viking... Un grand merci à mes compères musiciens pour tous les bons moments : les Spoildarth, Grecko, Ramon, Arthur, Franck... J'espère que l'on continuera longtemps à faire de la bonne musique ensemble, ou tout du moins à en écouter ! Merci à Samantha, passionnée par la neige au point de relire l'intro et la conclusion de cette thèse, et aux pieds carrés de l'équipe ASCS, avec qui prendre 10-0 n'enlève pas le sourire. Mention spéciale pour les potes ayant enduré ma soutenance de thèse, et qui ont en plus voulu me faire croire qu'ils n'avaient pas vu le temps passer : Sonia ska, la prof de bio la plus perchée du Gers, Julien et son bouclier invisible, Fabichou le bassiste fou, Jima le poète, et l'ami Clust, grand amateur d'AC/DC qui me supporte depuis le lycée.

Pour finir, j'adresse un très grand merci à ma famille, à mes parents et ma petite sœur, pour m'avoir toujours soutenu durant ce long parcours universitaire. Merci également à Jan et à toute la famille Krezymon, de Gurs, Chevreuse et Eauze. Et évidemment une grosse pensée pour Alicja, qui m'a soutenu au quotidien durant ce long périple et à qui je dois beaucoup.

Résumé

La neige, qui couvre de 10 à 40% de l'hémisphère Nord selon la saison, est une source potentielle de variabilité et de prévisibilité climatique aux échelles mensuelles à saisonnières. Au-delà de ses effets locaux sur la température via la modification du bilan d'énergie en surface, la couverture neigeuse, à l'instar des surfaces océaniques, peut engendrer des téléconnexions et ainsi moduler le climat de régions plus lointaines. L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre et quantifier l'influence de la neige sur le climat en analysant les jeux de données existants (observations *in situ* et spatiales, réanalyses, simulations globales du GIEC), et en réalisant des tests de sensibilité avec le modèle atmosphérique ARPEGE-Climat.

En premier lieu, le lien entre l'enneigement eurasiatique d'hiver/printemps et la quantité de pluies de mousson d'été sur l'Inde est revisité. La plupart des études suggèrent qu'un déficit de neige au printemps favorise une mousson abondante via un renforcement du contraste thermique terre-mer. Nos analyses statistiques montrent cependant que cette relation n'est pas stationnaire sur la période 1967-2006 des données de couverture de neige NSIDC. Dans les modèles couplés du GIEC, le lien neige-mousson résulte souvent d'un effet irréaliste de l'ENSO sur l'enneigement hivernal et la mousson d'été. Si les expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat suggèrent certains effets à distance des anomalies de neige prescrites sur le plateau tibétain et l'Eurasie, elles sont pénalisées par certains biais systématiques du modèle. Finalement, un prédicteur plus robuste que la neige eurasiatique, lié à la circulation atmosphérique de grande échelle sur le Pacifique Nord, est proposé dans un contexte de prévision saisonnière de la mousson indienne.

Le second thème concerne l'influence de l'enneigement sibérien d'automne sur la variabilité extratropicale de l'hémisphère Nord en hiver (modes AO et NAO). Le mécanisme proposé implique le forçage d'ondes planétaires par les anomalies de neige, ondes qui se propagent verticalement, déferlent dans la stratosphère où elles affaiblissent le vortex polaire. Une analyse statistique basée sur les observations et les réanalyses montre la robustesse de ce lien. En revanche, les modèles couplés du GIEC ne reproduisent pas cette téléconnexion. Les études de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat semblent néanmoins confirmer le mécanisme évoqué dans la littérature, lorsque la perturbation en surface est importante et que l'état moyen de la circulation extratropicale est suffisamment réaliste. La sous-estimation de la variabilité de la couverture neigeuse et la sensibilité de la propagation des ondes planétaires à l'état moyen pourraient donc expliquer la difficulté des modèles à simuler ce phénomène.

La dernière partie de la thèse concerne les effets plus locaux de la neige et son impact sur la prévisibilité de l'atmosphère. La relaxation/initialisation du modèle vers/avec une neige plus réaliste permet une meilleure prévisibilité des températures de surface sur l'Europe et l'Amérique du Nord. Cet effet est maximal au printemps lorsque le forçage radiatif associé à la variabilité de l'enneigement est le plus marqué. Par contre, les résultats montrent un impact mitigé sur la circulation de grande échelle, les effets bénéfiques de la neige pouvant être masqués par une réponse irréaliste du modèle ARPEGE-Climat au forçage océanique tropical.

En conclusion, si la neige représente bel et bien une source de prévisibilité climatique non négligeable à l'échelle locale, ses effets à distance sur la circulation atmosphérique restent encore incertains et constituent un exercice difficile pour l'état de l'art des modèles de climat.

Table des matières

Introduction	1
Chapitre 1 - Neige et climat: notions introductives	5
1. Généralités sur le système climatique.....	5
1.1. État moyen du système.....	6
1.1.1. Circulation générale.....	6
1.1.2. Circulation atmosphérique tropicale.....	9
1.1.3. Circulation atmosphérique des moyennes latitudes.....	12
1.2. Notions de variabilité du climat.....	19
1.2.1. Échelles de temps.....	19
1.2.2. Téléconnexions et modes de variabilité.....	20
1.2.3. État de l'art de la prévision saisonnière.....	26
2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord.....	29
2.1. Cycle saisonnier de la couverture de neige.....	29
2.2. Variabilité et tendances de la couverture de neige.....	30
2.3. Propriétés et impacts sur le bilan d'énergie de la neige.....	32
2.3.1. Propriétés radiatives de la neige.....	33
2.3.2. Propriétés thermiques de la neige.....	35
2.3.3. Propriétés hydrologiques de la neige.....	36
2.4. Neige et climat dans la littérature.....	38
3. Objectifs de la thèse.....	41
Chapitre 2 - Données, modèles et méthodes statistiques	45
1. Observations et réanalyses.....	45
1.1. Données de neige.....	45
1.1.1. Données in situ.....	46
1.1.2. Données satellites.....	48
1.2. Données atmosphériques et de surface.....	49
1.2.1. Les données du CRU (Climate Research Unit).....	49
1.2.2. Les données du Hadley Center.....	49
1.2.3. Les réanalyses.....	49
1.2.4. Les autres jeux de données.....	50
2. Outils statistiques et diagnostiques.....	50

2.1. Outils statistiques.....	50
2.1.1. Filtrage des séries.....	51
2.1.2. Méthodes linéaires.....	51
2.1.3. Méthodes non-linéaires.....	53
2.1.4. Tests de significativité.....	53
2.2. Outils diagnostiques.....	53
3. Le laboratoire numérique.....	55
3.1. Le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat.....	56
3.2. Simulations couplées vs forcées.....	57
3.3. Protocoles expérimentaux en mode forcé.....	60
4. Paramétrisation de la neige dans ARPEGE-Climat	61
4.1. Présentation du schéma de neige.....	61
4.2. Modification du calcul de la fraction enneigée.....	63
4.3. Validation de l'état moyen et de la variabilité interannuelle.....	65
4.4. Influence des grands modes de variabilité climatique sur la neige.....	70
4.5. Premiers tests de sensibilité	73
5. Simulations couplées CMIP3.....	75
5.1. Description.....	75
5.2. Validation de l'état moyen et de la variabilité de la neige	77
5.3. Validation des grands modes de variabilité du climat	78

Chapitre 3 - Lien entre enneigement eurasiatique et mousson indienne

81

1. Rappel historique sur une hypothèse débattue.....	82
2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3.....	86
2.1. Article: « Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon in observed climatologies et CMIP3 simulations ».....	86
2.2. Principaux résultats	105
3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE V.4.....	106
3.1. La mousson d'Asie du sud dans le modèle.....	107
3.2. Description des expériences d'ensemble	109
3.3. Réponse de la dynamique et des précipitations de mousson.....	111
3.4. Mécanismes physiques.....	113
3.5. Discussion.....	120

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques.....	121
4.1. Mécanisme de relation directe neige-mousson.....	121
4.2. Article: « Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall ».....	128
4.3. Principaux résultats.....	134
4.4. Discussion.....	135
4.5. Exercice de prévision de la mousson 2009.....	136
 <i>Synthèse Chapitre 3</i>	 138

Chapitre 4 - Influence de la neige sur la variabilité extratropicale d'hiver 141

1. Revue bibliographique.....	142
2. Analyses statistiques à partir des observations et des simulations CMIP3.....	146
2.1. Liens observés sur la période 1972-2006.....	146
2.1.1. Revue des relations statistiques synchrones et asynchrones.....	146
2.1.2. Zoom sur le lien neige sibérienne d'automne – oscillation Arctique d'hiver.....	150
2.2. Capacité des modèles couplés à reproduire la téléconnexion neige-AO.....	154
3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE-Climat.....	157
3.1. Validation de la circulation extratropicale.....	157
3.2. Description des expériences de sensibilité.....	162
3.3. Résultats.....	164
4. Pour aller plus loin: Analyse en régimes de temps.....	178
4.1. Qu'est-ce qu'un régime de temps ?.....	178
4.2. Liens entre la neige et les régimes de temps dans les observations.....	179
4.3. Discussion.....	184
 <i>Synthèse Chapitre 4</i>	 186

Chapitre 5 - Neige et prévisibilité atmosphérique 189

1. Revue bibliographique.....	190
2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps.....	192
2.1. Présentation de l'article.....	192

2.2. Article: « Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century ».....	197
2.3. Principaux résultats	221
3. Résultats complémentaires pour les autres saisons.....	222
3.1. Impacts sur les températures de surface	222
3.2. Impacts sur la dynamique atmosphérique.....	223
3.3. Discussion.....	225
<i>Synthèse Chapitre 5</i>	226
Conclusion	229
Liste des acronymes	239
Bibliographie	241

Introduction

En ce début des années 2010, la science du climat a franchi les portes des laboratoires et des séminaires scientifiques pour se retrouver sous les feux de la rampe. En effet, le changement climatique global, annoncé depuis maintenant quelques années par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), est devenu ces derniers temps un des sujets de société des plus débattus. Cette mise en lumière médiatique, bien qu'elle ne soit pas toujours bénéfique pour la qualité du débat, a le mérite d'avoir éveillé les consciences sur la fragilité et la complexité du système climatique. L'intérêt croissant des décideurs politiques, des industriels et même des particuliers sur les risques liés aux changements du climat donne une responsabilité nouvelle aux climatologues. Ces questions dépassant largement le domaine scientifique sont en effet directement liées aux problèmes économiques, politiques, d'innovation technologique...

Dans ce contexte, l'une des priorités de la communauté climatique réside dans l'amélioration des modèles utilisés pour simuler le climat du XXI^{ème} siècle, afin de réduire les incertitudes et de faciliter ainsi la prise de décision des gouvernants. Au vu des répercussions d'une politique axée sur la diminution des émissions de gaz à effet de serre, les incertitudes actuelles sur les projections climatiques demeurent en effet un frein aux changements de comportement nécessaires pour inverser la tendance. Ce qui est sûr, c'est que les débats sur l'ampleur, les conséquences, voire la réalité du changement climatique sont loin d'être terminés et vont animer le débat public pendant encore longtemps.

Les premières études sur le changement global datant de la fin des années 1980, cette question est cependant une discipline assez récente de la climatologie moderne, qui, comme nous le soulignerons dans ce manuscrit, existe depuis des décennies. Car avant de se poser des questions sur les conséquences à long terme des émissions anthropiques de gaz à effet de serre, les scientifiques se sont attachés à comprendre les variations climatiques du passé, et, plus récemment, à prévoir celles du futur proche avec l'émergence de la prévision saisonnière. En effet, au-delà de l'étude des variations du temps par le biais de la météorologie, il est admis depuis longtemps que le climat possède une composante prévisible quelques semaines voire saisons à l'avance, tout du moins dans certaines régions du globe. Il s'agit d'anticiper non pas le temps exact qu'il fera un jour donné, mais la tendance générale du temps, notamment les anomalies saisonnières de température et de précipitations. La variabilité interannuelle de ces paramètres ayant parfois de forts impacts socio-économiques, les prévisions saisonnières revêtent un intérêt particulier pour les

régions du monde les plus vulnérables face aux aléas du système climatique. Un nombre important de pays en voie de développement sont par exemple très dépendants de la quantité des pluies de mousson qu'ils reçoivent durant la saison humide. Toutefois, les applications de la prévision saisonnière sont également nombreuses dans les pays industrialisés, dans différents domaines comme l'agriculture, la gestion des ressources en eau, les assurances, l'épidémiologie...

Bien que cette science en soit encore à ses balbutiements, elle est en plein développement. De nombreux projets ont fleuri ces dernières années dans le but d'améliorer nos connaissances sur la variabilité et la prévisibilité du climat. Le projet CLIVAR (CLimate VARIability and predictability), fondé en 1995 par le WRCP (World Research Climate Program), est l'un d'entre eux. Il a permis des avancées majeures ces dernières années, notamment en ce qui concerne la compréhension du rôle des océans sur le climat. La dernière réunion scientifique du groupe de travail consacré à la prévision saisonnière, qui s'est tenue à Barcelone en juin 2007, a toutefois mis en lumière le besoin de mieux comprendre le rôle des autres composantes lentes du système climatique, et en particulier des surfaces continentales.

Cette thèse s'inscrit dans cette optique, et vise à essayer de mieux comprendre le rôle de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord sur la variabilité interannuelle et la prévisibilité du climat. Cette problématique a été traditionnellement moins étudiée que l'influence des processus océaniques, même si une littérature relativement conséquente existe sur le sujet. Nous essaierons d'apporter notre modeste contribution sur cet effort de compréhension du lien entre neige et climat, en précisant dans la mesure du possible les implications de nos résultats en termes de prévision saisonnière.

Le mémoire s'organise en cinq chapitres, dont voici un bref aperçu:

✕ Le **chapitre 1** pose les bases sur lesquelles s'articule ce travail de thèse. Il rappelle les grands principes du système climatique, puis se focalise sur l'acteur principal de cette thèse, à savoir la couverture de neige de l'hémisphère Nord. Le lecteur aguerri pourra sans doute passer directement à la section suivante, mais nous ferons souvent référence durant ce mémoire aux notions présentées dans ce chapitre.

✕ Le **chapitre 2** est consacré aux traditionnelles présentations des données et outils statistiques, diagnostiques et numériques utilisés durant cette thèse. Une section est consacrée à la validation de la version 4 du modèle de climat du CNRM et des légères modifications apportées au schéma de neige.

✕ Le **chapitre 3** concerne l'étude du lien entre l'enneigement du continent eurasiatique et la mousson indienne. Il représente un nouvel épisode de ce débat ouvert il y a plus d'un siècle et toujours d'actualité. Les travaux présentés s'appuient sur l'analyse des séries observées et sur diverses simulations numériques.

✕ Le **chapitre 4** s'intéresse à l'influence de la neige sur la variabilité hivernale de l'atmosphère extratropicale. Cette question comporte des aspects divers et variés, que nous ne pourrons

pas tous aborder. Nous nous concentrerons donc plus particulièrement sur le lien avec le principal mode de la variabilité extratropicale de l'hémisphère Nord, à savoir l'oscillation Arctique, à partir d'analyses statistiques et d'expériences numériques réalisées avec notre modèle.

✕ Finalement, le **chapitre 5** sera l'occasion d'évaluer plus précisément la prévisibilité du climat associée au manteau neigeux, et ce qu'on peut attendre d'une meilleure prise en compte des processus liés à la neige dans un contexte de prévision saisonnière dynamique.

Une synthèse des principaux résultats sera présentée à la fin de chaque chapitre. Nous finirons ce mémoire par une conclusion générale, en discutant des limites de nos travaux et des perspectives qu'ils ouvrent au-delà de cette thèse.

Notons pour conclure cette entrée en matière que si cette thèse ne concerne pas directement la question du changement climatique, la sensibilité des modèles aux forçages anthropiques met en jeu des mécanismes et des rétroactions (dont celle de la neige) qui sont également à l'œuvre aux échelles saisonnière et interannuelle. Une meilleure compréhension de la variabilité climatique observée, ainsi qu'une évaluation des performances des modèles à ces échelles, peuvent donc à terme contribuer de manière indirecte à la réduction des incertitudes sur les projections climatiques du XXI^{ème} siècle.

Chapitre 1

Neige et climat: notions introductives

Ce chapitre présente des notions très générales mais nécessaires pour asseoir la base théorique et historique sur laquelle repose cette thèse. Elle ne prétend pas être exhaustive, et insiste sur ce qui a trait directement avec notre sujet d'étude. Nous allons tout d'abord présenter de façon très qualitative le fonctionnement du système climatique. Pour cela, nous ferons la distinction entre les climats tropicaux et extratropicaux, qui nous intéresseront tous les deux dans ce mémoire. Nous présenterons ensuite la notion de variabilité du climat et les principaux modes qui la gouvernent. La seconde partie permettra d'introduire le personnage central de cette thèse, à savoir la couverture de neige de l'hémisphère Nord dont les caractéristiques générales seront décrites. Finalement, nous ferons un point rapide sur la littérature concernant neige et climat, sans entrer dans les détails (nous le ferons en introduction de chaque chapitre), mais plutôt dans l'idée de faire le point sur les problématiques ayant intéressé les climatologues durant les dernières décennies. Nous concluons ce chapitre en énonçant les objectifs de la thèse, et les principales questions auxquelles nous essaierons de répondre au cours de ce mémoire.

1. Généralités sur le système climatique

L'histoire de la météorologie et de l'étude du climat est très ancienne. Les savants de la Grèce antique s'intéressaient déjà aux processus gouvernant l'atmosphère. Au IV^{ème} siècle av. J.-C., Aristote rédigea un traité intitulé *Meteorologiae*, traitant de « l'étude des éléments de l'air ». Environ un tiers de l'ouvrage est consacré aux phénomènes atmosphériques, et c'est d'après cette œuvre que le terme de météorologie a été forgé. Cependant, et contrairement à d'autres sciences, la météorologie a peu progressé jusqu'à l'époque moderne. Les avancées majeures dans la compréhension du climat sont relativement récentes, et coïncident d'une part avec la croissance exponentielle des données observées au cours du XX^{ème} siècle, d'autre part avec l'avènement des modèles numériques de climat. Bien que de nombreux efforts restent à fournir, la combinaison des observations et de la modélisation nous permet maintenant d'avoir une meilleure représentation de l'état moyen du système climatique.

Cependant, l'enjeu le plus important pour la communauté est de comprendre les mécanismes de la **variabilité** du climat. En effet, si l'Homme a toujours su s'adapter aux conditions climatiques moyennes, jusque dans les régions les plus hostiles, les fluctuations du climat autour de ces moyennes continuent d'affecter son quotidien, de façon parfois dramatique. L'étude de la variabilité climatique est donc au centre des préoccupations des climatologues, et représente un immense chantier tant les mécanismes mis à l'œuvre sont loin d'être élucidés. Avant de nous intéresser à cette variabilité, commençons par dresser le portrait robot du système climatique, et en particulier de l'atmosphère.

1.1. État moyen du système

1.1.1. Circulation générale

Le bilan d'énergie sur Terre repose sur l'équilibre entre le rayonnement solaire absorbé par la surface et l'émission infrarouge tellurique. Une analyse détaillée de ce bilan radiatif (figure 1) montre que si au sommet de l'atmosphère les flux solaire et infrarouge se compensent, le bilan est déficitaire pour l'atmosphère et excédentaire en surface. Ce déséquilibre est compensé par des processus non radiatifs, la conduction thermique et l'évaporation de l'eau. En transférant de l'énergie de la surface vers l'atmosphère, les flux de chaleur sensible et latent permettent l'équilibre du bilan énergétique global.

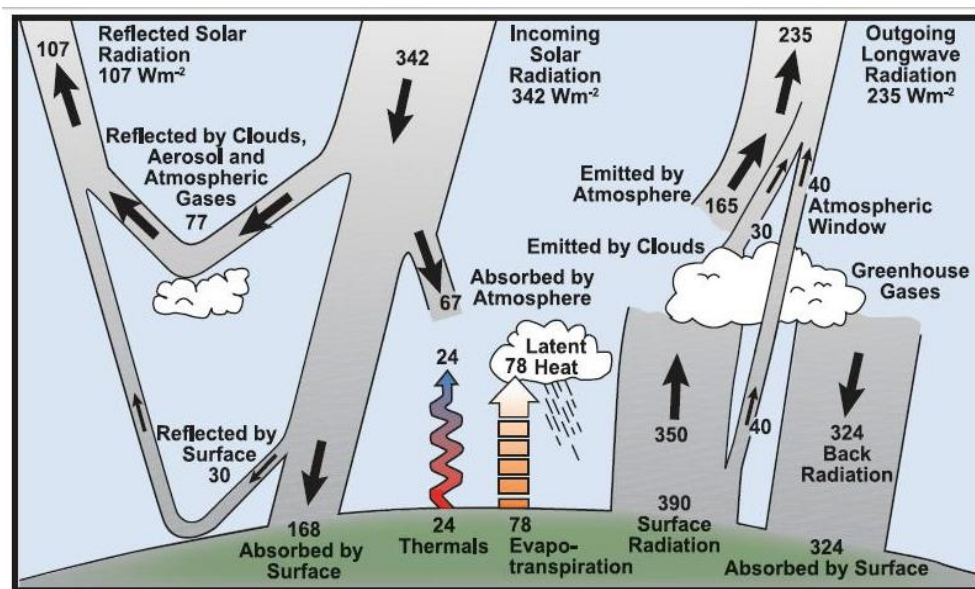


Figure 1. Bilan radiatif global de la Terre (d'après Kiehl et Trenberth, 1997).

Si, en moyenne annuelle et globale, ce bilan est nul et la température de la Terre est en équilibre, la répartition du rayonnement solaire en surface est très inégale dans le temps et dans l'espace. Le flux solaire incident en un point dépend en effet de la latitude, à cause de la forme sphérique de la Terre, et de la saison en lien avec l'inclinaison de la planète sur le plan

1. Généralités sur le système climatique

de l'écliptique. Il en résulte un déséquilibre énergétique méridien, la quantité moyenne de rayonnement solaire reçue par les pôles étant 2.5 fois inférieure à celle reçue par l'équateur. En ne considérant que les flux radiatifs solaire et thermique, cela devrait conduire à des différences de température entre les basses et les hautes latitudes bien supérieures à celles que l'on observe. Ces deux régions sont en réalité en équilibre en moyenne annuelle grâce à l'existence de processus transportant l'énergie vers les pôles. Ce transport méridien de chaleur est réalisé par les différentes composantes fluides du système climatique. L'atmosphère et l'océan agissent comme des régulateurs du déséquilibre énergétique méridien en transférant sur différentes échelles de temps de l'énergie depuis l'équateur vers les hautes latitudes. Les autres composantes du système climatique (hydrosphère, lithosphère, cryosphère, biosphère) jouent également un rôle dans ce rééquilibrage, soit directement par transport, soit indirectement en stockant de l'énergie dans des réservoirs. Cependant, leur contribution est faible devant celle du système atmosphère/océan. Le transport d'énergie se fait sous forme de chaleur sensible, par advection de masses d'air et d'eau plus chaudes (froides) vers les pôles (l'équateur), mais également au travers de chaleur latente via les changements de phase du contenu en eau de l'atmosphère. L'étude du climat revient donc à comprendre les mouvements atmosphériques et océaniques déclenchés par cette hétérogénéité pôle/équateur liée aux paramètres astronomiques.

Quel type de circulation permet la redistribution de l'énergie sur le globe? La figure 2 schématise les conditions moyennes de la circulation atmosphérique.

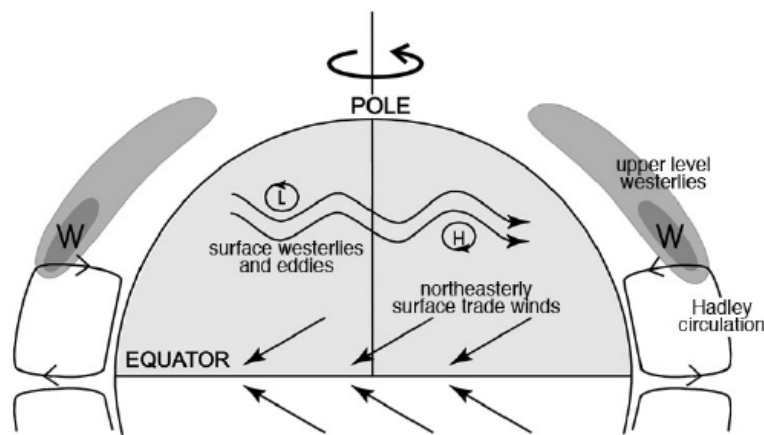


Figure 2. Vision schématique de la circulation atmosphérique moyenne observée.

Les mécanismes mis en jeu sont très différents entre les tropiques et les extratropiques. Alors que les mouvements verticaux dominent près de l'équateur (les effets de la rotation de la Terre sont peu marqués, et les instabilités thermodynamiques dominent), le transport nord-sud énergétique des moyennes latitudes prend la forme de dépressions synoptiques imbriquées dans un flux moyen d'ouest. Le déséquilibre méridien seul ne peut expliquer cette circulation moyenne: la rotation de la Terre est l'autre paramètre prépondérant pour comprendre les mouvements planétaires. La propriété de conservation du moment angulaire implique en effet qu'une particule de fluide en mouvement vers le pôle

tend à être déviée vers l'est, et inversement pour un mouvement vers l'équateur. Cette force inertielle, appelée **force de Coriolis** du nom du scientifique qui l'a découverte en 1835, est nulle à l'équateur et maximale aux pôles. Elle explique la structure tourbillonnaire de la circulation des moyennes et hautes latitudes, en opposition avec le caractère beaucoup plus zonal de la circulation de part et d'autre de l'équateur. Dans les tropiques, la redistribution méridienne de l'énergie est associée à une circulation cellulaire, dite **circulation de Hadley**. Ce concept de circulation méridienne date du XVII^{ème} siècle. Il fut proposé par l'anglais George Hadley pour expliquer le transport énergétique de l'équateur vers les pôles, et prend la forme de mouvements verticaux et méridiens dans le plan altitude/latitude. Ce schéma initial ne comportait qu'une cellule de transport entre l'équateur et les pôles. Il fut complété au XIX^{ème} siècle par Ferrel, puis par Rossby dans les années 1930, qui suggérèrent l'existence de cellules intermédiaires (cellule de Ferrel et cellule polaire). Bien que de fortes hétérogénéités régionales existent, la partie tropicale de ce schéma reste encore relativement réaliste. Par contre, l'existence de la cellule de Ferrel est mise à mal par les théories récentes de la dynamique atmosphérique des moyennes latitudes, qui mettent notamment en jeu les perturbations synoptiques et les ondes planétaires (cf description plus loin) dans la distribution méridienne de l'énergie.

En ce qui concerne les mouvements océaniques, les transferts de chaleur se font selon deux types de circulation: la circulation de surface, et la circulation profonde appelée circulation thermohaline. La première est pilotée par les vents de surface et par la force de Coriolis, alors que la seconde repose sur les différences de densité entre les masses d'eau liées à leur température et à leur salinité. Ces deux circulations concernent des échelles de temps très différentes, de l'année pour la première au millier d'année pour la seconde. Si le transport d'énergie océanique domine dans les tropiques, l'influence atmosphérique devient plus importante aux moyennes et hautes latitudes (figure 3).

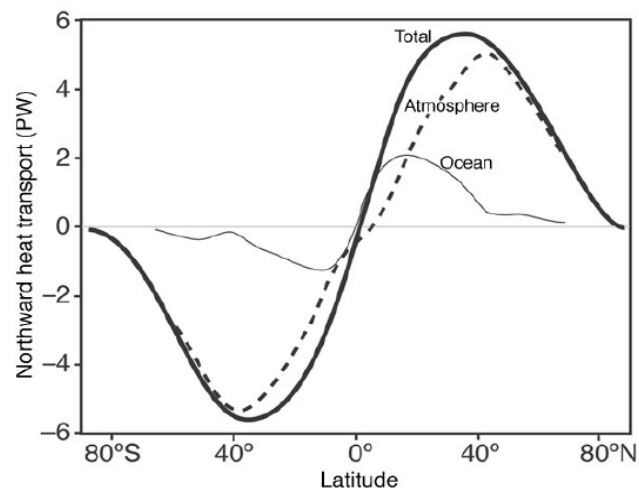


Figure 3. Redistribution de l'énergie par l'atmosphère et l'océan selon la latitude. D'après Trenberth et Caron (2001).

1. Généralités sur le système climatique

Après avoir défini de façon globale la circulation générale, décrivons maintenant les deux types de dynamique atmosphérique mis en jeu, tropicale et extratropicale. Ces deux aspects de la circulation nous intéressent dans le cadre de cette thèse, la première concernant le chapitre 3, alors que la seconde est au cœur des chapitres 4 et 5.

1.1.2. Circulation atmosphérique tropicale

➤ Circulation de Hadley

Si la Terre ne tournait pas sur elle-même, la circulation engendrée par le différentiel de température entre équateur et pôles serait unicellulaire et hémisphérique. L'ascendance de l'air chaud tropical serait compensée par des vents nord-sud en surface, et par la plongée aux hautes latitudes de l'air refroidi en altitude durant sa course vers le pôle. Ce schéma suggéré par Hadley n'est cependant pas valable, la zone de subsidence se situant en réalité dans les subtropiques autour de 30°N. La notion de conservation du mouvement angulaire prévoit en effet que la circulation de Hadley ne peut s'étendre au-delà des subtropiques, car elle mène à des vents d'est en surface totalement irréalistes, et même infinis, en se rapprochant des pôles. La circulation de Hadley ne représente donc aujourd'hui que la cellule tropicale de son schéma initial. De plus, au vu des hétérogénéités zonales et du fort cycle saisonnier, on distingue plusieurs cellules de Hadley locales le long de l'équateur. Ces cellules se présentent sous la forme suivante: la zone de forte convection le long de l'équateur nommée zone de convergence intertropicale (ZCIT) est associée à des régions de subsidence autour de 30°N responsables des déserts subtropicaux (Sahara, désert de Gobi,...). Les vents d'altitude dirigés vers les pôles sont déviés par la force de Coriolis et forment les courants-jets subtropicaux que nous présenterons à la section 1.1.3. En surface, la branche retour de cette cellule est marquée par des vents de nord-est, les alizés subtropicaux bien connus des navigateurs (voir figure 4).

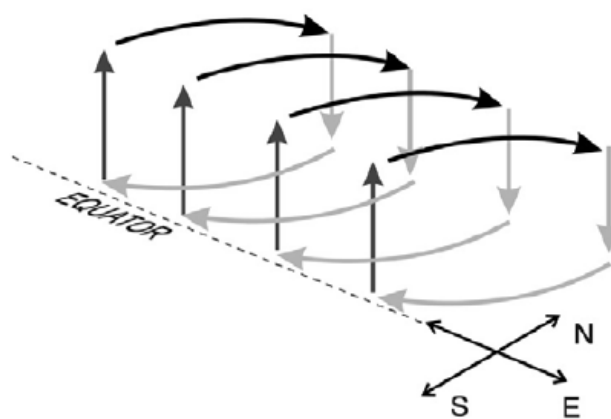


Figure 4. Représentation schématique de la cellule de Hadley tropicale de l'hémisphère Nord (une cellule inverse est visible dans l'hémisphère Sud).

Il existe cependant une forte asymétrie zonale de l'ascendance tropicale, celle-ci étant maximale sur certaines régions continentales chaudes et humides et au-dessus des eaux chaudes océaniques, comme la **Warm Pool**¹. Cette asymétrie est en partie compensée par la circulation méridienne, expliquant la forte hétérogénéité de la circulation de Hadley selon la longitude, mais également par des zones de subsidence dans le plan zonal. La circulation zonale qui en résulte est appelée **circulation de Walker**.

➤ Circulation de Walker

Dans les tropiques, la circulation de Walker redistribue l'énergie dans le plan zonal (figure 5).

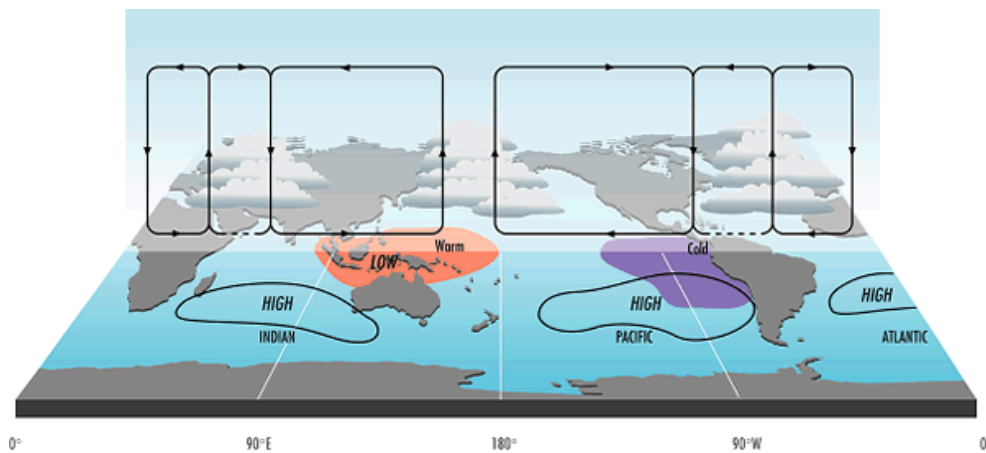


Figure 5. Représentation schématique de la circulation de Walker.

Ce modèle conceptuel décrit la circulation zonale moyenne sous les tropiques comme une succession de cellules reliant les zones de forte convection du Pacifique ouest, de l'Afrique et de l'Amazonie à des zones de subsidence sur les bords est des océans Atlantique, Pacifique et sur le bord ouest de l'océan Indien. La circulation de Walker résulte d'un fort couplage océan-atmosphère (Bjerknes 1969), et est en particulier fortement liée avec l'**El Niño Southern Oscillation** (ENSO), dont nous discuterons en section 1.2.2. La combinaison des branches subsidentes de la circulation de Hadley et de Walker dans les subtropiques mène aux déserts les plus arides du monde (désert d'Atacama au Chili ou désert de Namibie, par exemple). Les régions situées sous les branches ascendantes de la circulation de Walker sont quant à elles le siège de très forts mouvements convectifs et sont caractérisées par le climat de **mousson** (Asie du sud, Afrique équatoriale, Amérique centrale).

➤ La mousson d'Asie du sud

Le climat de mousson se caractérise par l'alternance entre deux saisons, l'une sèche (hiver), l'autre humide (été). Il concerne l'ensemble de l'océan indien, l'Afrique subsaharienne, les régions voisines de l'océan Pacifique (nord de l'Australie) et une partie de l'Amérique centrale. Ces régions sont caractérisées par un renversement saisonnier des vents de la basse troposphère qui intervient dans une large bande tropicale. On utilise

1 Zone d'eaux chaudes du Pacifique tropical ouest, délimitée par l'isotherme 28.5°C.

1. Généralités sur le système climatique

généralement le terme mousson pour désigner la mousson d'été, mais il existe également une mousson d'hiver. Cependant, la mousson d'été a beaucoup plus d'impacts sur les populations car elle correspond à la saison des pluies. La mousson asiatique est la plus étendue spatialement, et concerne plus d'un milliard de personnes en englobant les régions très peuplées du sous-continent indien et de l'Asie du sud-est. Elle se caractérise par une augmentation soudaine des précipitations entre mi-mai et mi-juin, la date moyenne du démarrage de la mousson (« *onset* » en anglais) se situant autour du 31 mai (Das 1987).

Le renversement saisonnier des vents est lié à la modification du contraste thermique entre l'océan et les continents de l'hiver à l'été. L'existence de ce contraste thermique repose sur les différences de chaleur spécifique des sols et de l'océan. Le sol conduisant mal la chaleur, les anomalies de température restent confinées en surface. Les surfaces continentales sont donc très sensibles aux variations de température de la basse atmosphère. A l'inverse, l'eau étant caractérisée par une forte capacité calorifique, les anomalies de température océaniques se propagent sur une couche beaucoup plus profonde, permettant une certaine inertie, ou mémoire, de la chaleur emmagasinée. Cela explique par exemple les fortes différences entre les climats continentaux, qui connaissent des hivers rudes et des étés très chauds et secs, et les climats dits océaniques, pour lesquels les différences entre l'hiver et l'été sont moins brutales. L'océan régulant les écarts de température d'une saison à l'autre, les régions côtières connaissent des hivers plus doux et des étés moins secs que les régions situées à l'intérieur des terres.

Dans les tropiques, les saisons hivernale et estivale sont moins marquées, du fait de l'insolation qui reste assez élevée tout au long de l'année. Cependant, les variations de rayonnement solaire modifient le contraste thermique entre l'océan et les continents. **Durant l'été**, l'augmentation de l'insolation réchauffe fortement les températures sur continent, créant des dépressions thermiques, alors que les océans se réchauffent beaucoup plus lentement. Au niveau du sous-continent indien, le gradient méridien de température entraîne la mise en place d'une circulation de mousson de l'océan vers le continent dans la basse troposphère (l'air chaud continental étant moins dense que l'air plus froid océanique). **En hiver**, l'ensoleillement plus faible refroidit rapidement les surfaces continentales et favorise l'apparition d'anticyclones thermiques. Le refroidissement est beaucoup plus lent sur océan à cause de la chaleur qu'il a emmagasinée durant l'été. Les vents soufflent donc du continent vers l'océan, on parle alors de mousson d'hiver (figure 6).



Figure 6. Représentation schématique de la mousson d'été et de la mousson d'hiver.

Si le chauffage différentiel entre la terre et l'océan en est le processus de base, d'autres facteurs interviennent dans la mise en place du flux de mousson en été. Le premier d'entre eux est la force de Coriolis, qui modifie la direction des vents et explique la courbure du flux de mousson sur la mer d'Arabie. Un autre facteur très important pour expliquer le maintien de la mousson est la libération de chaleur latente engendrée par la condensation de la vapeur d'eau accumulée sur océan, responsable des fortes précipitations sur les terres. Cette source de chaleur compense le refroidissement engendré en surface par l'augmentation de la nébulosité et par l'évaporation des masses d'eau précipitées. Elle est essentielle pour maintenir les basses pressions sur les terres et la circulation de mousson. La libération de chaleur latente dans la troposphère explique également la circulation d'est en altitude que l'on observe durant la mousson. Ce jet tropical (TEJ, « **Tropical Easterly Jet** ») s'explique par le concept de **vent thermique**², selon lequel la composante d'est du flux augmente avec l'altitude, aboutissant à des vents d'est violents vers 200 hPa. La circulation de mousson ne concerne donc pas seulement la surface, mais prend forme sur toute la colonne atmosphérique. Finalement, le dernier facteur principal favorisant la mise en place de la mousson est le plateau tibétain, dont le réchauffement soudain en été joue un rôle important dans l'existence du gradient méridien de température dans la moyenne troposphère (Yanai et al. 1992).

1.1.3. Circulation atmosphérique des moyennes latitudes

Comme nous l'avons évoqué précédemment, la dynamique de l'atmosphère extratropicale est bien différente de celle que l'on observe dans les tropiques. En effet, alors que sous les tropiques la force de Coriolis est très faible, son influence devient primordiale pour expliquer la dynamique de grande échelle au-delà de 25°N.

➤ **Courants-jets**

Considérons la branche d'altitude de la circulation de Hadley, illustrée sur la figure 4. Près de l'équateur, la force de Coriolis étant négligeable, l'atmosphère agit comme si la Terre tournait avec une faible vitesse de rotation. Lorsque les masses d'air s'éloignent de l'équateur, la force de Coriolis augmente et mène, dans l'hémisphère Nord, à la déviation vers la droite des vents et à la mise en place d'un flux d'ouest dans la haute troposphère. De plus, l'interaction entre cet air tropical et les masses d'air polaire crée un gradient thermique prononcé au niveau de la bande de latitude 30°N-40°N, que l'on retrouve sur toute la colonne d'atmosphère. La réponse à ce différentiel de température se caractérise d'après la règle du vent thermique par une intensification des vents d'ouest avec l'altitude. Ces deux facteurs expliquent la présence d'une zone de fort flux d'ouest près de la tropopause dans les subtropiques. Ce « tube » de vent, dont l'intensité et la position varient selon la saison (plus fort dans l'hémisphère d'hiver, quand le gradient thermique pôle-équateur est maximal, et

2 La relation du vent thermique relie l'amplitude du gradient thermique méridien et la distribution du vent zonal suivant la verticale. Dans l'hémisphère Nord, la présence d'un fort gradient thermique méridien positif est associée à un flux d'est renforcé, quelle que soit la valeur du vent à la surface, et inversement.

1. Généralités sur le système climatique

situé plus au sud), est appelé **courant-jet**. On le retrouve à une altitude moyenne de 12 km au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley (figure 7).

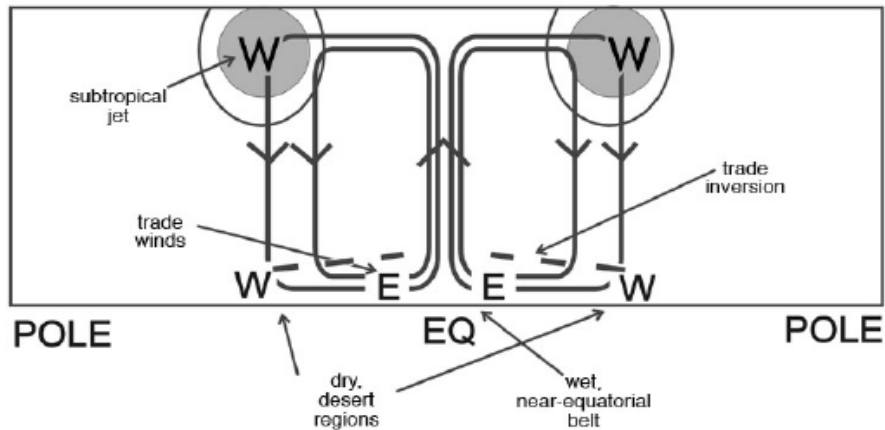


Figure 7. Vision schématique des courants-jets et de la cellule de Hadley tropicale.

Les courants-jets ne se limitent pas qu'aux courants-jets subtropicaux. Comme illustré sur la figure 8, un autre courant-jet s'observe en hiver dans la stratosphère des hautes latitudes, autour de 60°N: **le jet stratosphérique polaire**. Ce jet ne se forme qu'en hiver, lorsque les régions boréales sont plongées dans la nuit polaire. L'absence de rayonnement solaire refroidit considérablement la stratosphère, et crée des gradients de température et de

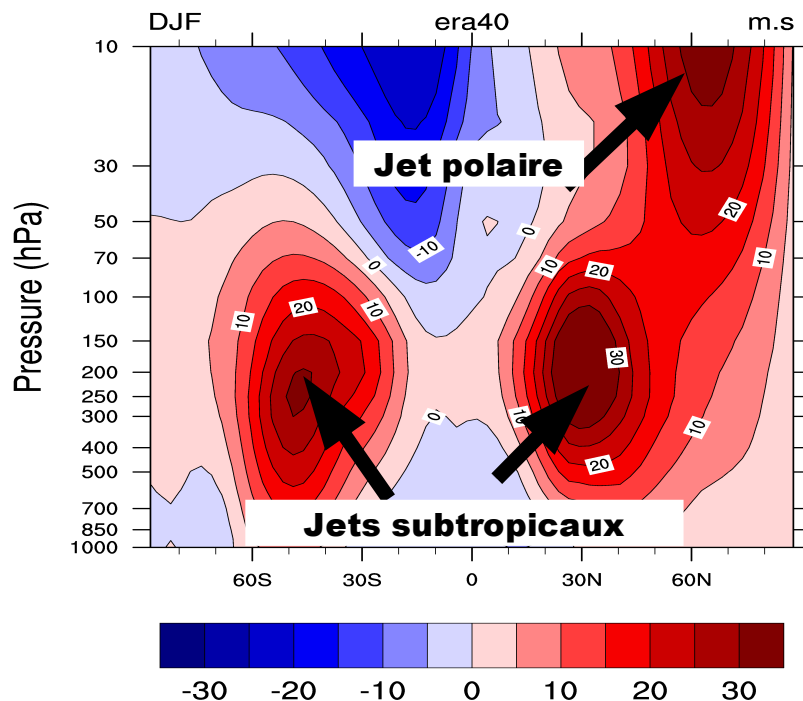


Figure 8 . Moyenne zonale du vent zonal (m/s) en hiver (DJF), à partir des réanalyses ERA40.

pression très marqués entre la stratosphère équatoriale et les hautes latitudes. Il en résulte la formation de vents d'ouest très forts à une altitude d'environ 50 km, formant le jet polaire, et à l'intérieur duquel se forme le **vortex polaire**. Le vortex polaire est une dépression intense centrée sur les pôles qui se forme dans la moyenne et haute atmosphère, et surplombe l'anticyclone de surface caractéristique des régions polaires. Le vortex polaire Antarctique est plus stable que celui d'Arctique, qui est plus facilement déstabilisé par la propagation d'**ondes de Rossby**³ plus nombreuses dans l'hémisphère Nord. Le jet polaire isole le vortex des autres régions, empêchant ainsi tout contact avec des masses d'air plus chaudes issues des moyennes latitudes. Cependant, l'intrusion de ces masses d'air intervient parfois lors d'événements dénommés **réchauffements stratosphériques soudains** (cf description plus loin), durant lesquels l'intensité du vortex s'effondre subitement.

Nous avons souligné le caractère zonal de la circulation des moyennes latitudes à travers la description des courants-jets. Cette circulation zonale pose cependant plusieurs questions: à partir des moyennes latitudes, comment l'énergie est-elle transportée vers les pôles? De plus, pourquoi n'observons-nous pas une circulation purement zonale dans nos régions?

Pour répondre à ces questions, il est nécessaire d'introduire la notion d'ondes stationnaires et de perturbations baroclines. L'état d'une variable météorologique Ψ (le géopotential, par exemple) à un endroit donné peut être considéré à tout instant comme la somme de sa moyenne temporelle Ψ_0 et de l'écart à cette moyenne Ψ' (Peixoto et Ort 1992).

$$\psi(\lambda, \phi, z, t) = \psi_0(\lambda, \phi, z) + \psi'(\lambda, \phi, z, t) \quad (1)$$

avec λ , ϕ , z et t respectivement la latitude, la longitude, l'altitude et le temps. Le terme Ψ' représente la circulation transitoire atmosphérique, caractéristique de l'échelle météorologique. Ce sont ces anomalies autour de la moyenne temporelle qui créent les dépressions et les anticyclones responsables du temps que l'on observe à nos latitudes. Ces perturbations synoptiques (ou baroclines) forment la circulation dite **transitoire**. De plus, la moyenne temporelle Ψ_0 peut se décomposer à un endroit et à un instant donné comme la somme entre sa moyenne zonale et la déviation autour de cette moyenne zonale:

$$\psi_0(\lambda, \phi, z) = \psi_{00}(\phi, z) + \psi^*(\lambda, \phi, z) \quad (2)$$

Ψ_{00} désigne la circulation zonale moyenne, de type circulation de Hadley par exemple. Ψ^* représente l'asymétrie du flux moyen, et est couramment désignée comme l'activité des **ondes stationnaires**.

3 Les ondes de Rossby ou ondes planétaires sont des mouvements ondulatoires de la circulation atmosphérique de grande longueur d'onde, dont l'initiation est due à la variation de la force de Coriolis selon la latitude.

➤ Perturbations transitoires

La vision essentiellement zonale de la circulation des moyennes latitudes n'est pas correcte. L'atmosphère extratropicale est en effet marquée par de fortes instabilités dynamiques, qui se manifestent par l'existence de perturbations du flux zonal moyen, appelées perturbations transitoires, ou **baroclines**⁴, car elles interviennent au niveau des zones de fort gradient méridien de température marquées par une forte baroclinicité. Ces perturbations se caractérisent par la formation de systèmes dépressionnaires venant de l'ouest que nous connaissons bien dans nos contrées. Ces rails de dépressions se forment le long des courants-jets et s'accompagnent d'un transfert méridien permettant la redistribution de l'énergie des subtropiques vers les hautes latitudes. Elles prennent forme sur les bords ouest des bassins océaniques Atlantique et Pacifique, où les courants océaniques (Gulf stream, Kuroshio) créent les gradients de température les plus importants et rendent les jets subtropicaux particulièrement puissants et instables. Elles se propagent ensuite vers l'est au dessus de ces deux bassins (figure 9).

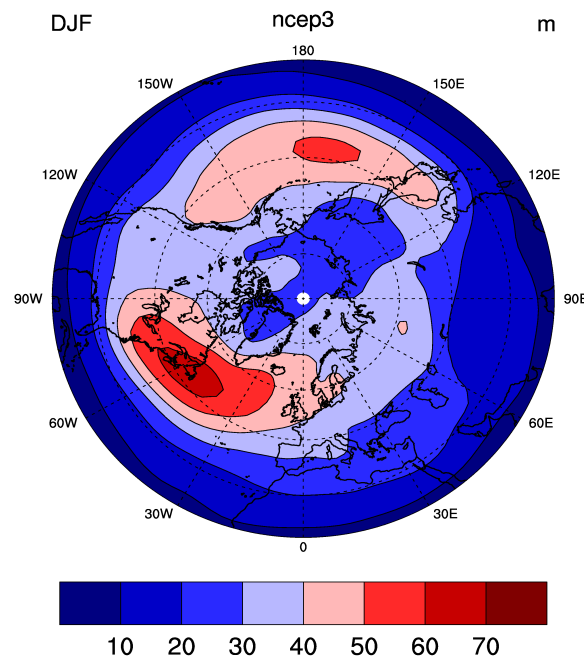


Figure 9. Rail des dépressions en hiver, d'après les réanalyses quotidiennes NCEP (période 1972-2006). L'unité est en m (écart-type du géopotential filtré dans les hautes fréquences).

La figure 10 illustre de manière simplifiée le mécanisme par lequel ces dépressions synoptiques favorisent le transport méridien de chaleur. Les transitoires rabattent de l'air polaire vers l'équateur, et inversement de l'air chaud vers le pôle, tendant à réduire le gradient thermique méridien (figure 10a). En effet, la circulation est de direction nord-sud à l'ouest de la dépression, et de direction sud-nord à l'est. Cette circulation crée un front chaud en amont de la perturbation (ronds, figure 10b) et un front froid en aval (triangles).

4 Fluides dont les propriétés ne sont pas homogènes sur la verticale..

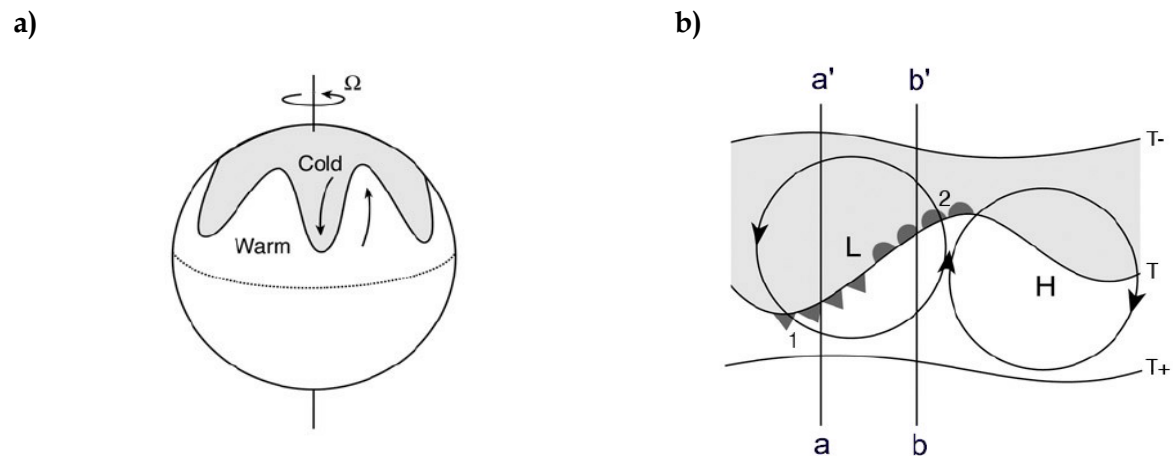


Figure 10. Représentation schématique des perturbations baroclines des moyennes latitudes.

La physique des dépressions synoptiques est très complexe, et ne nous concerne pas directement pour cette thèse. Nous en resterons donc à cette vision très simpliste, le propos étant seulement d'illustrer le rôle de ces perturbations dans la redistribution méridienne de l'énergie. Ces ondes de petite échelle se superposent à des ondes de plus grande échelle, qui jouent également un rôle dans le transport d'énergie de l'équateur vers les pôles: les **ondes stationnaires**.

➤ Ondes stationnaires

Les ondes stationnaires sont des **ondes planétaires de Rossby**, de nombre d'onde 1 ou 2, visibles principalement dans la haute troposphère et la stratosphère (figure 11). Ces ondes sont couplées avec les ondes troposphériques forcées par la topographie et par le chauffage diabatique résultant du contraste thermique terre-mer. La propagation verticale des ondes planétaires dépend fortement de l'état moyen de l'atmosphère. En calculant un indice de réfraction dépendant de la distribution de la moyenne zonale du vent, les travaux précurseurs de Charney et Drazin (1961) ont montré que les ondes ne peuvent se propager que si le flux atmosphérique est dirigé vers l'ouest, et que les vents ne dépassent pas une certaine intensité critique⁵. Ce critère U_c de vent maximum (dit « **critère de vitesse de Rossby** ») autorisant la propagation est plus élevé pour les grandes longueurs d'ondes. Par exemple, pour une anomalie de nombre d'onde 2 à la latitude 45° , il est d'environ 40 m/s. Les anomalies de large structure horizontale ont donc plus de chances de se propager verticalement dans la colonne atmosphérique que les anomalies de plus petites échelles, qui restent « piégées » dans la troposphère. Le vent zonal contrôle ainsi la propagation des ondes planétaires, le jet stratosphérique polaire agissant comme un guide d'ondes en les réfractant, alors que le guide d'onde équatorial représenté par les vents nuls dans les tropiques les absorbe.

Bien que la théorie prévoie que des vents d'ouest faibles favorisent la propagation, les transferts verticaux dépendent également fortement de la structure spatiale du vent zonal.

⁵ La propagation des ondes est autorisée si $0 < U < U_c$.

1. Généralités sur le système climatique

Lin (1982) a montré que plus la courbure méridionale du jet polaire est prononcée, plus les ondes ont la capacité de se propager. L'effet positif de sa courbure méridionale dominant l'effet négatif de l'intensité des vents, les ondes ont tendance à se propager au niveau de ce jet plutôt que dans les zones de faible vent d'ouest. La position du jet stratosphérique est donc cruciale pour la propagation verticale des ondes forcées en surface, une position plus septentrionale du jet favorisant la propagation des ondes de la troposphère vers la stratosphère aux hautes latitudes.

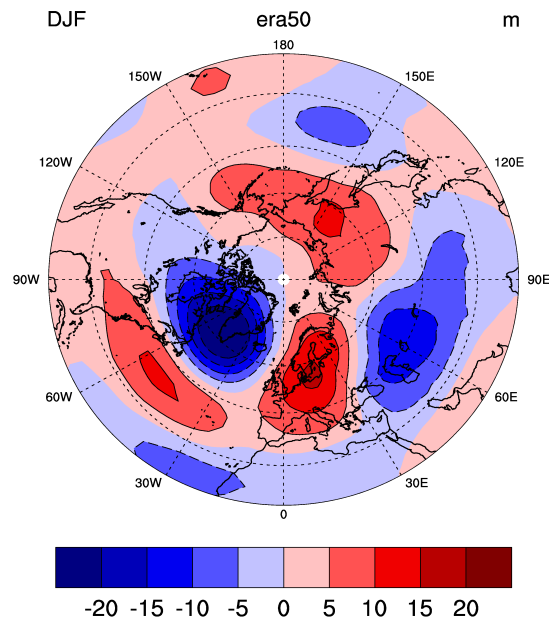


Figure 11. Ondes stationnaires: climatologie du géopotentiel à 200 hPa en hiver débarrassé du cycle annuel et de sa moyenne zonale, d'après les réanalyses NCEP. Période 1971-2000.

Les ondes planétaires dépendent de l'état moyen, mais selon la théorie des interactions ondes-état moyen elles l'influencent également en retour (Charney et Drazin 1961, Eliassen et Palm 1961, Andrews 1985). Si les conditions de propagation sont réunies, les ondes générées en surface par la topographie et les anomalies thermiques peuvent en effet modifier la circulation stratosphérique lors de leur interaction et absorption par le flux moyen. Par contre, lorsque le vent zonal moyen excède le critère de vitesse de Rossby, ces ondes sont réfractées vers la surface et dans le plan méridien (Matsuno 1970).

➤ Réchauffements stratosphériques et couplage troposphère/stratosphère

Depuis quelques années, des études suggèrent la prévisibilité potentielle de la variabilité extratropicale associée aux anomalies de circulation stratosphérique. En effet, il semble que les phases de l'oscillation Arctique (Thompson et Wallace 1998, cf section 1.2.2) prennent forme dans la stratosphère, et se propagent ensuite en surface avec un délai de quelques semaines (Baldwin et Dunkerton 1999). Les événements extrêmes stratosphériques, définis par des valeurs fortement positives ou négatives de l'indice AO d'altitude, sont suivis d'anomalies météorologiques en surface qui peuvent persister plus de deux mois (Baldwin et Dunkerton 2001). La connaissance de l'état de la stratosphère pourrait donc permettre d'augmenter la prévisibilité du temps dans les extratropiques au-delà de la limite théorique

actuelle de quelques jours (Mukougawa et al. 2009). Ce phénomène de réchauffement stratosphérique est illustré sur la figure 12 par un événement s'étant produit durant l'hiver 2009. Dans ce cas, le réchauffement a été très soudain et l'anomalie s'est propagée instantanément en surface, conduisant à une prépondérance de la phase négative de l'AO pendant quelques semaines.

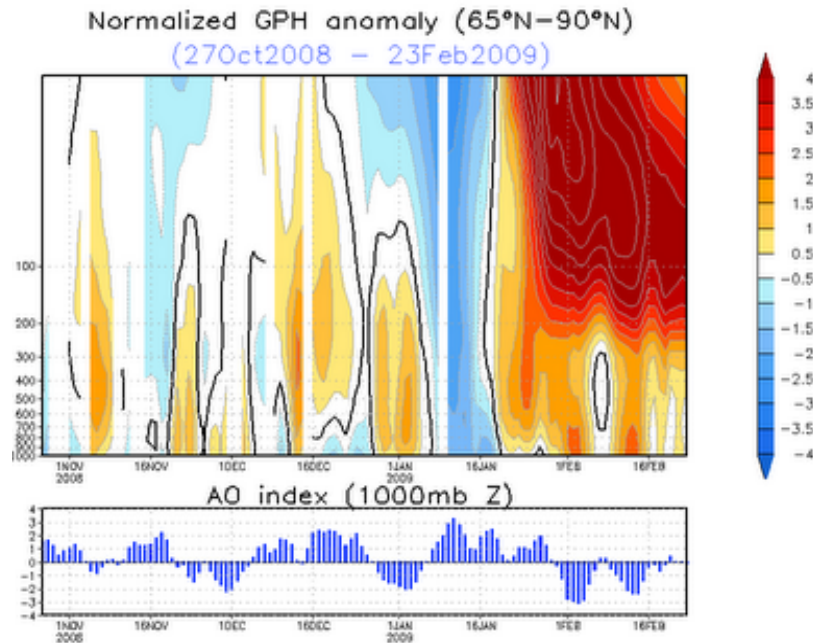


Figure 12. Réchauffement stratosphérique soudain, représenté en coupe pression/temps par les anomalies du géopotential moyen au-delà du cercle polaire. D'après <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>.

Les anomalies du mode AO d'altitude sont liées à l'état du vortex polaire, dont l'évolution est gouvernée par une interaction complexe entre le forçage radiatif solaire et le forçage par les ondes planétaires. L'affaiblissement du jet polaire permet l'intrusion de masses d'air dans le vortex, ce qui conduit à un **réchauffement stratosphérique**. A l'inverse, dans le cas d'un renforcement du jet, le vortex est moins sensible à la propagation des ondes émergeant de la troposphère. La dépression polaire est alors accrue, et on parle de refroidissement stratosphérique. Les anomalies stratosphériques sont donc modulées par l'activité des ondes stationnaires se propageant sur la verticale. En particulier, Polvani et Waugh (2004) ont montré que l'activité des ondes stationnaires issues de la troposphère moyennée sur quelques semaines constituait un bon précurseur des événements stratosphériques extrêmes.

L'origine des anomalies stratosphériques prendrait donc corps dans la troposphère, ce qui suggère une prévisibilité encore plus précoce des conditions de surface consécutives aux anomalies stratosphériques. Toutefois, le rôle de la stratosphère dans ce mécanisme reste encore sujet à débat. S'il apparaît clair qu'elle réagit aux ondes planétaires issues de la troposphère, elle module également la propagation de ces ondes à travers la position du jet polaire (Scott et Polvani 2004). L'activité stationnaire et l'état moyen de l'atmosphère s'influencent donc mutuellement, rendant comme souvent en climat la compréhension des mécanismes difficile.

En résumé

La dynamique de l'atmosphère repose sur un principe simple: la redistribution du rayonnement solaire excédentaire de l'équateur vers les pôles. Les mouvements des masses d'air visent à équilibrer à la fois l'énergie et la quantité de mouvement à l'échelle du globe. En adoptant une vision délibérément simplificatrice, on peut considérer que ce transport de chaleur et de mouvement se fait grâce aux circulations cellulaires de Hadley/Walker dans les tropiques, et via les ondes stationnaires/perturbations transitoires aux moyennes latitudes.

1.2. Notions de variabilité du climat

1.2.1. Échelles de temps

La section précédente a décrit quelques caractéristiques de l'état moyen de la circulation atmosphérique. Cet état moyen n'existe pas en réalité, le climat étant par définition la distribution statistique des conditions atmosphériques en un lieu donné. Les fluctuations permanentes autour de cet état moyen sont ce qu'on appelle la **variabilité du climat**. Cette variabilité intervient à toutes les échelles de temps, allant du cycle diurne à la variabilité multi-millénaire liée aux variations des paramètres orbitaux de la Terre.

En deçà de l'échelle hebdomadaire (domaine de la météorologie), l'atmosphère peut être considérée comme un système dynamique indépendant dont les conditions aux limites peuvent être plus ou moins ignorées. Depuis les travaux de Lorenz (1963) sur le caractère chaotique de l'évolution de l'atmosphère, il est considéré que la mémoire atmosphérique ne dépasse pas 10 à 15 jours. Au-delà de cette limite de prévisibilité théorique, les états possibles de l'atmosphère divergent tellement que l'on ne peut anticiper sur son évolution. Cependant, les autres composantes du système climatique, et notamment l'océan et les surfaces continentales, évoluent sur des échelles de temps beaucoup plus longues que l'atmosphère. En effet, les anomalies de températures de surface de la mer (TSM), de glace de mer ou encore de couverture de neige, peuvent persister bien au-delà de une à deux semaines et agir graduellement sur la troposphère. De même, la stratosphère représente une source de prévisibilité intéressante pour la troposphère compte tenu de sa plus grande inertie. Pour l'étude du climat, il est donc nécessaire de prendre en compte la variabilité interne de l'atmosphère, mais également les interactions complexes entre l'atmosphère et les autres composantes lentes du système climatique.

Appréhender la notion de variabilité du climat nécessite des hypothèses fortes. Elle peut être décomposée en deux parties: une composante **forcée** représentant la réponse de l'atmosphère aux forçages externes évoqués ci-dessus, et une composante **libre** liée aux instabilités internes et aux rétroactions menant à des interactions non-linéaires. La partie prévisible du climat provient de sa composante forcée, et permet en théorie d'anticiper de

manière probabiliste (et non plus déterministe) l'évolution climatique au-delà de la limite de prévisibilité du temps de 10-15 jours, aux échelles intrasaisonnière, saisonnière, interannuelle, décennale, ... selon la nature du forçage que l'on étudie. Nous décrivons les méthodes utilisées et les résultats obtenus en prévision saisonnière à la section 1.2.3. Avant cela, il est nécessaire de présenter certains modes de variabilité préférentiels du climat, et les téléconnexions qui leurs sont associées.

1.2.2. Téléconnexions et modes de variabilité

Une **téléconnexion** est souvent définie comme un lien entre des anomalies climatiques éloignées l'une de l'autre. Ces relations à distance sont depuis longtemps « traquées » par les climatologues, ce terme ayant été utilisé pour la première fois dans les années 1930 par Angström (1935). Les téléconnexions jouent un rôle très important dans l'étude du climat car elles permettent souvent la compréhension de certains phénomènes climatiques à travers le monde. Une des plus célèbres téléconnexions est l'**oscillation Australe** (en anglais « Southern Oscillation »), reliant les pressions des océans Indien et Pacifique sud, qui fut découverte par Walker au début du XX^{ème} siècle (1924). Les téléconnexions sont régulièrement désignées comme des « **modes de variabilité** ». La différence entre les deux définitions n'est pas évidente, le mot téléconnexion désignant soit un mode de variabilité, soit l'interaction entre deux modes de variabilité.

➤El Niño Southern Oscillation (ENSO)

L'ENSO est le mode de variabilité du climat le plus spectaculaire à l'échelle interannuelle, et par conséquent l'un des phénomènes climatiques les plus étudiés et connus du grand public. L'ENSO, comme son nom l'indique, est un mode couplé océan-atmosphère, dont El Niño représente la partie océanique, Southern Oscillation désignant son pendant atmosphérique.

El Niño a historiquement été associé avec une anomalie de courant océanique apparaissant au large des côtes Pacifique de l'Amérique du sud aux alentours de Noël (d'où le nom d'El Niño, désignant en espagnol l'enfant Jésus). Cette anomalie s'étend de l'Équateur au Chili, avec un maximum au large du Pérou. Ce courant faible et chaud a des répercussions catastrophiques pour les pêcheurs, car il bloque l'upwelling côtier apportant des eaux froides chargées en nutriments en surface. El Niño désigne maintenant plus généralement le réchauffement des eaux de surface de l'est du Pacifique équatorial, intervenant avec une périodicité oscillant entre 3 et 7 ans (Trenberth 1997). La **Southern Oscillation** a été découverte par Walker (1924), et fut définie plus précisément par Walker et Bliss (1932). Elle se caractérise par un large déplacement de la masse atmosphérique tropicale d'ouest en est, entre les océans Indien/Pacifique ouest et l'océan Pacifique est. Bjerknes (1969) fut l'un des premiers à suggérer le couplage entre ces deux phénomènes, couplage communément admis aujourd'hui. Bien que des relations asynchrones soient observées entre certains paramètres atmosphériques et océaniques, les causes du déclenchement d'évènements de type ENSO restent sujettes à débat. Il est admis que les vents de surface

1. Généralités sur le système climatique

modifient la surface océanique, et que l'océan influence l'atmosphère au travers des flux de chaleur d'humidité apportés de l'océan vers les basses couches atmosphériques. L'ENSO est donc fondamentalement un mode couplé pour lequel il est difficile de discerner si les précurseurs sont atmosphériques ou océaniques.

Lors du printemps boréal, le Pacifique tropical est le siège d'un renforcement saisonnier des vents alizés, démarrant généralement au mois de mai et se poursuivant jusqu'en octobre. Certaines années, ce renforcement saisonnier des vents est toutefois moins marqué. En réponse à cette anomalie atmosphérique, les eaux du Pacifique équatorial central et est se réchauffent, diminuant les processus d'advection océanique horizontale et d'upwelling, alors que les eaux chaudes de la Warm Pool sur l'ouest du bassin se refroidissent légèrement. La circulation de Walker est alors affaiblie, avec une augmentation de la convection sur le centre et l'est du bassin, et une diminution sur sa partie ouest (figure 13). Ces conditions, dites « **El Niño** », ou événement chaud, correspondent à la phase négative de l'oscillation Australe, et persistent généralement jusqu'à l'hiver suivant. D'autres printemps connaissent au contraire un renforcement plus marqué des alizés, conduisant à un renforcement de l'upwelling côtier et à une extension de la langue d'eau froide vers le centre du bassin. La circulation de Walker renforcée augmente la différence de pression entre les bords est et ouest du Pacifique tropical : c'est la phase positive de l'oscillation australe. Ces « anti El Niño » sont appelés événements froids ou « **La Niña** » (Philander 1990). Les anomalies froides suivent également le cycle saisonnier des alizés en se renforçant du printemps à l'hiver suivant. Il faut néanmoins souligner que ce cycle saisonnier des événements ENSO n'est pas systématique et que certaines années connaissent une persistance des anomalies d'une année sur l'autre (Trenberth 1997).

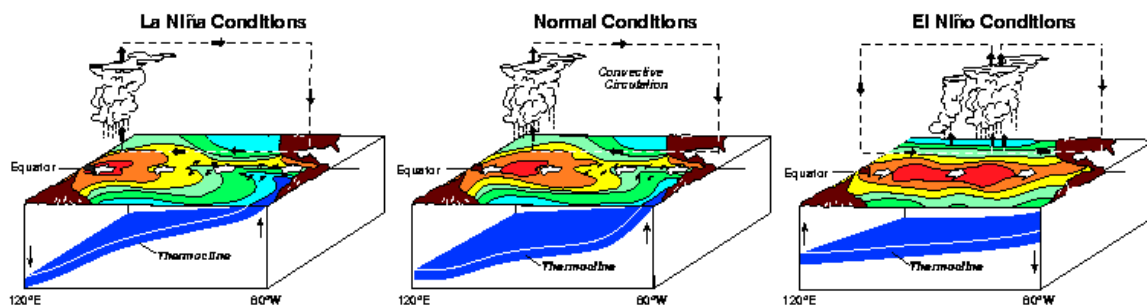


Figure 13. Représentation schématique des différentes phases de l'ENSO.

Divers indices sont calculés pour quantifier l'intensité de l'ENSO. Les indices océaniques sont calculés en moyennant les anomalies de TSM sur des boîtes géographiques représentatives de différentes régions du Pacifique tropical (NINO-3, NINO-3.4, ...). Les anomalies atmosphériques sont caractérisées à partir du Southern Oscillation Index (SOI), calculé comme la différence de pression normalisée entre Tahiti et Darwin.

En plus des modifications locales sur le Pacifique tropical et les côtes d'Amérique du sud, l'ENSO a des répercussions sur les températures et les précipitations de régions plus éloignées. Une des téléconnexions parmi les plus connues et les plus étudiées est son lien

avec la mousson indienne. La plupart des sécheresses majeures sur l'Inde se sont produites lors de la mise en place d'événements El Niño dans le Pacifique tropical, qui atteignent leur apogée l'hiver suivant (Rasmusson et Carpenter 1983). Les moussons excédentaires sont quant à elles plutôt associées aux événements La Niña. Cependant, tous les El Niño n'ont pas produit de sécheresses (celui de 1997-98 a par exemple été associé à une mousson normale durant l'été 1997). De plus, cette téléconnexion s'est affaiblie ces dernières années (Krishna Kumar et al. 1999). Le lien ENSO-mousson et sa variabilité décennale restent donc à éclaircir, bien que les mécanismes mis en jeu soient relativement bien compris. Le mécanisme physique fondamental implique une téléconnexion atmosphérique entre les bassins Pacifique et Indien. Le développement d'un El Niño au printemps est associé à un déplacement vers l'est de la circulation de Walker du Pacifique central, ce qui favorise des mouvements de subsidence sur l'Asie du sud. Cette anomalie de circulation coupe la convection et affaiblit les précipitations de mousson sur l'Inde durant l'été, alors que l'anomalie chaude de TSM se renforce sur le Pacifique central et au large des côtes sud américaines (Ju et Slingo 1995)

➤ North Atlantic Oscillation (NAO) et Arctic Oscillation (AO)

L'**oscillation Nord Atlantique (NAO)**, pour « North Atlantic Oscillation ») est le principal mode de variabilité de l'atmosphère de la région Nord Atlantique-Europe. Elle fut l'un des premiers phénomènes climatiques de grande échelle à être identifié et défini par un indice (Walker et Bliss 1932). La NAO consiste en un basculement de la masse atmosphérique entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores, et l'indice NAO se définit comme la différence normalisée de pression de surface entre ces deux régions (Hurrell et al. 1995). Une description détaillée de la NAO et de ses impacts est donnée dans l'ouvrage de Hurrell et al. (2003).

La phase positive de la NAO (NAO+) correspond à un renforcement des deux centres d'action, avec un anticyclone plus marqué et une dépression plus creusée (figure 14a). Il en résulte une intensification des vents d'ouest des moyennes latitudes et des alizés de l'Atlantique subtropical. Le décalage vers le nord du courant-jet d'altitude favorise une course plus septentrionale des dépressions des moyennes latitudes, qui advectent un air océanique chargé en humidité. On observe alors des températures plus douces et plus de précipitations sur l'Europe du Nord, la Scandinavie et jusqu'en Sibérie. A l'inverse, on observe des conditions plus sèches sur la région méditerranéenne. Sur la partie ouest du bassin, le renforcement de la dépression d'Islande entraîne des températures glaciales sur le Groenland et le Québec par advection d'air polaire, alors que la circulation de sud-ouest renforcée sur la côte est des États-Unis favorise des hivers plus doux que la moyenne.

La phase négative de la NAO (NAO-) se caractérise par un affaiblissement de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande, produisant un décalage des dépressions des moyennes latitudes vers le sud. Les impacts en températures et précipitations sur la région Nord Atlantique sont relativement symétriques à ceux de la NAO+ (figure 14b).

1. Généralités sur le système climatique

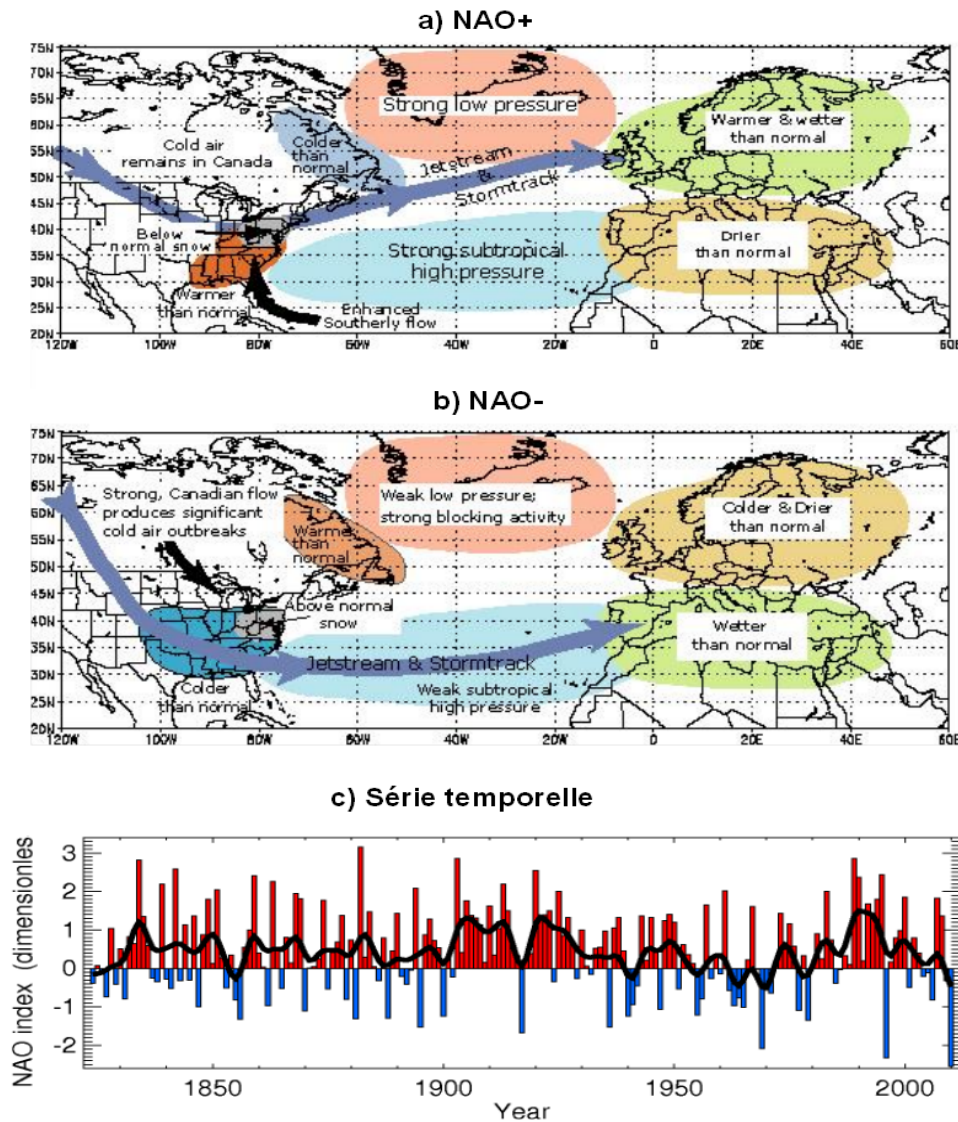


Figure 14. L'oscillation Nord Atlantique et ses conséquences : a) phase positive ; b) phase négative ; c) évolution temporelle de l'indice NAO d'hiver. D'après <http://www.ncdc.noaa.gov>.

Depuis la fin des années 1990, un nouveau concept lié à la NAO, mais concernant une structure spatiale plus large englobant les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord, a fait son apparition. L'**oscillation Arctique (AO)**, pour « Arctic Oscillation » a été proposée par Thompson et Wallace (1998) et est définie comme le premier mode de l'ACP (Analyse en Composante Principale, cf chapitre 2 section 2) réalisée sur la pression au niveau de la mer au nord de 20°N. L'AO consiste en un balancement entre les pressions des régions Arctique et des moyennes latitudes (figure 15). Dans ce schéma, la NAO est alors la signature régionale sur l'Atlantique Nord de cette oscillation beaucoup plus grande échelle. Bien que les indices NAO et AO sont fortement reliés, leurs structures différentes suggèrent que les mécanismes physiques leur étant associés ne sont pas les mêmes. La NAO décrit des phénomènes propres à la région Nord Atlantique, alors que la structure plus zonale de l'AO

serait la représentation d'un mode plus hémisphérique sensible aux variations zonales, notamment de la topographie.

Du fait de son caractère purement zonal et hémisphérique, l'AO est couramment désignée comme **le mode annulaire, ou NAM** pour « Northern Annular Mode » (Thompson et Wallace 2000). Cependant, les deux termes ne désignent pas exactement la même chose dans la littérature. La notion d'AO est plus souvent utilisée pour décrire l'oscillation observée en surface, ou tout du moins dans la basse troposphère, alors que le terme NAM s'emploie pour désigner le mode observé sur toute la couche atmosphérique. La signature de l'AO est en effet visible en altitude, et la propagation des anomalies de type AO est fortement dépendante du couplage troposphère-stratosphère. Si la réalité d'un mode annulaire stratosphérique est communément admise, la réalité de ce mode en surface est plus controversée (Ambaum et al. 2001). L'absence de relation significative entre les centres d'actions Atlantique et Pacifique remet en effet en cause l'existence d'un mode annulaire en surface (Deser 2000). Pour certains auteurs, l'AO serait un artefact lié à la méthode d'ACP, plus qu'un mode physique (Itoh 2002).

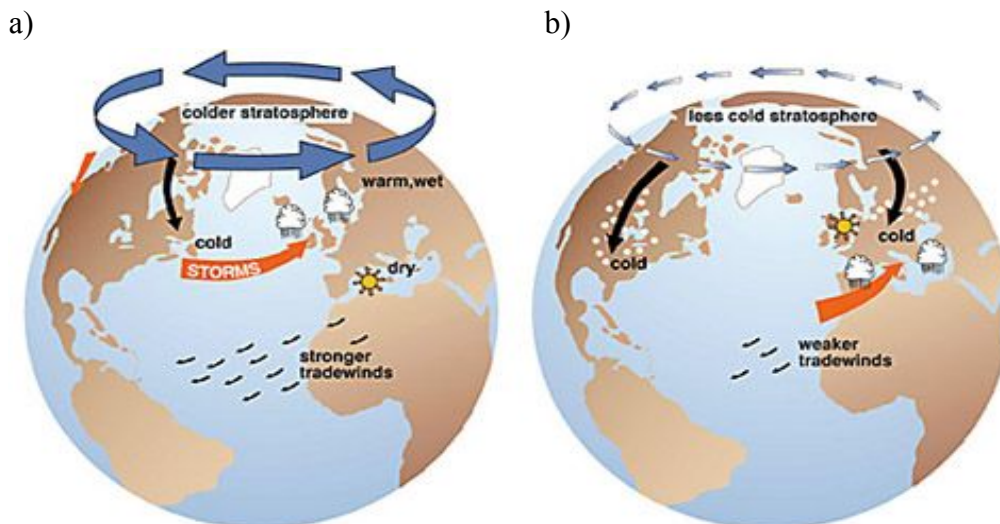


Figure 15. L'oscillation Arctique, ou mode annulaire : a) phase positive ; b) phase négative.

L'origine de l'existence du NAM, et de son cousin de l'hémisphère sud le SAM (« Southern Annular Mode ») est encore mal comprise. Les modes annulaires sont intimement liés à la configuration des dépressions extratropicales et des courants-jets, et il apparaît clair que leurs changements de phase sont modulés par l'interaction entre les ondes stationnaires et le flux moyen (De Weaver et Nigam 2000). Par conséquent, la mémoire atmosphérique n'excédant pas quelques jours, ces modes ne devraient pas montrer d'autocorrélation dans des conditions de forçage constant. Or, la tendance positive de l'AO/NAO et l'augmentation de leur variance observées durant les années 1970 à 2000 (figure 14c) sont significativement différentes des variations que l'on peut attendre d'un système purement chaotique (Feldstein 2002). Les forçages externes à l'atmosphère pourraient donc jouer un rôle sur la variabilité décennale, mais également interannuelle, de l'AO/NAO. Depuis quelques années, de nombreuses études se sont ainsi intéressées aux forçages exercés sur les modes AO/NAO par l'océan (Rodwell et al. 1999, Czaja et

1. Généralités sur le système climatique

Frankignoul 2002), la stratosphère (Scaife et al. 2005, Douville 2009b), les surfaces continentales (Saunders et al. 2003, Cohen et Entekhabi 1999) et d'autres forçages externes (Gillet et al. 2003).

➤ L'oscillation PNA (« Pacific North America oscillation »)

La variabilité de la zone Pacifique/Amérique du Nord est dominée par l'**oscillation PNA**, qui compte pour environ 30% de la variance atmosphérique totale de cette région. Le mode PNA se caractérise par un train d'ondes décrivant un cercle des tropiques vers les moyennes latitudes, avec quatre centres d'action sur le Pacifique subtropical, le Pacifique Nord, le Canada et le golfe du Mexique (figure 16).

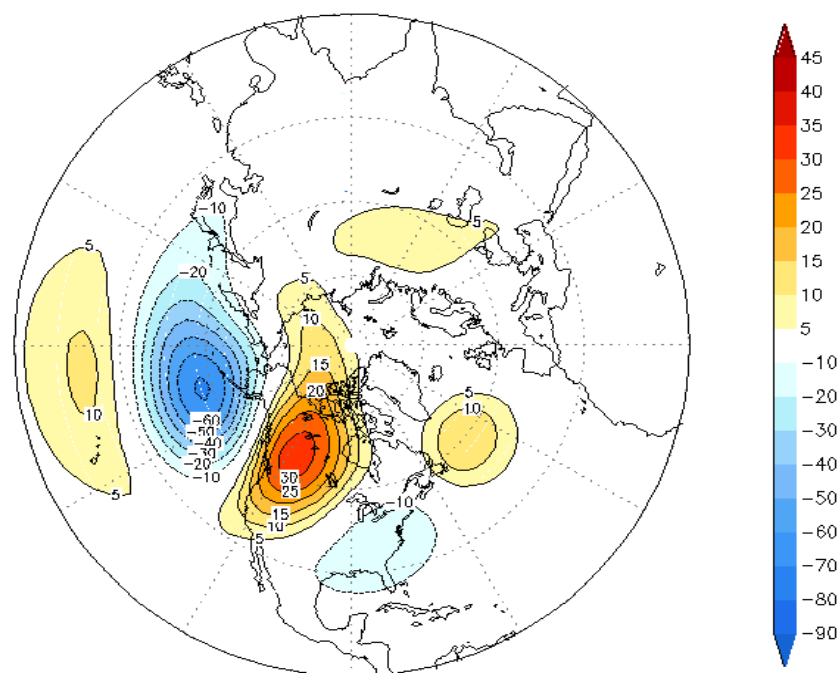


Figure 16. Centres d'action de l'oscillation PNA (ici correspondant à une phase positive) à partir de la régression du géopotential à 500 hPa sur l'indice PNA. D'après <http://www.cpc.noaa.gov>.

L'indice PNA peut se calculer à partir de ces quatre centres d'action selon la formulation proposée par Wallace et Gutzler (1981):

$$PNA = 0.25 * [Z(20N, 160W) - Z(45N, 165W) + Z(55N, 115W) - Z(30N, 85W)] \quad (3)$$

où Z représente le géopotential à 500 hPa. Il se définit également comme le second mode de l'ACP réalisée sur les pressions au niveau de la mer de l'hémisphère Nord.

Le PNA a une forte influence sur la distribution des températures et des précipitations sur l'Amérique du Nord (Leathers et al 1991). Il influence notamment la

position du jet subtropical d'altitude et module ainsi la position du rail des dépressions sur le Pacifique Nord. La phase positive du PNA favorise des températures plus élevées que la moyenne sur la côte ouest des États-Unis, alors que le sud-est du pays peut être soumis à des intrusions d'air polaire amenant des températures très basses. En phase négative, l'ouest du pays connaît des conditions plus froides et humides, alors que l'est est soumis à un climat chaud et sec. Le climat canadien est également influencé par le PNA, la phase positive étant associée à des conditions sèches sur les prairies canadiennes, et inversement.

Bien que le PNA soit un mode interne de l'atmosphère (Saravanan et McWilliams 1997), il est associé de façon significative avec l'ENSO à la fois dans les observations (Horel et Wallace 1981) et les modèles (Bladé 1997). Cette influence des tropiques vers les extratropiques a été largement décrite dans la littérature, et met en jeu la propagation d'ondes de Rossby (Sadler et Hoskins 1988, Trenberth et al. 1998). Lors d'un événement El Niño, le réchauffement diabatique centré sur la bande équatoriale crée une zone de convergence basse-couche, compensée dans la haute troposphère par des mouvements divergents (effet miroir). La formation de deux anticyclones d'altitude de part et d'autre de l'équateur renforce la branche descendante de la cellule de Hadley locale, et joue sur l'intensité et la position du jet subtropical (Hou 1998). Ces anomalies tropicales créent un train d'ondes stationnaires se propageant des tropiques vers les pôles qui s'incurve vers l'est sous l'effet de la force de Coriolis. Sur le Pacifique Nord, l'accélération de la cellule de Hadley induit un renforcement de l'anticyclone de Californie et un creusement de la dépression aléoutienne dans le golfe d'Alaska. L'intensification de ces deux centres d'action intensifie et décale le jet subtropical vers le sud. Les événements La Niña aboutissent aux conditions inverses. Les TSM du Pacifique tropical sont donc capables de moduler le climat d'Amérique du Nord par le biais du PNA. Cependant, la question de savoir si l'ENSO module directement la phase du PNA ou s'il crée de nouvelles structures sur le Pacifique Nord reste ouverte (Straus et Shukla 2002).

➤ Les autres modes de variabilité atmosphérique de l'hémisphère Nord

D'autres modes de variabilité de l'atmosphère extratropicale existent, mais représentent une part plus faible de variance expliquée que les modes décrits précédemment. Citons par exemple le mode East Atlantic, ou encore le mode West Pacific (Wallace et Gutzler 1981). L'**Aleutian Icelandic Seesaw (AIS)** caractérise quant à lui le phénomène de balancier entre l'intensité des dépressions aléoutienne et islandaise, qui intervient principalement en fin d'hiver (Honda et al. 2001).

1.2.3. État de l'art de la prévision saisonnière

La prévision saisonnière vise à anticiper plusieurs mois, voire saisons à l'avance, les grandes tendances du temps et en particulier des températures de surface et des précipitations. Les prévisions peuvent être indiquées en terme déterministe ou probabiliste, selon que l'on quantifie les anomalies prévues ou que l'on donne une probabilité d'occurrence des anomalies (ex: il y a 56% de chances que l'été soit chaud et sec sur l'Europe).

1. Généralités sur le système climatique

Deux types de prévisions existent: celles basées sur les modèles statistiques, et les prévisions dynamiques utilisant les modèles couplés océan-atmosphère.

Les prévisions dynamiques ont fortement progressé durant les vingt dernières années avec l'amélioration des modèles de circulation générale (MCG) et de la compréhension des téléconnexions de grande échelle. Les premiers succès de la prévision dynamique concernent l'ENSO, source majeure de prévisibilité du climat tropical mais également extratropical, avec la prévision de l'événement El Niño de 1986-87 par un modèle couplé océan-atmosphère de complexité intermédiaire (Cane et al. 1986). Les modèles de cette époque n'étaient pas à proprement parler couplés, l'atmosphère étant alors forcée par des TSM préalablement prédites. Bien que cette méthode permettait de s'affranchir des biais des modèles couplés de l'époque, elle présentait le désavantage de négliger les rétroactions entre l'atmosphère et l'océan, qui jouent un rôle primordial dans certains processus comme la mousson par exemple (Wu et Kirtman 2005). Vers la fin des années 1990, les progrès des MCG, notamment en ce qui concerne la représentation de l'ENSO (Latif et al. 2001), ont permis l'utilisation des modèles couplés océan-atmosphère en prévision saisonnière. Contrairement aux modèles dynamiques de la génération précédente, les bases sur lesquelles reposent les prédictions ne sont donc plus un problème de conditions aux limites, mais reposent sur la connaissance des conditions initiales, le modèle évoluant librement par la suite. Ces améliorations notables des MCG sont liées à la meilleure compréhension des mécanismes du climat tropical (notamment à travers le projet « Tropical Ocean Global Atmosphere », TOGA, Trenberth et al. 1998). De pair avec ces progrès de la modélisation numérique, un palier a pu être franchi en prévision saisonnière avec des résultats encourageants sur la prévision de l'ENSO. En particulier, le fort El Niño de 1997 a pu être anticipé quelques mois à l'avance (Barnston et al. 1999).

Depuis le début du XXI^{ème} siècle, les prévisions saisonnières dynamiques sont opérationnelles, et mises à disposition par plusieurs grands centres de climat à travers le monde (Alves et al. 2004, Palmer et al. 2004). Afin de limiter les erreurs dues au caractère chaotique de l'atmosphère, des ensembles d'expériences sont conduits, avec des conditions initiales atmosphériques différentes. De plus, afin de s'affranchir des biais caractéristiques de chaque modèle, une approche multi-modèle a été adoptée. La prévision finale provient de la moyenne des prévisions d'ensemble de chaque modèle. Cette méthode donne de meilleurs résultats que les prévisions faites par chaque modèle pris individuellement (Krishnamurti et al. 2000, Doblas-Reyes et al. 2005). Le modèle du CNRM fait partie des modèles européens participant au projet DEMETER (Development of a European Multi-model ensemble System for Seasonal to Interannual Predictions), centralisé au centre européen de Reading (ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, en français **CEPMMT**, Centre européen de prévision météorologique à moyen terme) où sont réalisées des prévisions saisonnières à partir de 7 MCG européens. Le projet CliPAS (Climate Prediction and its Application to Society) est également un projet international d'intercomparaison de modèles dynamiques américains, asiatiques et australiens (Wang et al. 2009).

Depuis une dizaine d'années, il semble que notre capacité à prévoir le climat tropical ait atteint un palier (Kirtman et Pirani 2009), et il paraît crucial de s'intéresser à d'autres sources de prévisibilité que les TSM tropicales. L'amélioration des modèles couplés est également un enjeu important des années à venir, concernant leur état moyen mais surtout

les téléconnexions de grande échelle que peu de modèles actuels sont capables de capturer. Ces perspectives motivent également l'utilisation de méthodes empiriques (ou statistiques) dans le contexte de la prévision saisonnière. Les **modèles statistiques** sont apparues bien avant l'utilisation des modèles couplés, mais sont aujourd'hui moins répandues que les prévisions dynamiques. Historiquement, elles sont plus utilisées dans certaines régions du globe que d'autres, notamment par les Indiens pour prévoir la mousson. Malgré la forte croissance des prévisions dynamiques de ces dernières années, les modèles statistiques restent une alternative intéressante, et donnent régulièrement de meilleurs résultats que les MCG, particulièrement aux moyennes latitudes (Cohen et Fletcher 2007).

La prévision statistique repose sur l'utilisation de prédicteurs du phénomène climatique à prévoir, par exemple la NAO, ou l'ENSO. Ces prédicteurs sont en général déterminés à partir des observations des variables climatiques, et des téléconnexions qui leur sont associées. Un modèle statistique est construit à partir des différents prédicteurs, le plus souvent à l'aide de la méthode de régression multiple. Des méthodes non-linéaires existent également, comme les réseaux de neurones (Navone et Ceccatto 1994). Les prévisions du phénomène climatique sont ensuite réalisées quelques semaines ou mois avant son apparition à partir de l'état de chaque prédicteur. De la même manière qu'une approche multi-modèle est utilisée en prévision dynamique, certains centres de prévision réalisent leurs prévisions en se basant sur les résultats de plusieurs modèles empiriques (Sahai et al. 2008). Le principal défaut de la prévision statistique du climat est qu'elle ne donne pas précisément l'évolution spatiale et temporelle de la mousson, contrairement à un MCG. Par exemple, la prévision statistique de la mousson indienne donne une valeur moyenne de l'indice de mousson sur la saison juin-septembre, sans préciser la distribution spatiale des précipitations et leur variabilité intrasaisonnière. De plus, les téléconnexions sur lesquelles se basent ces modèles sont souvent non stationnaires, et un lien fort entre deux phénomènes climatiques à un moment donné peut disparaître quelques années plus tard. L'exemple le plus flagrant de ces dernières années est l'affaiblissement du lien ENSO-mousson depuis les années 1990 (Krishna Kumar et al. 1999). La variabilité multi-décennale du climat nécessite donc de changer régulièrement de prédicteurs. C'est ce que fait l'Indian Meteorological Department (IMD), qui réalise des prévisions régulières de la mousson indienne par des méthodes empiriques. Les indiens sont traditionnellement assez pragmatiques dans ce domaine, et n'hésitent pas à utiliser tous les prédicteurs possibles de la mousson, sans forcément qu'un mécanisme physique n'explique les liens statistiques (Sahai et al. 2003). Cependant, ces méthodes ont montré leurs limites ces dernières années, et l'IMD est revenu à des modèles statistiques plus simples, avec moins de prédicteurs et plus de cohérence physique (Rajeevan et al. 2006).

Pour conclure cette section, si les prévisions dynamiques des modèles couplés constituent indéniablement l'avenir de la prévision saisonnière, les modèles empiriques restent des outils complémentaires intéressants et ne doivent pas être négligés. Nous aurons l'occasion d'utiliser un modèle statistique de la mousson indienne au chapitre 3.

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

Ce chapitre s'appuie sur les données de superficies enneigées de l'université de Rutgers disponibles sur le site (<http://climate.rutgers.edu/snowcover>). Ces données sont mises à disposition quotidiennement après une mise en forme des données satellites dans le visible de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Une description de ce jeu de données est faite au chapitre 2, section 1.1.2.

2.1. Cycle saisonnier de la couverture de neige

Dans l'hémisphère Nord, la neige couvre en moyenne annuelle une superficie de 25.6 millions de kilomètres carrés, en incluant la calotte groenlandaise (Robinson et al. 1993). L'extension du manteau neigeux est caractérisée par un cycle saisonnier très marqué: la surface recouverte de neige varie entre 46.8 millions km² en janvier et 3.6 millions km² en août. Elle recouvre environ 40% des terres situées au nord de l'équateur en hiver, et seulement 10% en été (figure 17).

La couverture de neige totale se répartit sur deux surfaces continentales distinctes séparées par des océans: l'Eurasie et l'Amérique du Nord. Le continent eurasiatique étant beaucoup plus étendu, l'étendue de neige le recouvrant est susceptible d'avoir des impacts globaux plus marqués que celle recouvrant le continent américain. Cependant, les effets qui leur sont associés sont distincts et ne concernent pas les mêmes régions du globe.

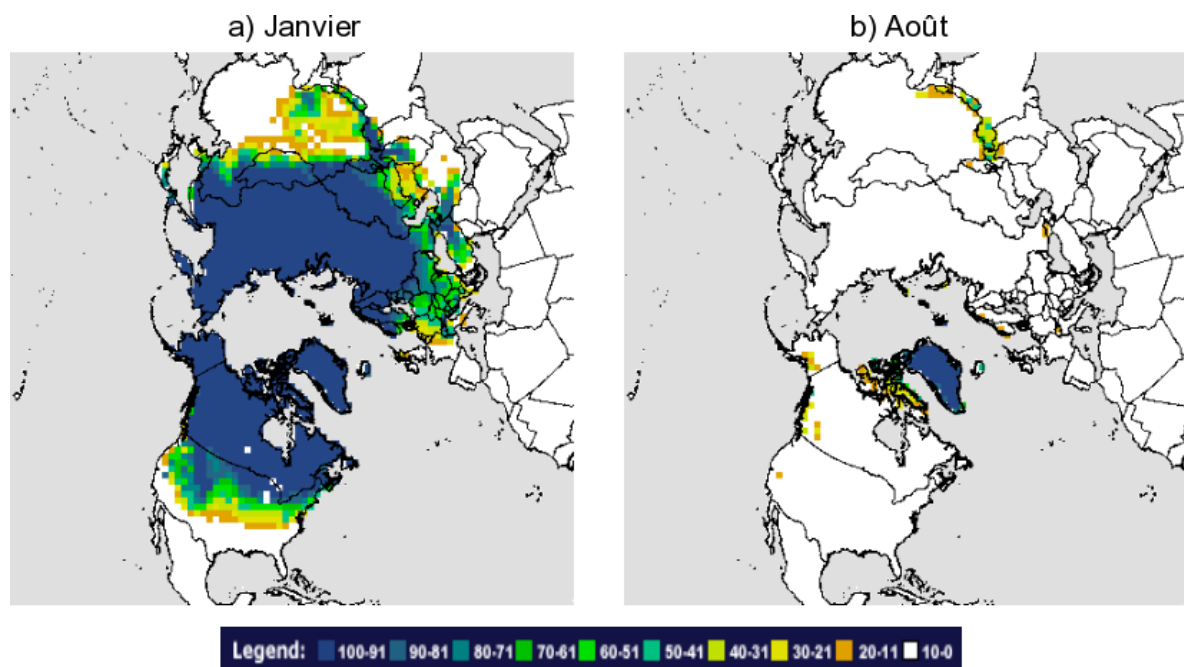


Figure 17. Climatologie de la couverture de neige de l'hémisphère Nord pour les mois de janvier et d'août, sur la période 1967-1999 (d'après <http://climate.rutgers.edu/snowcover>).

Le cycle saisonnier de la couverture de neige de l'hémisphère Nord est représenté sur la figure 18, qui montre sa climatologie et son écart-type pour les douze mois de l'année.

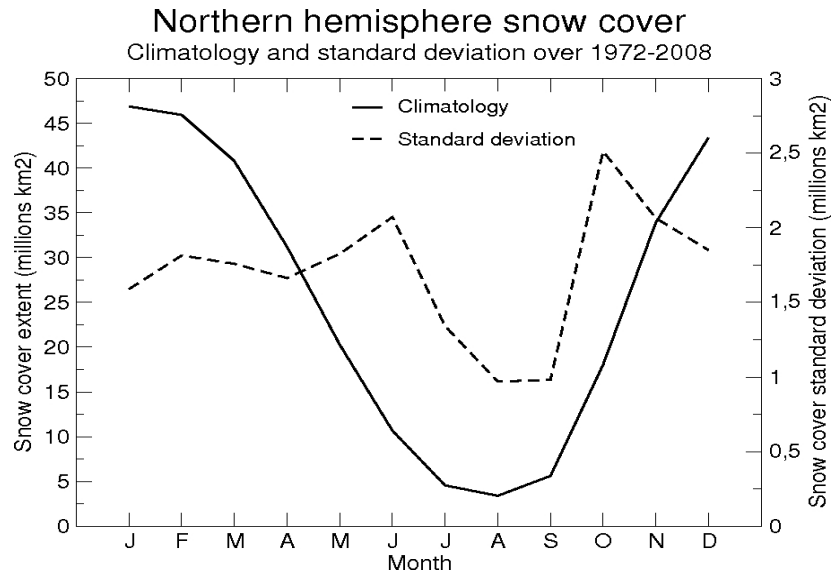


Figure 18. Cycle annuel de la moyenne (trait plein) et de l'écart-type (trait pointillé) de la couverture de neige de l'hémisphère Nord. Période 1972-2006.

L'étendue du manteau neigeux, maximale en hiver, diminue au cours de l'année avec l'augmentation de l'insolation reçue par notre hémisphère. Elle recommence à s'accumuler à partir de l'automne et de la diminution du rayonnement solaire reçu. La variabilité interannuelle des étendues de neige, représentée ici par l'écart-type (qu'on peut décrire comme « la moyenne des écarts à la moyenne ») est maximale durant les saisons dites de transition: en automne lorsque le manteau neigeux apparaît, et à la fin du printemps au moment de la fonte, avec des pics de variance en juin et en octobre. A ces moments de l'année, on voit que le manteau neigeux peut varier d'une année sur l'autre de plus de 20% par rapport à son étendue moyenne, alors que ce chiffre atteint au plus 5% le reste de l'année.

2.2. Variabilité et tendances de la couverture de neige

La section précédente nous a donné quelques éléments sur la variabilité interannuelle de la neige, en identifiant le printemps et l'automne comme étant les saisons pour lesquelles l'étendue neigeuse varie le plus d'une année sur l'autre. La figure 19 illustre cette variabilité en montrant les anomalies d'étendue de neige en millions de km² pour chaque saison depuis les premières données de 1966. En accord avec la figure 18, on retrouve les anomalies les plus élevées pour l'automne et le printemps, bien que certains hivers soient caractérisés par des anomalies comparables. Le record est obtenu pour l'automne 1976, avec une anomalie positive de 8.2 millions de km². Son pendant est observé en 1988 avec un déficit de couverture atteignant 5 millions de km². Nous verrons que ces deux années constituent des

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

cas intéressants et qu'elles ont été étudiées pour tenter de comprendre l'effet des anomalies de neige sur le climat.

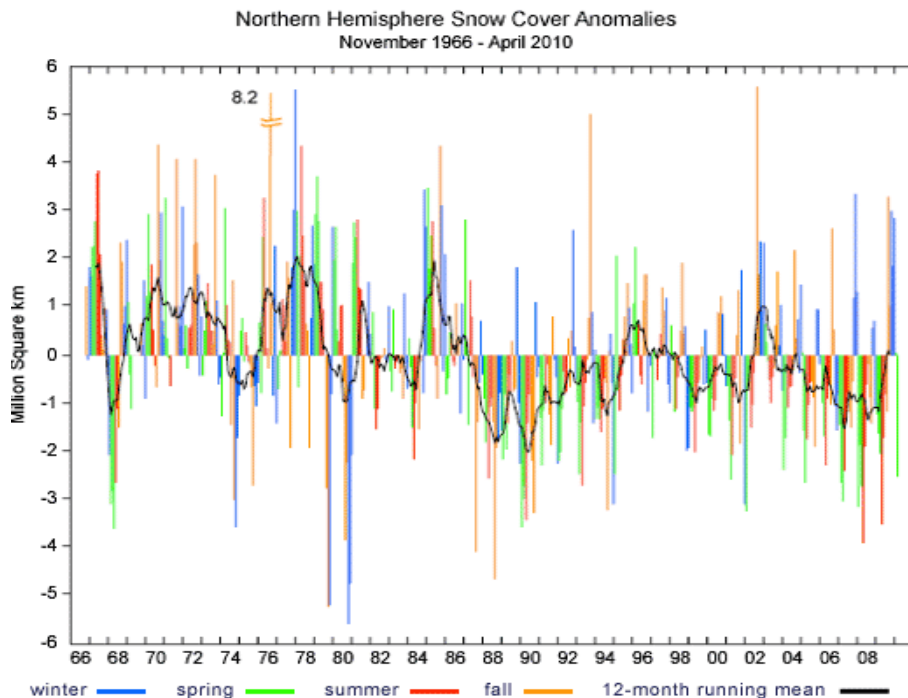


Figure 19. Anomalies mensuelles de la couverture de neige de l'hémisphère Nord (d'après <http://climate.rutgers.edu/snowcover>).

La moyenne glissante sur 12 mois suggère qu'en plus de sa variabilité interannuelle, la couverture de neige connaît une certaine variabilité décennale. En particulier, on observe clairement une tendance à la diminution de l'étendue neigeuse durant les vingt dernières années, par rapport à la période 1966-1986. Cette tendance négative de la couverture de neige est citée tous les cinq ans dans les rapports du GIEC comme l'un des signaux forts du changement climatique. En effet, la couverture de neige et la banquise Arctique sont très sensibles aux augmentations de la température moyenne du globe et constituent ainsi de bons indicateurs des changements climatiques en cours. Il est cependant important de regarder les saisons indépendamment en ce qui concerne cette tendance observée de la neige de l'hémisphère Nord (cf figure 20). En effet, si en moyenne annuelle la tendance est à la diminution, il faut souligner que la majeure partie de ce signal est due à une fonte plus précoce au printemps. En automne et en hiver, la tendance est moins claire et l'on ne peut pas conclure à une diminution de l'extension de la neige pour ces saisons durant les dernières décennies. On retrouve néanmoins en été la signature de la fonte plus précoce observée au printemps.

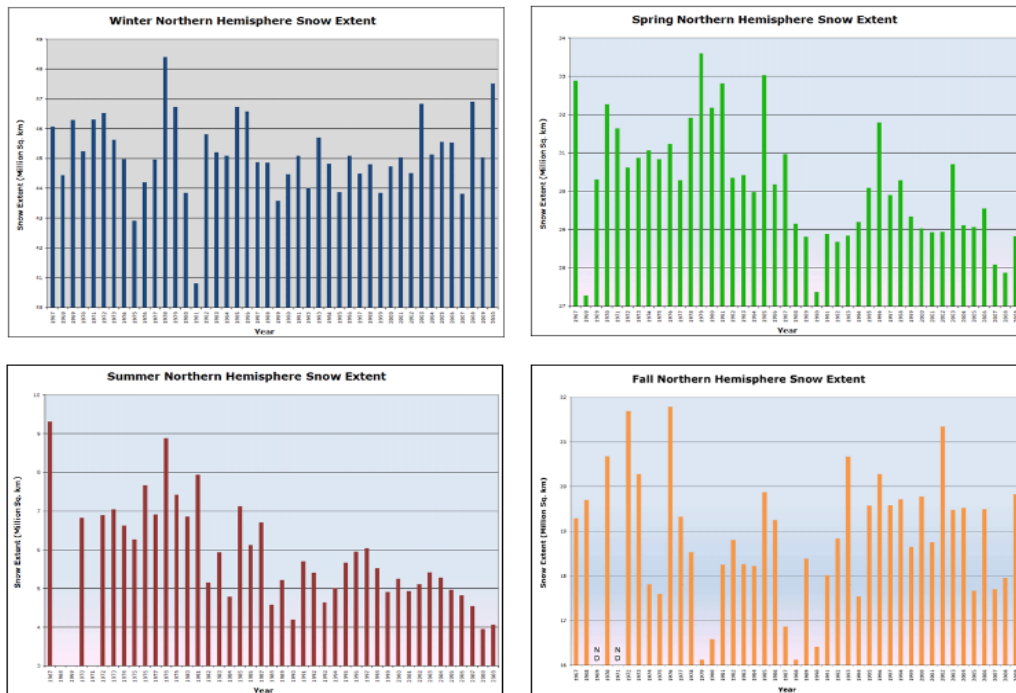


Figure 20. Extensions saisonnières de la couverture de neige sur la période 1967-2008 (d'après <http://climate.rutgers.edu/snowcover>).

2.3. Propriétés et impacts sur le bilan d'énergie de la neige

Le bilan énergétique de la surface terrestre repose sur l'équilibre entre plusieurs flux (figure 21), dont les flux radiatifs suivants:

$$R_n = SW_d(1 - \alpha) + LW_d - LW_u \quad (4)$$

avec R_n le rayonnement net reçu par la surface, SW_d le rayonnement solaire descendant, α l'albédo de la surface, LW_u le rayonnement infrarouge montant (rayonnement émis par la Terre), LW_d le rayonnement infrarouge descendant (rayonnement émis par l'atmosphère). Le rayonnement solaire réfléchi SW_u vaut $\alpha \cdot SW_d$, et les rayonnement nets solaire (SW) et infrarouge (LW) représentent les différences $SW_d - SW_u$ et $LW_d - LW_u$. Par convention, tous les flux sont positifs s'ils sont reçus par la surface et négatifs s'ils proviennent de la surface.

L'énergie reçue par la surface est ensuite redistribuée de la manière suivante dans le sol et l'atmosphère :

$$R_n = H + LE - G \quad (5)$$

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

avec H le flux de chaleur sensible, LE le flux de chaleur latente (processus de changements de phase de l'eau), et G le flux de conduction dans le sol. Ces flux sont comptés positivement s'ils sont dirigés vers le haut.

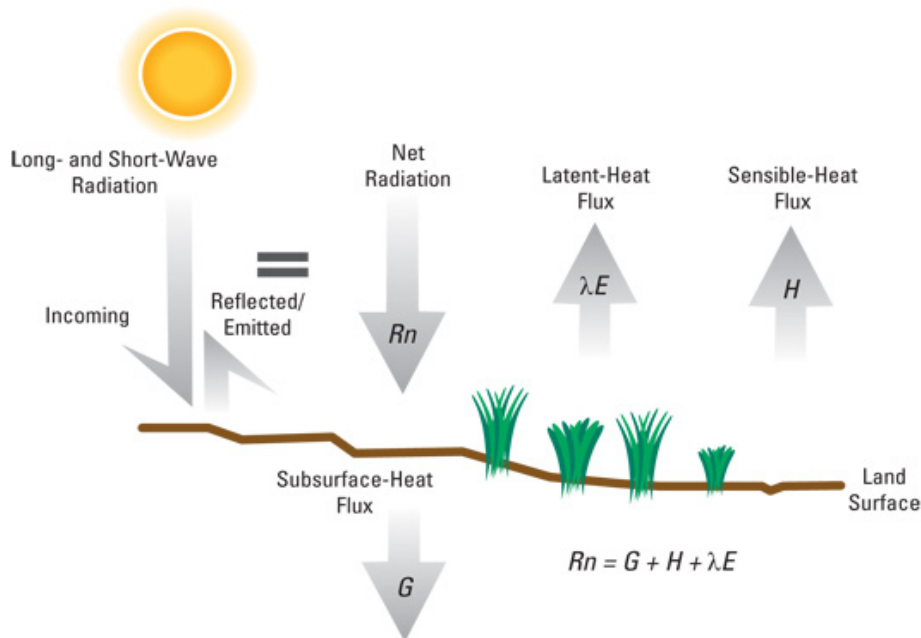


Figure 21. Bilan d'énergie en surface. D'après <http://nevada.usgs.gov/>.

De par ses propriétés particulières, la présence de neige au sol exerce une forte influence sur le bilan d'énergie de la surface. On peut regrouper les impacts de la neige en trois catégories: impacts radiatifs, thermiques, et hydrologiques, associés à des grandeurs particulières du couvert neigeux (son étendue, sa profondeur/densité et son contenu en eau). Voici un tour d'horizon des propriétés physiques de la neige et de son influence sur les conditions de surface.

2.3.1. Propriétés radiatives de la neige

La neige a des impacts sur le bilan radiatif de la surface. Elle possède un albédo élevé, dénotant sa forte capacité à réfléchir le rayonnement solaire. L'**albédo** est une grandeur sans dimension, rapport de l'énergie solaire réfléchi par une surface à l'énergie solaire incidente. On utilise une échelle graduée de 0 à 1, avec 0 correspondant au corps noir (corps sans aucune réflexion) et 1 au miroir parfait, pour un corps diffusant dans toutes les directions et n'absorbant rien du rayonnement électromagnétique visible qu'il reçoit. L'albédo de la neige dépend de son âge, de son état, de l'épaisseur du manteau neigeux, de la taille des grains, de l'angle zénithal ou encore de la présence d'impuretés en surface (Warren 1982). Les albédos des surfaces enneigées sont beaucoup plus élevés que ceux des sols non couverts de neige (voir table 1).

Surface	Percent Reflected
Fresh snow	80–90
Old snow	50–60
Sand (beach, desert)	20–40
Grass	5–25
Dry soil (plowed field)	15–25
Wet earth (plowed field)	10
Forest	5–10
Water (Sun near horizon)	50–80
Water (Sun near zenith)	5–10
Thick cloud	70–85
Thin cloud	25–30
Earth and atmosphere (overall total)	30

Table 1. Valeurs de l'albédo pour divers types de surface (en %).

Par le biais de son albédo, la présence de neige sur le sol modifie donc fortement la part du rayonnement net absorbé par la surface et par conséquent le bilan radiatif. Cependant, cette influence dépend de la présence ou non de couverture nuageuse, qui est la première cause de la modulation de l'albédo planétaire, et de la quantité de rayonnement solaire incident reçu. L'insolation étant faible aux hautes latitudes en hiver, l'impact sur l'albédo sera plus faible qu'au printemps et en automne sur les mêmes régions. Schlosser et Mocko (2003) ont défini un indice permettant d'identifier les régions pour lesquelles l'impact de la neige sur le bilan radiatif est le plus fort. Ils multiplient pour cela l'écart-type de la couverture de neige par le rayonnement solaire incident moyen pour chaque mois. La figure 22 montre cet indice calculé à l'échelle saisonnière pour identifier la période de l'année susceptible de montrer la plus forte influence de la neige sur le bilan radiatif de surface. Le printemps donne les valeurs les plus élevées et étendues de cet indice pour l'hémisphère Nord. Ce résultat est en accord avec Groisman et al. (1994), qui ont observé que l'effet local de la neige sur le bilan radiatif de surface était maximal en avril-mai.

La neige n'influe pas seulement sur le rayonnement solaire, mais également sur le rayonnement infrarouge émis par la Terre par le biais de son **émissivité**. Contrairement à l'albédo, l'émissivité de la neige est relativement constante et varie peu selon les caractéristiques citées ci-dessus. Elle est très élevée, et comparable à celle d'un corps noir avec des valeurs proches de 1. La présence de neige au sol accroît donc le rayonnement infrarouge émis par la Terre et le refroidissement en surface. Cet effet est cependant secondaire comparé à l'effet sur l'albédo.

La modification de l'albédo de surface dépend de la couverture de neige au sol. Par couverture de neige, on entend le pourcentage (ou fraction) de neige recouvrant un domaine bien défini. Une couverture de 50% (ou une fraction de 0.5) sur un point de grille signifie par exemple que la moitié de la surface de ce pixel est recouverte de neige. La couverture est relativement indépendante de la quantité de neige au sol, et bien que ces deux informations soient liées (pas de couverture sans épaisseur de neige), elles n'évoluent pas forcément de façon linéaire. En effet, la hauteur du manteau neigeux peut-être faible mais la fraction de sol couverte de neige très élevée. On peut par exemple imaginer une région couverte entièrement de seulement 1 cm de neige. La couverture est alors de 100% bien que la quantité de neige soit faible. A l'inverse, on trouve au printemps des hauteurs de neige

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

importantes associées à une couverture faible, lorsque le processus de fonte est inégalement réparti et que le manteau neigeux est distribué de façon éparse. Or, l'impact climatique du manteau neigeux, au travers de ses effets isolant et hydrologique (voir ci-dessous), ne sera pas le même selon la quantité de neige présente. La couverture de neige est donc le paramètre important lorsque l'on s'intéresse aux effets radiatifs de la neige, mais ne donne pas d'informations précises sur la masse de neige présente au sol.

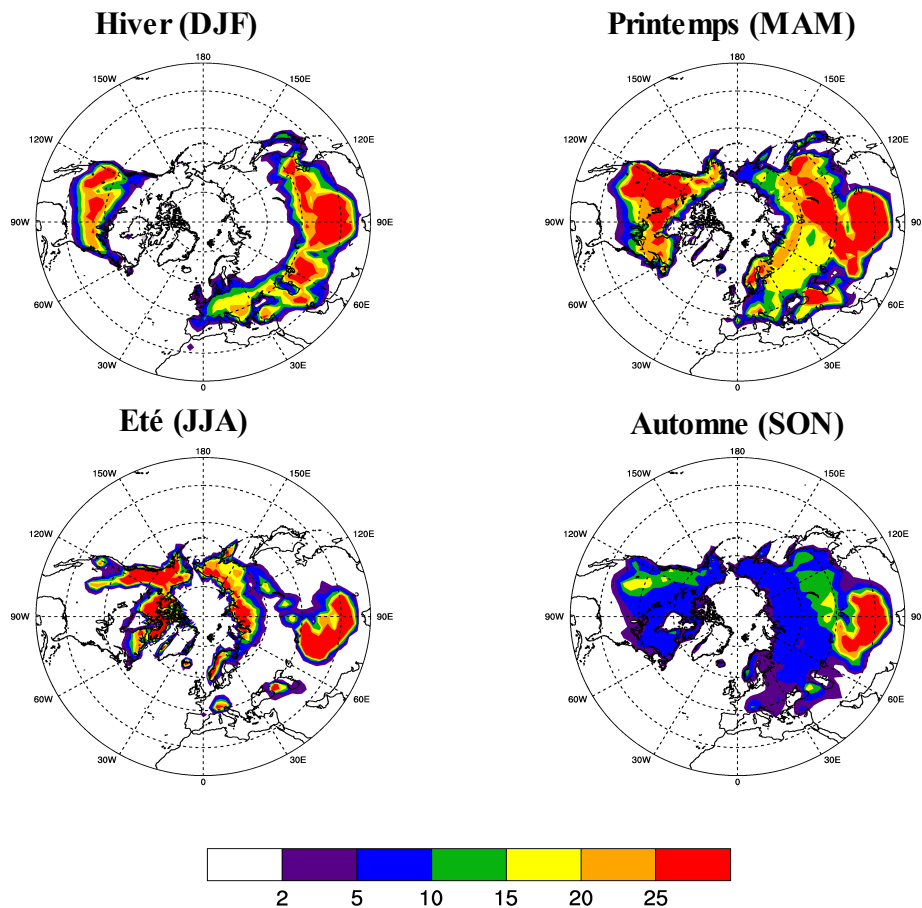


Figure 22. Indice décrivant la capacité de l'enneigement à influencer le bilan radiatif pour les quatre saisons de l'année.

2.3.2. Propriétés thermiques de la neige

La seconde propriété particulière de la neige concerne ses propriétés conductrices. Le manteau neigeux agit en effet comme un isolant en supprimant les échanges de chaleur et d'humidité entre le sol et l'atmosphère (flux de chaleur sensible et latente). La suppression des flux turbulents à l'interface sol-atmosphère induit alors une stabilisation de la couche limite atmosphérique. De plus, lorsque la hauteur de neige augmente, l'énergie issue des couches superficielles du sol s'accumule dans le système neige-sol (chaleur géothermique) et n'est pas relâchée dans l'atmosphère. La température de surface tend donc à diminuer avec l'accumulation de neige. La densité de la neige intervient dans ce processus: plus elle est élevée, plus les propriétés isolantes du manteau neigeux sont importantes. Cet effet évolue

donc durant la saison, la densité de la neige passant de 100 kg/m^3 pour de la neige fraîche à 500 kg/m^3 pour de la neige plus vieille qui a eu le temps de se tasser. Ge et Gong (2010) ont récemment montré grâce à un modèle 1D du manteau neigeux que l'effet isolant sur les températures de surface était d'une amplitude comparable à celui engendré par la modification de l'albédo. Dans une expérience très idéalisée, Vavrus (2007) a trouvé qu'en supprimant la couverture de neige de l'hémisphère nord dans son modèle, le permafrost⁶ gagnait en étendue dans les régions boréales. Le sol n'étant plus isolé des températures très basses des hautes latitudes, la suppression de la neige aboutit en effet à un refroidissement très important du sol. Il note également que cet effet isolant module le cycle hydrologique, le sol non gelé en profondeur autorisant le drainage d'eau profonde. La hauteur de neige, par son effet isolant, est donc un paramètre à prendre en compte pour comprendre les impacts locaux de la neige sur l'atmosphère.

2.3.3. Propriétés hydrologiques de la neige

Le dernier impact de la neige sur les conditions de surface concerne l'hydrologie du sol, et est associé à une troisième variable du manteau neigeux, qui n'est ni son étendue ni sa hauteur, mais son contenu en eau. La densité de la neige n'étant pas fixe, une même hauteur de neige peut représenter des quantités d'eau différentes, selon que la couche est constituée de neige fraîche ou plus ancienne. La masse de neige réellement contenue dans le manteau neigeux est une variable importante pour connaître la quantité d'eau qui s'infiltrera dans le sol lors de la fonte (hors phénomène de sublimation). La **quantité équivalente en eau de la neige** (SWE, pour « Snow Water Equivalent ») représente la hauteur d'eau qui serait obtenue après la fonte de la couche de neige à un endroit donné, et s'exprime en kg/m^2 ou en mm d'eau:

$$SWE = \sigma_{sno} \times h_n \quad (6)$$

avec σ_{sno} la densité de la neige (en kg/m^3) et h_n la hauteur de neige en m.

Les impacts du manteau neigeux sur le bilan d'énergie de surface dépendent également de cette grandeur, dont l'effet local sur l'atmosphère comporte deux aspects. D'une part, du fait de la forte chaleur spécifique de la neige, sa fonte nécessite une grande quantité d'énergie. Les anomalies de neige possèdent donc une certaine inertie: elles ne disparaissent pas facilement, et possèdent une mémoire d'autant plus élevée que la masse de neige est importante. La neige est ainsi capable d'influencer les conditions de surface durant plusieurs semaines, en retardant le réchauffement observé au printemps lorsque l'insolation augmente. La mémoire des anomalies de neige observées est illustrée pour la partie ouest de l'Eurasie sur la figure 23, en terme de couverture et de hauteur de neige. La persistance des anomalies de couverture est limitée à 1-2 mois, alors que les anomalies de hauteur de neige persistent plutôt durant 3-4 mois. Ce résultat illustre l'importance de la quantité d'eau présente dans le manteau dans la mémoire des anomalies de neige et dans la persistance du forçage qu'elles imposent à l'atmosphère.

6 Sol gelé très profondément.

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

D'autre part, l'augmentation du contenu en eau du sol après la fonte contribue à la persistance de l'anomalie froide via l'évaporation. Les anomalies de flux de chaleur latente qui lui sont associées permettent la mémoire des anomalies de neige jusqu'à l'été. La présence de neige au sol agit donc comme un puits d'énergie lors de la fonte, et favorise ainsi le refroidissement des surfaces enneigées plusieurs mois après son apparition. Il est important de souligner que la mémoire des hauteurs de neige est sous-estimée sur la figure 23 car les fonctions d'autocorrélation ne prennent pas en compte cet effet hydrologique de la neige.

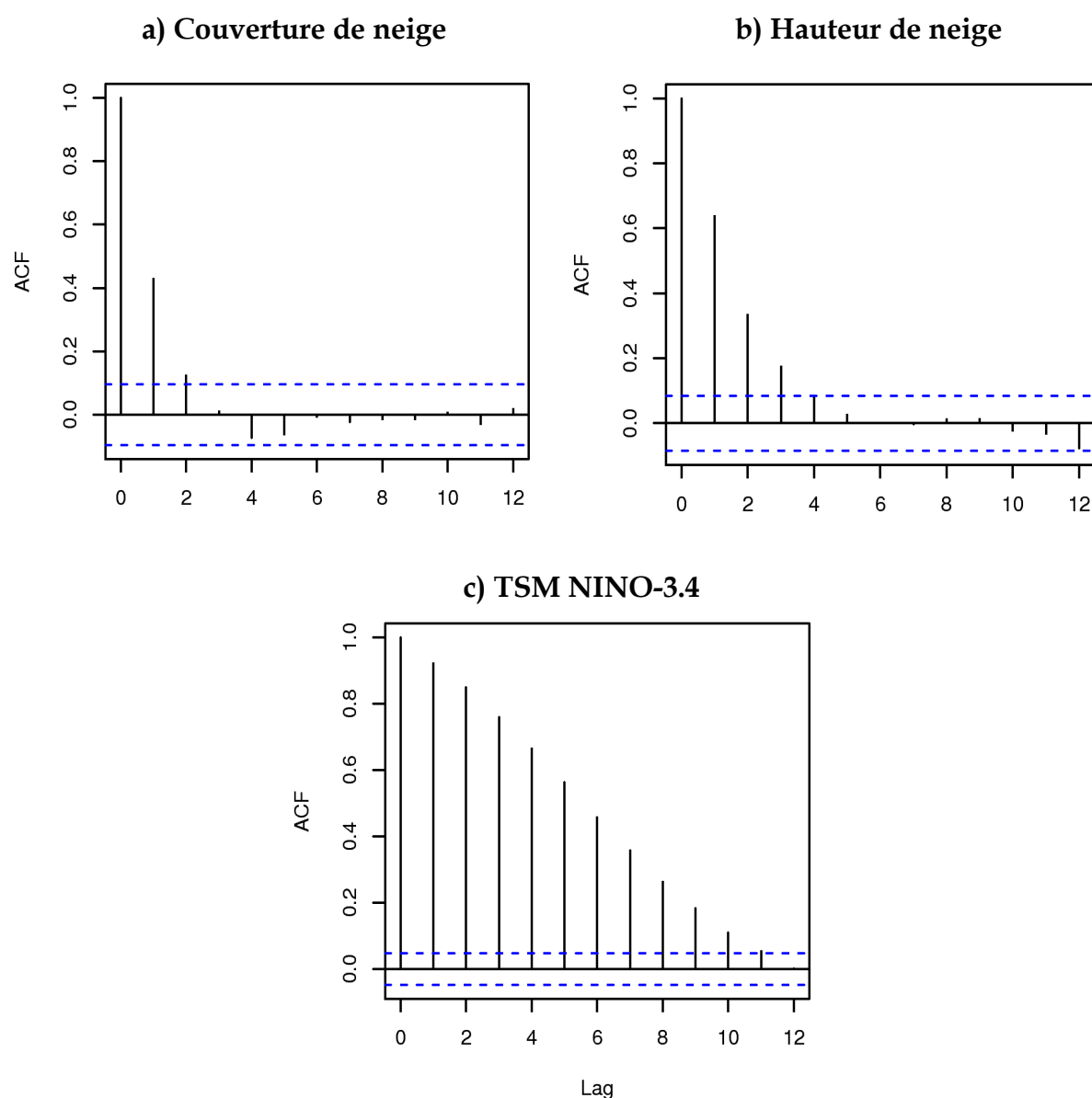


Figure 23. Fonction d'autocorrélation de séries mensuelles pour: a) les fractions de neige NSIDC moyennées sur l'ouest de l'Eurasie ($20^{\circ}\text{E}/75^{\circ}\text{E}, 30^{\circ}\text{N}/70^{\circ}\text{N}$); b) les hauteurs de neige HSDSD moyennées sur le même domaine; c) les températures de surface de la mer moyennées sur la région NINO-3.4 ($170^{\circ}\text{W}/120^{\circ}\text{W}, 5^{\circ}\text{S}/5^{\circ}$). Les traits pointillés indiquent les autocorrélations significatives au niveau de confiance 95%.

La neige possède donc une mémoire supérieure à la mémoire atmosphérique, et constitue ainsi une source de prévisibilité du climat, à l'instar des TSM. Il est toutefois important de la relativiser face à l'influence de l'ENSO, les TSM du Pacifique tropical se caractérisant par une mémoire bien plus élevée que celle de l'enneigement (figure 23c).

En résumé

La neige, de par son albédo élevé, renforce la part du rayonnement net réfléchi vers l'espace, diminuant la quantité de rayonnement solaire reçu en surface. Elle augmente également la déperdition d'énergie par rayonnement infrarouge du fait de sa forte émissivité. Ces pertes radiatives ne sont pas compensées par les flux de chaleur issus du sol à cause de l'effet isolant de la neige. La neige possède également une forte chaleur spécifique, ce qui nécessite beaucoup d'énergie pour la faire fondre et induit une certaine mémoire des anomalies de neige en surface. La persistance des impacts de la neige est d'autant plus grande que les anomalies de neige se prolongent après la fonte par le biais des anomalies d'évaporation induites par l'humidité du sol. Toutes ces propriétés particulières de la neige en font un puits d'énergie, et exercent une rétroaction positive⁷ sur l'atmosphère favorisant un refroidissement local et une stabilisation de l'atmosphère dans les basses couches.

Au-delà de ses impacts locaux sur le climat, de nombreuses études ont montré que les anomalies thermodynamiques créées par la neige pouvaient exercer une influence à distance sur la circulation atmosphérique via des téléconnexions. Il est temps de faire le point sur les différents travaux existant sur l'influence de la neige sur le climat, qui constituent une base solide sur laquelle s'appuie cette thèse.

2.4. Neige et climat dans la littérature

Ce bref rappel bibliographique vise à donner une vision d'ensemble des travaux concernant l'effet de la neige sur le climat. La bibliographie relative à chaque aspect de cette thèse sera plus amplement décrite en début de chaque chapitre.

Les effets de la neige sur le bilan d'énergie en surface sont connus depuis longtemps, ce qui a amené les chercheurs à s'interroger sur son influence sur le climat dans de nombreuses études. La plus ancienne dont on a pu trouver trace date de 1884 et a été publiée dans *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* (Blanford 1884), le journal de l'empire colonial britannique de l'époque. L'auteur, William T. Blanford, était un géologue et naturaliste britannique installé en Inde. A partir de relevés terrains et d'observations minutieuses, il a émis l'hypothèse que la quantité de neige tombée sur les versants himalayens en hiver et au printemps était liée à la quantité de précipitations sur l'Inde lors de

⁷ La présence de neige en surface entraîne un refroidissement local qui favorise le maintien de la neige au sol. A l'inverse, un réchauffement local sera amplifié par la fonte de la neige, qui permet une plus grande absorption de l'énergie solaire reçue par la surface.

2. La couverture de neige de l'hémisphère Nord

la mousson d'été. Il évoqua également une téléconnexion possible avec la neige eurasiatique. Cette étude, encore aujourd'hui citée comme l'**hypothèse de Blanford**, est donc la première à évoquer un lien possible entre neige et mousson, question qui reste ouverte plus de cent ans après. Nous y reviendrons dans le chapitre 3.

Cette publication fut suivie un an après par l'article d'un physicien/géographe russe, Alexander Woeikof (Woeikof 1885). L'auteur y émet l'hypothèse plus générale que les larges étendues de neige recouvrant l'Eurasie et l'Amérique du Nord en hiver pourraient exercer une influence sur le climat. Il est frappant de voir à quel point l'introduction de son papier se rapproche des motivations de cette thèse (figure 24).

The accumulations of snow and ice on the high mountains of our globe in the shape of glaciers, &c. have attracted a great amount of study. I have often wondered why so little attention has been given to another subject, very important in its bearings—I refer to the sheet of snow which every winter covers immense tracts of the continents of Europe, Asia and North America, and every summer disappears. Can it be that this does not exert a great influence on climates as well as on other phenomena? The following remarks are intended to show that such an influence does exist, and that the subject well deserves study.

Figure 24. Extrait de l'article publié en 1885 par Alexander Woeikof dans *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

A partir de données de stations météorologiques russes, Woeikof démontre que les températures au printemps sont dépendantes de la quantité de neige accumulée durant l'hiver. Il conclut son étude en soulignant un problème toujours d'actualité, qui est le besoin de données précises sur les hauteurs de neige pour prévoir le climat à l'échelle saisonnière.

Quelques décennies plus tard, les travaux avant-gardistes de Walker (1910) seront l'occasion de rappeler le lien entre neige himalayenne et mousson indienne. Les études concernant neige et mousson seront ensuite inexistantes jusqu'aux années 70 et l'avènement des données satellites de couverture de neige. Les premières publications utilisant ces données confirment alors l'hypothèse de Blanford, en montrant que l'intensité de la mousson indienne est liée statistiquement aux étendues de neige hivernales observées sur l'Eurasie (Hahn et Shukla 1976, parmi d'autres).

Le développement des modèles climatiques va permettre de tester cette hypothèse à partir d'expériences numériques idéalisées, et d'en approfondir les mécanismes (Barnett et al. 1989, pour la première). Ces études suggèrent l'existence d'un mécanisme mettant en jeu l'effet hydrologique de la neige, l'humidité du sol successive à la fonte permettant de maintenir la mémoire des anomalies de neige jusqu'à l'été. La modification du bilan d'énergie due à l'évaporation de l'eau du sol module les températures continentales et le gradient

thermique terre-mer responsable de la mise en place du flux de mousson en été. Bien que ce processus ait été suggéré par de nombreuses publications, basées à la fois sur les observations et sur les sorties de modèles, le lien neige-mousson reste débattu dans la communauté, et a été récemment remis en question (Shinoda et al. 2001, Robock et al. 2003).

Si l'aspect historique du lien neige-mousson en a fait un sujet de prédilection des climatologues s'intéressant au rôle des surfaces continentales sur le climat, les effets plus locaux de la neige sur la basse troposphère ont été analysés dès les années 1960 (Namias 1962). Contrairement à la téléconnexion entre la neige eurasiatique et la mousson indienne, le rôle de la neige sur le climat local fait l'objet d'un certain consensus. La présence de neige sur le sol refroidit la surface qui la surplombe en modifiant le bilan d'énergie, comme nous l'avons vu en section 2.3. Ce refroidissement de la basse troposphère augmente la stabilité statique de l'atmosphère et influence divers paramètres synoptiques comme la distribution des tempêtes, des précipitations... (Dewey 1977). Par conséquent, la neige est considérée comme une source de prévisibilité du climat extratropical (Schlosser et Mocko 2003), mais son influence reste largement moins étudiée que celle des TSM.

Au-delà de cet effet local, les effets sur la dynamique atmosphérique extratropicale ont également intéressé les climatologues à partir de la fin des années 1980. Certains d'entre eux ont examiné le forçage à distance de la variabilité extratropicale par les étendues de neige d'Eurasie, mais également d'Amérique du Nord. Diverses études empiriques et numériques ont alors suggéré l'effet des anomalies de neige en aval de la circulation d'ouest, sur les bassins Atlantique et Pacifique (Walsh et Ross 1988, Watanabe et Nitta 1998, Sobolowski et al. 2010). Cependant, l'un des aspects les plus intéressants de ces téléconnexions liées à la neige va émerger à la fin des années 90, avec la publication de Cohen et Entekhabi (1999). Les auteurs identifient un lien statistique significatif entre la quantité de neige sur la Sibérie en automne et la phase du mode oscillation Arctique de l'hiver suivant. Plusieurs études de modélisation vont suivre et corroborer ce résultat (Gong et al. 2003a, 2004a, Fletcher et al. 2007), faisant de cette problématique un sujet de premier plan, mais controversé au vu de la complexité du mécanisme mis en jeu (Saito et al. 2001). En effet, peu de modèles sont capables de reproduire cette téléconnexion (Hardiman et al. 2008), et les observations manquent pour étudier la stationnarité et la robustesse de ce lien sur de longues périodes. Cette téléconnexion nécessite donc de nouvelles investigations, au vu des applications qu'elle pourrait avoir en terme de prévision saisonnière des climats d'Europe et d'Amérique du Nord (Cohen et Fletcher 2007).

Nous voyons donc qu'étudier l'influence de la neige sur le climat nécessite de s'intéresser à la fois à la variabilité tropicale et à la variabilité extratropicale. Nous nous limiterons dans cette thèse aux échelles interannuelle et intrasaisonnière, mais l'enneigement a également des répercussions sur des échelles de temps beaucoup plus longues. Les variations de la couverture neigeuse intéressent notamment les spécialistes du changement climatique et de la paléoclimatologie.

3. Objectifs de la thèse

Nous avons maintenant une idée plus précise du rôle que peut jouer la neige sur la variabilité interannuelle du climat. De nombreuses études ont été réalisées à travers le monde sur ce sujet, mais nous avons vu dans la section précédente que beaucoup de questions restaient en suspens. Nous allons nous concentrer plus particulièrement sur trois thèmes dans cette thèse, avec pour chacun d'entre eux des questions bien précises auxquelles nous essaierons de répondre, et dont voici un aperçu:

x Lien entre l'enneigement eurasiatique et la mousson indienne

- Le lien neige-mousson est-il robuste et stationnaire dans les données observées, et si oui, quelles sont les régions significativement associées aux pluies de mousson sur l'Inde ?
- Le modèle ARPEGE-Climat et les modèles couplés océan-atmosphère actuels simulent-ils une influence de la neige sur la mousson ? Les mécanismes physiques mis en jeu sont-ils en accord avec les observations ?
- Quels sont les apports de ces résultats en terme de prévision saisonnière des précipitations de mousson ?

x Influence de la neige sur la variabilité extratropicale

- Quel est le rôle de la neige dans la variabilité interannuelle de l'atmosphère de l'hémisphère Nord ? Le lien entre la neige sibérienne et l'oscillation Arctique est-il robuste sur les dernières décennies ?
- Les modèles couplés océan-atmosphère du GIEC sont-ils capables de reproduire cette téléconnexion ?
- Quelle est la sensibilité d'ARPEGE-Climat à un excédent de neige sur la Sibérie ? La réponse et les mécanismes physiques sont-ils en accord avec les observations ?
- Quelles sont les conséquences de ces résultats pour la prévision saisonnière du climat hivernal, en particulier sur la région Nord Atlantique-Europe ?

x Prévisibilité du climat à l'échelle saisonnière associée à la neige

- Quelle est la part de prévisibilité de l'atmosphère liée à la variabilité de la neige ? Comment se compare-t-elle à la prévisibilité associée aux TSM ?

- Les impacts de la neige se limitent-ils à la surface, ou sont-ils perceptibles sur la circulation de plus grande échelle ?
- Quel est l'intérêt d'une meilleure initialisation de l'enneigement dans les modèles couplés utilisés pour la prévision saisonnière dynamique ?

Nous n'avons pas la prétention de répondre intégralement à ces questions à la fin de cette thèse, mais plutôt d'en éclaircir quelques aspects et de proposer des pistes pour l'avenir. Dans ce but, nous allons tout au long de ce manuscrit faire des aller-retours entre données observées et simulations numériques. Les outils dont nous disposons nous offrent un large éventail de possibilités pour mener à bien cet objectif, même si nous en soulignerons régulièrement les limites. De nombreux aspects du lien neige-climat seront évoqués, mais tous ne seront pas approfondis. En effet, au vu des problématiques diverses et variées soulevées par le sujet de cette thèse, nous avons pris le parti de nous consacrer plus particulièrement à certaines questions, négligeant malheureusement d'autres aspects tout aussi intéressants que nous rappellerons en perspectives.

Chapitre 2

Données, modèles et méthodes statistiques

1. Observations et réanalyses

1.1. Données de neige

Comme nous l'avons vu au chapitre 1 (section 2.3), l'étude du manteau neigeux pose plusieurs questions: quelle est l'étendue de la couverture de neige, quelle est sa hauteur (et donc sa capacité isolante), et quelle est la masse de neige contenue à l'intérieur? La connaissance de ces différents paramètres est nécessaire pour avoir une idée précise des effets locaux de la neige sur le bilan d'énergie.

Récemment, Ge et Gong (2008) ont étudié la relation entre couverture et hauteur de neige sur l'Amérique du Nord. Ils montrent que ces deux variables évoluent linéairement au niveau de la limite sud du manteau neigeux, en particulier en automne et au printemps quand les précipitations et l'ablation affectent les deux paramètres. Par contre, plus au nord de cette zone de transition, la corrélation entre couverture et quantité de neige est assez faible (cf figure 1).

Pour étudier l'effet de la neige sur le climat, il ne suffit donc pas de regarder la variabilité de l'étendue du manteau neigeux mais également la quantité de neige qu'il contient. La plupart des études actuelles sont basées sur des données satellites de couverture, et il existe une réelle nécessité de produits satisfaisants de quantité en eau de la neige. Dans le cadre de cette thèse, nous aurons besoin d'informations sur le manteau neigeux à grande échelle et sur des périodes de temps assez longues, à la fois pour valider notre modèle et pour réaliser des études statistiques robustes. Au vu des produits d'enneigement disponibles, nous allons voir que ces exigences constituent une des limites de notre étude.

Les données de neige se répartissent en deux catégories: les données *in situ*, c'est à dire les mesures au sol relevées au niveau des stations météorologiques et/ou nivologiques, et les données

satellites plus récentes. Nous décrivons dans cette section celles que nous avons utilisées durant cette thèse, et en présenterons brièvement d'autres. Pour plus d'informations, une liste assez exhaustive des jeux de données existant pour la neige, mais également pour les différents composants de la cryosphère, est disponible sur le site du laboratoire américain NSIDC (National Sea and Ice Data Center, <http://nsidc.org/>).

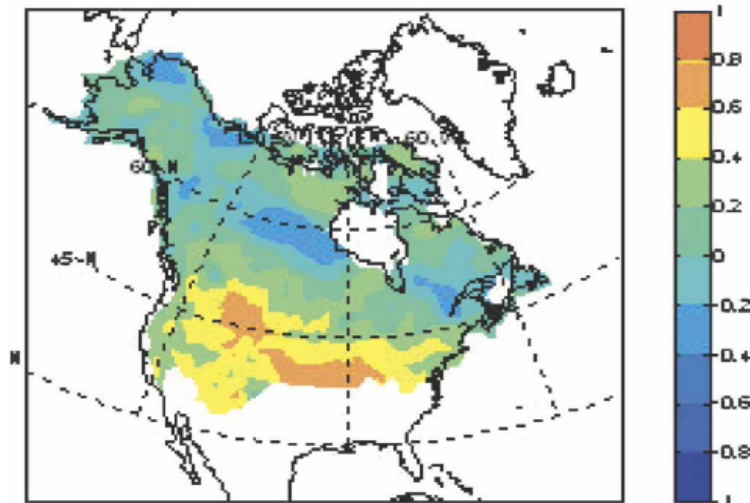


Figure 1. Corrélations en point de grille entre les fractions de neige et les masses de neige au mois de février. D'après Ge et Gong (2008).

1.1.1. Données *in situ*

La forte influence de la neige sur l'environnement et les écosystèmes a conduit depuis longtemps les hommes à effectuer des mesures de neige. Les premières traces de tels relevés nous viennent de Chine et datent du premier millénaire. Avant 1800, on ne trouve que quelques mesures systématiques, principalement concernant le nombre de jours par mois avec des chutes de neige, ainsi que les premiers et derniers jours avec de la neige au sol. Par la suite, des mesures régulières de hauteur du manteau ont été effectuées, notamment au niveau des stations météorologiques des pays soumis à une couverture de neige saisonnière. Les observations systématiques d'équivalent en eau de la neige sont plus rares et ne sont apparues que depuis quelques décennies. La distribution de ces mesures *in situ* a eu tendance à suivre la répartition de la population, et on trouve peu de données dans les régions montagneuses et isolées. Des jeux de données assez denses existent dans des pays tels que la Suisse (Beniston 1997), les États-Unis (Easterling et al. 1999), la Finlande (Kuusisto 1984) ou encore l'ex-URSS (Armstrong 2001). En général, le nombre de stations reportant l'information hauteur de neige a augmenté au cours du XX^{ème} siècle, mais a malheureusement diminué dans les années 80 et 90 du fait de restrictions budgétaires. Le regain d'intérêt pour les problèmes climatiques augure de jours meilleurs concernant la disponibilité de jeux de données *in situ* d'enneigement, mais à l'heure actuelle ils restent limités spatialement et/ou temporellement.

• Climatologie de l'US Air Force (USAF)

La climatologie globale de l'US Air Force Environmental Technical Application Center

(USAF/ETAC), documentée par Foster et Davy (1988), est le seul produit fournissant des données de profondeur de neige à l'échelle globale. Ce jeu de données est basé sur des relevés stations couvrant les mois de septembre à juin. Il indique la climatologie de la neige pour un cycle annuel, et ne donne aucune information sur la variabilité interannuelle. Il est couramment utilisé pour valider les profondeurs de neige simulées par les modèles de climat. Récemment, ce produit a été critiqué (Brown et Frei 2007) car il sous-estime les profondeurs de neige au printemps et ne serait donc pas valable pour estimer le réalisme des modèles en cette saison. Un autre jeu de données de hauteur de neige sur l'Amérique du Nord a donc été proposé par Brown et al. (2003). Ce produit est construit en intégrant les données de 8000 stations dans un modèle du Canadian Meteorological Center (CMC) pour reconstruire une réanalyse couvrant toute l'Amérique du Nord. Malheureusement, l'équivalent d'un tel jeu de données n'existe pas sur l'Eurasie. Ces données seront donc seulement utilisées pour vérifier la cohérence des données USAF sur l'Amérique du Nord.

• Historical Soviet Daily Snow Depth version II (HSDSD II)

Le produit HSDSD II regroupe les relevés quotidiens de 284 stations de neige de la World Meteorological Organization (WMO), réparties sur une bonne partie de l'ex-URSS (Armstrong 2001). En plus des hauteurs, la couverture ainsi que certaines caractéristiques de la neige et du site de mesure sont indiquées. Les données ont été soumises à un contrôle qualité par le NSIDC pour éviter les inconsistances. Elles sont disponibles de 1881 à 1995, avec cependant de fortes hétérogénéités dans le nombre de stations, leur nombre ayant augmenté au cours du temps et décliné à la suite de la chute du régime soviétique (figure 2). Il faut donc utiliser ce jeu de données avec précaution en prenant garde à l'homogénéité des observations. La plupart des études ne prennent en compte que la partie 1936-1995 pour laquelle le nombre de stations est suffisant. Nous utiliserons principalement la période 1951-1995 pour laquelle le nombre de valeurs manquantes et l'homogénéité des stations nous paraissent réellement satisfaisants. Ces données ont été interpolées sur une grille $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ en moyennant les stations contenues dans un pixel (au maximum deux stations, la plupart du temps une seule). Les moyennes mensuelles ont ensuite été calculées en ne considérant que les mois pour lesquels au moins 15 jours de données sont disponibles.

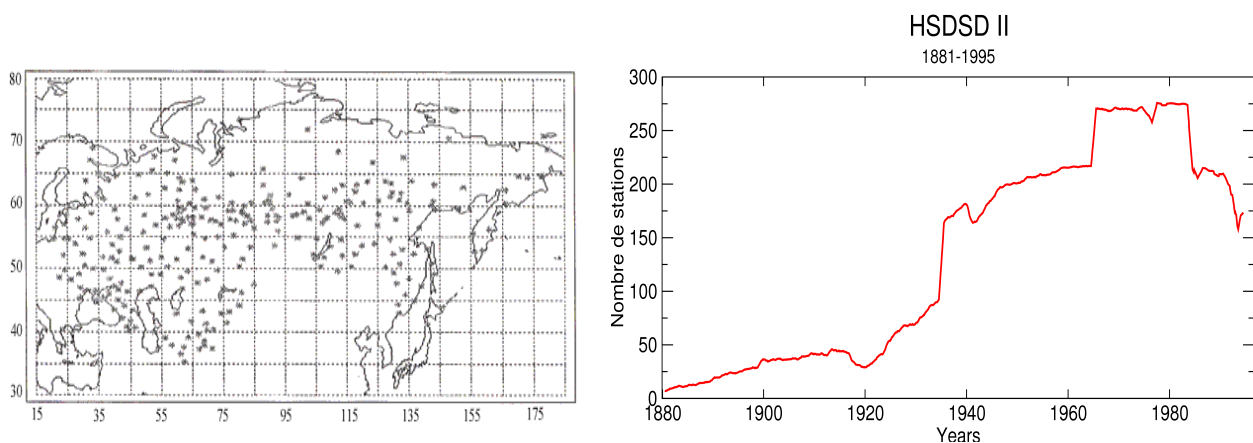


Figure 2. Répartition des stations et évolution temporelle du nombre de mesures pour le jeu de données HSDSD II.

1.1.2. Données satellites

Depuis les années 60 et les progrès de la télédétection, plusieurs produits de paramètres neigeux sont disponibles à l'échelle globale et régionale.

• Étendues de neige du NSIDC

Le principal produit de couverture de neige de l'hémisphère Nord est issu des données de radiomètres dans le visible fournies par la NOAA/NESDIS (National Oceanic et Atmospheric Administration/National Environmental Satellite Data et Information Service). La dernière version est téléchargeable sur le site du NSIDC (produit « Northern Hemisphere EASE-Grid Weekly Snow Cover et Sea Ice Extent Version 3 », Armstrong et Brodzik 2005). Les valeurs hebdomadaires de couverture de neige de la NOAA courent d'octobre 1966 à juin 2007. Avant 1972, la résolution des satellites météorologiques utilisés était d'environ 4 km. Le VHRR (Very High Resolution Radiometer) fournit depuis Octobre 1972 des images plus précises, avec une résolution spatiale de 1 km. Depuis novembre 1978 les données sont fournies par le AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) qui a une résolution légèrement inférieure de 1.1 km. Initialement, ses images étaient interprétées manuellement par des météorologues d'expérience pour tracer la limite de la couverture de neige. Depuis la fin des années 90, ce processus est automatisé (Helfrich et al. 2007). Ces cartes sont ensuite vérifiées par le Global Snow Lab de l'université de Rutgers avant d'être reportées sur une grille de résolution 25 km. Si au moins 50% d'un pixel est recouvert de neige, celui-ci est mis à 1, à 0 autrement.

Les limitations de ces données concernent les régions à forte nébulosité, à faible rayonnement solaire, ainsi que les forêts qui masquent la neige sur le sol. Elles sont notamment peu fiables sur le plateau tibétain. De plus, les années 1966-1971 sont sujettes à caution du fait de certaines données manquantes en automne, de la résolution plus faible des satellites et de la moindre expérience des spécialistes de la NOAA dans la cartographie de la neige. La version 3 que nous utilisons a toutefois été corrigée de certains défauts sur cette période (Armstrong et Brodzik 2005). Nous utiliserons donc la période 1972-2006 pour les analyses utilisant la neige d'automne, et la période 1967-2006 pour les autres saisons. Ces données ont été moyennées mensuellement et interpolées sur la grille du modèle. D'autres produits de couverture de neige existent mais couvrent des périodes trop courtes pour des études climatiques (Zhao et Fernandes 2009).

• Données micro-ondes

Les données micro-ondes constituent un outil intéressant pour compléter les données d'étendue de neige. En effet, le rayonnement micro-onde n'est pas perturbé par la présence de nuages, fournit des données dans l'obscurité et permet d'estimer la quantité de neige au sol (Armstrong et Brun 2008). Cependant, des problèmes divers demeurent et limitent l'utilisation de ces données (Foster et al. 2005). De plus, elles ne sont disponibles globalement que depuis 1978, ce qui limite leur utilisation pour étudier la variabilité interannuelle du climat de façon robuste. Nous ne les utiliserons donc pas dans le cadre de cette thèse.

• Réanalyses du centre européen (CEPMMT)

Depuis 2004, les données satellites NSIDC sont assimilées dans le modèle du CEPMMT produisant les réanalyses ERA-Interim (Berrisford et al. 2009). Avant cela, la masse de neige était

rappelée vers la climatologie USAF, avec seulement quelques données stations assimilées (Drusch et al. 2004). Si ce type de données globales d'équivalent en eau de la neige constitue indéniablement l'avenir, elles sont à l'heure actuelle trop limitées temporellement pour des études climatiques.

1.2. Données atmosphériques et de surface

Différents jeux de données, de température, précipitations, pression de surface, TSM, ... ont été utilisés lors de cette thèse. En voici une liste avec une brève description de chacun d'entre eux.

1.2.1. Les données du CRU (*Climate Research Unit*)

Les données CRUTS2.1 de température et de précipitations sont disponibles sur une grille $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ pour la période 1901-2002. Elles ne couvrent que les surfaces continentales et sont fournies à l'échelle mensuelle. Ce jeu de données est issu d'un processus d'interpolation, d'homogénéisation et de pondération de différentes sources de données stations (Mitchell et Jones 2005).

1.2.2. Les données du Hadley Center

Les TSM utilisées dans cette thèse proviennent du jeu de données HadSST2, couvrant la période 1850-2006 (Rayner et al. 2006). Ce jeu de données mensuelles est construit à partir de mesures de bateaux et de bouées interpolées sur une grille $5^\circ \times 5^\circ$. Des corrections sont appliquées pour éviter les problèmes de tendance liés à la méthodologie des mesures qui a changé au cours du temps. Le jeu de données mensuel HadSLP2 de pression moyenne au niveau de la mer est construit en combinant des observations continentales et marines sur la même grille $5^\circ \times 5^\circ$ (Basnett et Parker 1997). Il couvre la période 1850-2004. Comme pour les TSM, le nombre de mesures n'est pas homogène dans le temps et a largement augmenté au cours du XX^{ème} siècle. Les données HadISST, combinant TSM et étendues de glace de mer, ont également été utilisées pour détecter des signaux liés à la banquise et pour prescrire des conditions aux limites d'ARPEGE-Climat.

1.2.3. Les réanalyses

Les réanalyses, ou données réanalysées, résultent de l'assimilation d'observations (stations météorologiques, pluviomètres, satellites, radiosondages, bouées...) dans un modèle de prévision à courte échéance (avec en général des sorties toutes les 6 h). Le modèle est forcé vers les observations là où les données sont disponibles, et assure la cohérence physique des différents paramètres en simulant l'état de l'atmosphère ailleurs (ou de l'océan dans le cas des réanalyses océaniques). On obtient donc une couverture tridimensionnelle complète du système climatique pour de nombreuses variables thermodynamiques et dynamiques, sans les problèmes de valeurs manquantes que l'on retrouve dans les données observées. Le principal défaut des réanalyses vient du fait que le nombre d'observations, ainsi que leur répartition géographique, évolue au cours du

temps, ce qui peut entraîner certaines hétérogénéités dans le jeu de données. En particulier, l'assimilation des données satellites n'ayant commencé que dans les années 1970, il faut être prudent quant à l'utilisation des réanalyses pour caractériser les évolutions basses-fréquences du climat.

Deux jeux de réanalyses ont été utilisés pour cette thèse:

- **La réanalyse ERA40**: ce jeu de données du centre européen couvre la période 1958-2001 (Uppala et al. 2005). Nous l'avons étendu à la période 2002-2007 en utilisant les sorties des modèles de prévision opérationnels, ce jeu de données étendu sera appelé **ERA50** dans la suite de ce manuscrit.
- **La réanalyse NCEP/NCAR**: disponible de 1948 jusqu'à aujourd'hui (Kalnay et al. 1996), cette réanalyse présente l'avantage d'être mise à jour régulièrement sur le site de la NOAA (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>). On peut y récupérer les sorties aux pas de temps 6 h, quotidien ou mensuel quasiment en temps réel.

1.2.4. Les autres jeux de données

- Les données **GPCP** (pour Global Precipitation Climatology Project) sont des données de précipitations combinant mesures de pluviomètres et données satellites (Huffman et al. 2001). Elles ont l'avantage de couvrir les surfaces continentales et les océans, mais ne sont disponibles que depuis 1979.
- Le **GPCC** (Global Precipitation Climatology Centre) fournit plusieurs jeux de données de précipitations. Une version réanalysée est disponible sur la période 1901-2007 (Rudolf et al. 2005).
- Les données **ISCCP2** (International Satellite Cloud Climatology Project) réunissent divers paramètres radiatifs à partir d'observations satellites depuis 1984 (Schiffer et Rossow 1983).

2. Outils statistiques et diagnostiques

2.1. Outils statistiques

Cette partie décrit les méthodes statistiques utilisées dans ce manuscrit. Pour plus de détails, l'ouvrage de von Storch et Zwiers (1999) donne une revue assez exhaustive des méthodes statistiques couramment utilisées en sciences du climat, et notamment de celles qui nous intéressent. La majorité des analyses statistiques ont été réalisées à l'aide du logiciel Statpack développé par Pascal Terray et Éric Maisonave¹.

¹ <http://www.cerfacs.fr/~maisonna/Statpack/head.html>

2.1.1. Filtrage des séries

Le climat variant sur différentes échelles de temps imbriquées les unes dans les autres, il est nécessaire d'isoler la variabilité correspondant à la fenêtre temporelle des phénomènes qui nous intéressent. Pour cette thèse, nous utilisons principalement des séries annuelles dont il s'agit de distinguer la variabilité interannuelle de la variabilité mensuelle, saisonnière ou plus basse fréquence. En particulier, les tendances associées au changement climatique sont particulièrement importantes sur des paramètres tels que la température ou la couverture de neige. Pour nous débarrasser de ce signal, nous avons donc la plupart du temps ôté une tendance linéaire à nos séries, en prenant garde à ce que les résultats ne soient pas trop sensibles à ce traitement. Pour étudier les séries longues des simulations du projet CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project, cf section 5), nous avons ôté une tendance non-linéaire, en utilisant un polynôme d'ordre 3 pour prendre en compte le caractère non-linéaire des forçages anthropiques. Dans certains cas, pour nous assurer que nos résultats sont bien liés au signal interannuel, nous avons répété les analyses en ôtant également la variabilité multi-décennale de nos séries. Pour cela, nous avons utilisé un filtre passe-haut avec une fréquence de coupure à 10 ans. Cette méthode est cependant pénalisante pour nos travaux car elle entraîne la perte de données en début et en fin des séries. Elle a donc seulement été utilisée pour vérifier la robustesse des résultats.

2.1.2. Méthodes linéaires

• Corrélations et régressions

Les méthodes les plus simples utilisées dans cette thèse sont les corrélations et régressions linéaires. Ces méthodes permettent d'établir des liens statistiques entre des paramètres climatiques représentés par des séries temporelles. L'utilisation des **corrélations décalées** permet de mettre en évidence des relations décalées dans le temps (asynchrones) et de discuter des liens de cause à effet. Les **corrélations glissantes** sont utiles pour discuter de la stationnarité temporelle du lien mis en évidence: les séries temporelles sont « découpées » sur une fenêtre de temps (11, 21 ou 31 ans en ce qui nous concerne), et les corrélations sont calculées pour chaque tronçon des séries temporelles. Les corrélations peuvent être calculées entre deux séries unidimensionnelles, entre une série unidimensionnelle et les séries temporelles de chaque point de grille d'un champ (**corrélations en point de grille**), ou encore entre les séries temporelles des points de grille de deux champs (Anomaly Correlation Coefficient, ou **ACC**).

Comme nous le mentionnerons souvent durant ce mémoire, les corrélations/régressions doivent être interprétées avec précaution. Premièrement, elles ne donnent aucune information sur le mécanisme physique du lien statistique constaté. Deuxièmement, le rapport signal sur bruit de ce genre d'analyses est faible lorsque l'on travaille sur des périodes relativement courtes (ce qui est pratiquement toujours le cas lorsque l'on utilise les données observées). Gershunov et al. (2001) illustrent bien ce phénomène en s'appuyant sur le lien entre l'ENSO et la mousson indienne. Ils génèrent des séries stochastiques ayant les mêmes caractéristiques de persistance que les indices caractérisant l'ENSO et la mousson, et montrent que ces séries alternent entre des périodes de fortes corrélations, semblables à celles que l'on observe, et des périodes de corrélations insignifiantes. Bien que le lien ENSO-mousson ait été largement étayé par des mécanismes physiques, cette étude montre à quel point les processus stochastiques sont capables de générer

des liens statistiques significatifs, sur des périodes de temps comparables à celles de certaines séries observées.

• Analyse en composante principale (ACP)

Les séries temporelles représentatives des phénomènes que l'on veut étudier sont construites en moyennant un paramètre sur une boîte géographique donnée, ou à partir d'indices calculés en point de grille selon des normes définies (ex: indice SOI, NAO, PNA, etc...). Si de tels indices ne posent pas de problèmes lorsque l'on traite des données observées, ils sont quelquefois difficilement applicables pour des simulations numériques. En effet, les structures de variabilité pouvant être décalées dans les modèles, l'utilisation d'indices prédéfinis à partir de domaines ou points géographiques n'est pas toujours pertinente. Plutôt que de déterminer pour chaque modèle des indices en adéquation avec leur état moyen, une manière plus pratique et puissante d'opérer est d'utiliser l'analyse en composantes principales (ACP), également désignée par l'acronyme EOF (« Empirical Orthogonal Function » en anglais). Cette méthode est basée sur la décomposition en valeurs singulières de la matrice de variance-covariance d'un champ. Les vecteurs propres, représentant chacun un mode de l'EOF, fournissent des structures maximisant la variance, auxquelles sont associées des composantes principales (CP) décrivant l'évolution temporelle de ces structures. Les valeurs propres associées à chacun des vecteurs propres donnent la part de variance totale du champ expliquée par le mode de variabilité. Ces modes n'ont pas toujours de signification physique, et il convient de les utiliser avec prudence, notamment pour les modes secondaires du fait de la contrainte d'orthogonalité des vecteurs propres. Cette difficulté peut-être en partie contournée par la méthode des EOF avec rotation, que nous n'utiliserons pas durant cette thèse car nous nous consacrerons la plupart du temps au premier mode.

• Analyse en maximum de covariance (MCA)

L'Analyse en Maximum de Covariance (MCA, pour « Maximum Covariance Analysis »), également connue sous le nom de SVD (pour « Singular Value Decomposition »), représente en quelque sorte une généralisation de l'ACP. Elle permet de déterminer des modes de variabilité couplés en construisant la matrice de covariance entre deux champs différents et en réalisant une décomposition en valeurs singulières de cette matrice. Chaque mode est caractérisé par des paires de vecteurs propres donnant les structures spatiales évoluant conjointement dans les deux champs, avec ou sans décalage temporel. Chacun de ces modes représente une fraction de la covariance entre les deux champs (SCF, pour « Square Covariance Fraction »), la corrélation (R) entre les coefficients d'expansion (EC, pour « Expansion coefficient ») des deux vecteurs propres indiquant l'intensité du lien. Une information importante est également la fraction de variance expliquée par chaque vecteur propre au sein de son champ d'origine (VF pour « Variance Fraction »). La significativité du SCF et de la corrélation est déterminée par une méthode de type bootstrap². Après avoir cassé la chronologie des deux champs, la MCA est recalculée 99 fois. Le niveau de confiance du SCF et de R correspond au nombre de MCA pour lesquelles les valeurs obtenues pour ces paramètres sont inférieures à celles de la MCA initiale (avec la chronologie correcte). Une description plus détaillée de cette méthode est disponible au chapitre 3 (article de la section 2.1), et dans Bretherton et al. (1992).

2 Technique statistique basée sur la méthode de ré-échantillonnage

2.1.3. Méthodes non-linéaires

Les phénomènes climatiques sont parfois non linéaires, et il est souvent nécessaire de discuter de la polarité des anomalies étudiées. Par exemple, les conséquences des événements La Niña ne sont pas l'exact symétrie des événements El Niño. **L'analyse en composite** permet de distinguer les effets non-linéaires des paramètres analysés. Elle consiste à faire la moyenne de plusieurs occurrences d'un événement climatique représenté par un indice. Par exemple, si l'on veut connaître les anomalies de précipitations associées à un événement El Niño, on fait la moyennes des précipitations en considérant les années pour lesquelles l'indice ENSO utilisé dépasse un certain seuil. Ce seuil arbitraire doit être choisi de façon à garder assez d'années pour la robustesse, tout en discriminant suffisamment l'échantillon.

Notons que nous introduirons le concept de **régimes de temps** au chapitre 4, en l'appliquant au domaine Atlantique Nord. Cette méthode, basée sur des algorithmes de classification automatique, représente également une manière d'étudier la non-linéarité de certains phénomènes climatiques.

2.1.4. Tests de significativité

Au-delà du test de type bootstrap décrit précédemment pour la MCA, d'autres tests sont utilisés tout au long de ce manuscrit. La significativité des composites est déterminée grâce à Statpack, selon la procédure décrite par Terray (2003) qui distingue la partie des composites significativement différente de la variabilité de fond. Statpack est également utilisé pour tester les corrélations car il prend en compte l'autocorrélation des séries à l'aide d'un test de type bootstrap. Le test de Student (t-test) est aussi régulièrement utilisé pour tester la significativité des anomalies, ou dans le cadre des expériences de sensibilité pour estimer la significativité des différences entre les ensembles de simulations. Le test de Fisher (f-test) à quant à lui été utilisé au chapitre 5 pour tester des différences de variance.

2.2. Outils diagnostiques

• **Activité des ondes stationnaires (WAF)**

Un diagnostic couramment utilisé pour étudier la propagation des ondes planétaires ainsi que leur interaction avec l'état moyen est le **flux d'Eliassen-Palm** (EP, Eliassen et Palm 1961). Cette grandeur, dérivée des équations de l'équilibre quasi-géostrophique, inclut à la fois les flux de moment et de chaleur liés aux tourbillons. Il mesure l'activité des ondes en moyenne zonale sur la verticale, sa divergence indiquant les zones de forçage des ondes sur le flux moyen (Andrews et al. 1987). Un tel diagnostic a par exemple permis de montrer que les réchauffements stratosphériques soudains étaient précédés d'un renforcement des ondes planétaires ascendantes (Baldwin et al. 1989, Kodera 1995). Le flux d'EP étant une quantité moyennée zonalement, elle ne donne aucune information sur la structure longitudinale des ondes. Afin de pouvoir localiser géographiquement la source des ondes, nous avons donc utilisé le vecteur de Plumb (1985), qui est la généralisation

du flux d'EP en trois dimensions. Ce diagnostic, désigné par l'acronyme **WAF** (pour « **Wave Activity Flux** », en m^2/s^2), permet une visualisation dans l'espace de l'activité des ondes stationnaires forcées par l'orographie et les forçages thermiques. Il se calcule à partir des champs de géopotentiel, de température et de vent zonal débarrassés de leur moyenne zonale pour isoler la composante stationnaire des mouvements atmosphériques (cf chapitre 1 équation 2). Ses trois composantes sont calculées selon les formules suivantes:

$$WAF = \frac{1}{2} p \left(\begin{array}{c} \left(\frac{\partial \Psi'}{\partial x} \right)^2 - \Psi' \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x^2} \\ \frac{\partial \Psi'}{\partial x} \frac{\partial \Psi'}{\partial y} - \Psi' \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x \partial y} \\ \frac{f^2}{N^2} \left(\frac{\partial \Psi'}{\partial x} \frac{\partial \Psi'}{\partial z} - \Psi' \frac{\partial^2 \Psi'}{\partial x \partial z} \right) \end{array} \right) \quad (1)$$

avec Ψ la fonction de courant déduite de u et v :

$$u = -\frac{\partial \Psi}{\partial y}, v = \frac{\partial \Psi}{\partial x} \quad (2)$$

Ψ' représentant les anomalies locales par rapport au flux moyen zonal.

La manière de calculer le WAF diffère selon la nature des ondes que l'on cherche à isoler. Par exemple, l'étude du forçage imposé par les dépressions synoptiques sur le flux moyen nécessite de filtrer les champs utilisés avant le calcul du WAF dans la bande 2-6 jours (Nakamura et Kagimoto 2006).

Dans ce mémoire, nous utiliserons le WAF au sein du chapitre 4 pour déterminer le forçage des ondes stationnaires par la neige. Nous nous intéresserons à des ondes de très grande échelle, caractéristiques de la basse-fréquence de la variabilité atmosphérique. La composante transitoire des ondes forcées par la neige étant négligeable devant l'activité des ondes stationnaires (Gong et al. 2003a), **nous avons donc diagnostiqué le WAF à partir de champs mensuels ou quotidiens non-filtrés (mais débarrassés de leur moyenne zonale)**, à la fois pour les réanalyses et les sorties du modèle. Les anomalies de WAF sur une période donnée sont ensuite calculées à partir de la climatologie mensuelle ou quotidienne obtenue.

La figure 3 montre la climatologie des composantes verticale et horizontale du WAF durant l'hiver de l'hémisphère Nord, à partir des réanalyses ERA40 mensuelles, sur la période 1971-2000. Les principaux foyers d'ondes stationnaires se situent sur l'Atlantique Nord et sur une large région s'étendant de la Sibérie jusqu'au Pacifique est. Ils coïncident avec les régions de fort gradient de température océan-continent, maximum à l'ouest des bassins océaniques au niveau des courants chauds, et avec les rails des dépressions baroclines, qui sont des sources importantes de chauffage diabatique.

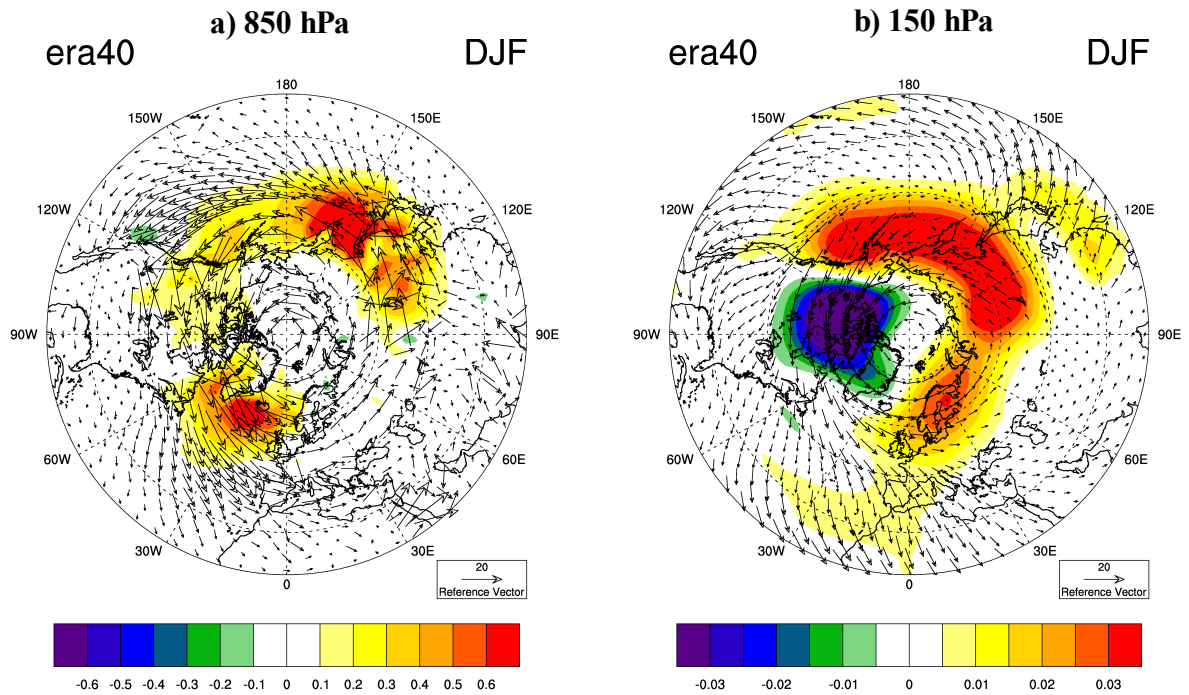


Figure 3. Climatologie hivernale (DJF) du WAF vertical (couleurs) et horizontal (vecteurs) calculée à partir des réanalyses mensuelles ERA40 sur la période 1971-2000: a) au niveau 850 hPa ; b) au niveau 150 hPa. Unité: m^2/s^2

• **Indice de réfraction de l'atmosphère**

L'indice de réfraction des ondes stationnaires planétaires est un diagnostic permettant d'identifier les régions favorisant, ou au contraire inhibant la propagation verticale des ondes. Ce diagnostic, initialement proposé par Matsuno (1970), a été largement utilisé durant les dernières décennies (Lin 1982, Huang et Gambo 1982, Hu et Tung 2002, Li et al. 2007). Nous utiliserons le critère utilisé par Li et al. (2007) au chapitre 4. Leur indice est original dans le sens où il permet d'estimer la probabilité que l'état atmosphérique autorise la propagation des ondes planétaires pour des périodes spécifiques, selon la latitude et l'altitude, en évitant la superposition de valeurs positives et négatives aboutissant à une moyenne peu représentative. L'indice de réfraction dépend également du nombre d'onde des phénomènes étudiés.

• **Activité des ondes transitoires**

Afin de caractériser l'activité transitoire, nous avons filtré le géopotentiel quotidien au niveau 500 hPa à l'aide d'un filtre passe-bande entre 2 et 6 jours de type Lanczos (Duchon 1979). Un indice mensuel de l'activité des transitoires est ensuite déduit en calculant l'écart-type du géopotentiel filtré pour chaque mois.

3. Le laboratoire numérique

Les jeux de données observées et issues de réanalyses décrits précédemment constituent une source d'informations essentielle pour comprendre les mécanismes du climat. A partir de

méthodes statistiques plus ou moins complexes, de nombreuses avancées ont pu être réalisées depuis plus d'un siècle dans la compréhension des phénomènes climatiques, et notamment des téléconnexions décrites au chapitre 1. Cependant, les limites des observations/réanalyses sont nombreuses. En premier lieu, elles souffrent de discontinuités temporelles et géographiques, et couvrent souvent des périodes trop courtes pour pouvoir établir des liens statistiques robustes. De plus, la compréhension des mécanismes physiques nécessite de connaître certains paramètres qui font souvent défaut à l'échelle globale (par exemple la masse de neige ou l'humidité du sol, dans notre contexte). Afin de s'affranchir de ces limites, un autre moyen d'étudier le climat est d'avoir recours à la **modélisation numérique du climat**.

L'objectif des modèles de climat est de simuler le plus précisément possible le climat passé, présent et futur en réunissant les connaissances les plus récentes en matière de physique de l'atmosphère, de l'océan, des surfaces continentales... Ces énormes programmes informatiques représentent les cinq composantes du système climatique: l'atmosphère, l'océan, l'hydrosphère, la cryosphère et la biosphère. Chaque composante est représentée sous forme de maillage horizontal et vertical, et l'évolution des paramètres du modèle obéit aux lois dynamiques et physiques qui le composent. Le couplage des différentes composantes du système Terre permet de prendre en compte les rétroactions entre l'atmosphère et ses conditions aux limites, océaniques et continentales. L'avantage des modèles de climat est que les données qu'ils fournissent sont homogènes spatialement et temporellement, et couvrent toute la palette des paramètres thermodynamiques et dynamiques à l'échelle globale. L'analyse des simulations numériques permet donc de comprendre en détail les mécanismes identifiés dans les modèles. Les climatologues disposent ainsi d'un outil très intéressant pour tester des hypothèses issues d'observations, voire pour faire des projections du climat futur quand le climat présent est correctement simulé. Toutefois, le danger qui les guette est d'en venir à confondre réalité et fiction... Il faut donc garder en tête que les mécanismes mis en jeu dans une simulation correspondent au climat intrinsèque du modèle, et toujours confronter les expériences numériques aux observations.

3.1. Le modèle de circulation générale ARPEGE-Climat

Le modèle ARPEGE-Climat a été développé dans les années 1990 au CNRM (Déqué et al. 1994). La version 3 du modèle couplé du CNRM, mise au point pour le 4^{ème} rapport du GIEC et connue sous le nom de CNRM-CM3, comprend les composantes suivantes:

- la version 4 du modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat, en troncature spectrale T63 avec 31 niveaux verticaux répartis du sol à l'altitude 34 km selon une coordonnée hybride. La résolution horizontale correspond à une grille de Gauss 128x64, soit environ 2.8° (Déqué et al. 1999).
- le modèle d'océan OPA développé par le laboratoire LOCEAN de l'institut Pierre-Simon Laplace (Madec et al. 1998).
- le modèle de glace de mer GELATO (Salas y Melia 2002).
- le modèle de surface ISBA (Mahfouf et al. 1995).
- Le modèle MOBIDIC de chimie de l'ozone (Cariolle et al. 1990).
- le modèle TRIP de routage des fleuves (Oki et Sud 1998) développé par l'Institute of Industrial Science de l'université de Tokyo.
- le coupleur OASIS (Valcke et al. 2005) développé au Centre Européen de Recherche et de formation avancée en calcul scientifique (CERFACS).

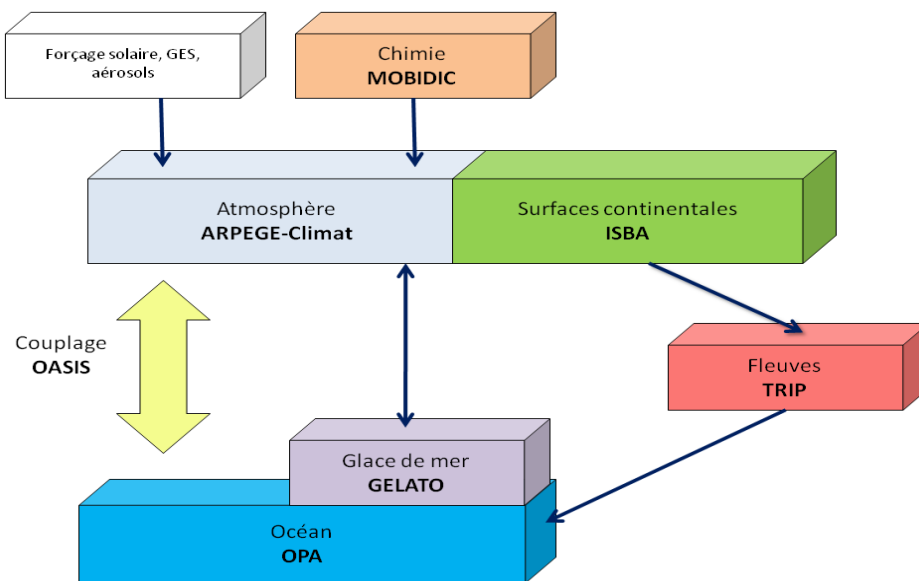


Figure 4. Représentation schématique de la version 3 du modèle couplé ARPEGE-Climat (CNRM-CM3).

Pour plus de détails, le lecteur peut se référer à la documentation en ligne disponible sur <http://www.cnrm.meteo.fr/gmgec/arpege/arpege.html>.

3.2. Simulations couplées vs forcées

La grande complexité de la machine climatique nécessite de séparer les problèmes pour en isoler les mécanismes. En mode couplé, les seuls forçages prescrits au modèle sont les concentrations en gaz à effet de serre et aérosols, les paramètres orbitaux, ainsi que les conditions de surface comme le relief, le type de sol ou le type de végétation. Les autres composantes du système évoluent librement, et interagissent entre elles, rendant très difficile l'interprétation des résultats des simulations. Lorsque l'on s'intéresse à des processus essentiellement atmosphériques, il est néanmoins possible de « débrancher » le modèle océanique du système et de prescrire les TSM comme condition aux limites du modèle d'atmosphère. Cette configuration du modèle, dite « **forcée** », permet de simplifier la compréhension des mécanismes mis en jeu, mais également de s'affranchir de certains biais systématiques du système couplé. Selon le type d'analyse que l'on souhaite réaliser, on peut choisir de prescrire la chronologie mensuelle des TSM, ou la climatologie de ces TSM, c'est-à-dire leur cycle annuel moyen. Dans ce cas, on se débarrasse de leur variabilité interannuelle, ce qui permet de mettre en évidence plus facilement les forçages liés aux surfaces continentales.

Une question qui se pose à ce stade est de savoir quelle configuration est la plus adaptée à notre étude. L'utilisation du modèle couplé implique bien évidemment un coût informatique plus important, ce qui constitue un premier critère de choix non négligeable. Cette difficulté n'est cependant pas la seule raison nous ayant amené à choisir la configuration forcée pour nos expériences. Les climats moyens simulés par le couplé et le forcé sont en effet bien différents, et certains biais du couplé sont pénalisants dans le cadre de nos travaux. La figure 5 illustre un de ces biais, qui concerne les températures de surface simulées au printemps.

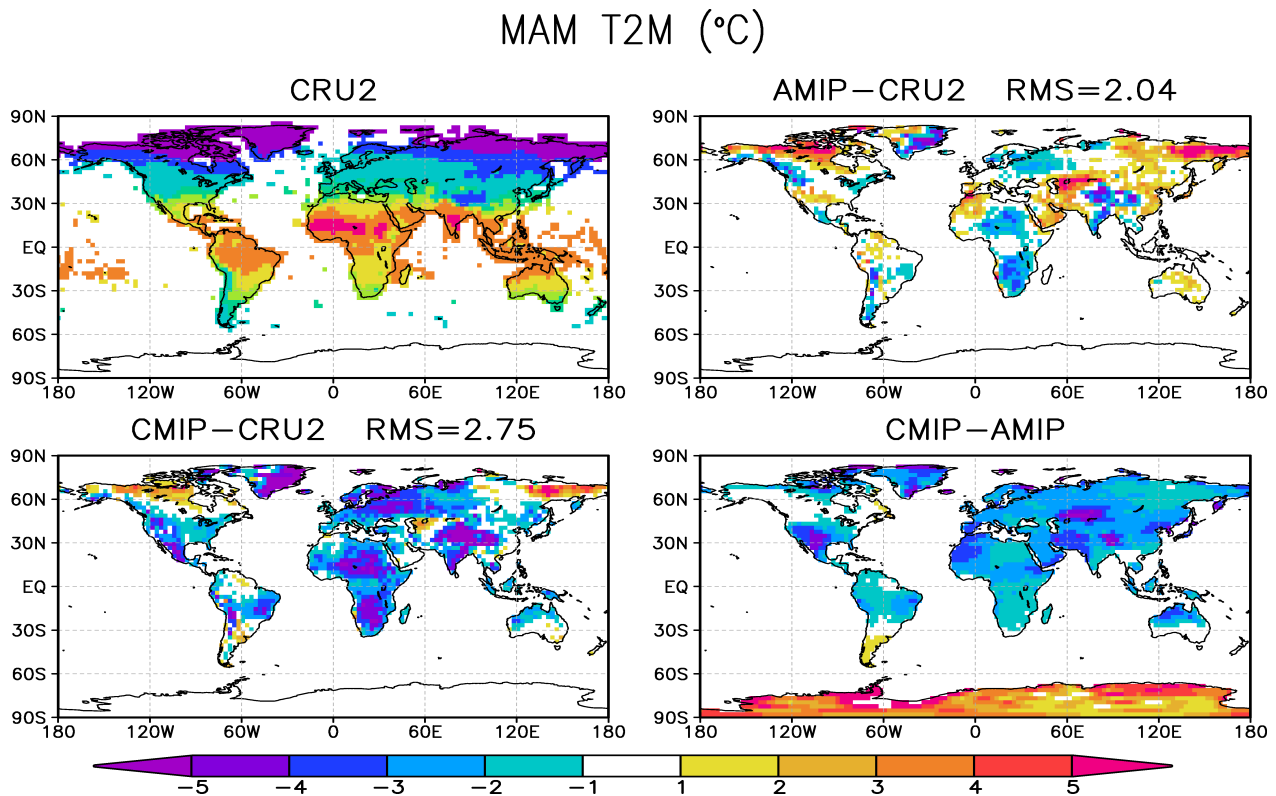


Figure 5. Biais des températures à 2 mètres simulées par le modèle forcé (AMIP) et couplé (CMIP), en comparaison avec les données CRU2. Période 1971-2000. L'erreur quadratique moyenne est indiquée pour chaque simulation (RMS).

Le couplé est marqué par un fort biais froid, qui concerne quasiment toutes les régions du globe. Ce problème est en partie lié à la constante solaire imposée dans le cadre du projet CMIP3. Malgré un RMS plus faible, le forcé n'est pas exempt de biais, notamment sur la Sibérie où l'on observe des températures trop élevées. Le biais froid sur la partie ouest de l'Eurasie est dû à une fonte trop tardive caractéristique d'ARPEGE-Climat (nous y reviendrons plus en détail par la suite). Le retrait de la neige trop tardif dans cette région est encore accru en couplé, ce qui est assez problématique dans le cadre du chapitre 3 et de l'étude des interactions neige-mousson.

Si ce biais climatologique est une première limitation du couplé, le défaut faisant définitivement pencher la balance en faveur des simulations forcées vient de l'ENSO simulé en mode couplé. D'une part, la périodicité de l'oscillation est marquée par une composante bisannuelle exagérée au vu de la périodicité observée, se situant entre 2 à 7 ans. Sur la figure 6b, cette caractéristique est fortement suggérée par l'allure de la série temporelle de l'ENSO simulée par le modèle couplé, et ressort nettement de l'analyse en ondelettes (réalisée à partir du site <http://ion.researchsystems.com/IONScript/wavelet/>).

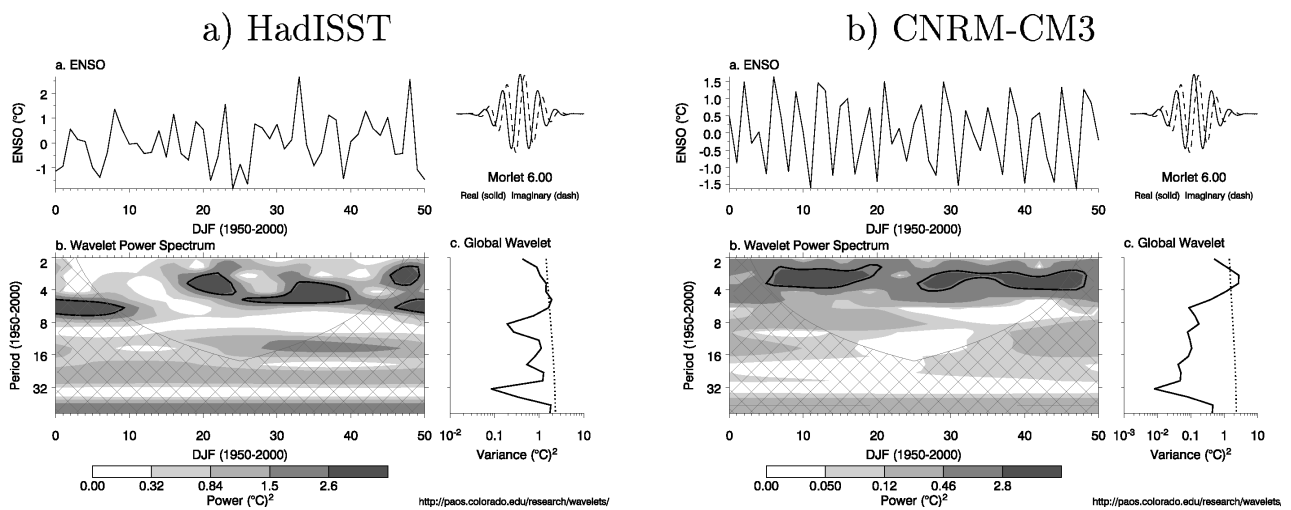


Figure 6. Analyse en ondelettes des séries temporelles de l'ENSO: a) dans le forcé (observations HadISST) ; b) dans le couplé, sur la période 1950-2000. Voir Torrence et Compo (1998) pour une description de l'analyse en ondelettes.

Au-delà de ce problème de périodicité, l'importance de l'ENSO est exagérée dans le modèle couplé, menant à des téléconnexions irréalistes. On note en particulier l'influence surestimée de l'ENSO sur la région Nord Atlantique-Europe en hiver, en lien avec un mode PNA trop hémisphérique dans le modèle (Cassou et Terray 2001). Le modèle ne montrant pas de barrière de printemps³, le timing des téléconnexions est également perturbé et mène à des effets irréalistes durant les autres saisons. Ce défaut a été souligné par Joly et al. (2007) dans le cas de la mousson africaine en été, et nous verrons au chapitre 3 qu'il concerne également la mousson indienne.

Au vu de ces résultats, l'utilisation du modèle en configuration forcée apparaît la plus judicieuse. Le forçage des TSM permet de s'affranchir des biais systématiques du modèle couplé, et de simuler des variations du climat plus réalistes en apportant des informations au système. Néanmoins, il faut avoir conscience que les simulations forcées comprennent également des limitations. Si les impacts de la neige sur la variabilité atmosphérique sont plus facilement détectables, la non prise en compte des rétroactions entre l'atmosphère et l'océan peut biaiser certaines téléconnexions. On peut par exemple imaginer qu'une anomalie atmosphérique générée par un forçage continental influence l'océan, et que la réponse océanique va elle-même modifier l'atmosphère en retour. Si la réponse de l'océan tend à atténuer l'anomalie atmosphérique, la négliger peut amener à surestimer l'impact des surfaces continentales. Une solution intermédiaire entre les deux configurations existe, qui consiste à utiliser un modèle de couche de mélange océanique pour prendre en compte les flux de mouvement, d'évaporation et de chaleur à la surface atmosphère-océan. De tels modèles ne sont cependant pas faciles à mettre en œuvre, et **dans le cadre de nos expériences numériques nous nous limiterons à l'utilisation d'ARPEGE-Climat en mode forcé.**

3 S'il est possible d'anticiper de manière relativement correcte l'ENSO pour certaines saisons de l'année, sa prévisibilité chute de manière prononcée au printemps. Les événements ENSO ne franchissent en effet que rarement cette saison, qui constitue généralement une saison de transition entre les phases chaudes, neutres et froides (Webster et Yang 1992).

3.3. Protocoles expérimentaux en mode forcé

Dans le cadre de notre étude, ARPEGE-Climat dans sa configuration forcée va constituer un outil indispensable pour discuter de la sensibilité du climat aux anomalies de neige. Sa grande flexibilité permet en effet de modifier les caractéristiques de la neige et ainsi d'agir sur le forçage imposé à l'atmosphère au travers d'**expériences de sensibilité**.

Durant cette thèse, nous avons utilisé deux méthodes distinctes pour insérer des perturbations de neige dans le modèle. La première consiste à agir sur les **conditions initiales**: une anomalie de neige est insérée dans le champ de neige qui est fourni au modèle comme état initial du manteau neigeux. Cette perturbation peut être globale, ou localisée sur une région donnée. Le modèle évolue ensuite librement, et l'anomalie persistera plus ou moins longtemps selon son amplitude et sa localisation. Une seconde manière d'opérer est d'agir sur les **conditions aux limites**. Diverses variables historiques de surface étant fournies à chaque pas de temps au modèle atmosphérique, il est possible de modifier ces paramètres imposés au modèle et de forcer l'évolution d'un champ comme on l'entend. On peut ainsi prescrire au modèle une climatologie et/ou une variabilité plus réaliste d'un paramètre de surface. Cette technique, dite de **nudging** ou de « relaxation », a été largement utilisée au CNRM pour étudier l'influence de l'humidité du sol sur la variabilité atmosphérique (Douville et Chauvin 2000, Douville 2003, Conil et al. 2007, Conil et al. 2008). Nous l'utilisons dans cette thèse soit pour guider le modèle vers une masse de neige plus réaliste (chapitre 5), soit pour maintenir une perturbation de neige constante au cours de la saison d'intégration (chapitre 4). D'après l'équation (3), le rappel d'un paramètre vers la condition aux limites de référence X_{ref} se fait selon un coefficient de nudging λ plus ou moins élevé selon l'intensité de la relaxation que l'on souhaite imposer.

$$\frac{dX}{dt} = F(X) - \lambda(X - X_{ref}) \quad (3)$$

On peut ainsi forcer le modèle tout en lui laissant une certaine liberté, ou au contraire empêcher toute variabilité autour du champ prescrit ($\lambda = 1$). Le nudging peut également être utilisé pour forcer des paramètres atmosphériques. Dans le cadre du projet IRCAAM (Influence Réciproque des Climats d'Afrique de l'Ouest, du sud de l'Asie et du bassin Méditerranéen), ARPEGE-Climat a par exemple été utilisé pour essayer de comprendre certains biais du modèle en prescrivant une atmosphère plus réaliste sur des régions clés (Bielli et al. 2009). Le nudging stratosphérique permet quant à lui d'évaluer le rôle de la stratosphère sur la variabilité troposphérique et sur le couplage stratosphère-troposphère (Douville 2009b). Nous utiliserons cette technique au chapitre 4 pour corriger certains biais du modèle et discuter de l'importance de l'état moyen sur la bonne représentation des téléconnexions liées à la neige.

Afin de discerner le forçage externe exercé par la neige de la variabilité interne, il est nécessaire de réaliser des **ensembles de simulations**. Chaque ensemble est soumis au même forçage de neige, mais avec une initialisation de l'atmosphère à chaque fois différente. Calculer la moyenne des ensembles permet de s'affranchir en partie de la variabilité interne de l'atmosphère pour isoler la part de variabilité liée au forçage imposé. En théorie, pour s'affranchir de la variabilité interne atmosphérique, il faudrait réaliser un nombre infini de simulations. Selon les expériences, nous avons choisi de réaliser des ensembles de 10 ou 50 simulations, ce qui a priori constitue un nombre suffisant pour détecter les principaux signaux associés à la neige. Dans ce

manuscrit, lorsque nous ferons référence à une expérience, nous considérerons donc sa **moyenne d'ensemble**. Pour identifier les impacts de la neige sur le climat simulé par le modèle, la moyenne d'ensemble est comparée à la climatologie d'une **simulation de contrôle** pour laquelle aucune perturbation n'a été imposée.

4. Paramétrisation de la neige dans ARPEGE-Climat

4.1. Présentation du schéma de neige

Le modèle ISBA (« Interactions Soil Biosphere Atmosphere ») est le modèle de surface continentale de Météo-France. Il permet de modéliser les processus gouvernant les échanges de quantité de mouvement, de chaleur et d'eau entre le sol et l'atmosphère. Les transferts de chaleur dans le sol sont basés sur la méthode « force-restore » (Deardorff 1978). Le modèle calcule l'évolution de six variables pronostiques, dont le contenu équivalent en eau de la neige. Une **variable pronostique** (ou historique) est calculée selon une équation d'évolution à chaque pas de temps du modèle. A l'inverse, la fraction de neige est une **variable diagnostique**: elle est déduite de la masse de neige grâce à une relation empirique appelée **paramétrisation**.

ISBA comporte un schéma de neige à une couche qui représente la surface comme un composite, c'est à dire avec une température de surface commune au système sol-végétation-neige. Lorsque la chaleur contenue dans le manteau neigeux est suffisante, la neige fond ou se sublime. D'après la loi de conservation de la masse, le manteau neigeux évolue donc selon la relation suivante:

$$\frac{\partial SWE}{\partial t} = S_r - (S_m + S_{snow}) \quad (4)$$

avec SWE l'équivalent en eau de la neige, ou masse de neige (kg/m²), S_r le taux de précipitations neigeuses, S_m la quantité de neige fondue, S_{snow} la vapeur d'eau produite par sublimation. Dans le schéma de neige initial (Noilhan et Planton 1989), la masse de neige était la seule variable historique et les propriétés thermiques spécifiques à la neige n'étaient pas prises en compte. La couverture de neige était diagnostiquée uniquement en fonction de la masse de neige, sans prendre en compte la présence de végétation sur le sol ni la variabilité sous-maille du relief. L'albédo de la neige était quant à lui fixé à la valeur 0.70.

Par la suite, H. Douville a entrepris l'amélioration du schéma de neige en s'inspirant notamment du schéma CLASS (Verseghy 1991). Son schéma comporte deux nouvelles variables historiques du manteau neigeux: l'albédo de la neige, qui évolue en fonction de l'âge de la neige, et la densité, qui augmente exponentiellement par métamorphisme et compaction jusqu'à une valeur maximale. Dans ce schéma, la neige intervient dans la façon dont sont calculés les coefficients thermiques par le biais de la densité, et le taux de fonte a été modifié pour permettre une fonte plus progressive au printemps (la température de surface peut dépasser 0°C en présence de neige sur une partie de la maille, ce qui n'était pas le cas auparavant). Une nouveauté très importante

intervient au niveau du calcul des couvertures de neige recouvrant le sol, avec la prise en compte de l'effet masque de la végétation et de la variabilité sous-maille du relief. Pour cela, la distinction est faite en chaque point de grille entre la **fraction de neige sur sol nu** (p_{ng}) et la **fraction sur végétation** (p_{nv}), qui dépendent respectivement du contenu équivalent en eau de la neige (SWE) et de la hauteur de neige (h_n):

$$p_{ng} = \frac{SWE}{SWE + 10} \times f(\sigma_{relief}) \quad (5)$$

$$p_{nv} = \min\left(p_{ng}; \frac{h_n}{h_n + 5 \times Z0_{veg}}\right) \quad (6)$$

Le couvert végétal étant susceptible de masquer la présence de neige au sol, ne pas prendre en compte cet effet peut entraîner la surestimation des fractions de neige. Cet effet masque dépend de la hauteur de la végétation et est donc pris en compte dans le modèle grâce au paramètre de rugosité du sol liée à la végétation ($Z0_{veg}$). D'après cette formule, la fraction de neige sur végétation est toujours inférieure à la fraction sur sol nu, et $p_{nv} = p_{ng}$ lorsque $Z0_{veg} = 0$ (pas de végétation). De la même manière, l'effet de l'orographie est pris en compte dans le calcul du p_{ng} à l'aide de la variabilité sous-maille du relief (σ_{relief}). Cet effet permet de diminuer les fractions sur les massifs montagneux, régions sur lesquelles la neige est distribuée irrégulièrement du fait des expositions différentes des versants. Il intervient essentiellement sur l'Himalaya et les Rocheuses, les deux principaux massifs de l'hémisphère Nord. La fraction de neige totale est déduite des fractions sur sol nu et végétation selon l'équation:

$$p_n = (1 - veg) \times p_{ng} + veg \times p_{nv} \quad (7)$$

où veg représente la fraction de végétation sur le point de grille. L'albédo de la surface (α_t) est finalement calculé à partir de la relation suivante:

$$\alpha_t = (1 - veg)(1 - p_{ng})\alpha_g + (1 - veg)p_{ng}\alpha_n + veg\alpha_v \quad (8)$$

où α_g , α_n et α_v sont respectivement les albédos du sol nu, de la neige et de la végétation. Ces différents développements, testés sur quelques sites instrumentés (Douville et al. 1995a), puis validés à l'échelle globale (Douville et al. 1995b) sans calibration particulière, ont donné des résultats satisfaisants pour une utilisation dans un contexte climatique. Un schéma plus ambitieux existe au CNRM, avec une paramétrisation à trois couches plus physique que ce schéma simplifié (Boone et Etchevers 2001). Il n'est pas encore intégré dans ARPEGE-Climat pour des raisons techniques, et en particulier la nécessité de distinguer deux bilans d'énergie en surface dans le calcul de la diffusion verticale.

Il est important de noter que le schéma de neige de la version 4 d'ARPEGE-Climat a été légèrement modifié par M. Déqué depuis la version 2 (communication interne). Il s'inspire largement du schéma de Douville et al. (1995), avec cependant des différences concernant les paramétrisations des couvertures sur sol nu et végétation, diagnostiquées de la sorte:

$$p_{ng} = \frac{SWE}{SWE + (1 + Z_{0_{relief}}) \times 10} \quad (9)$$

$$p_{nv} = p_{ng} \times \left(\frac{h_n}{h_n + 5 \times Z_{0_{veg}}} \right) \quad (10)$$

Cette formulation du p_{ng} prend en compte l'effet relief via le paramètre de rugosité du sol liée à la topographie ($Z_{0_{relief}}$), et permet ainsi une meilleure cohérence avec la prise en compte de l'effet végétation dans la formulation du p_{nv} .

4.2. Modification du calcul de la fraction enneigée

L'utilisation des fractions empiriques sur le p_{ng} et le p_{nv} (équations 9 et 10) aboutit dans la version 4 d'ARPEGE-Climat à une sous-estimation des fractions de neige et de l'albédo (cf figure 9), associée à un biais chaud sur les régions boréales (non montré). De plus, la variabilité de la couverture de neige est largement sous-estimée durant les saisons de transition. Ce défaut, inhérent à la plupart des modèles forcés et couplés actuels (Frei et al. 2003, Hardiman et al. 2008), constitue une limite pour notre étude. En effet, ce manque de variance de la neige peut conduire à sous-estimer l'influence de la neige sur la variabilité climatique. Nous avons donc décidé d'utiliser une nouvelle paramétrisation de la fraction de neige afin de corriger dans la mesure du possible l'état moyen et la variabilité interannuelle de la neige. Cette formulation, proposée par Niu et Yang (2007), montre une plus grande sensibilité de la fraction à la quantité de neige, et permet également de « booster » la variance des fractions durant les saisons de transition. Elle se présente sous la forme suivante:

$$f_{sno} = \tanh \left(\frac{h_n}{2.5 \times Z_{0g} \times \left(\frac{\rho_{sno}}{\rho_{new}} \right)^m} \right) \quad (11)$$

avec ρ_{sno} la densité de la neige, ρ_{new} la densité de la neige fraîche (100 kg/m^3), Z_{0g} la longueur de rugosité du sol ($=0.01\text{m}$) et m un facteur d'échelle dépendant de la résolution (1.6 dans notre cas).

Un des avantages de cette formule vient du fait qu'elle prend en compte l'évolution saisonnière de la relation fraction/masse de neige. En effet, lors de la fonte, la couverture neigeuse est plus compacte que durant le reste de la saison. Une certaine quantité de neige au printemps représente donc des fractions plus faibles que la même quantité de neige en automne. Ce phénomène est pris en compte dans la formulation de Niu grâce au rapport des densités. En revanche, contrairement à celle de Douville et al. (1995), elle ne distingue pas la fraction de neige sur sol nu de la fraction sur végétation, et n'inclut pas de sensibilité au relief.

Cette paramétrisation a été choisie suite à une série de tests entre plusieurs formulations proposées dans la littérature. La figure 7 décrit la relation entre fraction et masse de neige pour plusieurs de ces paramétrisations: celle de Douville (qui s'apparente à celle de Noilhan et Planton en l'absence de relief), celle modifiée par M. Déqué (versions 2 à 4 d'ARPEGE-Climat), la

paramétrisation utilisée dans le modèle allemand ECHAM4 (Roesch et al. 2001) et celle de Niu et Yang (2007). La formule de Niu et Yang montre une plus grande réactivité de la fraction à de faibles quantités de neige, ce qui constitue un plus non négligeable pour étudier la sensibilité à la neige compte tenu des biais de notre modèle.

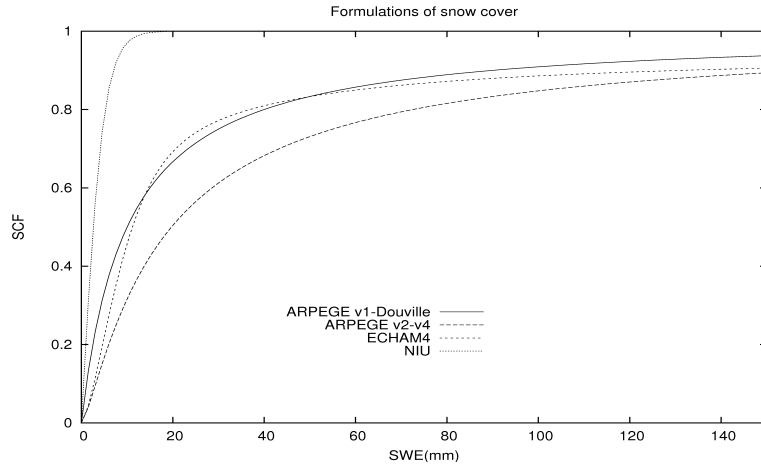


Figure 7. Relation SWE/SCF pour différentes paramétrisations de la fraction de neige (densité fixe de 300 kg/m³).

Afin de conserver l'effet masque de la végétation et l'effet du relief, nous avons choisi une solution intermédiaire: **la distinction p_{ng}/p_{nv} est maintenue, la paramétrisation de Niu étant adoptée pour le p_{ng} en ajoutant le coefficient de l'équation 5 pour prendre en compte l'effet de la topographie sous-maille** (équation 12).

$$p_{ng} = \tanh \left(\frac{h_n}{2.5 \times Z_{0g} \times \left(\frac{\rho_{sno}}{\rho_{new}} \right)^m} \right) \times f(Z_{0relief}) \quad (12)$$

La fraction de neige sur végétation étant très faible dans la version actuelle, **une modification est également apportée sur le p_{nv} en retournant à la formule initiale de Douville** (équation 6). Le retour à la cette formule rend la fraction sur végétation indépendante des biais de la fraction sur sol nu, et favorise donc des valeurs de p_{nv} plus élevées. Ces formulations des couvertures ont été codées, puis ajoutées aux diagnostics d'ARPEGE-Climat. Auparavant, la couverture de neige était diagnostiquée *a posteriori* à partir des sorties mensuelles (ou quotidiennes) de masses de neige, en inversant la relation entre fraction de neige (SCF) et SWE (équation 5 sans terme lié au relief). Au vu du caractère non-linéaire de la relation entre masse de neige et couverture, cette méthode est assez approximative et peut entraîner des erreurs importantes, comme illustré sur la figure 8. Malheureusement, nous n'auront pas d'autre choix que d'utiliser ce type de diagnostic *a posteriori* pour les simulation CMIP3 (voir section 5.2).

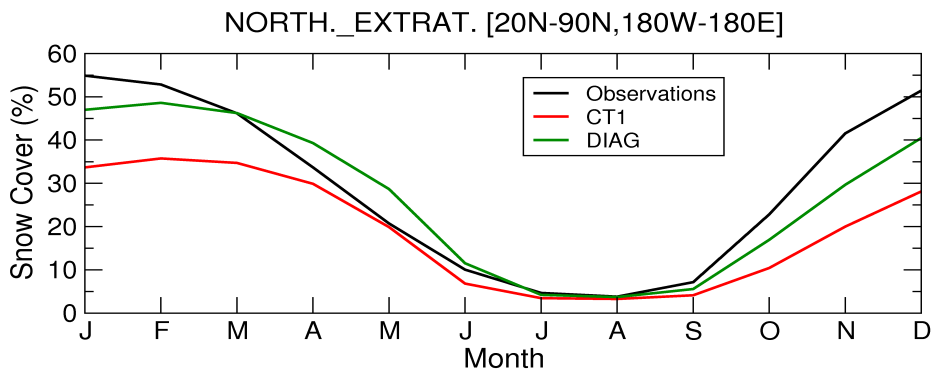


Figure 8. Cycle annuel de la couverture de neige de l'hémisphère Nord, selon les sorties du modèle (CT1) et un diagnostic a posteriori utilisant la relation SCF/SWE (DIAG).

4.3. Validation de l'état moyen et de la variabilité interannuelle

Du fait de l'absence de données globales de masse de neige permettant de comparer la variabilité interannuelle, le jeu de données NSIDC apparaît le plus approprié pour valider notre modèle et évaluer l'apport de la nouvelle paramétrisation décrite en section 4.2. Toutefois, la comparaison entre les observations et les sorties du modèle doit être réalisée avec précaution pour plusieurs raisons, détaillées ci-dessous.

→ Premièrement, ces données satellites NSIDC ne prennent pas en compte l'effet masque de la végétation, le caractère binaire de ce jeu de données (1 si la neige couvre plus de 50% du pixel, 0 sinon) ne permettant pas d'atteindre ce niveau de détail. Il convient donc de valider l'étendue de neige en comparant la fraction sur sol nu (p_{ng}) plutôt que la fraction totale (p_n) à ces données observées. Afin de vérifier que l'effet masque de la végétation est correctement pris en compte, un moyen indirect consiste à valider l'albédo du modèle (en faisant l'hypothèse que les albédos de la neige, de la végétation et du sol nu sont corrects, ainsi que la fraction de végétation, cf équation 8).

→ Une autre source d'erreur de la comparaison observations/modèle concerne l'échantillonnage temporel. Pour construire des données mensuelles à partir des observations, les données originales hebdomadaires sont moyennées, ce qui donne des fractions de 0, 0.25, 0.5, 0.75 ou 1 selon le nombre de semaines durant lesquelles le sol est recouvert de neige. Les valeurs obtenues ne correspondent donc pas à la fraction de neige observée dans le mois, mais plutôt à une fréquence d'occurrence de la neige. Pour les simulations, la fraction est calculée au pas de temps du modèle donc la fraction mensuelle déduite est plus précise et représentative de la moyenne réelle.

→ Finalement, la dernière source d'inconsistance est liée à la transformation spatiale des données observées. Pour se comparer aux sorties modèles, nous avons interpolé les fractions NSIDC sur la grille du modèle ARPEGE-Climat. Cette interpolation a peu d'incidences sur les régions où les couvertures sont homogènes, mais elle dégrade la précision au niveau de la limite sud du manteau neigeux.

Afin de valider notre nouvelle paramétrisation des fractions de neige, nous nous sommes donc intéressés à la fois aux fractions de neige sur sol nu et aux albédos de surface. La validation

s'appuie sur deux simulations de contrôle de 51 ans réalisées avec TSM observées sur la période 1950-2000: **la simulation CT1**, correspondant à la version 4 du modèle utilisant les fractions de neige de M. Déqué (équations 9 et 10), et **la simulation CT2** intégrant la nouvelle paramétrisation des fractions de neige (équations 12 et 6).

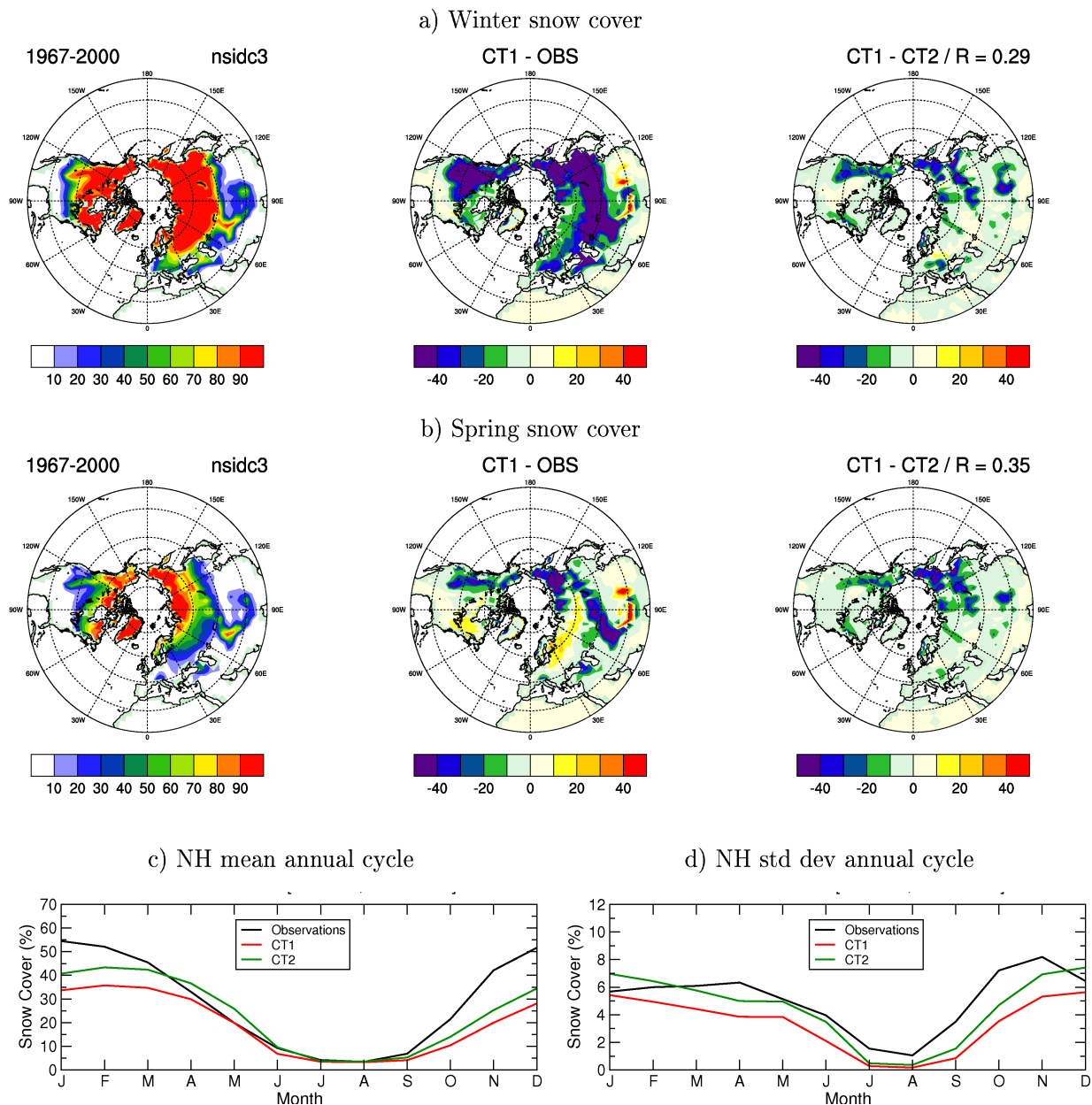


Figure 9. Validation des couvertures de neige (%): a) Observations NSIDC, biais dans CT1, et différence CT1-CT2 en hiver ; b) même chose au printemps ; c) cycle annuel de la couverture de neige de l'hémisphère Nord dans les observations, CT1 et CT2 ; d) même chose pour l'écart-type. Période 1967-2000.

La figure 9 présente les biais de couverture de neige dans CT1 et CT2, en hiver et au printemps. Les cycles annuels de la couverture moyennée sur tout l'hémisphère Nord, ainsi que les cycles annuels de son écart-type, sont également montrés. Des anomalies de même signe dans CT1-OBS et CT1-CT2 dénotent une amélioration dans CT2. Les corrélations spatiales indiquent

4. Paramétrisation de la neige dans ARPEGE-Climat

l'évolution moyenne des biais entre CT2 et CT1 sur le domaine (si elle est positive les biais sont diminués, si elle est négative les biais sont augmentés). Pour faire le parallèle entre les étendues et les masses de neige, nous montrons sur la figure 10 les biais de la simulation CT1 en comparaison avec la climatologie USAF, qui est la seule dont nous disposons à l'échelle globale. Pour discuter des limites de ces données USAF (voir section 1.1.1), nous comparons les cycles annuels sur l'Amérique du Nord avec les données CMC.

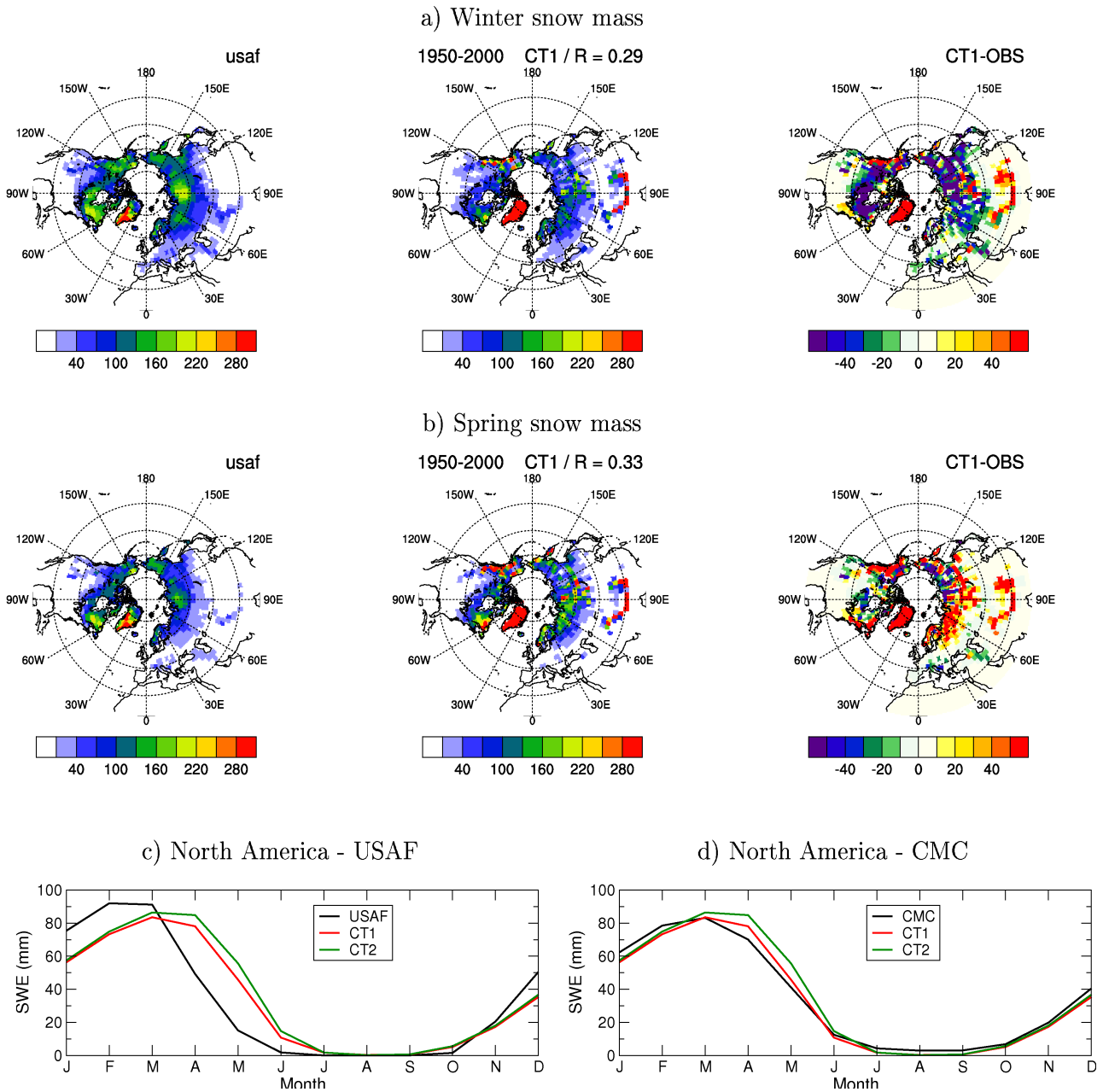


Figure 10. Validation des masses de neige (kg/m^2). a) Observations USAF, CT1 et biais de CT1 en hiver ; b) même chose au printemps ; c) cycle annuel du manteau neigeux de l'hémisphère Nord pour les données USAF et les simulations CT1 et CT2 ; d) même chose avec les données CMC.

En hiver, on observe dans CT1 une forte sous-estimation des fractions de neige sur une

large bande se situant entre les latitudes 40°N et 80°N, à la fois sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord (figure 9a). Si ce biais est à relativiser compte tenu de la propension des données NSIDC à exagérer les couvertures sur les zones très enneigées, il est clair que ARPEGE-Climat sous-estime les fractions de neige sur ces régions. Ce biais va de pair avec des masses de neige trop faibles (figure 10a). Il est à noter que les forts biais positifs de masse de neige sur les reliefs sont liés à un phénomène d'accumulation sur certains points de grille (pas de paramétrisation de la dynamique des glaciers). L'inclusion de la nouvelle paramétrisation pour le p_{ng} ne résout pas le problème de sous-estimation des fractions dans les régions boréales, mais apporte néanmoins des améliorations significatives sur la Sibérie et les montagnes Rocheuses. De plus, la corrélation spatiale positive suggère que les modifications apportées vont dans le bon sens.

Au printemps, le modèle simule des couvertures de neige trop élevées sur l'est de l'Amérique du Nord et sur l'ouest de l'Eurasie (figure 9b), en accord avec des masses de neige trop élevées sur ces régions (figure 10b). On retrouve ce biais sur les cycles annuels moyens (figure 9c et 10c). Ce défaut est souvent évoqué comme un problème récurrent des MCG actuels dû à une fonte trop tardive au printemps (Foster et al. 1996, Roesch et Roeckner 2006). Brown et Frei (2007) ont récemment contesté cette conclusion en affirmant que les données USAF sous-estiment les masses de neige au printemps. En se basant sur les données CMC disponibles sur l'Amérique du Nord, le cycle annuel du modèle montre en effet un biais moins important (figure 10d). Cependant, Roesch (2007) met en doute leurs commentaires, et aucun jeu de données ne permet de se comparer aux données USAF sur l'Eurasie pour trancher ce débat. Les régions de surestimation persistent dans la simulation CT2 mais, en moyenne sur l'hémisphère nord, l'impact de la nouvelle paramétrisation est plutôt positif (cf corrélation spatiale figure 9b). On observe du reste une nette amélioration des biais dans CT2 sur l'ensemble de l'année (figure 9c). L'augmentation des couvertures accroît légèrement le biais au printemps mais permet de trouver un compromis entre les fractions trop faibles en automne/hiver et la fonte trop tardive au printemps. La variance de la neige est également sous-estimée dans CT1, et l'on voit que l'inclusion de la nouvelle paramétrisation aboutit aux effets escomptés en augmentant significativement la variabilité interannuelle des couvertures dans CT2 (figure 9d).

Intéressons nous maintenant aux albédos de surface (figure 11), qui permettent de valider l'ensemble des modifications sur le calcul des fractions (sol nu + végétation). Les améliorations apportées dans CT2 sont beaucoup plus nettes que pour la couverture de neige, à la fois pour l'hiver et le printemps comme suggéré par les corrélations spatiales élevées. Les albédos moyens sont plus corrects, et leur manque de variabilité partiellement corrigé. Une bonne partie de ces améliorations vient de la modification sur le p_{nv} , pour laquelle la paramétrisation utilisée auparavant (équation 10) donnait des fractions sur végétation très faibles. Cette formulation dépendant directement du p_{ng} , elle n'est efficace qu'à condition que les fractions sur sol nu soient correctes. Or, ces fractions étant fortement sous-estimées dans le modèle, la fraction sur végétation était systématiquement trop faible. Le retour à la paramétrisation proposée par Douville et al. (1995) permet de s'affranchir des biais du p_{ng} pour le calcul des fractions sur végétation, et donne ainsi de bien meilleurs résultats. Il est à noter que les améliorations apportées concernant l'albédo permettent de réduire partiellement le biais chaud du modèle aux hautes latitudes que nous avons évoqué précédemment (non montré).

Au vu de ces résultats positifs à la fois sur l'état moyen et sur la variance du modèle, toutes les simulations présentées dans la suite de ce mémoire incluent la nouvelle paramétrisation des fractions de neige. **La simulation de contrôle de référence utilisée par la suite sera donc la simulation CT2.**

4. Paramétrisation de la neige dans ARPEGE-Climat

Il est important de préciser que pour valider plus précisément une nouvelle paramétrisation, il serait préférable de réaliser une validation globale en mode offline (modèle de surface forcé par des réanalyses atmosphériques). Cette validation permettant de s'affranchir des biais du modèle atmosphérique n'a pu être réalisée, mais est désormais possible au CNRM avec l'arrivée de la plateforme SURFEX (<http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>).

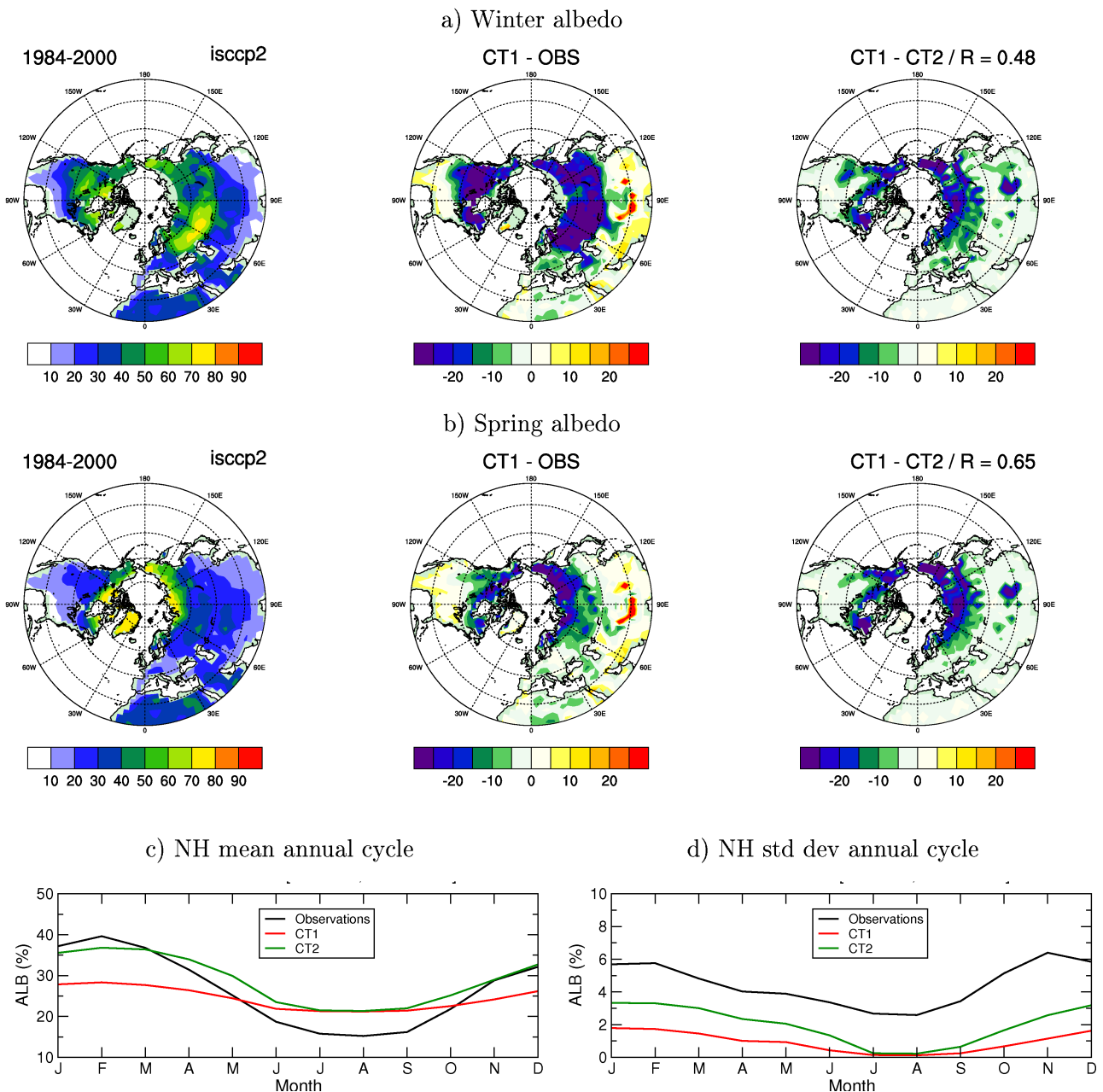


Figure 11. Validation de l'albédo de surface (%). a) Observations ISCCP2, biais dans CT1, et différence CT1-CT2 en hiver ; b) même chose au printemps ; c) cycle annuel de l'albédo moyen de l'hémisphère Nord dans les observations, CT1 et CT2 ; d) même chose pour l'écart-type.

4.4. Influence des grands modes de variabilité climatique sur la neige

La section précédente a permis de montrer que le cycle annuel de la neige, bien que marqué par certains biais, était correctement reproduit par ARPEGE-Climat. Dans cette section, nous allons essayer de comprendre comment se construit la variabilité interannuelle de la neige dans notre simulation de référence CT2, et confronter nos résultats à la réalité à partir des données NSIDC. Avant d'analyser l'impact de la variabilité du manteau neigeux sur le climat, il est en effet important d'avoir une idée de la façon dont l'étendue de neige est elle-même modulée par la circulation atmosphérique. Il est admis que les anomalies de circulation atmosphérique influencent la répartition de la neige en surface, via les advections de masse d'air plus ou moins froides et humides. Mais la neige n'est pas totalement passive et peut exercer une rétroaction sur la circulation atmosphérique la surplombant, par exemple quand un excédent de neige mène à un refroidissement de la basse troposphère. La distinction entre les deux effets n'étant pas toujours évidente, il n'est pas toujours facile de déterminer si la circulation atmosphérique influence la répartition des anomalies de neige ou si elle répond à ces anomalies. Un moyen de répondre à cette question réside dans l'utilisation des corrélations décalées, même si elles ne signifient pas toujours un lien de cause à effet. Toutefois, nous nous en tiendrons dans ce chapitre à commenter les relations synchrones entre neige et circulation, les téléconnexions asynchrones faisant l'objet du chapitre 4.

De nombreuses études se sont intéressées à l'impact des principaux modes de variabilité de l'atmosphère extratropicale sur la couverture de neige. La téléconnexion la plus évidente concerne la modulation de l'enneigement européen par l'AO/NAO (Gutzler et Rosen 1992, Bamzai 2003, Popova 2007). Au vu de l'influence de ces modes sur les températures et les précipitations de cette région, ce lien n'est pas étonnant. Il est cependant limité à l'Europe centrale alors que les anomalies de température concernent une large part du continent eurasiatique. Ce phénomène s'explique par le fait qu'au delà de l'Oural l'enneigement est moins sensible aux variations de température, celle-ci se maintenant de façon quasi permanente sous l'isotherme 0°C en hiver (Clark et al. 1999). L'AO/NAO a également des effets sur la neige de l'est de l'Amérique du Nord. L'hiver 2010 en est une bonne illustration, la persistance de la phase AO négative ayant favorisé des chutes de neige impressionnantes sur les états de la côte est (<http://www.climatologic.com/forecasts/review-winter-2010-north-america.html>). La partie ouest du continent est quant à elle principalement soumise à l'influence du PNA (Ge et Gong 2009, Ghatak et al. 2009). L'effet du PNA met en jeu les modifications de température et de précipitation induites par l'intensité des centres d'actions de ce mode (Ge et al. 2009). Toutefois, l'AO et le PNA ne sont pas les seuls acteurs de la variabilité de l'enneigement de l'hémisphère Nord. Clark et al. (1999) et Popova (2007) ont par exemple mis en évidence le rôle d'autres modes de variabilité comme le mode Polar Eurasia, le mode West Pacific ou encore le mode sibérien.

Le but de cette partie n'est pas d'approfondir ces travaux, mais plutôt de déterminer si la variabilité de la neige simulée par notre modèle est cohérente avec les téléconnexions observées. Pour cela, nous avons calculé les corrélations spatiales entre les couvertures de neige observées et simulées avec les indices des principaux modes climatiques modulant la variabilité extratropicale de l'hémisphère Nord: l'AO, le PNA et l'ENSO. Les indices AO et PNA observés sont calculés selon les formules de Thompson et Wallace (1998) et Wallace et Gutzler (1981). Pour le modèle, l'indice AO est défini comme le premier mode de l'ACP des pressions de surface au-delà de 20°N, l'indice PNA correspondant au second mode de cette ACP. L'ENSO est quant à lui caractérisé par le premier mode de l'ACP des TSM du Pacifique tropical. Nous montrons les résultats seulement

4. Paramétrisation de la neige dans ARPEGE-Climat

pour l'hiver et le printemps car ces saisons nous intéressent plus particulièrement, et pour éviter la multiplication des cartes.

x En hiver

Dans les observations, l'AO apparaît comme le principal moteur de la variabilité de la neige hivernale (figure 12a). En accord avec la littérature, sa phase positive est associée à un déficit de neige sur l'Europe et l'est de l'Amérique du Nord, et inversement. Le déplacement vers le nord des routes dépressionnaires advecte de l'air doux océanique et favorise des températures élevées sur l'Europe du Nord et centrale (cf chapitre 1 section 1.2.2). Bien que l'activité transitoire apporte des précipitations, l'effet thermique l'emporte et inhibe la mise en place et la persistance d'un manteau neigeux important sur ces régions. De même, sur la côte est des États-Unis, les hivers plus doux associés au flux de sud-ouest limitent l'enneigement. Concernant le PNA, son influence sur l'Amérique du Nord se limite principalement à la côte ouest. La modulation du climat nord américain par l'ENSO se faisant par la biais de son influence sur le PNA, on retrouve des structures assez similaires pour ces deux indices.

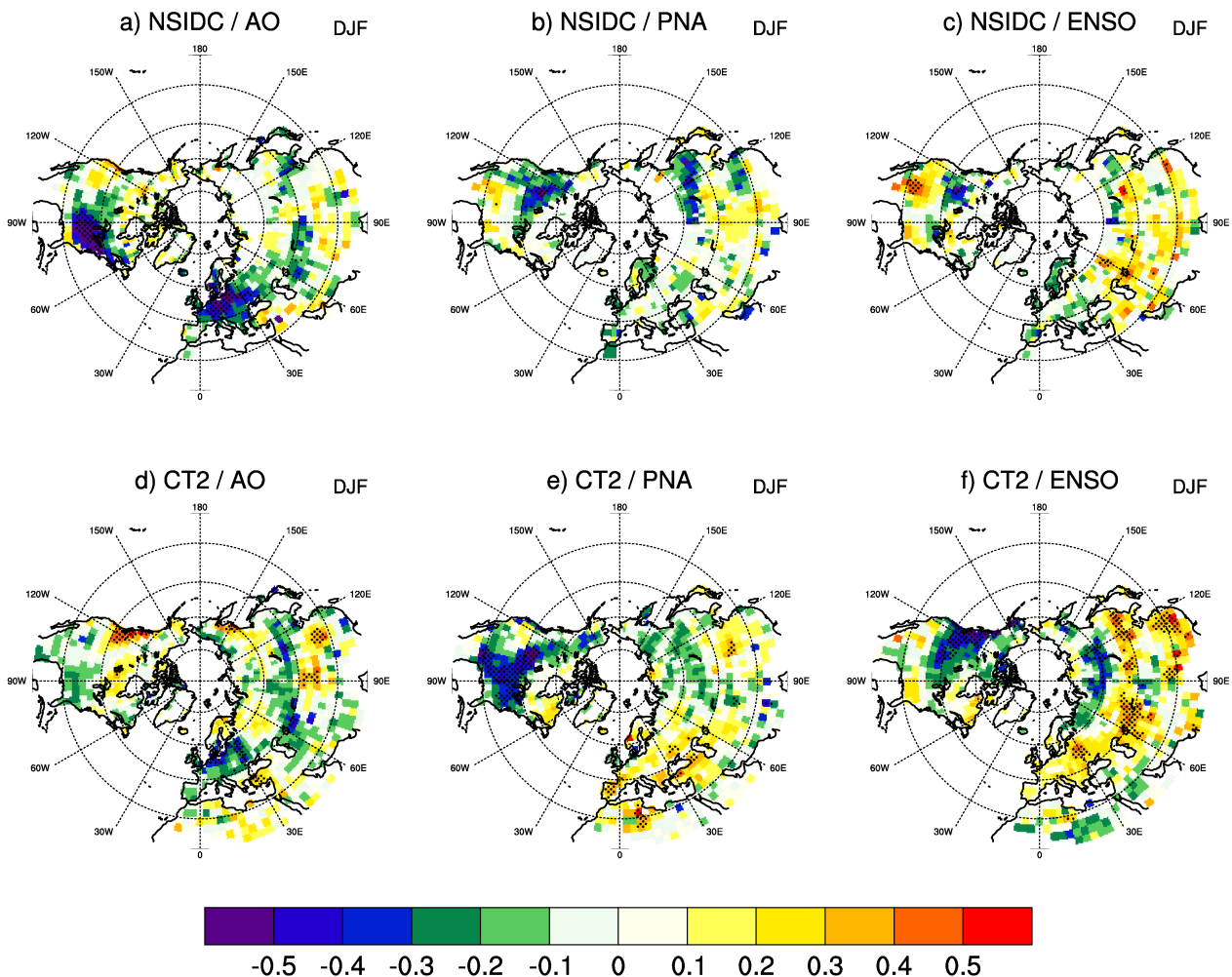


Figure 12. Corrélations entre les couvertures de neige d'hiver et les modes AO, PNA et ENSO: a),b),c) dans les observations NSIDC (1972-2006) ; d),e),f) pour la simulation CT2 (1950-2000). Les zones en pointillés désignent les corrélations significatives au niveau de confiance 95%.

Le modèle montre une réponse cohérente de l'enneigement européen à l'AO, mais le signal sur l'Amérique du Nord est beaucoup moins marqué que dans les observations. L'effet du PNA est surestimé sur l'Amérique du Nord, sa zone d'influence s'étendant trop à l'est du continent, et on retrouve des corrélations significatives sur l'Europe en lien avec son extension trop zonale dans ARPEGE-Climat (Cassou et al. 2001). Concernant l'ENSO, si ses impacts sur l'enneigement américain sont assez bien reproduits, on voit qu'il module de façon exagérée l'extension de la couverture neigeuse eurasiatique.

x Au printemps

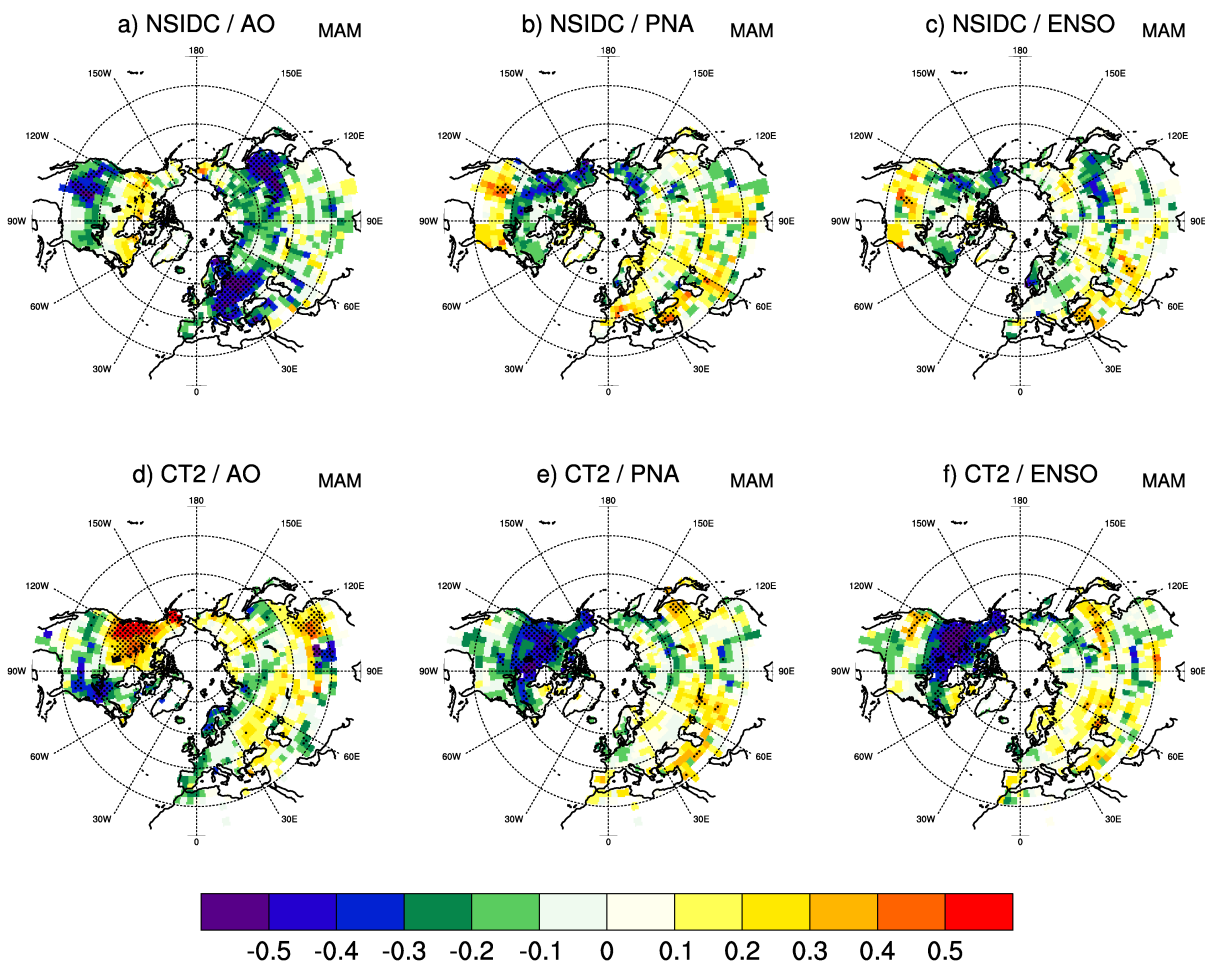


Figure 13. Corrélations entre les couvertures de neige **au printemps** et les modes AO, PNA et ENSO: a),b),c) dans les observations NSIDC (1972-2006) ; d),e),f) pour la simulation CT2 (1950-2000). Les zones en pointillés désignent les corrélations significatives au niveau de confiance 95%.

Au printemps, l'AO est également le mode dominant la variabilité interannuelle de la neige sur l'hémisphère Nord (figure 13a). Sa phase positive, et les anomalies d'advection qui lui sont associées, limitent l'enneigement sur une grande partie des continents eurasiatique et américain. L'influence du PNA est plus visible qu'en hiver, avec une structure dipolaire des anomalies d'enneigement sur l'Amérique du Nord. Ce résultat s'accorde avec les travaux de Ge et Gong (2009) et Ghatak et al. (2009), qui l'expliquent par la persistance des anomalies de neige hivernales induites par le PNA. La réponse de l'enneigement liée à l'ENSO ressemble à celle obtenue pour le

PNA.

Concernant le modèle, l'influence de l'AO sur l'enneigement européen est trop faible, alors qu'elle est trop importante sur l'ouest de l'Amérique du Nord (figure 13d). L'effet du PNA est quant à lui bien présent sur la partie ouest du continent américain, mais donne une anomalie négative de neige plutôt qu'un dipôle. On note que les téléconnexions irréalistes entre la neige eurasiatique et l'ENSO sont moins marquées qu'en hiver, et on retrouve sur l'Amérique du Nord des signaux similaires à ceux obtenus pour le PNA.

En résumé

Dans les observations, la distribution de la neige sur l'Europe est fortement influencée par le mode AO/NAO, que ce soit en hiver ou au printemps. Ce mode influence également l'enneigement sur l'est de l'Amérique du Nord, les effets du PNA se limitant à la côte ouest américaine. S'il est admis que la NAO a des répercussions sur le climat américain, on peut se demander si les anomalies de neige n'exercent pas une rétroaction sur la circulation atmosphérique. En effet, certaines études récentes ont suggéré le rôle actif de l'enneigement américain sur la variabilité atmosphérique de la région Nord Atlantique-Europe (Sobolowski et al. 2010, Klingaman et al. 2008).

Dans le modèle, on observe une influence irréaliste du PNA sur l'enneigement européen en hiver, en lien avec son extension trop zonale, et un effet de l'ENSO surestimé à la fois sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord. Malgré ces biais, le modèle reproduit certains aspects de l'influence des grands modes de variabilité climatique sur la neige.

4.5. Premiers tests de sensibilité

Avant d'aborder les questions plus spécifiques des chapitres 3, 4 et 5, une première façon d'évaluer l'influence potentielle de la neige sur la variabilité climatique consiste à couper la variabilité interannuelle de l'enneigement dans le modèle ARPEGE-Climat. Le même protocole réalisé pour les TSM permet ensuite de relativiser cette influence face aux processus océaniques. Cette expérience permet d'avoir une idée assez grossière, mais instructive, du rôle respectif de chacun de ces forçages sur la variabilité atmosphérique simulée. Les variances des forçages sont supprimées en imposant leurs valeurs climatologiques, et leurs impacts sont quantifiés en comparant la variabilité atmosphérique simulée sans le forçage à une simulation dans laquelle le forçage est interactif. Ce protocole s'inspire de celui réalisé par Kumar et Yang (2003) à partir du modèle américain NCEP.

Notre expérience de référence CT2 inclut à la fois la variabilité des TSM (prescrites) et de la neige (interactive). Nous avons donc réalisé trois autres simulations similaires, différant simplement par le fait qu'un de ces paramètres, ou les deux, sont relaxés vers leurs valeurs climatologiques. Ces expériences sont résumées dans le tableau 1. Pour faciliter la lecture, les forçages supprimés sont repérés dans le nom des expériences (N pour neige, O pour océan). Dans CTN2 et CTNO2, la variance de la neige est coupée en relaxant le modèle vers le cycle annuel de la neige issue de CT2.

Pour représenter la variabilité des conditions de surface et de la moyenne troposphère, nous avons calculé les variances de la température à 2 mètres (T2M) et du géopotential à 500 hPa (Z500) en hiver pour chaque expérience. Les ratios de variance entre CT2 et les autres expériences permettent d'évaluer le pourcentage de variance de la T2M ou du Z500 associé à chacun des forçages. CT2/CT02 illustre le rôle des TSM, CT2/CTN2 celui de la neige, et CT2/CTNO2 décrit l'effet combiné de ces deux conditions aux limites. Les résultats sont regroupés sur la figure 14.

Nom de l'expérience	Forçage climatologique
CT2	Aucun
CTN2	Neige
CTO2	TSM
CTNO2	Neige +TSM

Table 1. Expériences de sensibilité de la variabilité atmosphérique aux conditions de surface dans ARPEGE-Climat. Toutes les expériences couvrent la période 1950-2000.

En accord avec les résultats de Kumar et Yang (2003) et Douville (2009a), les TSM ont un fort impact sur l'atmosphère dans les tropiques, alors que l'impact de l'enneigement se limite à quelques régions des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Il semble donc que dans notre modèle la neige joue un rôle secondaire sur la variabilité atmosphérique grande échelle en comparaison des TSM. Par contre, son influence sur les températures de surface est du même ordre que celle des TSM. Elle apparaît même prépondérante sur des régions telles que les Grandes Plaines et l'Europe de l'est. De manière attendue, le cumul des deux variances ne donne pas forcément un total égal à la somme des deux variances. On l'observe assez nettement sur l'Europe centrale pour les températures de surface, où l'on voit que la ratio de variance CT2/CTNO2 est plus faible que celui attendu d'un cumul des effets neige et TSM.

Cette analyse très préliminaire ne signifie pas que l'effet de la neige ne se limite qu'à la température de surface. En effet, ces résultats ne prennent en compte ni les biais systématiques du modèle, ni la sensibilité à l'intensité du forçage. Les expériences de sensibilité réalisées au chapitres 3, 4 et 5 vont ainsi nous permettre d'identifier plus précisément les impacts potentiels de la neige sur le climat. Avant de rentrer dans le vif du sujet, présentons la dernière source d'informations sur laquelle s'appuie cette thèse, à savoir les simulations des modèles couplés océan-atmosphère du GIEC.

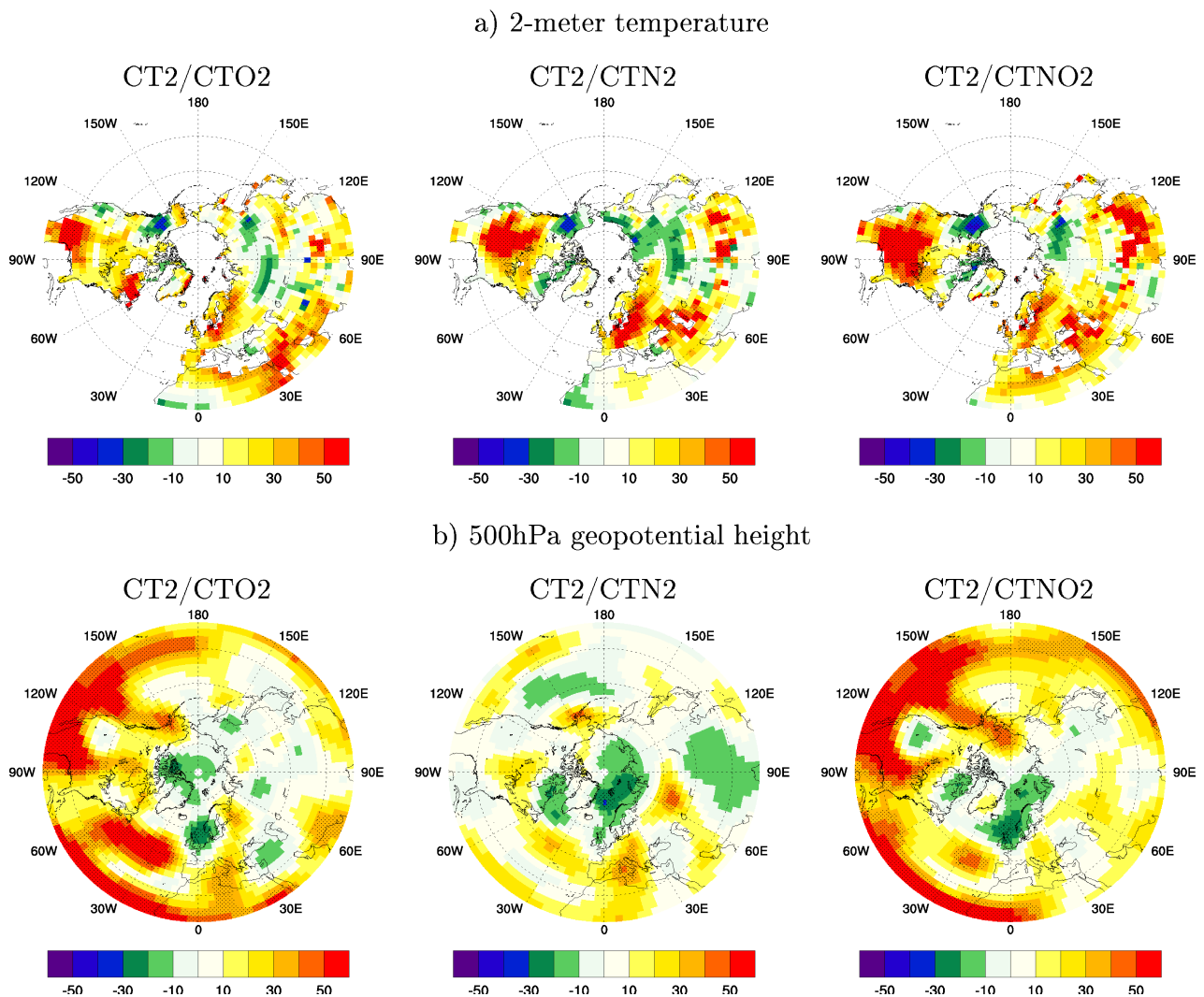


Figure 14. Ratios de variance (%) en hiver entre les différentes expériences pour : a) les températures de surface ; b) le géopotential à 500 hPa. CT2/CO2 illustre le rôle des TSM, CT2-CTN2 celui de l'enneigement, et CT2/CTNO2 l'effet combiné de la neige et des TSM. Les zones en pointillés désignent les différences significatives au niveau de confiance 95%.

5. Simulations couplées CMIP3

5.1. Description

Le projet Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) a vu le jour en 1995 sous l'impulsion du World Climate Research Program (WCRP). Dans le cadre de ce projet, le Program for Climate Model Diagnosis et Intercomparison (PCMDI) est chargé de collecter les simulations climatiques des plus grands centres de modélisation du monde entier. Ces données sont ensuite regroupées et mises à la disposition des scientifiques dans l'optique de préparer les rapports du Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), ou IPCC en anglais (Intergovernmental Panel for Climate Change). Le but du GIEC est ensuite de fournir aux

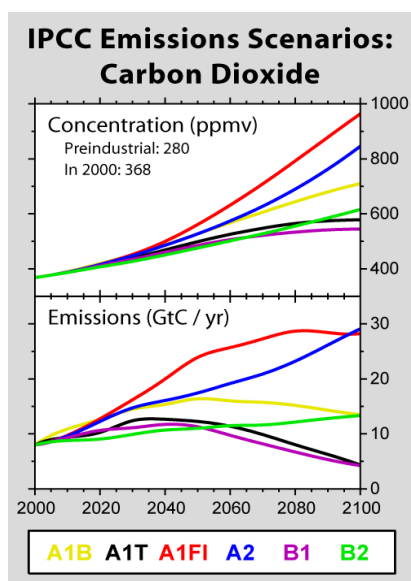


Figure 15. Scénarios d'évolution de la concentration et des émissions de CO₂ pour le XXI^{ème} siècle.

décideurs et à tous ceux qui le souhaitent des informations objectives sur le changement climatique, en reflétant les différents points de vue de la communauté scientifique. Le 4^{ème} rapport du GIEC paru en 2007, et grâce auquel le GIEC a partagé le prix Nobel de la paix avec Al Gore, s'appuie sur la phase 3 du projet CMIP (CMIP3). Elle correspond aux données recueillies principalement durant les années 2005 et 2006, et reflète l'état de l'art des modèles couplés océan-atmosphère de cette période. Le projet CMIP5 (CMIP4 a été sauté pour s'aligner avec les rapports du GIEC) a démarré et fournira la base de travail pour la préparation du prochain rapport, prévu pour 2013. Les laboratoires participant doivent réaliser des simulations bien précises du climat passé, récent et futur dans le but de pouvoir comparer les sorties des modèles entre elles. Les simulations qui vont nous intéresser pour étudier la variabilité interannuelle du climat présent sont les simulations dénommées 20C3M, que nous utiliserons sur leur grille horizontale d'origine. Elles couvrent la fin du XIX^{ème} et tout le XX^{ème} siècle, et sont forcées par l'évolution observée des gaz à effet de serre et des aérosols. Ces simulations sont ensuite prolongées sur le XXI^{ème} siècle selon divers scénarios

d'émission de GES prescrits dans les modèles (voir figure 15). Les différents scénarios d'émissions sont réalisés en prenant en compte divers paramètres tels que l'évolution de la population mondiale, la croissance économique, la part des énergies non fossiles, etc... Nous nous intéresserons à ces simulations du futur à la fin de ce manuscrit, afin d'évaluer les tendances prévues par les modèles du GIEC concernant l'évolution de la couverture de neige de l'hémisphère Nord. Mais avant tout, les simulations qui vont nous intéresser sont celles du climat présent. Dans le cadre de ce mémoire, la longueur des simulations et la variété des modèles utilisés vont nous permettre de déterminer l'état de l'art des modèles en ce qui concerne le rôle de l'enneigement sur certains aspects de la variabilité climatique. 22 modèles ayant participé à CMIP3, nous en avons sélectionnés 8 pour nos travaux, représentatifs des modèles des principaux centres européens, américains et japonais (table 2). Le modèle du CNRM correspond à la version 3 d'ARPEGE-Climat présentée en section 3.1. Cette version couplée utilise le schéma de neige de Douville et al. (1995).

Acronyme	Modèle, Pays
BCCR	CCR-BCM2.0, Norvège
CNRM	CNRM-CM3, France
UKMO ou HADCM3	UKMO-HadCM3, Royaume-Uni
UKMO1 ou HADGEM1	UKMO-HadGEM1, Royaume-Uni
IPSL	IPSL-CM4, France
MPI	ECHAM5/MPI-OM, Allemagne
MRI	MRI-CGCM2.3.2, Japon
NCAR	CCSM3, États-Unis

Table 2. Liste des modèles du projet CMIP3 utilisés pour cette thèse.

5.2. Validation de l'état moyen et de la variabilité de la neige

La comparaison des masses de neige constituerait le moyen idéal de valider l'enneigement dans les simulations CMIP3. Malheureusement, le manque de données observées pour valider l'interannuel rend cette tâche impossible. De plus, la comparaison inter-modèles est elle-même sujette à des problèmes d'accumulation sur reliefs dans certains modèles. Une fois encore, les données NSIDC représentent donc le seul jeu de données permettant de valider la variabilité interannuelle de la neige. Toutefois, plusieurs problèmes rendent difficile cette intercomparaison des modèles. D'une part, les 8 modèles sélectionnés comportant différentes formulations des couvertures de neige, les différences inter-modèles ne sont pas évidentes à interpréter. D'autre part, ce paramètre n'est pas toujours un diagnostic fourni par les participants à CMIP3, ce qui nécessite l'utilisation d'une relation empirique pour estimer *a posteriori* les couvertures des masses de neige. Nous avons illustré à la section 4.2 les limites de cette méthode, qui conduit à des erreurs sur les fractions reconstruites comparées aux fractions réellement « vues » par le modèle. Afin de réduire les incertitudes, nous avons choisi d'utiliser une formulation commune pour tous les modèles, soit la formule originale de la fraction sur sol nu de Douville et al. (1995) sans effet relief:

$$SCF = \frac{SWE}{SWE + 10} \quad (13)$$

De cette manière, nous appliquons les mêmes erreurs liées à la formulation pour tous les modèles, ce qui permet de conserver les différences inter-modèles. De plus, si cette approximation entraîne des biais sur l'état moyen de la neige, ses effets sur la variabilité interannuelle de la neige sont moins marqués. A partir des modèles fournissant les diagnostics de couverture, nous avons constaté que les résultats ne sont pas trop sensibles au champ de neige utilisé (diagnostic ou reconstruit empiriquement).

La figure 16 montre les cycles annuels de la climatologie et de l'écart-type des couvertures

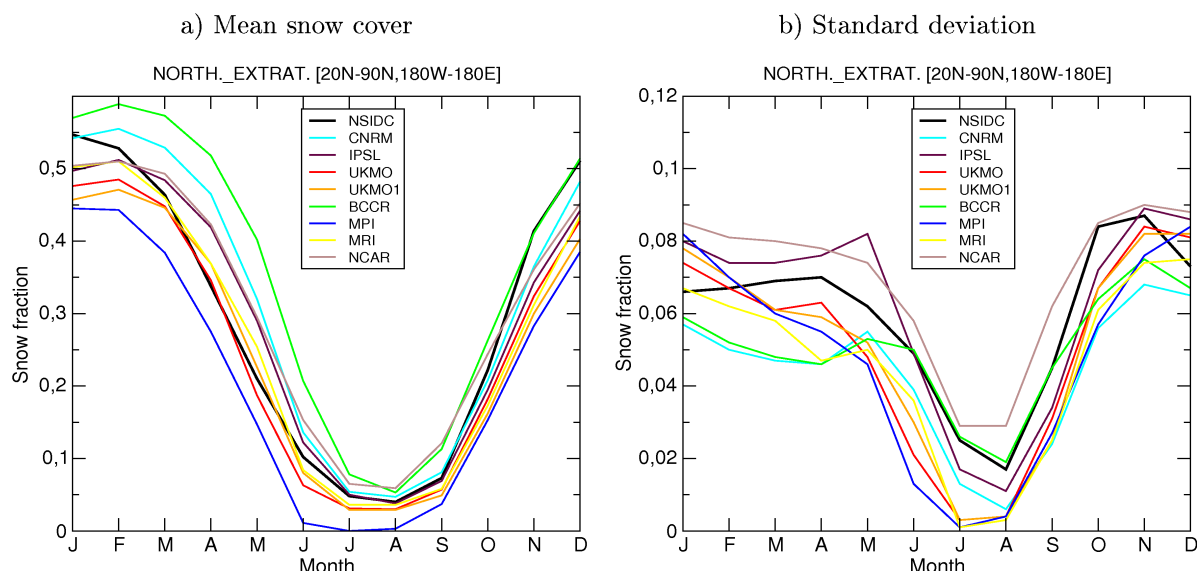


Figure 16. Cycle annuel de la couverture de neige de l'hémisphère Nord dans les observations et les modèles du GIEC: a) moyenne pour l'hémisphère Nord, b) écart-type. Période 1971-2000.

de neige moyennées sur l'hémisphère Nord, pour les données NSIDC et les modèles. Les modèles capturent le cycle annuel de la neige de façon plus ou moins réaliste. La plupart des modèles présentent une fonte trop tardive et surestiment ainsi l'enneigement au printemps. C'est le cas d'ARPEGE-Climat, comme nous l'avons déjà souligné en section 3.2. Il est intéressant de voir que l'on retrouve ce problème pour le modèle norvégien car il utilise la composante atmosphérique d'ARPEGE-Climat. Ces résultats sont en accord avec les travaux de Foster et al. (1996) et Roesch (2006). D'après Roesch (2006), le biais au printemps est dû à une surestimation de la masse, probablement à cause des chutes de neige trop élevées dans la majorité des modèles du GIEC. La figure 17 montre le cycle annuel des précipitations totales (solides et liquides) sur une région couvrant le nord de l'Eurasie.

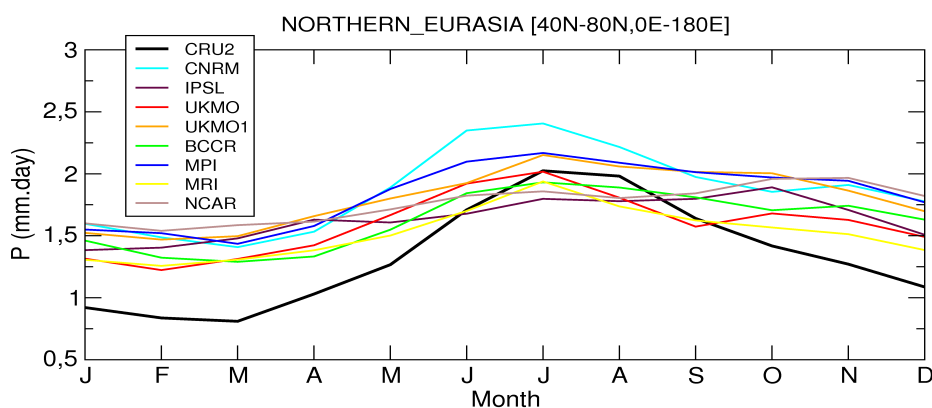


Figure 17. Cycle annuel des précipitations totales (liquides+solides) sur le nord de l'Eurasie, dans les observations et les modèles du GIEC. Période 1971-2000.

Les données de précipitations solides ne sont pas disponibles pour tous les modèles, mais sur ce domaine situé entre 40°N et 80°N on peut considérer qu'une grande partie des précipitations se fait sous forme de neige en hiver. On observe effectivement une forte surestimation des précipitations pour tous les modèles en hiver, au printemps, et en automne. Même si ce diagnostic mélange précipitations liquides et solides, cela suggère que les modèles simulent des chutes de neige trop élevées aux hautes latitudes. La priorité pour améliorer la simulation du manteau neigeux semble donc reposer sur une meilleure représentation de la circulation de grande échelle et des précipitations plutôt que sur l'amélioration des schémas de surface.

Bien que raisonnable, la variabilité interannuelle lors des saisons de transition est sous-estimée pour la plupart des modèles (figure 16b). Hardiman et al. (2008) suggèrent que ce manque de variabilité est une des causes de la non-représentation du lien observé entre l'enneigement sibérien d'automne et l'AO d'hiver. Cette sous-estimation en automne est en effet plus marquée sur la région sibérienne, comme nous le verrons au chapitre 4.

5.3. Validation des grands modes de variabilité du climat

Cette section vise à valider les simulations CMIP3 en ce qui concerne les grands modes de variabilité du système climatique. Au vu des résultats de la section 4.4, une représentation correcte des modes AO/NAO, PNA et ENSO apparaît en effet une étape nécessaire pour simuler correctement la variabilité de la neige. De plus, dans le cadre du chapitre 4, nous utiliserons ces simulations pour étudier l'influence de la neige sur la variabilité atmosphérique extratropicale. Il

5. Simulations couplées CMIP3

est donc important de vérifier que les principaux modes de variabilité qui vont nous intéresser soient correctement reproduits.

La capacité des modèles du projet CMIP3 à capturer les modes de variabilité a été explorée en détail dans une publication récente (Stoner et al. 2009). Le tableau 3 résume leurs performances en ce qui concerne la périodicité et la structure spatiale des modes qui nous intéressent. Pour les modes atmosphériques AO/NAO/PNA, nos huit modèles sont capables de simuler des structures spatiales cohérentes avec les observations. Les caractéristiques temporelles posent toutefois plus de problèmes, notamment pour l'AO en ce qui concerne le modèle du CNRM. Concernant l'ENSO, les modèles capturent la plupart du temps sa périodicité, mais peinent à reproduire sa structure spatiale de façon réaliste. Cet échantillon n'est cependant pas, de ce point de vue, représentatif de l'ensemble des modèles CMIP3. En effet, comme le modèle du CNRM, un nombre important de modèles du GIEC ont une composante bisannuelle de l'ENSO trop marquée (Joly et al. 2007). Il faut également noter que le timing de l'ENSO est incorrect dans de nombreux modèles, la plupart ne montrant pas de barrière de printemps. Nous l'illustrerons au chapitre 3 et nous verrons que ce défaut pose problème dans le cadre de l'étude du lien neige-mousson.

Modèle	Structure spatiale				Périodicité			
	AO	NAO	PNA	ENSO	AO	NAO	PNA	ENSO
BCCR	Vert	Jaune	Jaune	Rouge	Jaune	Jaune	Vert	Vert
CNRM	Jaune	Vert	Jaune	Blanc	Rouge	Jaune	Jaune	Blanc
UKMO ou HADCM3	Vert	Vert	Vert	Jaune	Vert	Vert	Vert	Vert
UKMO1 ou HADGEM1	Vert	Vert	Jaune	Jaune	Vert	Jaune	Jaune	Vert
IPSL	Vert	Jaune	Jaune	Jaune	Vert	Rouge	Jaune	Jaune
MPI	Jaune	Vert	Vert	Blanc	Rouge	Jaune	Jaune	Blanc
MRI	Jaune	Vert	Vert	Jaune	Jaune	Jaune	Jaune	Jaune
NCAR	Jaune	Vert	Vert	Jaune	Jaune	Jaune	Rouge	Jaune

Table 3. Capacité des modèles du projet CMIP3 à représenter la structure spatiale et la périodicité des modes de variabilité NAO, AO, PNA et ENSO. Les cases vertes indiquent de bonnes performances du modèle, les cases jaunes indiquent des performances correctes, et les cases rouges soulignent la faiblesse du modèle à reproduire le mode en question. Les cases blanches concernent l'absence de données.

En résumé

Malgré leurs limites, les huit simulations issues du projet CMIP3 sélectionnées reproduisent de façon relativement satisfaisante l'enneigement de l'hémisphère Nord et les grands modes de variabilité du climat. Par conséquent, elles nous seront utiles durant ce mémoire pour vérifier si les liens statistiques identifiés dans les observations sont reproduits par les modèles couplés océan-atmosphère actuels.

Chapitre 3

Lien entre enneigement eurasiatique et mousson indienne

Le climat d'Asie du sud-est est soumis au climat dit de mousson (de l'arabe *mausim*, qui signifie saison). Il est caractérisé par l'alternance de deux saisons, l'une sèche en hiver et l'autre humide en été, associée à un renversement des vents dans la basse troposphère. Ce phénomène concerne une large part de la bande intertropicale, avec des manifestations régionales sur l'Inde et les bordures continentales de l'océan Indien, mais également sur l'Afrique de l'ouest, l'Amérique centrale ou les régions bordant l'océan Pacifique. Une description rapide des principaux mécanismes responsables de la mousson est donnée au chapitre 1.

La prévision de la mousson indienne est un des enjeux majeurs en climatologie car elle concerne la vie de plus d'un milliard d'habitants. Les impacts socio-économiques des années de fortes sécheresses ou d'inondations sur l'Inde concernent de nombreux secteurs d'activité, et en particulier l'agriculture. Elles ont également des conséquences matérielles et sanitaires dramatiques dans ce pays encore en voie de développement. Prévoir la mousson quelques mois ou saisons à l'avance permettra peut-être à terme d'anticiper les épisodes extrêmes de mousson et ainsi de prendre des mesures permettant d'atténuer les dommages subis par les populations.

Dans ce contexte, comprendre les mécanismes de mise en place de la mousson, de sa variabilité interannuelle, intrasaisonnière et décennale est donc le sujet d'étude de nombreux climatologues de par le monde. Si le rôle des TSM tropicales, et en particulier de l'ENSO, est maintenant assez bien connu et modélisé (Rasmusson et Carpenter 1983, Ju et Slingo 1995, parmi beaucoup d'autres...), des efforts doivent être conduits pour améliorer encore notre connaissance des phénomènes influençant la mousson. De plus, le lien entre l'ENSO et la mousson semble s'être affaibli durant ces dernières décennies (Krishna Kumar et al. 1999). L'exemple le plus flagrant est le cas de l'année 1997, pour laquelle l'événement El Niño le plus intense des dernières décennies a été accompagné d'une mousson ordinaire. D'autres sources de variabilité doivent donc être identifiées pour améliorer les prévisions saisonnières dynamiques et statistiques de la mousson (Gadgil et al. 2005). Un nombre important d'études concerne l'influence des surfaces continentales, et en particulier de la neige eurasiatique et himalayenne, sur la mousson d'Asie du sud. En effet, de par son impact sur le bilan d'énergie en surface, la neige est susceptible de modifier le contraste thermique terre-mer responsable de la mise en place du flux de mousson en été. En modulant ce

gradient thermique par le biais des albédos de surface puis du contenu en eau du sol, les anomalies de neige observées en hiver ou au printemps sur ces régions pourraient influencer sur les précipitations reçues par le sous-continent indien. Certaines études suggèrent également l'influence de la neige sur les zones de mousson d'Asie du sud-est et des côtes du Pacifique ouest (Zhao et al. 2007, Kripalani et al. 2002).

Dans cette thèse, nous allons nous consacrer principalement à l'analyse de la mousson indienne, pour laquelle des données *in situ* de précipitations sont disponibles sur une période couvrant l'ensemble du XX^{ème} siècle. Ce lien neige-mousson indienne est un axe de recherche historique au CNRM, et a par ailleurs déjà fait l'objet d'études utilisant la version 1 du modèle ARPEGE-Climat (Douville et Royer 1996). Néanmoins, les résultats des expériences de sensibilité de la mousson à la neige eurasiatique seront élargis à un domaine couvrant toute l'Asie du sud. La première section est une revue des nombreuses études sur ce sujet qui est encore l'objet de controverses dans la communauté climatique. La section 2 présente les résultats obtenus au cours de la thèse et publiés dans la revue *Climate Dynamics*, basés sur des analyses statistiques réalisées à partir des séries observées et des simulations CMIP3. La section 3 présente les résultats de tests de sensibilité réalisés avec le modèle ARPEGE-Climat. Finalement, la dernière section présente les résultats publiés dans *Geophysical Research Letters* concernant un autre prédicteur potentiel de la mousson lié à la circulation atmosphérique hivernale dans le Pacifique Nord.

1. Rappel historique sur une hypothèse débattue

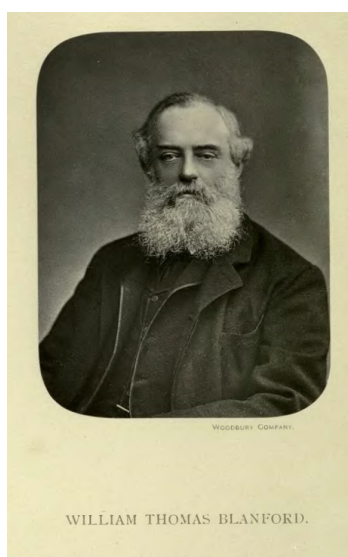


Figure 1. William T. Blanford

L'étude de la téléconnexion entre la neige recouvrant l'Eurasie et les pluies de mousson d'été sur l'Inde trouve ses racines en 1884 avec les travaux d'un colon britannique installé en Inde, Sir William T. Blanford (Blanford 1884). Ce scientifique multidisciplinaire va émettre l'hypothèse que la quantité de neige tombée sur les versants himalayens en hiver et au printemps est susceptible d'influencer l'intensité de la mousson l'été suivant. Ce travail de « fourmi », basé sur des relevés terrain de neige et de précipitations, est assez impressionnant vu d'une époque à laquelle de nombreuses données sont accessibles d'un simple clic sur un ordinateur. Le mécanisme évoqué est le suivant: des chutes de neige anormalement élevées sur le versant nord-ouest de l'Himalaya créent une anomalie anticyclonique par refroidissement diabatique, qui se propage d'est en ouest au nord de l'Inde. Cette anomalie de pression persiste jusqu'à l'été et est associée avec des vents secs de nord-ouest. Ces vents évaporent l'humidité du sol nécessaire aux précipitations de mousson et entraînent des épisodes de sécheresse sur le nord-ouest et l'ouest

de l'Inde. Dans sa conclusion, Blanford suggère qu'au delà de la neige himalayenne, les régions enneigées du continent asiatique sont susceptibles de générer des anomalies de grande échelle de pression pouvant également influencer la mousson. Bien évidemment, il est dans l'incapacité de vérifier cette hypothèse, encore aujourd'hui nommée « **hypothèse de Blanford** », par manque de données et de moyens. Ces travaux seront repris par Walker (1910), qui trouve une corrélation négative entre les profondeurs de neige à la fin mai sur l'Himalaya et les précipitations de mousson sur la période 1876-1908. Il suggère alors la neige himalayenne comme un prédicteur clé

1. Rappel historique sur une hypothèse débattue

de l'intensité de la mousson. Ce prédicteur sera ensuite utilisé par les services météorologiques britanniques et indiens, mais l'Indian Meteorological Department (IMD) le supprimera des schémas de prévision statistique à la fin des années 60 pour cause de mauvais résultats. Dans les années 70, les premières données satellites de couverture de neige seront l'occasion de vérifier l'hypothèse de Blanford en calculant des indices de neige représentatifs du continent eurasiatique dans sa globalité. Hahn et Shukla (1976), les pionniers en la matière, trouvent alors une relation inverse¹ entre l'étendue de neige eurasiatique en hiver et la mousson indienne de l'été suivant, en accord avec l'hypothèse de Blanford.

Par la suite, Dey et Bhanu Kumar (1982, 1983), Dickson (1984), Ropelewski et al. (1984), Yang (1996), SankarRao et al. (1996), Matsuyama et Matsuda (1998) confirment les résultats de Hahn et Shukla (1976) en trouvant également une corrélation inverse neige-mousson avec ce jeu de données satellite. Cependant, ces études se basent sur des indices d'enneigement représentatifs de l'ensemble du continent eurasiatique, et n'identifient pas les régions clés influençant la mousson. Pour aller plus loin, Bamzai et Shukla (1999) calculent des corrélations en point de grille entre un indice de mousson indienne et la neige et montrent que la seule région pour laquelle il existe un lien significatif entre la neige hivernale et la mousson se situe à l'ouest de l'Eurasie. Ils ne trouvent par contre aucune corrélation significative avec la neige himalayenne, mais la consistance des données de couverture de neige est sujette à caution sur les régions à fort relief. Les auteurs tempèrent ce résultat en précisant que la variabilité de la couverture de neige étant très faible en hiver sur l'est de l'Eurasie (les couvertures montent rapidement à 100%), les données de couverture sont peu représentatives des fluctuations de quantité de neige sur ces régions. L'utilisation de l'information fraction de neige est donc délicate lorsque les variabilités sont faibles car elle masque des anomalies importantes de masse de neige, dont l'impact sur le bilan hydrologique peut être non négligeable. Travailler avec les données de couverture de neige revient donc sur certaines régions à ne prendre en considération que l'effet radiatif de la neige, et à négliger son impact hydrologique.

Pour pallier ce problème, certains climatologues ont choisi d'utiliser des données de profondeur de neige, et notamment les données *in situ* de l'ex-URSS du produit HSDSD (Kripalani et Kulkarni 1999, Ye et Bao 2001, Dash et al. 2004). Leur résultats concordent et montrent que la structure de l'anomalie de neige associée à la mousson est dipolaire, avec un déficit (excédent) de neige sur l'ouest (est) de l'Eurasie associé à plus de précipitations sur l'Inde, et inversement. Ces résultats sont donc en accord sur l'ouest de l'Eurasie avec ceux obtenus à partir des données de couverture par Bamzai et Shukla (1999). Par contre, en identifiant un dipôle et une anomalie de signe opposé sur la partie plus orientale de l'Eurasie, ils confirment les limites des données de couverture de neige sur les régions où la variabilité est faible (mais où des anomalies importantes de masse de neige peuvent être présentes). L'origine de ce dipôle grande échelle de neige apparemment associé à l'intensité de la mousson reste encore mal comprise, ainsi que le mécanisme par lequel il pourrait influencer celle-ci. La plupart des études basées sur ces données de profondeur se sont focalisées sur la partie ouest de ce dipôle pour expliquer les mécanismes physiques (Dash et al. 2004). En effet, cette partie du dipôle est en accord avec l'hypothèse de Blanford de relation inverse neige-mousson, alors qu'aucun mécanisme n'existe pour expliquer le lien direct entre la partie est du dipôle et la mousson.

1 Le terme relation **inverse** signifie qu'un excédent de neige est associé à moins de précipitations sur l'Inde, et inversement (corrélation négative). Nous désignerons également cette relation comme étant celle vérifiant l'hypothèse de Blanford. Dans le cas où un excédent de neige est associé à plus de précipitations, et inversement un déficit de neige à moins de précipitations, nous parlerons de relation **directe** (corrélation positive).

Les limites des données observées nécessitent d'utiliser les modèles numériques pour comprendre les mécanismes mis en œuvre. Les progrès de la modélisation climatique ont permis de tester la téléconnexion neige-mousson depuis la fin des années 80. De nombreuses expériences réalisées avec des MCG ont confirmé ce lien neige-mousson et ont permis d'affiner la compréhension des mécanismes physiques (Barnett et al. 1989, Yasunari et al. 1991, Vernekar et al. 1995, Douville et Royer 1996). Dans ces études, les conditions aux limites de neige sont perturbées selon divers protocoles, et leur effet sur l'atmosphère est analysé. Elles soulignent la forte réponse diabatique locale de l'atmosphère induite par les anomalies d'albédo et des flux de chaleur sensible et latent. De plus, elles suggèrent que les anomalies de température induites par la neige pourraient persister jusqu'à l'été via son effet hydrologique, l'humidité du sol agissant comme une courroie de transmission après la fonte (cf figure 2). Ces anomalies réduisent le gradient méridien de température en surface et dans la moyenne troposphère, et induisent un affaiblissement du flux de mousson sur l'Inde en été.

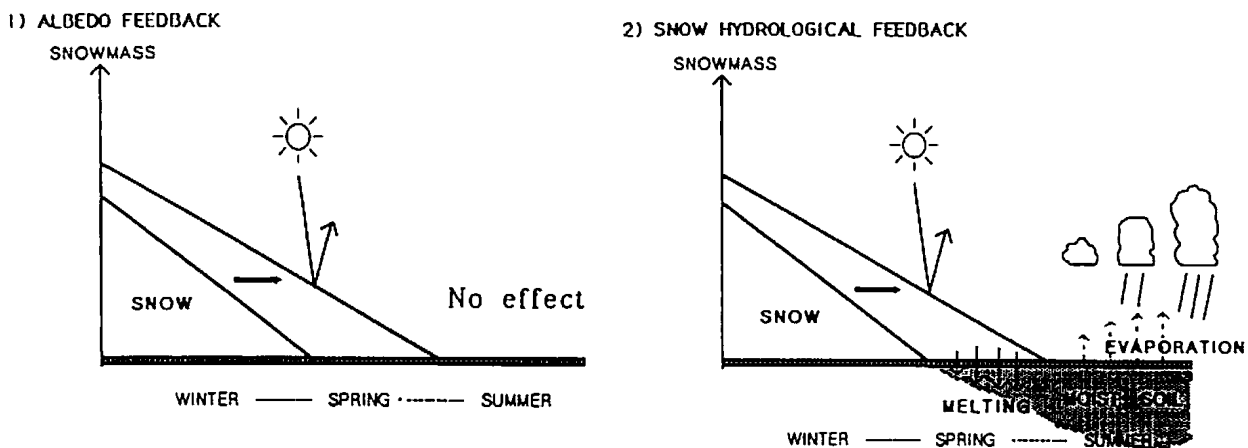


Figure 2. Illustration du principal mécanisme invoqué pour expliquer l'influence de la neige sur la mousson: 1) Effet sur l'albédo ; 2) Effet hydrologique mettant en jeu le contenu en eau du sol successif à la fonte. Ces deux effets favorisent un refroidissement en surface et une réduction du gradient méridien de température océan-continent. D'après Yasunari et al. (1991).

Des effets sur la circulation extratropicale ont également été notés, notamment par Barnett et al. (1989) qui suggèrent l'influence de la neige sur le déclenchement d'événements ENSO. Une des limites de ces études vient du fait qu'elles mettent en jeu des anomalies de neige peu réalistes, et réparties uniformément sur l'Eurasie. Par conséquent, elles n'ont pas permis d'identifier la ou les régions influençant réellement la mousson indienne. L'effet plus local du plateau tibétain n'est en particulier pas clairement explicité. Dans cette optique, Ose (1996) est le premier à prescrire des anomalies sur différentes régions de l'Eurasie. Il montre que la neige sur le plateau tibétain est la plus susceptible d'influencer la mousson, les anomalies plus septentrionales ne persistant pas suffisamment pour avoir des effets significatifs. Dans son modèle, un excédent de neige supprime les flux de chaleur sensible qui réchauffent habituellement le plateau tibétain et la moyenne troposphère au début de l'été. Le gradient thermique terre-mer affaibli mène ensuite à une mousson déficitaire. Kitoh (1997) retrouve ce résultat avec des TSM climatologiques et observées, avec une réponse plus forte dans l'expérience avec TSM observées. Il en conclut l'importance d'utiliser des modèles couplés océan-atmosphère pour réaliser ce genre d'expériences. On peut également citer les travaux de Bamzai et Marx (2000) et Dash et al. (2006). En se basant sur les résultats des analyses statistiques sur les données observées, ils prescrivent une anomalie sur la

1. Rappel historique sur une hypothèse débattue

région de l'ouest de l'Eurasie identifiée comme celle vérifiant l'hypothèse de Blanford dans les observations. Ils arrivent à des conclusions assez similaires, avec une modification de la circulation des moyennes latitudes et une relation inverse neige-mousson. Si Bamzai et Marx (2000) invoquent le mécanisme classique de réduction du gradient thermique océan-continent, Dash et al. (2006) suggèrent quant à eux un effet de la neige sur la circulation des moyennes latitudes et sur le Tropical Easterly Jet. Dans un souci de prescrire des anomalies réalistes, Ferranti et Molteni (1999) forcent le modèle du CEPMMT de novembre à mars en prescrivant des TSM observées pour deux hivers contrastés au niveau des TSM tropicales et de la neige sur l'Eurasie dans les observations. Ils poursuivent ensuite leur expérience d'avril à octobre en imposant les anomalies de neige obtenues comme conditions aux limites du modèle désormais forcé par des TSM climatologiques. Leurs résultats confirment également l'hypothèse de Blanford. Dong et Valdes (1998) réalisent des simulations du climat présent et trouvent une relation inverse entre la neige du sud de l'Eurasie et la mousson, avec un signal marqué au pied de l'Himalaya. Ils soulignent la dépendance de ce résultat au schéma de surface et à la résolution horizontale. Plus récemment, Turner et Slingo (2010) ont montré que, dans le modèle anglais HadCM3, l'influence de la neige sur la mousson se limite à la région du plateau tibétain. Cet effet met également en jeu une modulation du gradient thermique de la moyenne troposphère, mais n'est visible qu'en début de saison des pluies avec un décalage de la date *d'onset* de la mousson. Finalement, parmi toutes les principales études de sensibilité de la mousson à la neige, seule celle de Zwiers (1993) ne donne pas de résultats significatifs. Cependant, l'auteur souligne les défauts de son modèle et pense qu'il n'est pas approprié pour étudier cette téléconnexion. Par conséquent, les études utilisant des MCG mènent à un certain consensus pour ce qui est de l'influence de la neige sur la variabilité de la mousson indienne.

Ce consensus est paradoxalement moins évident dans les analyses statistiques. En effet, des études basées sur les observations ont récemment remis en cause ce lien (Shinoda 2001, Robock et al. 2003). Leurs auteurs suggèrent que la mémoire des anomalies d'eau du sol n'est pas suffisante pour permettre la persistance d'anomalies de température jusqu'à l'été. A partir de données *in situ* d'humidité du sol sur l'Eurasie, Robock et al. (2003) concluent que le mécanisme hydrologique proposé n'est pas valable, et que le lien neige-mousson nécessite de nouvelles investigations pour comprendre pourquoi les corrélations sont significatives sur certaines périodes. Liu et Yanai (2001) identifient des précurseurs basés sur les températures troposphériques de printemps sur l'Eurasie, mais suggèrent que ces précurseurs sont indépendants des conditions de surface. D'autres études discutent du lien neige-mousson en prenant en compte l'interaction ENSO-mousson (Khandekar 1991, Yang 1996, Ye et Bao 2001, Liu et Yanai 2002, Fasullo 2004). Elles suggèrent notamment que le lien neige-mousson peut être masqué par l'influence des TSM tropicales, et que l'effet de la neige n'est visible que lorsque l'ENSO est en phase neutre. Pour certains climatologues, la neige serait même un acteur passif de la variabilité de la mousson, neige et mousson réagissant de pair à des modifications de la circulation de grande échelle induites par les anomalies des TSM tropicales (Meehl 1997).

Ce retour sur la littérature concernant le lien neige-mousson montre que ce débat ouvert il y a plus de 100 ans n'est pas encore clos. Dans ce chapitre, nous allons essayer d'apporter notre pierre à l'édifice, à la fois en réalisant des analyses statistiques et des études de sensibilité. Une des limites majeures de beaucoup d'études basées sur les observations porte sur la faible longueur des jeux de données, qui limite la robustesse des résultats. Nous espérons pouvoir réaliser des analyses statistiques plus convaincantes grâce à la version 3 des données de couverture de neige NSIDC couvrant 40 années (1967-2006). De plus, grâce à la mise à disposition des données CMIP3, nous avons l'opportunité de discuter de ce lien dans les simulations du XX^{ème} siècle des modèles

couplés du GIEC. Concernant les expériences de sensibilité, les moyens de calcul du CNRM vont également nous permettre d'assurer la robustesse de nos résultats en réalisant des ensembles de simulations relativement conséquents (50 membres). Notons que s'il était nécessaire d'aller au-delà de ce nombre pour prouver la significativité des effets de la neige, cela signifierait que ces effets sont très faibles au regard de la variabilité interne du modèle, et qu'ils n'auraient donc aucun intérêt pour la prévision saisonnière.

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Cette section s'articule autour de l'article intitulé « Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon in observed climatologies et CMIP3 simulations », publié dans *Climate Dynamics* (Peings et Douville 2009). L'article est présenté dans sa version publiée en section 2.1, puis les principaux résultats de cette étude sont résumés en section 2.2

2.1. Article: « Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon in observed climatologies et CMIP3 simulations »

Cet article comporte deux parties bien distinctes. La première partie revisite le lien neige-mousson dans les observations sur la période 1967-2005, période commune aux deux jeux d'observations utilisés. Des analyses en maximum de covariance (MCA) sont réalisées, ainsi que des calculs de corrélations décalées, corrélations glissantes, composites, pour identifier les régions statistiquement liées entre la neige eurasiatique et les précipitations sur l'Inde. Les analyses sont réalisées pour la neige d'hiver (DJF) et de printemps (MAM), en lien avec les précipitations moyennées de juin à septembre (JJAS). Ces analyses sont réalisées pour les couvertures de neige du NSIDC, mais également pour les profondeurs à partir des données *in situ* HSDSD. La seconde partie de l'article analyse ce lien pour huit modèles couplés de la base CMIP3 sur la période 1901-2000.

Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observed climatologies and CMIP3 simulations

Y. Peings · H. Douville

Received: 9 September 2008 / Accepted: 23 March 2009
© Springer-Verlag 2009

Abstract The present study is aimed at revisiting the possible influence of the winter/spring Eurasian snow cover on the subsequent Indian summer precipitation using several statistical tools including a maximum covariance analysis. The snow–monsoon relationship is explored using both satellite observations of snow cover and in situ measurements of snow depth, but also a subset of global coupled ocean–atmosphere simulations from the phase 3 of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP3) database. In keeping with former studies, the observations suggest a link between an east–west snow dipole over Eurasia and the Indian summer monsoon precipitation. However, our results indicate that this relationship is neither statistically significant nor stationary over the last 40 years. Moreover, the strongest signal appears over eastern Eurasia and is not consistent with the Blanford hypothesis whereby more snow should lead to a weaker monsoon. The twentieth century CMIP3 simulations provide longer timeseries to look for robust snow–monsoon relationships. The maximum covariance analysis indicates that some models do show an apparent influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon precipitation, but the patterns are not the same as in the observations. Moreover, the apparent snow–monsoon relationship generally denotes a too strong El Niño–Southern Oscillation teleconnection with both winter snow cover and summer monsoon rainfall rather than a direct

influence of the Eurasian snow cover on the Indian monsoon.

Keywords Indian monsoon · Eurasian snow cover · Interannual variability · Teleconnections · CMIP3 simulations

1 Introduction

The understanding and long-range forecasting of the Indian summer monsoon is an important and difficult challenge for the climate research community. This phenomenon has a strong impact on the food production, the water resources and the whole economy of one of the most populated areas in the world. Therefore, obtaining an accurate prediction of monsoon rainfall has been an important research topic since several decades. The role of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) on the interannual fluctuations of the Indian monsoon has been extensively documented (Walker 1924; Rasmusson and Carpenter 1983; Shukla and Paolino 1983) and is widely admitted by the climate community. Another potential source of seasonal persistence in the Asian region is the continental snow cover because of its strong influence on the land surface energy budget and thereby on the land–sea temperature contrast that is presumably driving the monsoon circulation.

In particular, the possible influence of the Eurasian winter/spring snow cover on the Indian summer monsoon rainfall is an old debate. The first study on the subject dates back 1884, when Sir William T. Blanford found an inverse relationship between Himalayan winter/spring snow accumulation and the amount of precipitation over India during the subsequent summer (Blanford 1884). He identified a local influence involving dry winds sweeping down from

Y. Peings · H. Douville
CNRM-GAME, MétéoFrance-CNRS, Toulouse, France

Y. Peings (✉)
CNRM/GMGEC/UDC, 42 avenue Gaspard Coriolis, 31057
Toulouse Cedex 01, France
e-mail: yannick.peings@cnrm.meteo.fr

the mountains following each precipitation event that would evaporate the fallen rain in plains and in return would reduce the subsequent local source of moisture for precipitation. He also pointed out that remote large scale atmospheric anomalies could exert an influence on pressure pattern over India and thus over the monsoon onset. Walker (1910) followed up his study and confirmed the inverse relationship between the two parameters.

Using the satellite observations of snow cover provided by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) since 1967, studies re-examined the subject during the 1980s and 1990s (Hahn and Shukla 1976; Dey and Bhanu Kumar 1982; Dickson 1984; Ropelewski et al. 1984; Dey et al. 1985; Yang 1996; Parthasarathy and Yang 1995; Sankar-Rao et al. 1996; Matsuyama and Masuda 1998; Bamzai and Shukla 1999). All these studies concluded that a positive (negative) anomaly of snow cover over Eurasia or some part of Eurasia during winter or spring is followed by an anomalous weak (strong) monsoon during subsequent summer. However, Bamzai and Shukla (1999) found that the only region for which a significant inverse correlation exists between winter snow cover and subsequent summer monsoon rainfall is western Eurasia. In contrast to the Blanford hypothesis, no significant correlation was found between the Himalayan snow cover and subsequent monsoon rainfall. Some authors achieved similar studies using snow depth rather than snow cover data, notably the station data of former USSR and the Scanning Multifrequency Microwave Radiometer (SMMR) satellite data (Kripalani and Kulkarni 1999; Ye and Bao 2001; Dash et al. 2004). One of their principal conclusions was that the snow pattern associated with the Indian monsoon rainfall is not homogeneously distributed but is more resembling a dipole-type structure with opposite sign anomalies over western and eastern Eurasia.

Several modelling studies have been more or less successful to capture the observed snow–monsoon relationship and have suggested some possible physical mechanisms for the winter to summer climate memory (Barnett et al. 1989; Yasunari et al. 1991; Vernekar et al. 1995; Douville and Royer 1996; Ferranti and Molteni 1999). In summary, heavy snowfall during winter perturbs the land surface energy budget from spring to early summer, a significant part of the solar radiation being used first to melt the snowpack, then to evaporate the resulting soil moisture. This leads to lower land surface temperature, i.e. a reduction of the thermal contrast between the Eurasian continent and the Indian Ocean, and thereby a weakening of summer monsoon circulation.

Recently, this snow–monsoon linkage was questioned by Shinoda (2001) and Robock et al. (2003), who found that there was no evidence for a large scale land surface memory effect that could influence the Indian monsoon

through soil moisture. Fasullo (2004) attempted to reconcile these results with the previous modelling studies by exploring the snow–monsoon link as a part of the ENSO–monsoon connection, and suggested that the influence of land surface could be overwhelmed by the ENSO variability but identified for neutral ENSO years.

The present study is first aimed at revisiting this topic using both in situ and satellite observations, the latter being now available over a 40-year period that allows us to evaluate the robustness and stability of the snow–monsoon relationship. The second objective is to look for such a relationship in the historical coupled ocean–atmosphere simulations of the Coupled Model Intercomparison Project 3 (CMIP3) database. The main idea here is to investigate whether or not state-of-the-art global climate models are likely to simulate the interannual variability of the Eurasian snow cover and its possible influence on the Indian summer monsoon rainfall over a period that encompasses the whole twentieth century.

2 Data and methods

2.1 Observations

To describe the Indian summer monsoon precipitation, we use the All-India-Rainfall (AIR) index estimated from June to September (JJAS) which is available over the 1871–2005 period. This index is an area weighted average from 29 Indian Rainfall subdivisions (Parthasarathy et al. 1995). We also use the Climate Research Unit CRU2 precipitation climatology, which is provided at the 0.5° resolution for the 1901–2002 period and based only on rain-gauge measurements, and the CRU2 2 m-temperature climatology for the 1901–2002 period based on station data. These datasets have been here interpolated onto a 128 by 64 horizontal grid (2.8° resolution) to be close to the medium resolution of the CMIP3 models.

The monthly snow cover climatology is derived from the Northern Hemisphere weekly snow cover extent Version 3 product (Armstrong and Brodzik 2005), available at the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). This dataset extends from 3 October 1966 through 24 June 2007 and has been also interpolated on a 128 by 64 horizontal grid. Each grid cell contains one bit of information for each week indicating the absence or presence of snow cover and is reported on a 25 km Equal-Area Scalable Earth Grid (EASE-Grid) that spans the whole Northern Hemisphere. Snow cover extent is based on the digital NOAA National Environmental Satellite, Data and Information Service (NESDIS) weekly snow charts, revised and interpolated on the EASE grid. Since 1997, NOAA snow maps are constructed digitally by the Interactive Multisensor Snow and

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

Ice Mapping System (Helfrich et al. 2007). Prior to this, they were based on a visual interpretation of photographic copies of shortwave imagery by trained meteorologists. Up to 1972, the resolution of the meteorological satellites commonly used was around 4 km. Beginning in October 1972, the Very High Resolution Radiometer (VHRR) provided imagery with a spatial resolution of 1.0 km, which in November 1978, with the launching of the Advanced VHRR (AVHRR), was reduced slightly to 1.1 km. The monthly fraction of snow cover on each pixel has been obtained by averaging weekly data. Some gaps exist in the dataset during July 1968, June–October 1969, and July–September 1971, but they do not affect our analysis because of our interest in the winter and spring season only. It was therefore decided to also use these years in our study.

The monthly mean snow depth data over Eurasia have been obtained from the Historical Soviet Daily Snow Depth Version II (HSDSD-II) data set of NSIDC (Armstrong 2001). This dataset from the former Soviet Union provides long-term daily snow depths for 1881 to 1995 and updates the original HSDSD-I dataset also available from NSIDC. The HSDSD data were extracted from the Soviet meteorological archive, which contains daily data from World Meteorological Organization (WMO) stations over this region. HSDSD includes daily snow depth which is used in this study to compute the monthly mean snow depth for all the 284 WMO stations. The geographical distribution of the stations is between 35°N and 72°N and between 20°E and 180°E. This dataset has been updated from 1881 through 1995 using an improved data quality control. We have considered only the period 1936–1995 because the number of stations varied in time, and most of the data were observed between 1936 and 1995 (Kripalani and Kulkarni 1999). The dataset has been interpolated onto a $1 \times 1^\circ$ resolution grid, with missing values in pixels without station data. Other pixels represent one station data or the average between two stations data.

Finally, a winter index of the North Atlantic Oscillation (NAO) over the whole twentieth century (Hurrell et al. 2003) was defined using the normalized sea-level pressure difference averaged from December to February between Lisbon and Stykkisholmur, calculated with the HadSLP2 dataset provided by the Hadley Centre of the UK Met Office (1850–2003, available at <http://hadobs.metoffice.com/index.html>). The Met Office Hadley Centre's sea surface temperature (SST) data set HadSST2 have been used to create an ENSO index after interpolation onto the 128×64 horizontal grid.

2.2 Models

The global coupled ocean-atmosphere simulations that have been explored in the present study belong to the World

Climate Research Programme's (WCRP's) CMIP3 multi-model dataset. A subset of nine among the 25 CMIP3 models has been selected, which includes most models involved in the ENSEMBLES European project as well as the NCAR and MRI models (Table 1). A relatively detailed model documentation can be found at http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php. The present study only makes use of the historical simulations, i.e. integrations from the mid-nineteenth century to the end of the twentieth century driven by observed concentrations of greenhouse gases and, at least, sulfate aerosols (20C3M simulations). A single realization is analysed for each model. A global evaluation of the simulations can be found in chapter 8 of the Intergovernmental Panel on Climate Change 4th Assessment report (IPCC-AR4). While the selected subset of models is not aimed at providing a comprehensive description of the models behaviour, it encompasses a relatively wide range of model resolutions, dynamical cores and physical packages and is hopefully representative of the variety of snow–monsoon relationships simulated in coupled ocean–atmosphere General Circulation Models (GCMs). Note finally that the monthly outputs of all models have been analysed on their original grid.

2.3 Statistical tools

They can be summarized as follows:

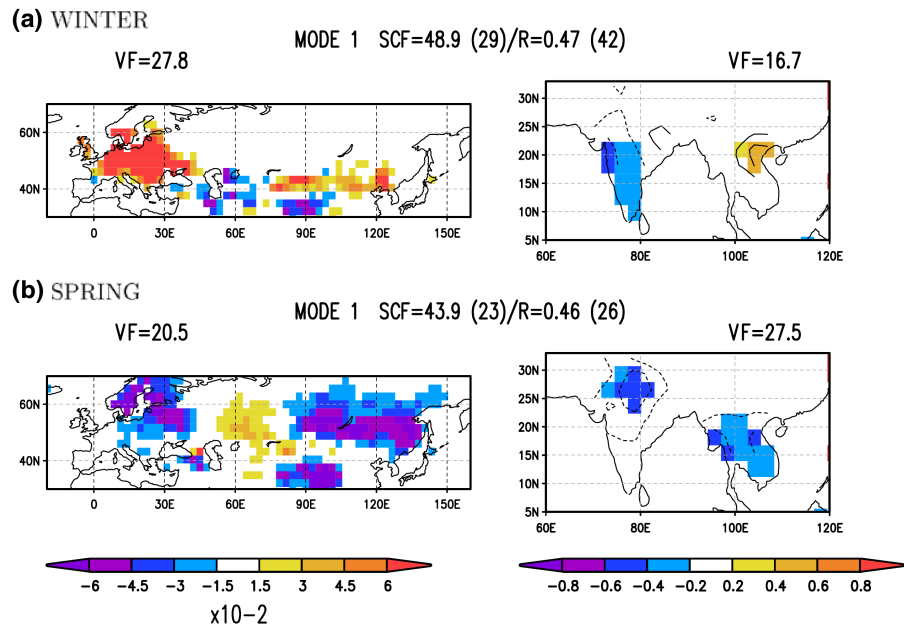
- Possible trends in the timeseries have been removed using a simple linear fit for observations. For model outputs, the timeseries are the concatenation of the twentieth and twenty-first centuries, thereby allowing us to use a 3rd order polynomial that is more consistent with the prescribed radiative forcing and with the simulated global warming.
- A phase-scramble bootstrap test is used to determine the statistical significance of the correlations which takes into account the possible auto-correlation in the time-series. The bootstrap procedure is applied 9999 times to

Table 1 Acronym given to the 20C3M simulations selected from the IPCC-AR4 CMIP3 database

Acronym	Model ID, country
BCCR	BCCR-BCM2.0, Norway
CNRM	CNRM-CM3, France
HADCM3	UKMO-HadCM3, UK
HADGEM1	UKMO-HadGEM1, UK
IPSL	IPSL-CM4, France
MPI	ECHAM5/MPI-OM, Germany
MRI	MRI-CGCM2.3.2, Japan
NCAR	CCSM3, USA

Corresponding model identifier and country of the laboratory

Fig. 1 Maximum covariance analysis between: (a) DJF, (b) MAM snow cover fraction (*left*) and subsequent JJAS precipitation in mm/day (*right*) over the 1967–2002 period. First homogeneous vector are shown for snow cover and first heterogeneous vector for precipitation. The fraction of explained covariance (SCF) and the correlation between the two expansion coefficients are indicated, with the confidence level in parentheses



suppress the chronology in the timeseries and a correlation is recalculated at each step. A confidence level of 99% means that 99% of the “random” correlations are less than the original correlation.

- The principal component analysis (PCA) has been used to define seasonal ENSO indices from the simulated SST.
- Composites analysis have been used to characterize the snow cover departures for strongly positive and negative monsoon years, which have been defined as the years having an AIR index exceeding one standard deviation. Similarly, strong and weak NAO years have respectively a normalized index above 1 or below -1 . The significance of the composite anomalies has been assessed with the method described in Terray et al. (2003), as advised by Nicholls (2001).
- Also called singular vector decomposition, the maximum covariance analysis (MCA), has been used to relate snow and precipitation patterns (Bretherton et al. 1992). It can be considered as a generalization of the PCA, and indeed reduces to it when the two fields are identical. It is aimed at computing the covariance matrix between two fields and at defining some pairs of spatial patterns which describe a fraction of the total square covariance (SCF). The SCF is a measure of the relative importance of each mode in the relationship between two fields. The expansion coefficient (EC) for each variable is computed by projecting the respective data field onto the corresponding singular vector. The correlation value (R) between the EC of the two variables indicates how strongly related the coupled patterns are.

Using the EC timeseries from the MCA, two types of maps can be generated:

- The k th homogeneous vector is the regression map between the grid point anomalies of a given field and its k th EC. It provides the pattern of the co-varying part between the field and the k th EC.
- The k th heterogeneous vector is the regression map between the grid point anomalies of a given field and the k th EC of the other field. It indicates how well the grid point anomalies of one field can be predicted from the knowledge of the k th EC of the other field.

Significance levels for SCF and R are estimated using a moving block bootstrap procedure as described in Wilks (1997). Each MCA is repeated 99 times, linking one of the field anomaly with the randomly scrambled other, so that the chronological order between the two fields is destroyed. The possible influence of serial correlation is reduced by considering blocks of two successive years in the shuffling of the time sequence. Significance levels for SCF (respectively R) are estimated by the percentage of randomized SCF (respectively R) for the corresponding mode that exceeds the value being tested. By example, for a given mode, a confidence level reaching 95 for SCF (R) means that 95 among the 99 “random” MCA exceed the value of SCF (R). Concerning heterogeneous maps, significance levels are computed at each grid point using an ordinary permutation test with 99 shuffles (Von Storch and Zwiers 1999), and colour shades indicates the heterogeneous vector in each grid point where the correlation is significant at the 95% level. The first step in MCA involves

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

Fig. 2 Anomalies and 11-years sliding correlations between Eurasian snow cover [30–80N/20W–140E] and the AIR index for the period 1967–2005: **a** and **b** for winter snow cover, **c** and **d** for spring snow cover. Horizontal dashed lines represent the 95% confidence level

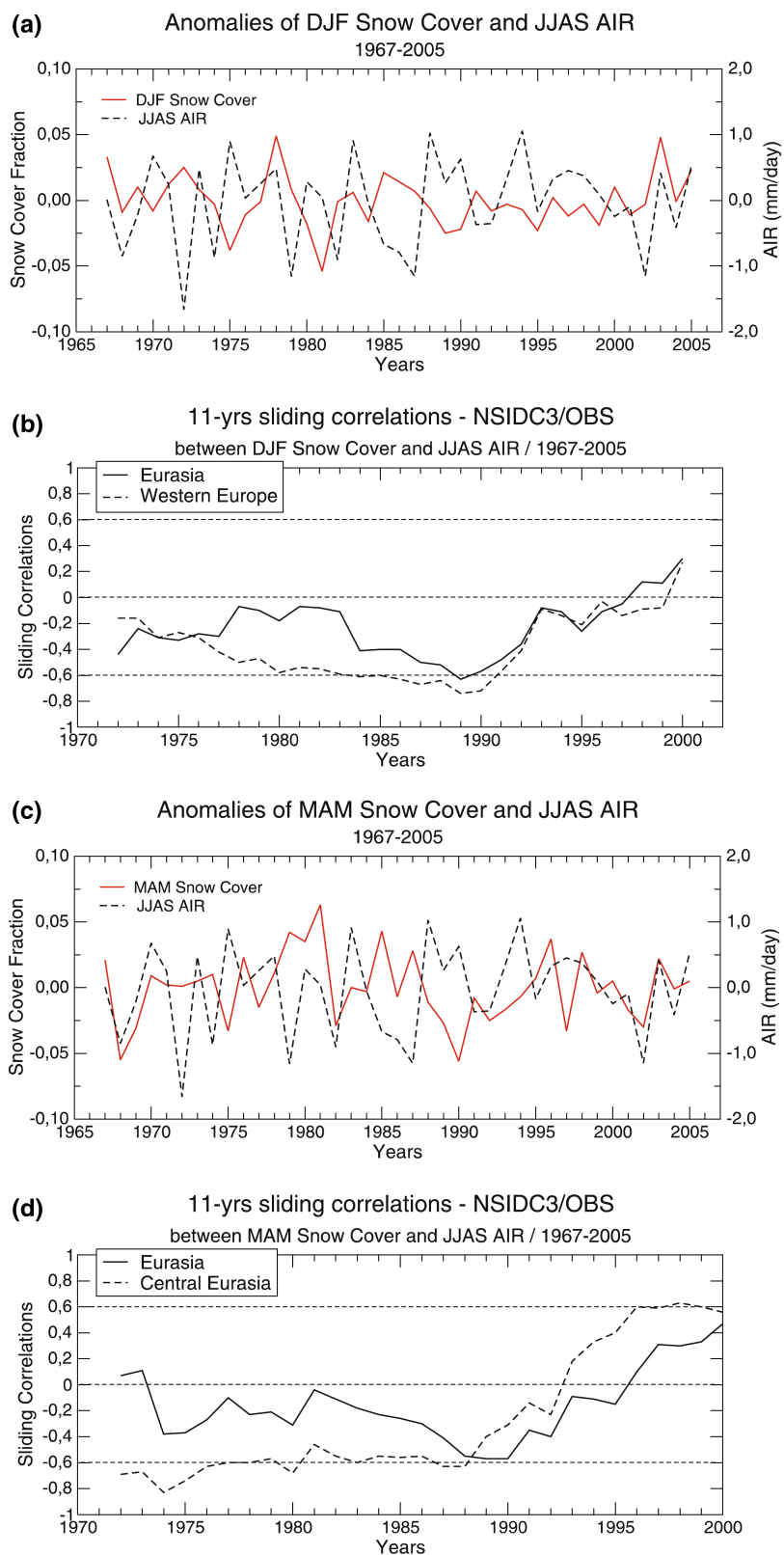


Table 2 Correlation coefficients between DJF and MAM seasonal snow cover anomalies over entire Eurasia, western Eurasia and northwest Eurasia and JJAS AIR for the period 1967–2005

Domain	Winter (DJF)	Spring (MAM)
Eurasia [30–80N/20W–140E]	-0.17	-0.06
Western Europe [35–60N/10W–30E]	-0.35	-0.03
Central Eurasia [40–65N/45–75E]	0.09	-0.28

Values exceeding the 90%, 95% and 99% confidence levels are shown in italic, bold, bold and italic, respectively

a filtering of the anomaly fields to limit the amount of noise present in the data. An empirical orthogonal function (EOF) decomposition of each input field is computed and fields are reconstructed by summing the projection of the raw anomalies on the principal components of the first modes of EOF. The number of modes is determined so as to keep at least 60% of the total variance for each field. This criterion allows us to remove the modes which represent less than 5% of the total variance in the field and thereby to reduce the amount of noise by eliminating poorly organized small-scales features of the snow and precipitation fields.

3 Snow–monsoon relationship in satellite and in situ observations

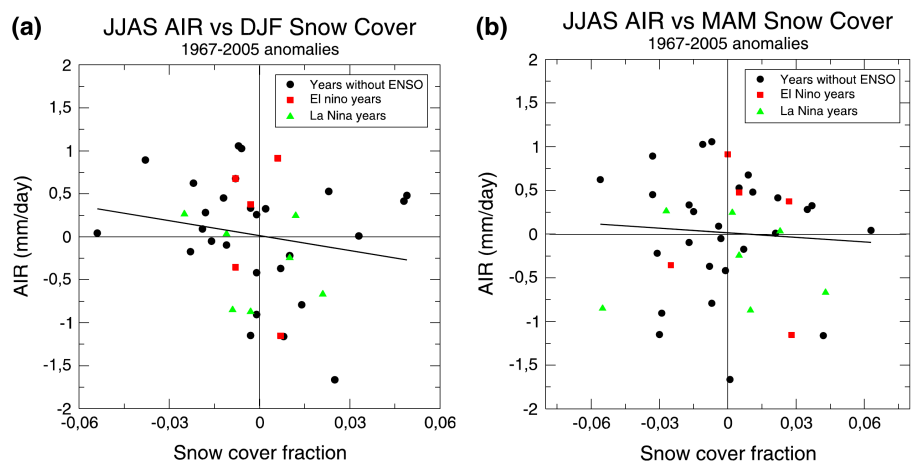
3.1 Results of the MCA

To explore the possible relationship between the Eurasian snow cover and the Indian summer (JJAS for June–July–August–September mean) monsoon rainfall, we performed two maximum covariance analysis between snow cover

over Eurasia and summer precipitation over India for the period 1967–2002. We distinguish between the winter and spring seasonal anomalies of snow cover (Fig. 1). Filtering of each field has been achieved prior to the MCA calculation (see Sect. 2.3 for details). Our goal is to characterize the leading pattern of snow cover which could influence the subsequent monsoon precipitation over India. For this reason, we show homogeneous vectors for snow cover and heterogeneous vectors for precipitation. Only the first modes of MCA are presented, which capture 48.9 and 43.9% of the total covariance between the two fields for winter and spring, respectively. Without prior spatial filtering, these percentages are much smaller, with respectively 18 and 20% of SCF explained. Weak monsoon precipitation over western India is associated with a strong snow cover over Europe in winter. In agreement with the results of Bamzai and Shukla (1999), there is no clear signal over the rest of the Eurasian continent. Note also that SCF and R are not significant at the 90% confidence level. In spring, the first mode shows that a weak monsoon over northern rather than western India is preceded by a tripole-like pattern of anomalous snow cover, with an excess of snow over central Eurasia but a deficit over the western and eastern parts of the continent. A direct relationship is also found between the Himalayan snow cover and northern Indian monsoon rainfall in agreement with previous studies. Here again, SCF and R are however not significant at the 90% confidence level. Note that the same results are obtained when June–July mean and August–September mean are considered for the AIR index.

In summary, these first results are in qualitative agreement with previous studies (Bamzai and Shukla 1999; Robock et al. 2003; Fasullo 2004) about the pattern of seasonal snow cover anomalies associated with the monsoon rainfall variability. Nevertheless, they indicate that

Fig. 3 Scatterplot between snow cover fraction over Eurasia and JJAS AIR for the period 1967–2005: **a** for winter snow cover; **b** for spring snow cover. Based on preceding DJF SST Niño3.4, the El Niño years are shown as red squares, the La Niña years are shown as green triangles. Others are shown as black circles. The regression line slopes are also plotted for years without DJF ENSO events



2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

Fig. 4 Composites of snow cover fraction for strong minus weak monsoons for the period 1967–2005: **a** winter snow cover **b** spring snow cover **c** spring snow cover with strong winter NAO index removed. *Stippled areas* represents the 90% confidence level. Number of years selected for the computation of the composites + and – are annotated

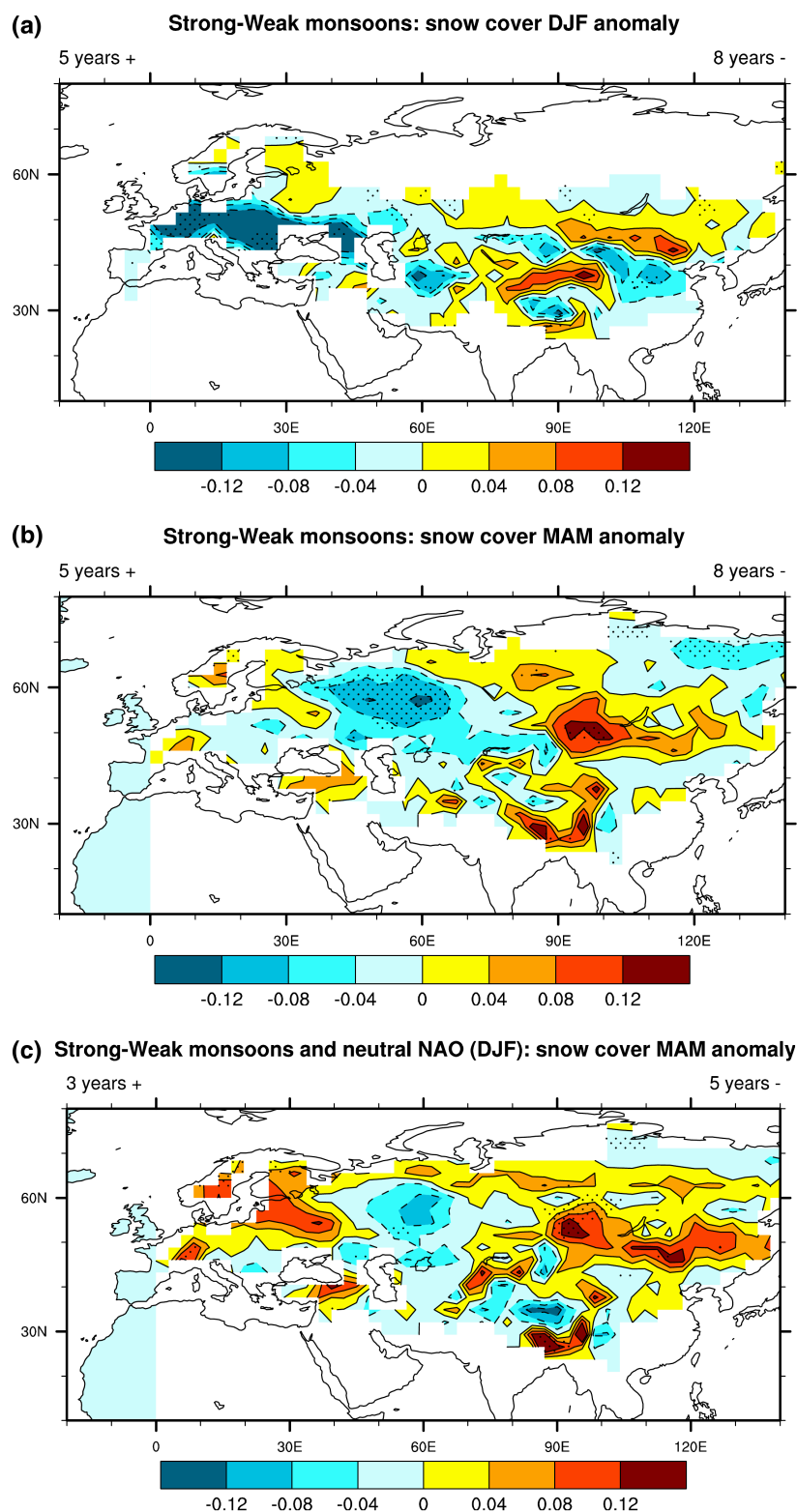
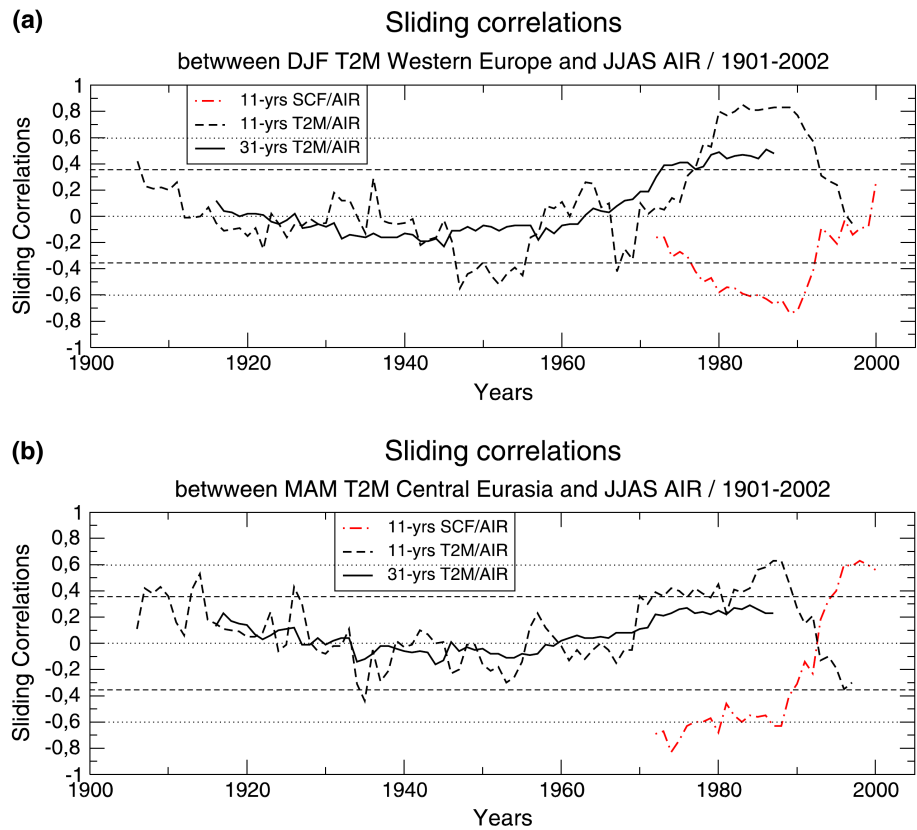


Fig. 5 Sliding correlations between surface temperature (snow cover) and JJAS AIR for the period 1901–2002 (1967–2005): **a** in winter over western Europe; **b** in spring over central Eurasia. The *dashed (dotted)* lines correspond to the 95% confidence level for the 31-years (11-years) sliding correlations



the snow–monsoon relationship is not robust (i.e. statistically significant) and not necessarily consistent with the Blanford hypothesis.

3.2 Stability of the snow–monsoon relationship

Anomalies of winter/spring snow cover fraction averaged over Eurasia [30–80N/20W–140E] and anomalies of summer AIR index are plotted on Figs. 2a and c, for the period 1967–2005. To evaluate the stability of the snow–monsoon link, sliding correlations have been calculated between snow cover and AIR using a 11-years sliding window for the period 1967–2005 (Figs. 2b, d). For winter and spring, we show sliding correlations for snow cover averaged over the entire Eurasian continent, and for the areas defined in Sect. 3.1 which show the strongest inverse relationship with the Indian monsoon rainfall. These areas are, respectively, western Europe (35–60N/10W–30E) in winter and Central Eurasia (40–65N/45–75E) in spring.

The correlations are not stationary for both seasons. In winter, negative sliding correlations are found during the first 10 years, in agreement with Hahn and Shukla (1976), as well as during the 1980s and 1990s, but are never really

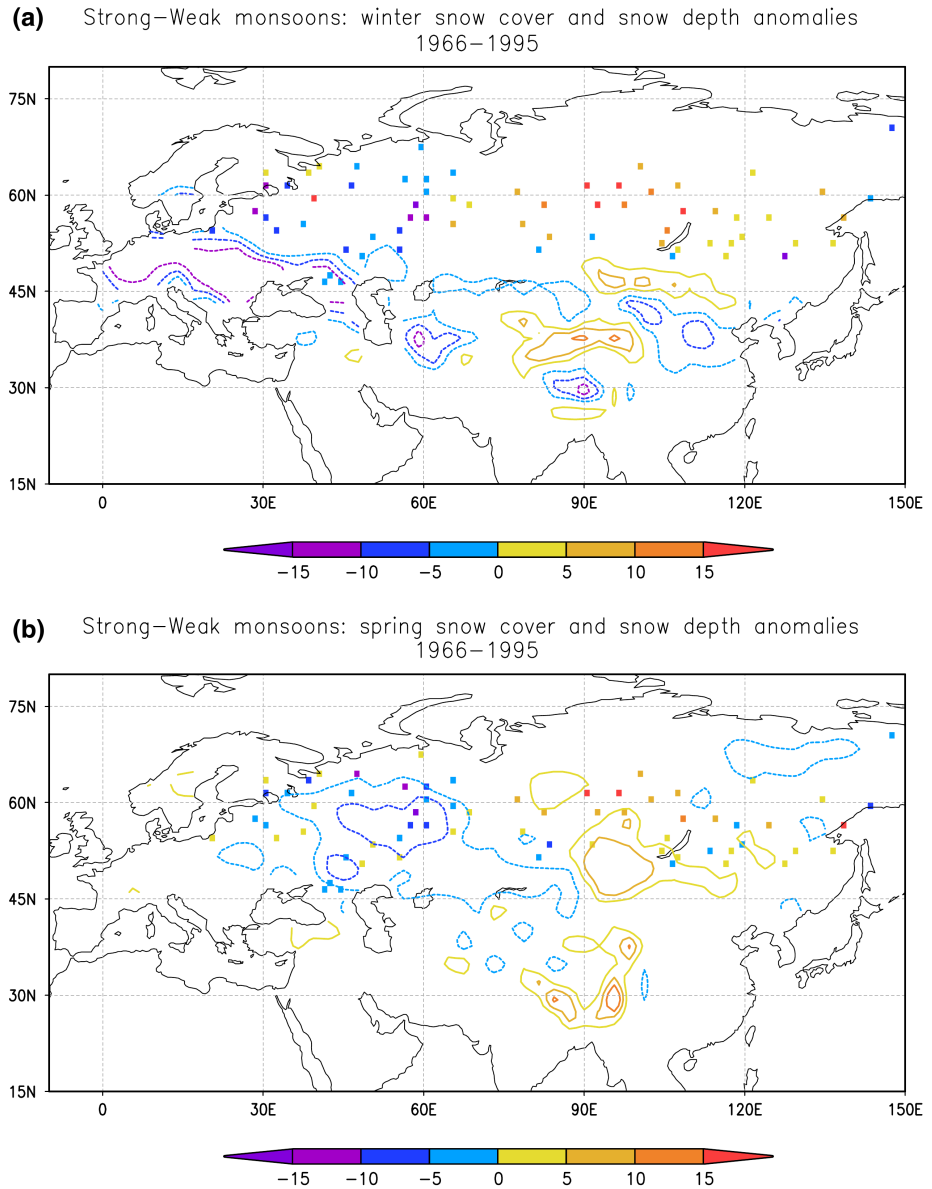
significant. The correlations weaken after the mid-1990s and become positive at the beginning of the twenty-first century. The correlations over the whole 1967–2005 period are summarised in Table 2. In winter, the correlation fails to be significant for snow cover averaged over the entire Eurasian continent. In contrast, the confidence level is greater than 99% ($cc = -0.35$) when the winter snow cover is averaged over western Europe. In spring, the correlations are not significant at 90% confidence level and the sliding correlations show a relatively close behaviour as in winter.

Interestingly, the Blanford hypothesis has been verified before the 1990s, but has not been confirmed over recent decades. Such a multi-decadal modulation of the snow–monsoon relationship, which could be due solely to stochastic processes, is consistent with the “peaks” of scientific literature on this issue. For example, Dickson (1984) and Sankar-Rao et al. (1996) found strong negative correlations (-0.59 and -0.41) over the periods 1967–1980 and 1973–1990, respectively. Here, we show that snow cover averaged over Eurasia is not a robust predictor of the Indian monsoon rainfall, and that the only statistically significant link is found in the previous winter over western Europe.

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

Fig. 6 Composites of snow depth in centimeter (*tick marks*) and snow cover fraction (*contours*) for strong minus weak monsoons for the period 1966–1995: **a** winter snow cover, **b** spring snow cover. For snow cover the period is 1967–1995

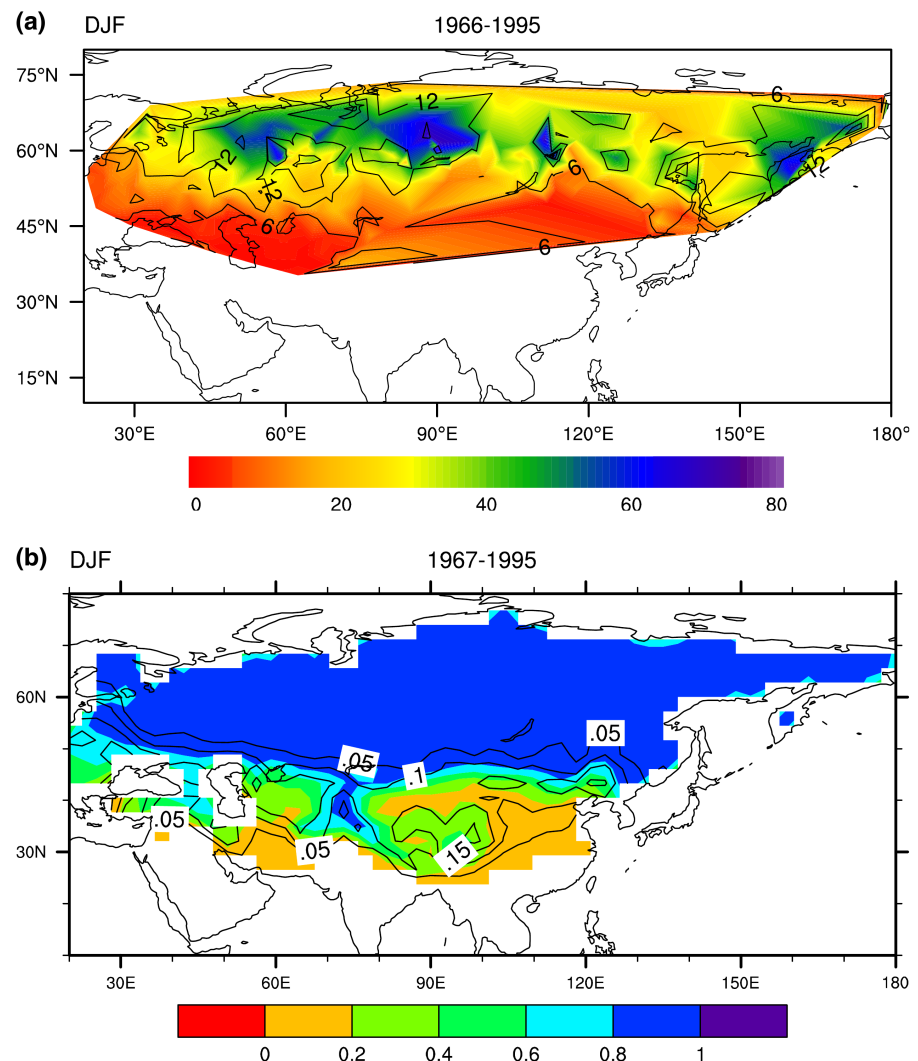


3.3 Stratified snow–ENSO–monsoon analysis

Several authors have discussed the Blanford hypothesis in term of an association between snow, ENSO and monsoon rainfall (Yang 1996; Fasullo 2004). They argued that the inverse snow–monsoon relationship is disrupted by El Niño/La Niña events. Yang (1996) suggested that deficient (excessive) Indian monsoon rainfall follows strong (weak) snow cover over Eurasia, but noted that this link is disrupted when an El Niño event occurs in winter and for weak La Niña years. They, however, emphasized the difficulty to assess the statistical significance of such effects due to their limited snow record (1972–1990), and noted the importance of replacing winter by spring snow cover.

Figure 3 shows the scatterplot between winter/spring snow cover anomalies averaged over Eurasia and the following JJAS AIR anomalies. The preceding DJF El Niño/La Niña years are indicated, they are defined based on anomalies in DJF Niño3 [SST 5S–5N/150–90W], whose standard deviation exceeding 0.9. This criterion was chosen to select a reasonable number of “ENSO” years. In keeping with Yang (1996), we cannot conclude about the reality of the Blanford hypothesis. In fact, only 16 (11) years among the 27 years without ENSO events in winter (spring) correspond to a negative snow–monsoon relationship. The maximum correlation between ENSO and the Indian summer monsoon being synchronous, the same analysis was conducted by focusing on the years without

Fig. 7 Climatological mean (*shaded*) and standard deviation (*contours*) for winter: **a** snow depth in cm, **b** snow cover fraction, for the period 1966–1995 (1967–1995 for snow cover)



ENSO signal in summer (JJAS). With winter (spring) snow cover, we only found 12 (9) years verifying the Blanford hypothesis (not shown), which is still not sufficient to conclude on the reality of the snow–monsoon link.

3.4 Composite analysis

The significant correlation found between monsoon rainfall and the winter snow cover over western Eurasia is confirmed by the snow cover composite for strong minus weak monsoon seasons (Fig. 4a). Statistically significant anomalies are found over Europe and support an inverse snow–monsoon relationship over this region. Figure 4b shows the same composite in spring. Snow cover shows negative (positive) anomalies in central Eurasia before a strong (weak) monsoon season. The signal is relatively

noisy at the continental scale, but looks significant over Central Eurasia. Another region of significant anomalies appears over northern Siberia, in keeping with the results of Fasullo (2004), but it is probably not the signature of a direct snow forcing given the limited interannual variability of the springtime snow cover over this region.

Our results are consistent with those of Robock et al. (2003), though we have smaller areas of significant anomalies, which might be due to differences in the significance tests. They are difficult to interpret because of their weak significance, but in any case disagree with the Blanford hypothesis. To test the robustness of our results, we have conducted the same analysis after removing only 2 years for each composite, i.e. years when the DJF NAO index exceeds one standard deviation. In spring, the area of significant anomalies shifts toward eastern Eurasia (Fig. 4c).

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

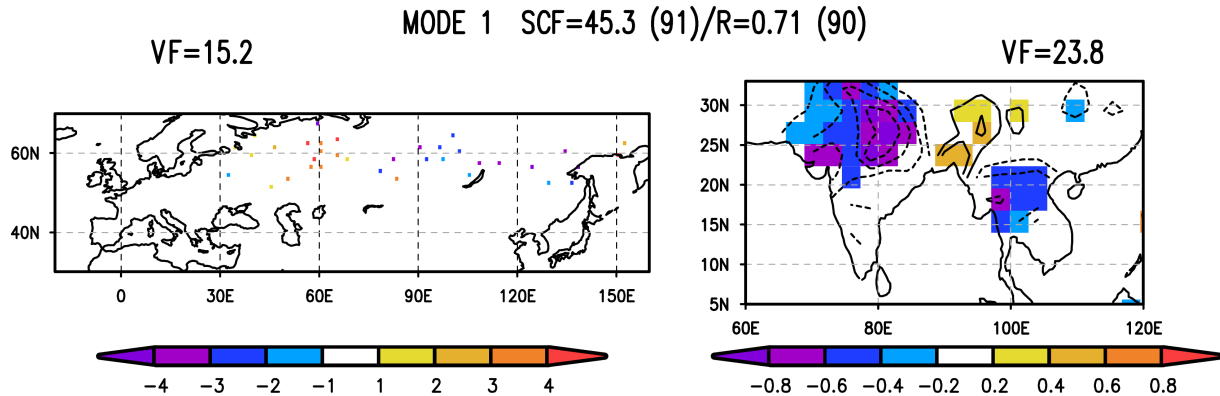


Fig. 8 Maximum covariance analysis between MAM snow depth in cm (left) and subsequent JJAS precipitation in mm/day (right) over the 1966–1995 period. First homogeneous vector is shown for snow depth and first heterogeneous vector for precipitation. The fraction of

explained covariance (SCF) and the correlation between the two expansion coefficients are indicated, with the confidence level in parentheses

Table 3 Correlation coefficients between DJF and MAM seasonal snow depth anomalies over western Eurasia, central Eurasia and Eastern Eurasia and JJAS AIR for the periods 1936–1995 and 1966–1995

Domain	1966–1995 winter/spring	1936–1995 winter/spring
Western Eurasia [40–65N/25–75E]	–0.24/0.24	–0.22/–0.20
Central Eurasia [40–65N/45–75E]	–0.07/–0.19	–0.17/–0.20
Eastern Eurasia [40–65N/75–140E]	0.66/0.35	0.33/0.14

Values exceeding the 90%, 95% and 99% confidence levels are shown in italic, bold, bold and italic, respectively

The same result is obtained for winter composite (not shown) and suggests that a large part of the signal found in Fig. 4b is due to snow anomalies associated with strongly positive NAO. The NAO indeed exerts a strong influence on the western Eurasian snow cover (Robock et al. 2003), which could be an explanation for the link suggested here and in previous studies between the western/central Eurasian snow cover and the Indian monsoon. We do not conclude that the winter NAO exerts a strong influence on the Indian summer monsoon, but we argue that the snow–monsoon relationship is statistically not robust.

3.5 Temperature as a proxy for snow cover

The main obstacle for the analysis of the snow–monsoon relationship is the limited length of the satellite record. To get rid of this problem, we use the surface air temperature as a proxy for snow cover, just as Robock et al. (2003) used a DJF NAO index as a proxy. Surface air temperature and snow cover are indeed closely related over the regions highlighted in previous sections: the correlation for the period 1967–2002 is -0.72 in winter over western Europe

[35–60N/10W–30E] and -0.79 in spring over central Eurasia [40–65N/45–75E]. These correlations are even stronger than those between our DJF NAO index and snow cover for the same period and regions (-0.57 and -0.19 , respectively), so that surface air temperature is expected to be a better proxy for snow variability. The 11-year and 31-year sliding correlations between summer AIR and western (central) Eurasia winter (spring) surface air temperature are plotted in Fig. 5, as well as the corresponding 11-year sliding correlations with snow cover fraction. Recent decades show significant positive correlations in both winter and spring, in keeping with the inverse snow–monsoon relationship. However, this correlation is not stationary and fails to be significant during the major part of the twentieth century. The correlation with winter surface air temperature is particularly chaotic, with a period of negative correlations centred around 1950. For spring, the correlation is more stable but is not significant over the whole twentieth century.

Consequently, a persisting relationship between the twentieth century snow cover over western Eurasia in winter/spring and the Indian summer monsoon rainfall would imply that surface air temperature is not a robust or good enough proxy for the snow cover variability. Such a hypothesis is beyond the scope of the present study, but it would be interesting to analyse how the snow–temperature has evolved, both in the instrumental record and in the CMIP3 historical simulations.

3.6 A complementary analysis with snow depth

It is important to keep in mind that all results presented so far are based on satellite snow cover data. Consequently, we have no information on snow depth and the data mainly accounts for the radiative effect of snow. Yet, modelling studies have suggested that snow could also affect the

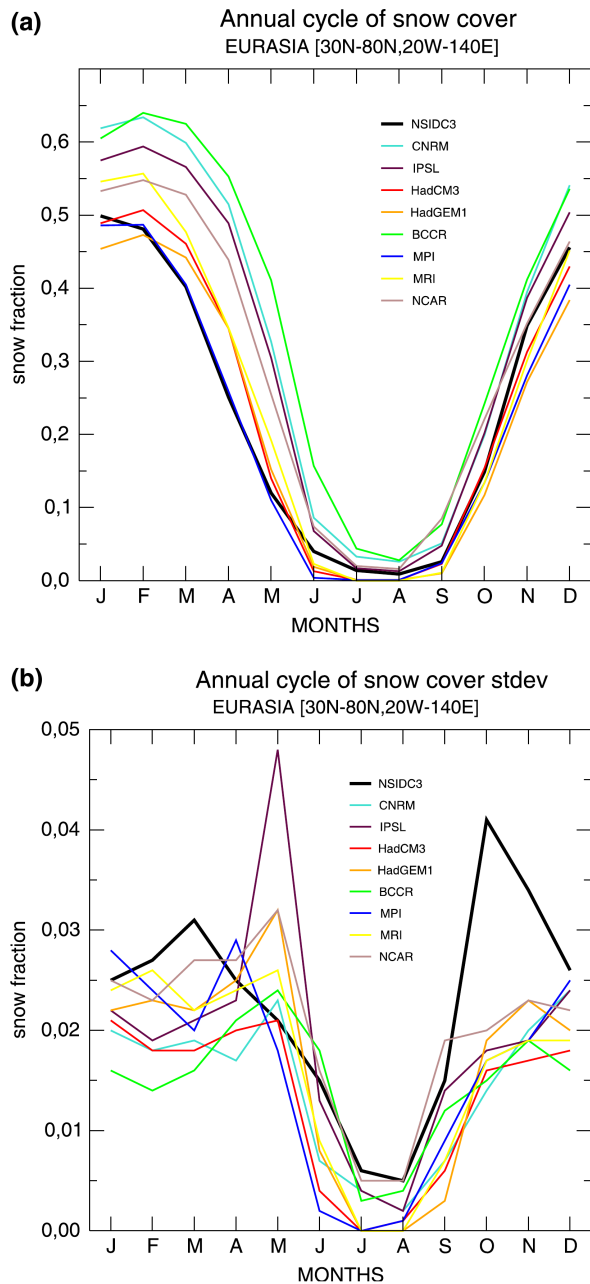


Fig. 9 Climatological annual cycle of Eurasian snow cover: **a** monthly mean fraction, **b** monthly standard deviation

temperature of the Eurasian continent through the amount of energy necessary for snow-melting and subsequent soil moisture evaporation (Yasunari et al. 1991; Douville and Royer 1996). Difference between composites of snow depth and snow cover for strong-weak monsoons are shown in Fig. 6. Results obtained for snow depth are in good agreement with those for snow cover. In winter, snow

depth anomalies are more widespread than those found in snow cover. They are not confined to western Eurasia and already show a dipole pattern that is coherent with the spring composites. This result is in agreement with Ye and Bao (2001) and Dash et al. (2004) who have identified an opposite relationship of western/eastern Eurasia snow depth with the subsequent Indian summer monsoon rainfall. In winter, the snow cover fraction is close to 1 north of 50°N, so that its interannual variability in boreal regions is very weak compared to those of snow depth (Fig. 7). In spring, the snow line moves northward and the composites in term of snow cover and snow depth are therefore closer.

Figure 8 shows the MCA between snow depth over Eurasia in spring and precipitation over India in summer. For a statistically meaningful relationship, the MCA is computed over the period 1966–1995 for which there is very few missing data. Here again, the results support the conclusions obtained with snow cover. The first mode shows a dipole pattern of snow depth over Eurasia preceding an anomalous monsoon season over northern India. More (less) snow cover over western (eastern) Eurasia is followed by a weak monsoon. This mode is more robust than for the MCA computed with the snow cover data. The explained covariance fraction is larger, as well as the statistical significance in comparison with the MCA computed with snow cover. These results are consistent with the hypothesis that the strength of the monsoon is also influenced by snow hydrological effects rather than only radiative effects. However, they have to be considered with caution given the limited length of the snow depth dataset and its relative spatial scarcity. Table 3 summarizes correlation coefficients computed between western, eastern and entire Eurasia snow depth and AIR for two distinct periods, 1936–1995 and 1966–1995. Results confirm that the mean snow depth over western/eastern Eurasia exhibits an inverse/direct relationship with the following AIR.

Interestingly, snow depth over eastern Eurasia is better correlated with AIR than over western Eurasia. The greater correlation is obtained in winter, but this correlation is sustained through winter to spring where it is still significant at the 95% confidence level for the period 1966–1995. This link between the eastern Eurasian snow pack and the Indian monsoon is not found in term of snow cover because of the relatively weak interannual variability of snow cover in this region compared to the west of the continent. The physical mechanism behind this relationship is not intuitive and is in conflict with the usual Blanford hypothesis. Results suggest that the eastern Eurasian snow pack has not necessarily a direct impact on the Indian monsoon but shares a common sensitivity to large scale extratropical circulation anomalies that will be further described in a forthcoming study.

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

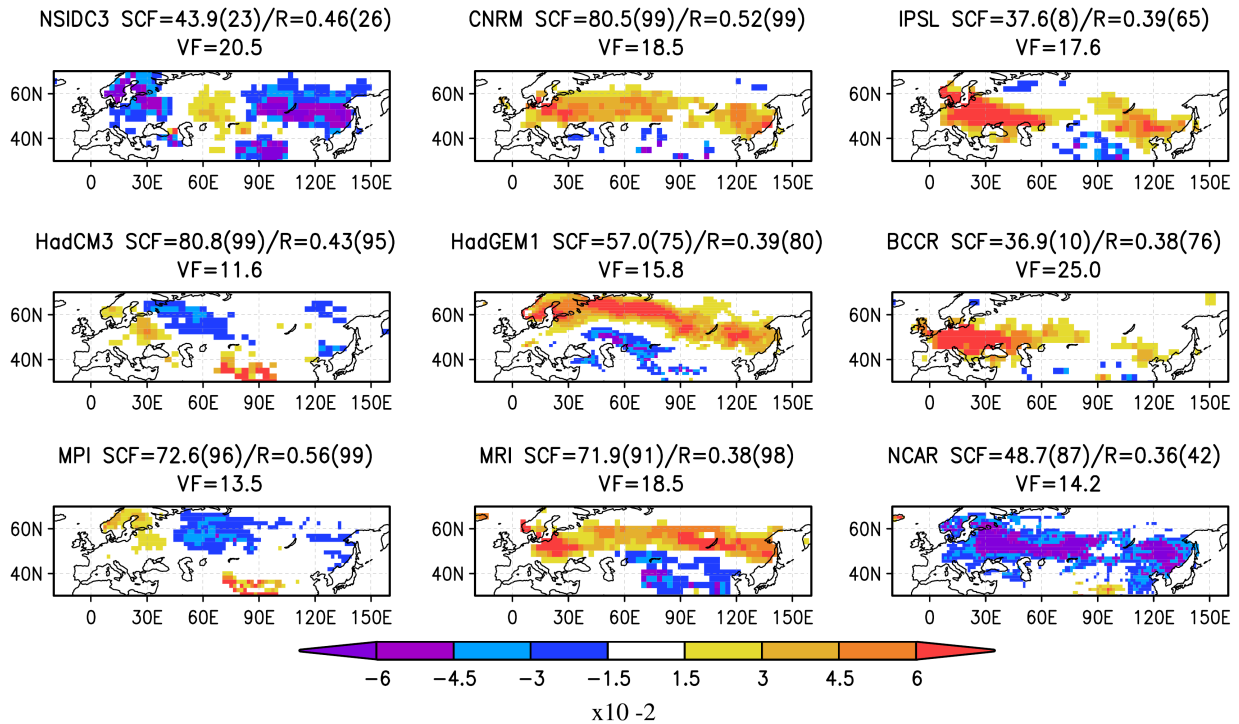


Fig. 10 First homogeneous vectors of snow cover fraction from a maximum covariance analysis between MAM snow cover and subsequent JJAS precipitation over the 1901–2000 period (1967–

2002 for observations). The fraction of explained covariance (SCF) and the correlation between the two expansion coefficients are indicated, with the confidence level in parentheses

4 Snow–monsoon relationship in the CMIP3 simulations

Another way to analyse the snow–monsoon relationship without the strong satellite constraint on the length of the timeseries is to use the monthly outputs of the historical CMIP3 simulations. The aim of this section is therefore to explore whether state-of-the-art coupled ocean–atmosphere models are likely to simulate the interannual variability of the Eurasian snow cover and its possible impact on the Indian summer monsoon. The focus is on snow cover rather than snow mass to compare with the most reliable observations and to avoid the spurious influence of mountainous areas where the lack of dynamical snow processes can lead to unrealistic snow accumulation in the models.

4.1 Snow annual cycle in the models

Snow cover is not a prognostic variable of the climate models, which use different diagnostic expressions to infer snow cover from snow mass. Moreover, for some models, the snow cover diagnostic is not provided on the CMIP3 database. In order to compare the models, it was therefore decided to derive a common monthly snow cover fraction,

SC, from snow mass, WN, using the empirical formulation used in ARPEGE–Climate:

$$SC = WN / (WN + WN_{cr})$$

where WN_{cr} is a critical threshold of 10 kg/m^2 . Such a simple expression is not aimed at capturing the complex relationship between snow mass and snow cover, but it provides a reasonable estimate that can be used to study the snow–monsoon relationship. While the model’s climatology is obviously dependent on the value of WN_{cr} , the analysis of interannual variability is much less sensitive and the results of the present study are therefore fairly robust. Figure 9a shows the annual cycle of the Eurasian snow cover. Most models seem to overestimate the snow cover in spring, except the MPI model which shows a more realistic behaviour for this season. A possible explanation is that most models have a delayed snowmelt leading to an anomalous persistence of the snow pack in spring (Roesch 2006). However, all models are able to capture the main features of the snow annual cycle over Eurasia, with a strong increase in autumn and a rapid retreat in spring due to the snowmelt. As far as the annual cycle of interannual variability is concerned (Fig. 9b), the observed standard deviation peaks in March and mostly October, while most

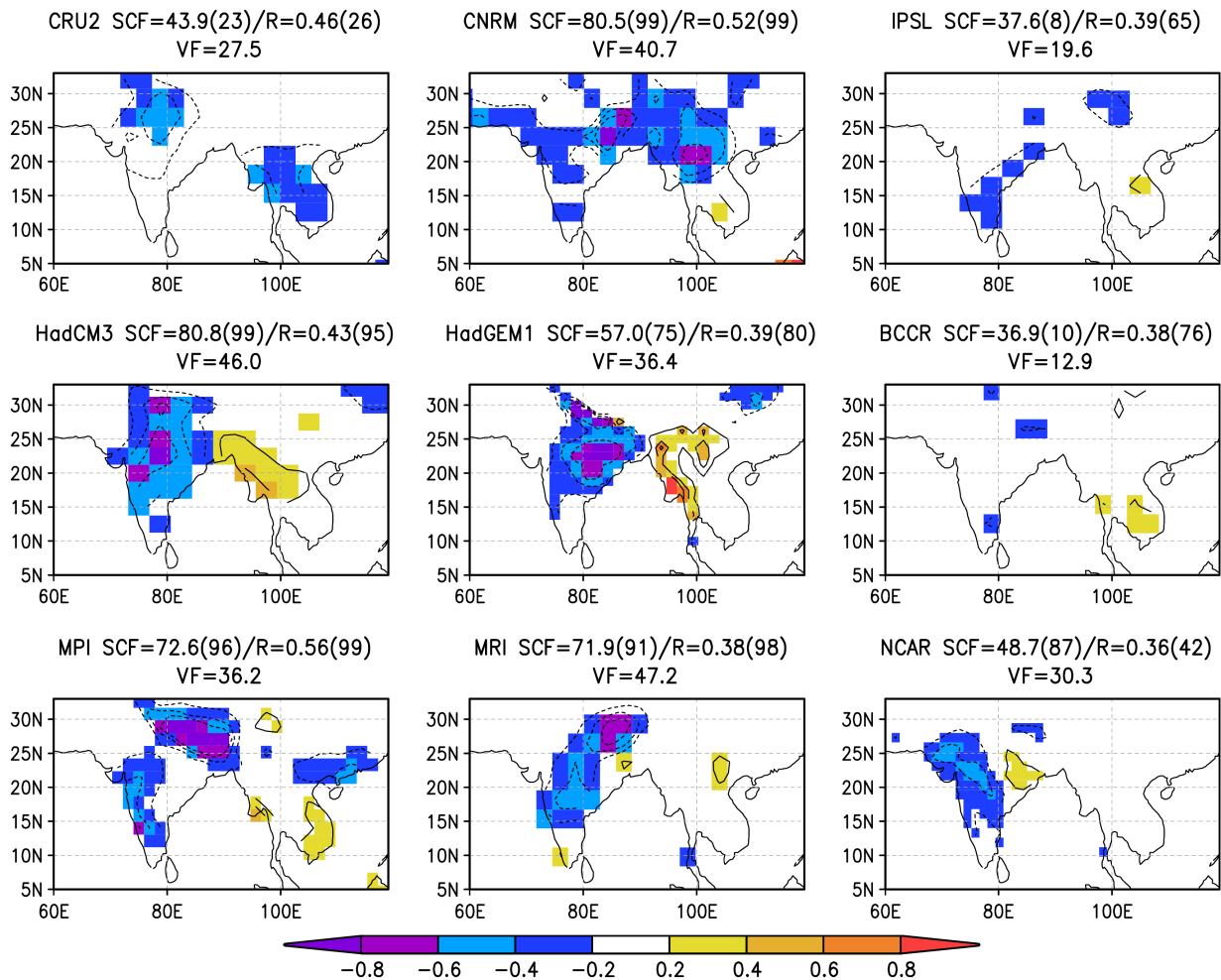


Fig. 11 First heterogeneous vectors of precipitation in mm/day from a maximum covariance analysis between MAM snow cover and subsequent JJAS precipitation over the 1901–2000 period (1967–2002

for observations). The fraction of explained covariance (SCF) and the correlation between the two expansion coefficients are indicated, with the confidence level in parentheses

Table 4 Correlation coefficients between: (1) expansion coefficients of first mode of MCA between MAM snow cover and JJAS P, (2) principal component of EOF from tropical SST DJF (winter ENSO)

Model	EC1 PN MAM	EC1 P JJAS
Observations (1967–2002)	0.06	0.20
CNRM	0.49	0.79
IPSL	0.10	0.04
HADCM3	0.60	0.52
HADGEM1	0.07	0.26
BCCR	0.14	0.46
MPI	0.49	0.68
MRI	0.23	-0.06
NCAR	0.10	0.06

Values exceeding the 90%, 95% and 99% confidence levels are shown in italic, bold, bold and italic, respectively

models show maximum values in May, in keeping with the delayed snowmelt.

4.2 Snow–monsoon relationship in the models

The link between the Eurasian snow cover and the Indian monsoon precipitation in the CMIP3 simulations is explored through a MCA between spring snow cover and summer precipitation over the same domains as for observations. Here again, snow cover and precipitation anomalies are filtered to keep only 60% of the explained variance for each field before the MCA calculation. Figures 10 and 11 show homogeneous vectors for snow and heterogeneous vectors for precipitation, respectively, and compare each of the nine models with the observations. The fractions of explained variance for snow and

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

precipitation range from 11.6 to 25.0% and from 12.9 to 47.2%, respectively. They are fairly sensitive to the prior filtering and tend to diminish when the criterion of residual variance is increased. Afterwards, we concentrate on models for which SCF and R significance reached the 90% confidence level, i.e. CNRM, MPI, HadCM3 and MRI.

- The model which shows the strongest snow–monsoon relationship is the CNRM model, where positive snow cover anomalies over the entire Eurasian continent precede a deficient South Asian monsoon. This result is consistent with the significant monsoon response found by Douville and Royer (1996) in a sensitivity experiment performed with a former and purely atmospheric version of the CNRM climate model.
- HadCM3 and MPI exhibit fairly robust and similar snow–monsoon links, but with a reverse snow pattern compared to the observations. An area of covariance also appears over the Tibetan Plateau which is in better agreement with the Blanford hypothesis.
- The first mode of MRI is a north–south dipole over the Eurasian continent, with more (less) snow on the northern (southern) part of Eurasia preceding a weak summer Indian monsoon.

In summary, none of the selected CMIP3 models is able to reproduce the observed patterns of covariability. Though some models show a robust relationship between the Eurasian or Himalayan snow cover and the Indian summer monsoon precipitation, it is difficult to identify a clear and consistent physical mechanism linking the interannual variability of snow and monsoon given the diversity of model behaviours.

4.3 Influence of ENSO on the snow–monsoon relationship in the models

In order to further explore the robustness of the snow–monsoon covariability simulated by CNRM, HadCM3, MPI and MRI, we now analyse the possible influence of ENSO on this relationship. Table 4 summarizes correlations between expansion coefficients of the two fields with the winter ENSO for all models. To obtain a robust ENSO index, we use the first EOF of a principal component analysis of DJF SST in the Tropics [32S–32N/0–360E]. Interestingly, three among the four models (CNRM, HadCM3 and MPI) exhibit a strong link between the two expansion coefficient timeseries, for snow and precipitation respectively, and the winter ENSO index. The ENSO–monsoon relationship is particularly exaggerated by CNRM and MPI with correlations close to 0.7 between the DJF ENSO index and the subsequent JJAS precipitation EC.

Figure 12 shows lead-lag correlations between the simulated JJAS precipitation over India [5–30N, 70–95E]

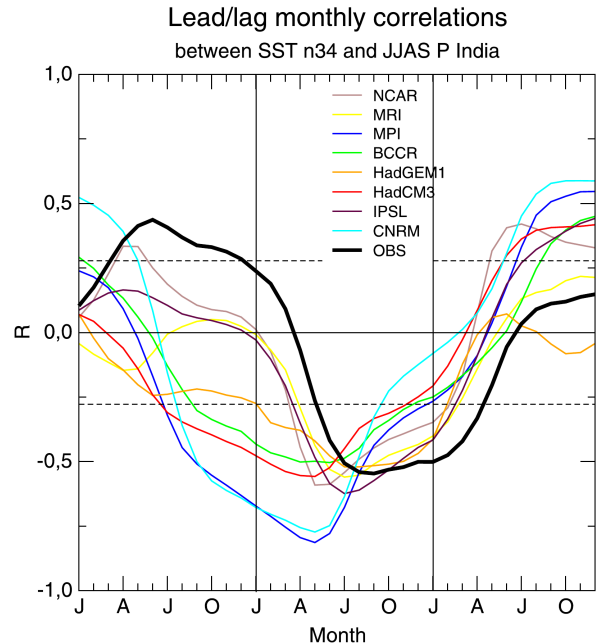


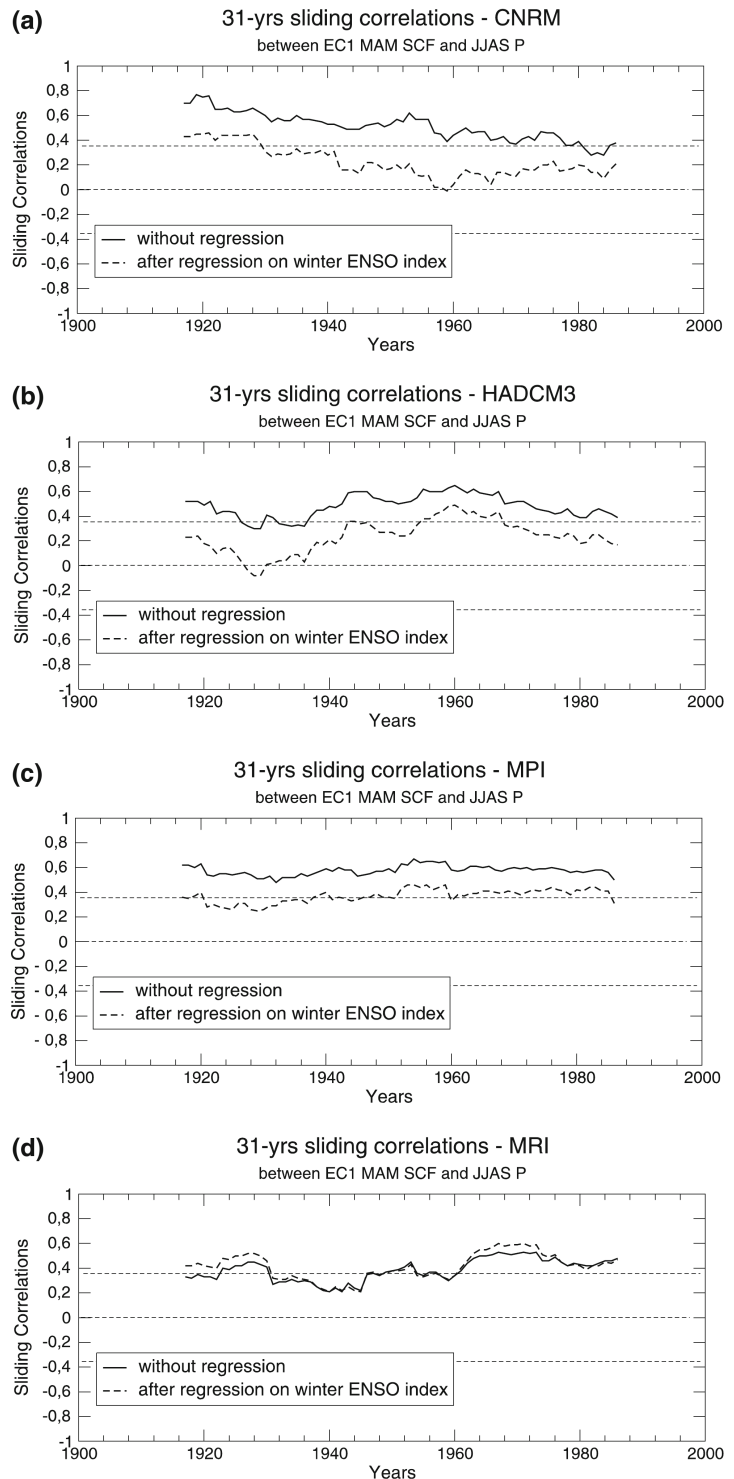
Fig. 12 Lead/lag correlation between monthly NINO3.4 SST index and summer precipitation averaged over India for observations and models. Horizontal dashed lines represent the 95% confidence level

and the monthly Niño3.4 [5S–5N, 170–120W] SSTs from the beginning of year -1 to the end of year $+1$. Observations show synchronous negative correlations with summer precipitation, which then persist until next winter. While this issue is still a matter of debate, the main interpretation is an ENSO influence on the monsoon that cannot be anticipated before the monsoon season because of the “spring barrier” of ENSO predictability, but is still apparent after the monsoon season given the locking of ENSO on the annual cycle and its usual peak in boreal winter.

Some models fail to reproduce the spring barrier and show significant negative correlations with the Niño3.4 SST after rather than before the ENSO events. This phenomenon was also found in the case of the West African monsoon by Joly et al. (2007) and was attributed to a common anomalous persistence of the ENSO events during spring. Here, CNRM, HadCM3 and MPI show the strongest negative correlations between winter ENSO and subsequent summer precipitation over India. This remark corroborates the results summarized in Table 4 and a spurious ENSO influence on global climate variability in these models.

Figure 13 illustrates the winter ENSO influence on the snow–monsoon link for the four models. Concerning CNRM, HadCM3 and MPI, while the sliding correlations between the two EC1 timeseries are relatively stable and are significant at the 95% confidence level during the

Fig. 13 Thirty-one years sliding correlation between spring snow cover expansion coefficients extracted from MCA calculation between Eurasian spring snow cover and Indian summer precipitation: **a** CNRM model, **b** HadCM3 model, **c** MPI model, **d** MRI model. Dashed curve represents result after regression of the timeseries on the first mode principal component of EOF from tropical winter SST. Horizontal dashed lines represent the 95% confidence level



whole twentieth century, they are much less significant when the ECs are regressed on the winter ENSO index by a simple linear regression. On the other hand, for MRI model the regression does not affect significantly the sliding

correlations. Such results suggest that deficiencies in the ENSO simulation are partly responsible for the strong snow–monsoon relationship in three of the selected models. The MRI model is therefore the only one which

2. Analyse de la téléconnexion neige-mousson dans les observations et les simulations CMIP3

Y. Peings, H. Douville: Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability

simulates a significant relationship between the Eurasian snow cover and the subsequent Indian summer monsoon independently of the phase of ENSO.

5 Summary and discussion

Understanding the interannual variability of the Indian summer monsoon and improving its seasonal predictability is a challenge for the climate modelling community as well as for more statisticians. While both ENSO and Eurasian snow influences have been documented, empirical and dynamical seasonal forecasting systems still show serious difficulties in predicting precipitation anomalies even at the sub-continental scale. Snow precursors are often considered in the empirical forecasting tools, but are still a matter of debate in both observational and numerical studies.

The first objective of the present study was to re-visit the observed snow–monsoon relationship, using an update of the NSIDC satellite data for snow cover from 1967 to 2006 as well as in situ snow depth data from 1936 to 1995. An east–west dipole pattern of snow cover anomalies associated with anomalous Indian monsoon precipitation was found over Eurasia in winter and spring accordingly with previous studies. Such a link is however neither stationary nor statistically significant over the whole 1967–2006 period, except for the winter snow cover over Europe which shows an inverse relationship with the subsequent Indian summer monsoon rainfall. The dipole pattern was also found in the snow depth record, but the strongest signal appears over eastern rather than western Eurasia and is not consistent with the Blanford hypothesis. Moreover, the use of surface air temperature as a proxy for snow cover over the whole twentieth century confirms the lack of robustness of the inverse snow–monsoon relationship.

The second objective of the study was to analyse a subset of historical CMIP3 simulations, in order to work with longer snow records and thereby to assess more robust though model-dependent statistical links. None of the models reproduce the east–west dipole pattern found in the observations. Some models do simulate a strong snow–monsoon relationship, but with different patterns and partly due to model deficiencies. On the one hand, most model climatologies show a delayed snowmelt in spring, which can favour the influence of snow cover anomalies on the summer monsoon. On the other hand, those models which show the strongest snow–monsoon relationship are also those which show an unrealistic impact of ENSO on both winter snow cover and summer monsoon.

In summary, the observed snow–monsoon relationship show a strong multi-decadal variability. The instrumental record is too short to explore the reasons for this, but such a modulation is probably compatible with a pure stochastic

effect given the intrinsic variability of the Indian summer monsoon precipitation (Gershunov et al. 2000). Furthermore, state-of-the-art coupled ocean-atmosphere climate models still show serious deficiencies in both their extra-tropical and tropical variability, which make the simulated snow–monsoon relationship highly model-dependent and difficult to compare with observations. The snow–monsoon debate is therefore not over and will still deserve attention in a global warming climate with a decaying Eurasian snow cover.

Acknowledgements This work was supported by the ENSEMBLES European project (contract GOCE-CT-2003-505539). The authors wish to thank the anonymous reviewers for their helpful comments. Thanks are also due to Pascal Terray and Eric Maissonave for the development of Statpack and to Mathieu Joly for his advise in the use of this software.

References

- Armstrong RL (2001) Historical Soviet daily snow depth version 2 (HSDSD). National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO. CD-ROM
- Armstrong RL, Brodzik MJ (2005) Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3. National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, USA. Digital media
- Bamzai A, Shukla J (1999) Relation between Eurasian snow cover, snow depth and the Indian summer monsoon: an observational study. *J Clim* 12:3117–3132. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3117:RBESCS>2.0.CO;2
- Barnett TP, Dumenil L, Schlese U, Roekler E, Latif M (1989) The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J Atmos Sci* 46:661–685. doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0661:TEOESC>2.0.CO;2
- Blanford HF (1884) On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India. *Proc R Soc Lond* 37:3–22. doi:10.1098/rsp1.1884.0003
- Bretherton CS, Smith C, Wallace JM (1992) An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *J Climatol* 5:541–560. doi:10.1175/1520-0442(1992)005<0541:AIOMFF>2.0.CO;2
- Dash SK, Singh GP, Shekhar MS, Vernekar AD (2004) Response of the Indian summer monsoon circulation and rainfall to seasonal snow depth anomaly over Eurasia. *Clim Dyn* 24:1–10. doi:10.1007/s00382-004-0448-3
- Dey B, Bhanu Kumar OSRU (1982) An apparent relationship between Eurasian snow cover and the advanced period of the Indian summer monsoon. *J Appl Meteorol* 21:1929–1932. doi:10.1175/1520-0450(1982)021<1929:AARBES>2.0.CO;2
- Dey B, Kathuria SN, Kumar OB (1985) Himalayan summer snow cover and withdrawal of the Indian summer monsoon. *J Appl Meteorol* 24:865–868. doi:10.1175/1520-0450(1985)024<0865:HSSCAW>2.0.CO;2
- Dickson RR (1984) Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—an extension of the Hahn-Shukla results. *J Clim Appl Meteorol* 23:171–173. doi:10.1175/1520-0450(1984)023<0171:ESCVM>2.0.CO;2
- Douville H, Royer JF (1996) Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM. *Clim Dyn* 12:449–466. doi:10.1007/BF02346818

- Fasullo J (2004) A stratified diagnosis of the Indian Monsoon-Eurasian snow cover relationship. *J Clim* 17:1110–1122. doi:[10.1175/1520-0442\(2004\)017<1110:ASDOTI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1110:ASDOTI>2.0.CO;2)
- Ferranti L, Molteni F (1999) Ensemble simulations of Eurasian snow-depth anomalies and their influence on the summer Asian monsoon. *Q J R Meteorol Soc* 125:2597–2610. doi:[10.1002/qj.49712555913](https://doi.org/10.1002/qj.49712555913)
- Gershunov A, Schneider N, Barnett T (2000) Low-frequency modulation of the ENSO-Indian monsoon rainfall relationship: signal or noise? *J Clim* 14:2486–2492. doi:[10.1175/1520-0442\(2001\)014<2486:LFMOTE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<2486:LFMOTE>2.0.CO;2)
- Hahn DJ, Shukla J (1976) An apparent relation between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J Atmos Sci* 33:2461–2462. doi:[10.1175/1520-0469\(1976\)033<2461:AARBES>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<2461:AARBES>2.0.CO;2)
- Helfrich SR, McNamara D, Ramsay BH, Baldwin T, Kasheta T (2007) Enhancements to, and forthcoming developments in the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS). *Hydrol Process* 21:1576–1586. doi:[10.1002/hyp.6720](https://doi.org/10.1002/hyp.6720)
- Hurrell JW, Kushnir Y, Visbeck M, Ottersen G (2003) An overview of the North Atlantic oscillation. In: Hurrell JW, Kushnir Y, Ottersen G, Visbeck M (eds) *The North Atlantic oscillation: climate significance and environmental impact*. Geophysical Monograph Series, vol 134, pp 1–35
- Joly M, Voltaire A, Douville H, Terray P, Royer JF (2007) African monsoon teleconnections with tropical SSTs in a set of IPCC4 coupled models. *Clim Dyn* 29:1–20. doi:[10.1007/s00382-006-0215-8](https://doi.org/10.1007/s00382-006-0215-8)
- Kripalani RH, Kulkarni A (1999) Climatology and variability of historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow—Indian monsoon teleconnection. *Clim Dyn* 15:475–489. doi:[10.1007/s003820050294](https://doi.org/10.1007/s003820050294)
- Matsuyama H, Masuda K (1998) Seasonal/interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian summer monsoon rainfall. *J Clim* 11:652–658. doi:[10.1175/1520-0442\(1998\)011<0652:SIVOSM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0652:SIVOSM>2.0.CO;2)
- Nicholls N (2001) The insignificance of significance testing. *Bull Am Meteorol Soc* 82:981–986. doi:[10.1175/1520-0477\(2001\)082<0981:CAATIO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0981:CAATIO>2.3.CO;2)
- Parthasarathy B, Yang S (1995) Relationship between regional Indian summer monsoon rainfall and Eurasian snow cover. *Adv Atmos Sci* 12:143–150. doi:[10.1007/BF02656828](https://doi.org/10.1007/BF02656828)
- Parthasarathy B, Munot A, Kothawale DR (1995) Monthly and seasonal rainfall series for all India homogeneous regions and meteorological subdivisions. Research report RR-065: 113. Indian Institute of Tropical Meteorology, Pune, India
- Rasmusson E, Carpenter T (1983) The relationship between eastern equatorial sea surface temperatures and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon Weather Rev* 111:517–527. doi:[10.1175/1520-0493\(1983\)111<0517:TRBEEP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<0517:TRBEEP>2.0.CO;2)
- Robock A, Mu M, Vinnikov K, Robinson D (2003) Land surface conditions over Eurasia and Indian summer monsoon rainfall. *J Geophys Res* 108:4131. doi:[10.1029/2002JD002286](https://doi.org/10.1029/2002JD002286)
- Roesch A (2006) Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models. *J Geophys Res* 111:D15111. doi:[10.1029/2005JD006473](https://doi.org/10.1029/2005JD006473)
- Ropelewski CF, Robock A, Matson M (1984) Comments on “an apparent relationship between Eurasian snow cover and the advanced period of the Indian summer monsoon”. *J Clim Appl Meteorol* 23:341–342. doi:[10.1175/1520-0450\(1984\)023<0341:COARBE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1984)023<0341:COARBE>2.0.CO;2)
- Sankar-Rao M, Lau MK, Yang S (1996) On the relationship between Eurasian snow cover and the Asian summer monsoon. *Int J Climatol* 16:605–616. doi:[10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199606\)16:6<605::AID-JOC41>3.0.CO;2-P](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199606)16:6<605::AID-JOC41>3.0.CO;2-P)
- Shinoda M (2001) Climate memory of snow mass as soil moisture over central Eurasia. *J Geophys Res* 106:33393–33403. doi:[10.1029/2001JD000525](https://doi.org/10.1029/2001JD000525)
- Shukla J, Paolino D (1983) The Southern Oscillation and the long-range forecasting of monsoon rainfall over India. *Mon Weather Rev* 111:1830–1837. doi:[10.1175/1520-0493\(1983\)111<1830:TSOALR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1983)111<1830:TSOALR>2.0.CO;2)
- Terray P, Delecluse P, Labattu S, Terray L (2003) Sea surface temperature associations with the late Indian summer monsoon. *Clim Dyn* 21:593–618. doi:[10.1007/s00382-003-0354-0](https://doi.org/10.1007/s00382-003-0354-0)
- Vernekar A, Zhou J, Shukla J (1995) The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J Clim* 8:248–266. doi:[10.1175/1520-0442\(1995\)008<0248:TEOESC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0248:TEOESC>2.0.CO;2)
- Von Storch H, Zwiers FW (1999) *Statistical analysis in Climate Research*. Cambridge University Press, London
- Walker GT (1910) Correlations in seasonal variations of weather, II. *Mem Indian Meteorol Dept* 21:22–45
- Walker GT (1924) Correlation in seasonal variations of weather. IV: a further study of world weather. *Mem Indian Meteorol Dept* 24:275–332
- Wilks DS (1997) Resampling hypothesis tests for autocorrelated fields. *J Clim* 10:65–82. doi:[10.1175/1520-0442\(1997\)010<0065:RHTFAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010<0065:RHTFAF>2.0.CO;2)
- Yang S (1996) ENSO-Snow-Monsoon associations and seasonal-interannual predictions. *Int J Climatol* 16:125–134. doi:[10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199602\)16:2<125::AID-JOC999>3.0.CO;2-V](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199602)16:2<125::AID-JOC999>3.0.CO;2-V)
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T (1991) Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—a study with the MRI GCM. *J Meteorol Soc Jpn* 69:473–487
- Ye HC, Bao CH (2001) Lagged teleconnections between snow depth in northern Eurasia, rainfall in Southeast Asia and sea-surface temperatures over the tropical Pacific. *Int J Climatol* 21:1607–1621. doi:[10.1002/joc.695](https://doi.org/10.1002/joc.695)

2.2. Principaux résultats

→ *Dans les observations*

- ✓ En accord avec la littérature, la MCA entre la couverture de neige hivernale et les pluies de mousson d'été identifie l'ouest de l'Eurasie comme une région inversement liée aux pluies de mousson (représentées par l'indice AIR²). Au printemps, les précipitations du nord de l'Inde sont associées à une structure tripolaire de neige sur l'Eurasie. L'hypothèse de Blanford est vérifiée seulement sur le centre de l'Eurasie.
- ✓ Les tests de significativité suggèrent que ces liens sont peu robustes et ne sont pas stationnaires sur la période d'étude (1967-2006). Les corrélations corroborent l'hypothèse de Blanford sur les premières décennies, mais diminuent voire s'inversent ensuite. Il est intéressant de voir que les années pour lesquelles le lien est significatif correspondent au « pic » de publications sur le sujet.
- ✓ Lorsque les années sont classées selon la phase de l'ENSO (chaude-froide-neutre), il est difficile de conclure que l'ENSO masque le lien neige-mousson, comme suggéré notamment par Yang (1996) et Fasullo (2004).
- ✓ Une analyse en composite dans laquelle on enlève certaines années pour lesquelles l'indice NAO est fort (et pour lesquelles l'anomalie de neige sur l'ouest de l'Eurasie l'est également) montre la faible robustesse des résultats.
- ✓ Le lien température-neige étant assez fort sur les régions identifiées par la MCA, la température à 2 mètres est utilisée comme un proxy de l'indice de neige. En utilisant les données CRU, les corrélations peuvent être calculées sur tout le XX^{ème} siècle. Les corrélations entre la mousson et les indices de température et de neige sont cohérentes sur la période commune, mais elles ne sont pas significatives sur la période antérieure.
- ✓ Les mêmes analyses réalisées à partir des profondeurs de neige identifient une structure dipolaire de l'anomalie de neige associée à la mousson, en accord avec Kripalani et Kulkarni (1999). Ce dipôle est visible dès l'hiver, confirmant que les régions identifiées dans les couvertures représentent seulement la limite sud d'anomalies de plus grande échelle sur l'Eurasie. La significativité du lien est plus élevée qu'avec les couvertures de neige, suggérant également que l'effet hydrologique est plus important que l'effet radiatif. Néanmoins, la période d'étude (1966-1995) est trop courte pour tirer des conclusions solides. Un résultat intéressant est que la région qui est la plus fortement corrélée à l'indice de mousson est la partie est de l'Eurasie. Cette relation est intrigante car le mécanisme associant un excédent de neige à une circulation de mousson renforcée n'est pas intuitif et va à l'encontre de l'hypothèse de Blanford.

2 « All India Rainfall Index »: indice représentant les précipitations de mousson moyennes sur l'Inde en été (JJAS). Disponible sur la période 1871-2005.

→ *Dans les modèles*

- ✓ Un proxy de la couverture neigeuse simulée est diagnostiqué de la même manière pour tous les modèles à partir des masses de neige mensuelles.
- ✓ Une MCA entre la neige de printemps et les précipitations d'été est calculée pour chacun des 8 modèles CMIP3. Les résultats sont contradictoires d'un modèle à l'autre, et surtout aucun des modèles ne reproduit la structure dipolaire observée.
- ✓ 4 modèles, dont celui du CNRM, simulent un lien très significatif entre neige et mousson. Cependant, ces téléconnexions semblent refléter un impact irréaliste de l'ENSO. En effet, l'ENSO influence à la fois l'enneigement eurasiatique et la mousson indienne dans ces modèles, créant un lien neige-mousson artificiel. Seul le modèle japonais du MRI simule une influence de la neige sur la mousson indépendamment de l'ENSO.

En résumé

Malgré des résultats intéressants obtenus à partir des données *in situ* de profondeur de neige, notre étude suggère la non-stationnarité de la relation inverse entre la couverture de neige eurasiatique et la mousson indienne, et s'accorde ainsi avec les résultats de Robock et al. (2003). Nos travaux ne corroborent pas non plus l'hypothèse selon laquelle le lien neige-mousson serait masqué par l'influence de l'ENSO (Fasullo 2004). L'analyse des simulations CMIP3 souligne quant à elle la nécessité d'améliorer la représentation de l'ENSO et des téléconnexions qui lui sont associées dans les modèles couplés.

Il faut garder à l'esprit que les données de neige disponibles sont loin d'être parfaites, notamment sur des régions clés comme le plateau tibétain. Notre vision du manteau neigeux à l'échelle globale est donc encore assez restreinte, et dans ce contexte les modèles numériques restent des outils indispensables pour comprendre le rôle de la neige sur la variabilité de la mousson indienne. La section suivante présente les résultats d'expériences de sensibilité réalisées avec le modèle ARPEGE-Climat en mode forcé, avec ou sans la variabilité des TSM afin de s'affranchir des éventuels effets irréalistes liés à l'ENSO.

3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE V.4

Suite aux analyses statistiques du lien neige-mousson, diverses expériences de sensibilité ont été réalisées pour discuter de cette téléconnexion dans ARPEGE-Climat et tenter d'en expliquer les mécanismes éventuels. Avant de décrire et d'analyser les résultats de ces expériences, évaluons le réalisme de la mousson sud-asiatique simulée par notre modèle. **La simulation de contrôle pour les expériences avec TSM observées est la simulation CT2, et la simulation CTO2 pour les**

expériences avec TSM climatologiques (cf chapitre 2 section 4.5).

3.1. La mousson d'Asie du sud dans le modèle

La simulation de la mousson asiatique est un exercice difficile pour les modèles de climat (Kripalani et al. 2007), étant donné les nombreux facteurs qui doivent être pris en compte: gradient thermique terre-mer, convection, rôle du plateau tibétain, flux océan-atmosphère... Il est donc important de faire le point sur la capacité d'ARPEGE-Climat à reproduire la dynamique de mousson observée en été. La figure 3 montre les biais de vent à 850 hPa et de précipitations dans notre expérience de contrôle CT2 par rapport aux données ERA50 et GPCP. En premier lieu, on note que le flux de mousson dans le modèle ne monte pas assez sur le continent et se prolonge trop vers l'est. Cela aboutit à un déficit de précipitations sur l'Inde, le golfe du Bengale et sur les régions côtières du Pacifique ouest. En contre-partie, les maxima de précipitations sont décalés par rapport aux observations et on les retrouve plutôt sur la mer des Philippines, la Warm Pool, ainsi que sur le relief himalayen. Ce biais de précipitations sur la Warm Pool est un problème inhérent à de nombreux modèles forcés par des TSM observées (Gadgil et al. 1998). De nombreuses études ont en effet montré que le couplage avec l'océan est primordial dans cette zone de forte convection (Krishna Kumar et al. 2005, Bracco et al. 2007). Sur la Warm Pool, la prescription des TSM ne permet pas la rétroaction liée aux nuages, qui tend à diminuer le rayonnement et à refroidir la surface de l'océan. La convection est donc exagérée sur cette région et le modèle y simule des précipitations trop intenses. Les zones géographiques des pluies de mousson dans le modèle ne sont donc pas toujours réalistes.

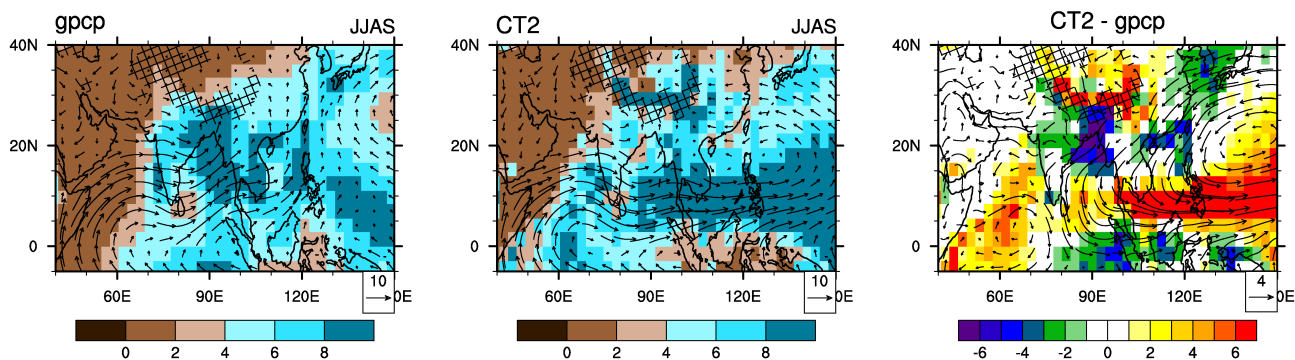


Figure 3. Climatologie des précipitations (mm/jour) et du vent à 850 hPa (m/s) en été (JJAS) pour les observations GPCP et ERA50, la simulation CT2 et la différence CT2-observations. Les zones de haut relief sont représentées par les traits hachurés. Période 1979-2000.

Wang et Ding (2006) ont proposé un indice permettant de caractériser les zones soumises à un climat de mousson. Ils identifient les régions pour lesquelles le cumul annuel des pluies excède 180 mm, avec au moins 35% de ces précipitations intervenant en été. Le premier critère distingue le climat de mousson du climat semi-aride et méditerranéen, le second isole les régions de mousson connaissant une alternance saison sèche/saison humide des régions soumises à un régime de pluie pérenne. Le calcul de cet indice pour les observations GPCP et notre expérience de contrôle montre bien que les noyaux de mousson ne sont pas vraiment réalistes dans notre modèle (figure 4). Alors que le domaine de mousson observé est relativement homogène sur l'Asie du sud, celui simulé par ARPEGE-Climat est moins cohérent, et s'étend trop vers le Pacifique ouest. Sur l'Inde, seuls

certaines points de grille sont considérés comme soumis au climat de mousson. On retrouve également les zones de haut relief du plateau tibétain. Par la suite, nous devrons donc garder à l'esprit ces biais du modèle pour discuter des effets des anomalies de neige sur la mousson.

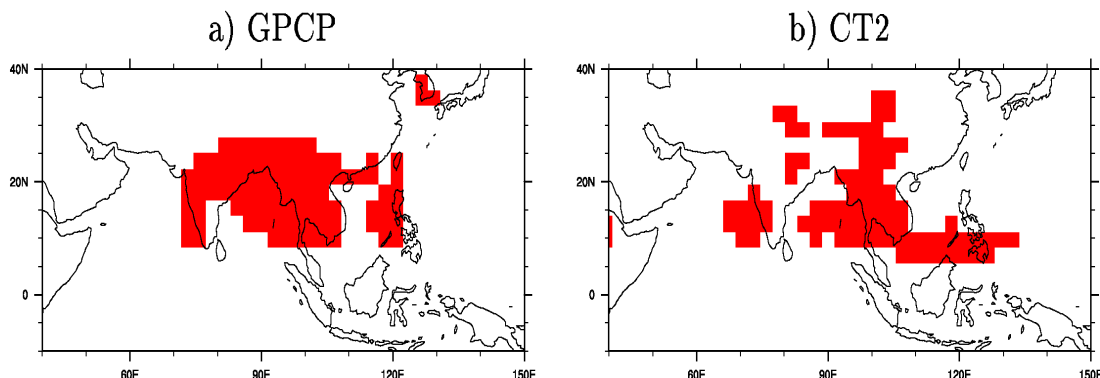


Figure 4. Domaine de mousson d'été: a) dans les observations GPCP ; b) dans la simulation CT2. Adapté de l'indice de Wang et Ding (2006).

Concernant le cycle saisonnier de la mousson, les précipitations moyennées mensuellement sur l'Inde et le plateau tibétain sont visibles sur la figure 5. Sur l'Inde, le démarrage de la mousson est trop précoce dans le modèle, la quantité de précipitations du mois de mai étant comparable à celle du mois de septembre. On voit que le manque de précipitations déjà mis en évidence est réparti de façon homogène de juin à septembre. Sur le plateau tibétain, les précipitations sont uniformément surestimées de mai à septembre, avec un cumul mensuel deux fois trop important comparé aux observations. Comme nous nous concentrerons essentiellement sur la région indienne, nous considérerons donc par la suite la saison de mousson sur la période courant de mai à septembre (MJJAS) au lieu de la période juin-septembre habituelle.

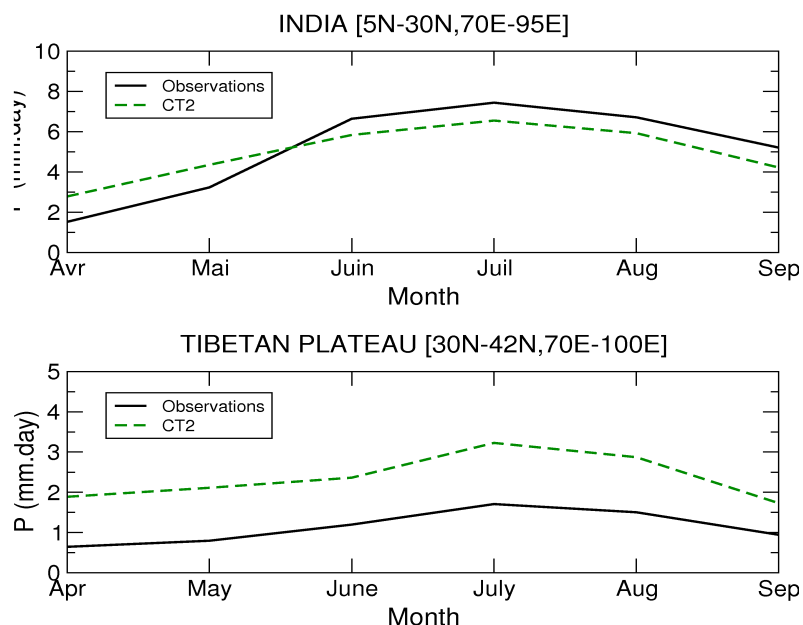


Figure 5. Cycle annuel des précipitations (mm/jour) sur l'Inde et sur le plateau tibétain, pour les observations (GPCP) et la simulation CT2. Période 1979-2000.

3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE V.4

Pour tenter de comprendre les biais en précipitations, regardons la circulation méridienne en coupe pression/latitude. La figure 6 présente les vecteurs vent calculés à partir des composantes méridienne et verticale de la vitesse sur une coupe 60°E-120°E représentative du sous-continent indien, pour les réanalyses NCEP, la simulation CT2 et la différence CT2-NCEP. La convection simulée est trop importante en dessous de 10°N et sur l'Himalaya. A l'inverse, la convection au pied du relief est trop faible, ce qui explique le manque de précipitations sur l'Inde. **Dans ARPEGE-Climat, une partie des précipitations qui devrait alimenter l'Inde est donc déplacée sur océan et sur le relief.** Ces précipitations orographiques irréalistes sont un problème récurrent du modèle (Stephenson et al. 1998), et concernent également la mousson africaine.

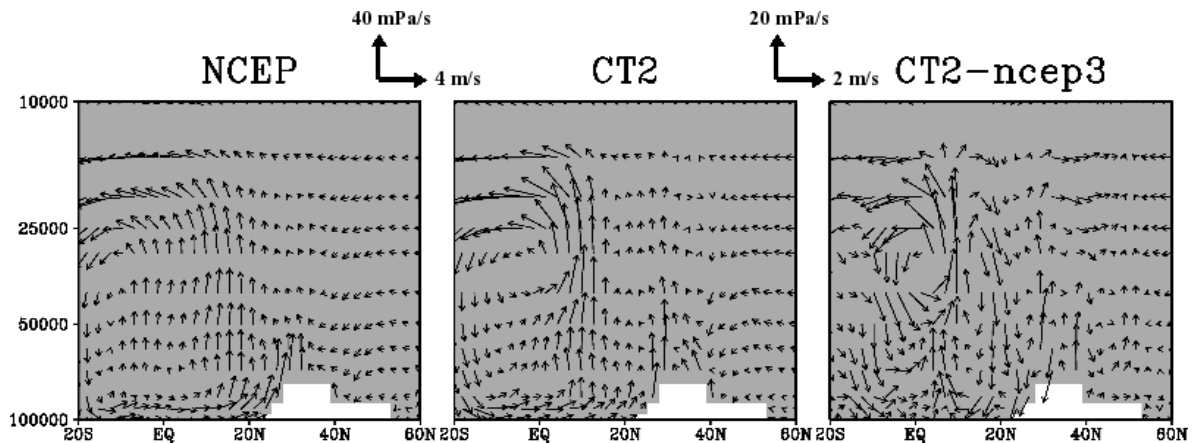


Figure 6. Circulation méridienne selon une coupe pression/latitude moyennée entre 60°E et 120°E sur la saison MJJAS. La vitesse méridienne est en m/s, la vitesse verticale en mPa/s.

3.2. Description des expériences d'ensemble

Les expériences d'ensemble que nous avons réalisées avec ARPEGE-Climat recouvrent différents degrés de réalisme des anomalies, différentes localisations de ces anomalies ainsi que différents forçages des TSM (observées, ou climatologiques pour s'affranchir de l'ENSO). La table 1 récapitule les expériences réalisées, et les anomalies de neige avec lesquelles le modèle a été perturbé sont montrées sur la figure 7. On trouve des expériences très idéalisées (M2EA-D2EA et PATP-NATP), et d'autres plus réalistes dans lesquelles on ajoute un ou quelques écarts-type de neige sur l'Eurasie (STD1 à 3 et DIPEA). Toutes les simulations démarrent au 1^{er} avril et durent jusqu'au 30 septembre pour couvrir toute la saison de mousson. L'anomalie de neige est introduite dans les conditions initiales du modèle au 1^{er} avril, et la neige évolue librement ensuite. 50 membres ont été réalisés pour chaque expérience sur la période 1951-2000, différant seulement par leurs conditions initiales atmosphériques (et par le forçage en TSM pour les expériences avec TSM observées). Les états initiaux atmosphériques sont issus de l'expérience de contrôle CT2. La moyenne d'ensemble permet de nous affranchir en grande partie de la variabilité interne du modèle et d'isoler les impacts des forçages externes de la neige et des TSM.

- ➔ Les expériences M2EA et D2EA sont des expériences académiques permettant de tester la sensibilité du modèle à un forçage exagéré, comme cela a déjà été réalisé par Barnett et al. (1989), Vernekar et al. (1995) ou Douville et Royer (1996). On perturbe ici la neige sur l'ensemble de l'Eurasie, incluant le plateau tibétain.

Expérience	Description
M2EA	Neige x2 sur toute l'Eurasie (Plateau Tibétain inclus)
D2EA	Neige/2 sur toute l'Eurasie (Plateau Tibétain inclus)
PATP	+50 kg/m ² sur le Plateau Tibétain (30°N-40°N, 70°E-100°E)
NATP	Suppression de la neige sur le Plateau Tibétain (30°N-40°N, 70°E-100°E)
STD1	+1 écart-type de neige SURFEX sur Eurasie (Plateau Tibétain inclus)
STD2	+2 écarts-type de neige SURFEX sur l'Eurasie (Plateau Tibétain inclus)
STD3	+3 écarts-type de neige SURFEX sur l'Eurasie (Plateau Tibétain inclus)
DIPEA	Dipôle de neige sur l'Eurasie (Plateau Tibétain exclus). +2 écarts-type sur l'est de l'Eurasie (40°N-80°N, 75°E-140°E) et -2 écarts-type sur l'ouest de l'Eurasie (40°N-80°N, 10°E-75°E).
PATPC NATP STD2C DIPEC	Expériences similaires à PATP, NATP, STD2 et DIPEA, mais forcées par des TSM climatologiques.

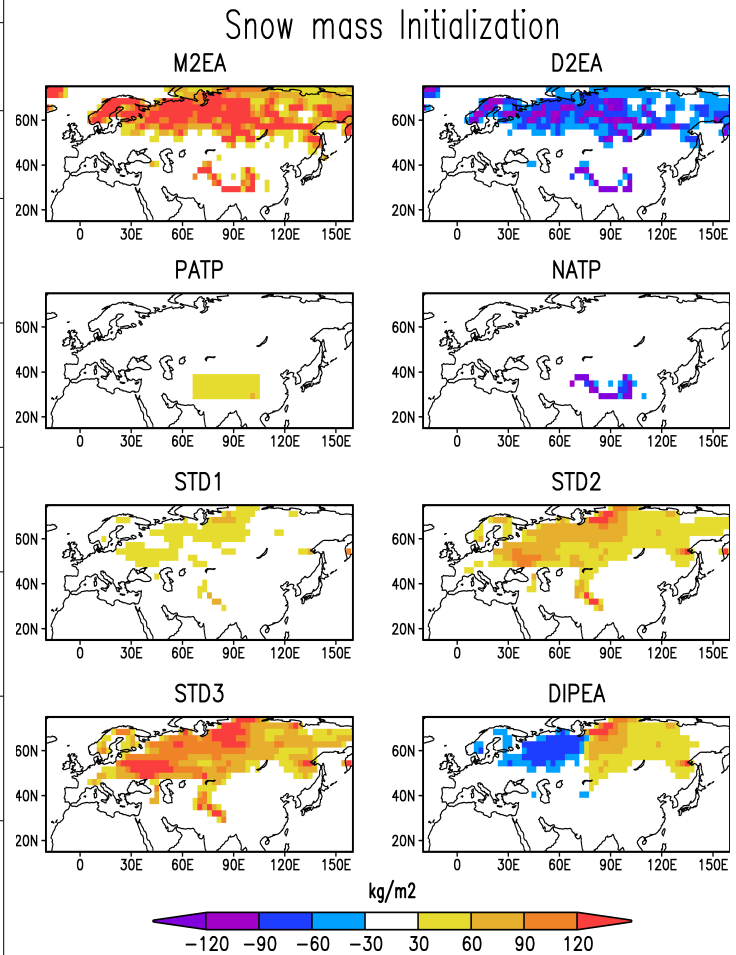


Figure 7. Anomalies de neige insérées dans le modèle le 1^{er} avril de chaque simulation.

Table 1. Liste et description des expériences de sensibilité de la mousson à la neige. Toutes les expériences sont des ensembles de 50 membres couvrant la saison avril-septembre sur la période 1951-2000.

- ➔ Les expériences PATP et NATP sont également académiques, et permettent de discuter plus précisément des effets de la neige tibétaine sur la mousson. L'anomalie de 50kg/m² a été choisie afin de se comparer aux résultats de Ose (1996) qui a réalisé le même type d'expérience. NATP considère une anomalie plus localisée spatialement mais plus intense que PATP en supprimant totalement la neige sur le plateau tibétain au 1^{er} avril. Bien que très idéalisée, cette expérience est semblable à l'une des expériences de Turner et Slingo (2010) et permet ainsi de comparer la sensibilité à la neige tibétaine d'ARPEGE-Climat à celle du modèle anglais HadCM3.
- ➔ Les anomalies des expériences STD1 à 3 et DIPEA sont issues d'une simulation offline réalisée avec SURFEX (cf chapitre 5 section 2.1). La neige de cette simulation de contrôle forcée par des réanalyses atmosphériques est plus réaliste que celle d'ARPEGE-Climat. En particulier, l'étendue du manteau neigeux au 1^{er} avril est plus importante, la limite de neige étant plus au sud que dans ARPEGE-Climat, en meilleur accord avec les données satellites. Utiliser la neige SURFEX nous permet donc d'ajouter de la neige là où il en manque dans CT2, et d'insérer des anomalies plus réalistes dans le modèle. L'ajout de un à quelques écarts-type nous autorise à discuter de la linéarité de la réponse du modèle selon l'intensité de la perturbation.
- ➔ La dernière expérience, DIPEA, vise à forcer le modèle avec une anomalie de neige ressemblant à celle associée à la mousson dans les observations, à savoir un dipôle avec moins de neige à l'ouest et plus de neige à l'est de l'Eurasie (cf section 2). Un tel forçage n'a à notre connaissance jamais été testé dans les MCG pour étudier le lien neige-mousson, et paraît justifié au vu des analyses statistiques précédemment réalisées. Notons que l'anomalie prescrite sur l'est de l'Eurasie est la même que dans STD2 (+2 écarts-type).
- ➔ Toutes ces expériences ont été réalisées en prescrivant les TSM observées HadISST au modèle. Les expériences montrant les signaux les plus significatifs (PATP, NATP, STD2 et DIPEA) ont été recommencées en prescrivant des TSM climatologiques pour discuter de l'impact des TSM sur la réponse du modèle aux anomalies de neige (expériences PATPC, NATPC, STD2C et DIPEC).

3.3. Réponse de la dynamique et des précipitations de mousson

Pour chaque expérience, les différences de circulation basse-couche et de précipitations moyennées sur la saison de mousson (de mai à septembre) ont été comparées au contrôle pour chaque expérience avec TSM observées (figure 8). Cela permet de juger si l'effet éventuel des anomalies de neige est discernable sur les moyennes saisonnières.

- ✓ Les expériences M2EA et D2EA ne donnent pas de réponse significative des précipitations sur l'Inde malgré l'intensité du forçage. On note cependant plus de précipitations associées à une anomalie cyclonique sur l'Inde, et une diminution des pluies sur le relief dans M2EA. Des réponses inverses sont observées dans D2EA mais avec moins d'intensité. Ces résultats sont en contradiction avec l'hypothèse de Blanford selon laquelle un excédent de neige mène à une mousson déficitaire.
- ✓ L'expérience PATP donne des résultats assez comparables à ceux obtenus dans M2EA, suggérant que la réponse obtenue dans M2EA est principalement due à l'action locale de la neige

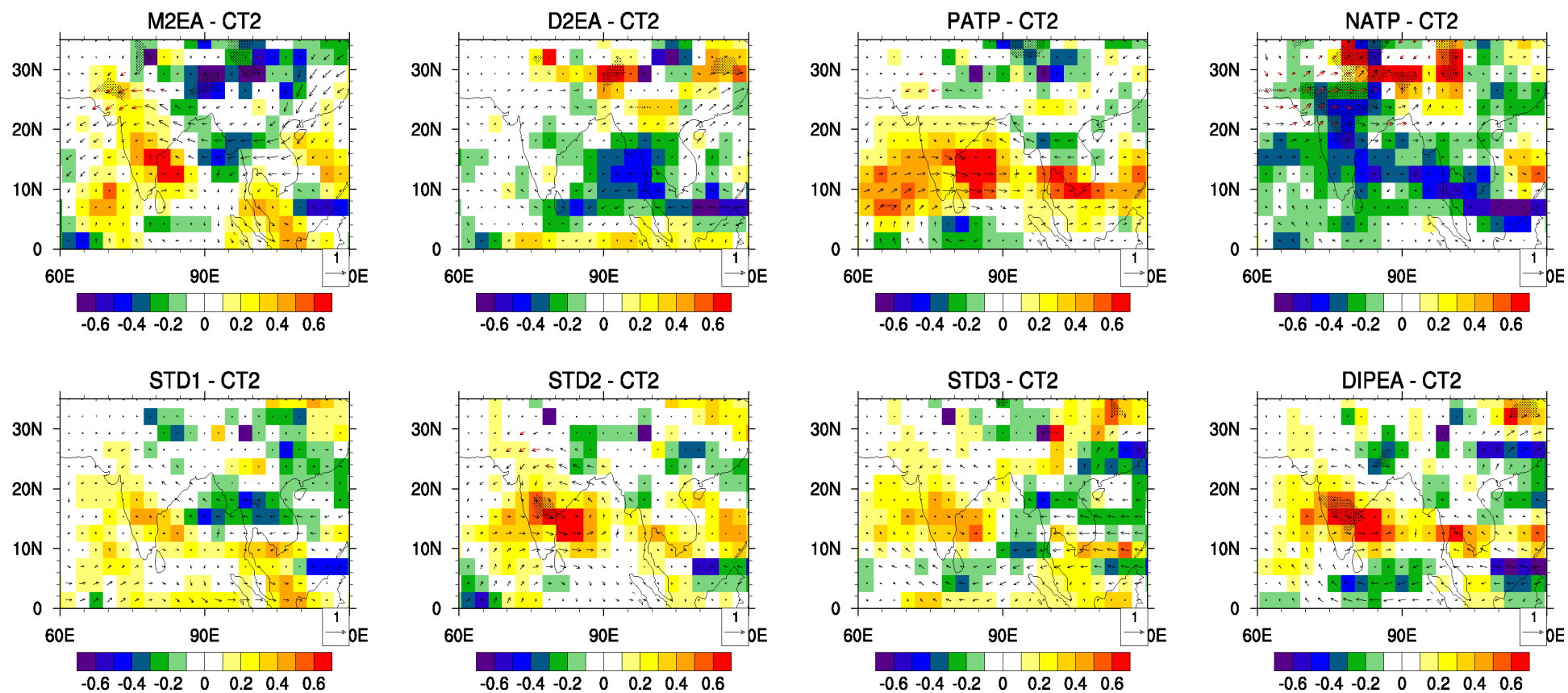


Figure 8. Anomalies de précipitations (mm/jour) et de vent à 850hPa (m/s) pour chacune des expériences de sensibilité. Les zones en pointillés (flèches rouges) désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95% pour les précipitations (le vent).

du plateau tibétain. L'amplitude des perturbations de neige apportées sur le plateau tibétain dans M2EA et PATP est de plus assez proche (bien qu'elle soit plus étendue dans PATP). NATP donne la réponse la plus significative, le flux de mousson étant déplacé d'une large bande couvrant l'Asie du sud autour de 15°N vers le relief himalayen. Ce déplacement aboutit à une diminution des précipitations sur le nord-ouest de l'Inde et à une forte augmentation sur l'Himalaya. L'enneigement tibétain a donc un impact sur la dynamique de mousson, mais la réponse des précipitations est en contradiction avec l'hypothèse de Blanford et les résultats obtenus par Ose (1996) et Turner et Slingo (2010).

- ✓ Les expériences STD ne montrent pas de signaux significatifs, excepté pour une région limitée du centre de l'Inde dans STD2. Les résultats sont qualitativement similaires, avec une tendance à plus de précipitations et à une anomalie de circulation cyclonique sur l'Inde, en contradiction avec l'hypothèse de Blanford.
- ✓ L'expérience DIPEA montre des structures très proches de celles obtenues pour STD2, avec cependant légèrement plus de significativité. Cela suggère que le signal obtenu dans STD2 ne vient pas du plateau tibétain, la neige n'étant pas perturbée sur cette région dans DIPEA.

En résumé

La réponse obtenue dans DIPEA est en accord avec la relation identifiée à partir des observations en section 2 (dipôle de neige associé à plus de précipitations sur l'Inde). Pour toutes les autres expériences, les résultats sont soit peu significatifs, soit inverses à ce à quoi l'on s'attend au vu de l'hypothèse de Blanford et de la littérature sur le sujet.

Au vu de ces résultats préliminaires décevants, nous avons testé la sensibilité de la réponse du modèle au forçage des TSM par le biais des expériences PATPC, NATPC, STD2C et DIPEC réalisées avec des TSM climatologiques. Les résultats obtenus pour PATPC et NATPC sont très similaires à ceux obtenus avec les TSM observées. Les réponses obtenues dans STD2C et DIPEC sont qualitativement similaires à STD2 et DIPEA, mais avec des signaux moins significatifs. La sensibilité aux TSM prescrites ne semble donc pas prépondérante, et la prescription de TSM climatologiques n'augmente pas forcément le rapport signal sur bruit. De plus, l'état moyen de la mousson dans l'expérience de contrôle avec TSM climatologiques est légèrement moins bon que dans CT2, la mousson étant encore plus décalée vers le sud que dans notre contrôle. Couper la variabilité des TSM a donc peu d'intérêt dans le cadre de cette étude, et nous ne discuterons donc pas de ces expériences par la suite.

La section suivante examine les mécanismes physiques intervenant dans les expériences NATP et DIPEA, qui sont celles montrant les signaux les plus significatifs.

3.4. Mécanismes physiques

→ NATP

La réponse la plus significative que nous ayons obtenue est celle de l'expérience NATP,

pour laquelle la suppression de la neige sur le plateau tibétain a des impacts locaux sur le relief, et sur le nord de l'Inde (figure 8). La figure 9 montre la persistance de l'anomalie de neige dans le modèle, ainsi que certaines composantes du bilan d'énergie en surface. Pour augmenter le rapport signal sur bruit et augmenter la significativité des résultats, nous comparons NATP à PATP plutôt qu'à l'expérience de contrôle CT2.

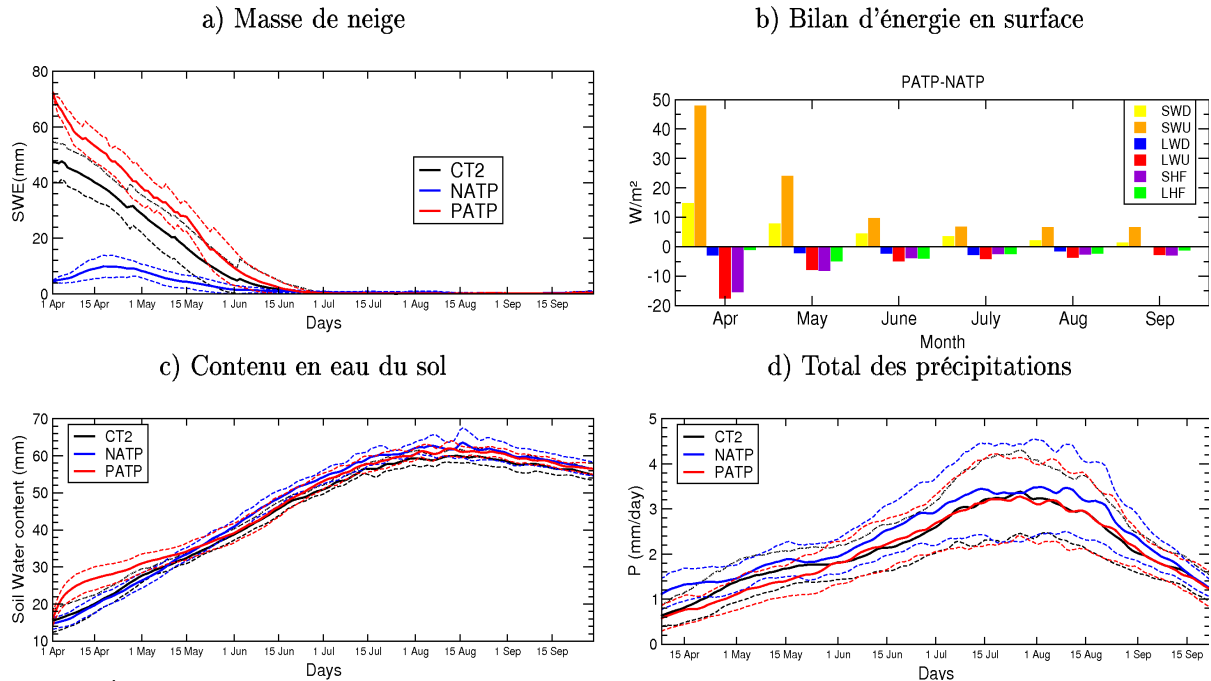


Figure 9. a) Évolution quotidienne de la masse de neige sur le plateau tibétain de avril à septembre dans les simulations CT2, PATP et NATP ; b) Différence PATP-NATP entre les composantes du bilan d'énergie en surface sur le plateau tibétain: rayonnement solaire descendant et montant (jaune et orange), rayonnement thermique descendant et montant (bleu et rouge), flux de chaleur sensible et latente (violet et vert) ; c) Évolution quotidienne de l'humidité du sol sur le plateau tibétain de avril à septembre dans les simulations CT2, PATP et NATP ; d) Évolution quotidienne des précipitations sur le plateau tibétain de avril à septembre dans les simulations CT2, PATP et NATP. La série est lissée selon une moyenne glissante de 15 jours. Les courbes en pointillés représentent la dispersion des ensembles autour de + ou - un écart-type.

La comparaison entre PATP et NATP permet de discuter des effets d'une anomalie conséquente de neige sur le plateau tibétain au 1^{er} avril (avec environ 70 kg/m² de différence entre les deux expériences). La masse de neige a totalement disparu au 1^{er} juillet dans toutes les expériences (figure 9a). L'anomalie positive de neige entre PATP et NATP augmente le rayonnement solaire réfléchi (SWU) du fait de l'augmentation de l'albédo de surface (figure 9b). Cet effet est partiellement compensé par une augmentation du flux descendant (SWD, rétroaction nuageuse), mais le bilan en rayonnement solaire net atteignant la surface est largement négatif. Le refroidissement du sol engendré est illustré par la diminution du rayonnement infrarouge montant (LWU) et du flux de chaleur sensible (SHF). Le contenu en eau du sol est plus important dans PATP que dans NATP en début de saison (figure 9c), mais les écarts se réduisent à partir du mois de juin, ce qui est contradictoire avec ce que l'on attend de l'effet hydrologique de la neige. Ce résultat est la signature de l'augmentation des précipitations sur le relief dans NATP, déjà identifiée en moyenne saisonnière. Malgré une dispersion importante des membres, la figure 9d suggère en effet que la moyenne d'ensemble des précipitations est plus élevée dans NATP que dans PATP durant toute la saison. Le mécanisme hydrologique par lequel les anomalies de neige seraient suivies après la fonte d'anomalies du contenu en eau du sol n'est donc pas valide dans notre modèle du fait de la réponse des précipitations.

3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE V.4

La figure 10 montre une coupe pression/latitude des différences PATP-CT2 et NATP-CT2 pour la température et le vent zonal de avril à septembre, sur une bande de longitude englobant l'Inde et l'Himalaya. Les perturbations de neige créent des anomalies de température au niveau du plateau tibétain se prolongeant jusque dans la haute troposphère. Sans surprise au vu de l'intensité du forçage (suppression totale de la neige), les signaux sont plus persistants dans NATP que dans PATP, pour laquelle l'anomalie froide sur le plateau tibétain ne s'observe qu'en début de saison.

La mise en place de la mousson se traduit par un anticyclone d'altitude autour de 200 hPa (figure 10a), avec un flux d'est autour de 20°N (TEJ) et des vents d'ouest autour de 40°N (jet d'ouest subtropical). Cette circulation d'altitude est perturbée dans nos deux expériences par les anomalies de neige insérées dans le modèle, de façon plus marquée dans NATP. Pour cette dernière, l'anomalie de vent zonal indique un renforcement de la circulation de mousson d'altitude et notamment du TEJ (figure 10c), alors qu'on observe plutôt un affaiblissement dans PATP (figure 10b). Cette réponse de la dynamique est en accord avec la relation inverse neige-mousson, la circulation d'altitude étant affaiblie par un excédent de neige sur le plateau tibétain. Toutefois, si cet affaiblissement se traduit bien par une diminution des précipitations, celle-ci est localisée sur le plateau tibétain et non sur l'Inde. En effet, comme nous l'avons illustré sur la figure 6, les zones de convections sont décalées dans le modèle et créent des précipitations orographiques irréalistes. Par conséquent, le fait d'ajouter (enlever) de la neige bloque (renforce) les mouvements convectifs sur le plateau tibétain et les précipitations associées, ce qui en contre-partie crée plus d'ascendance (subsidence) sur l'Inde. Ce mécanisme apparaît clairement sur les anomalies de circulation méridienne, illustrées sur la figure 11 pour la différence PATP-NATP. On observe un fort affaiblissement de la branche ascendante de la cellule méridienne sur le relief, compensé par un renforcement sur le sous-continent indien. Ces mouvements ascendants favorisés sur l'Inde se traduisent ainsi par une augmentation des précipitations, expliquant la réponse contradictoire du modèle en ce qui concerne les pluies de mousson indienne.

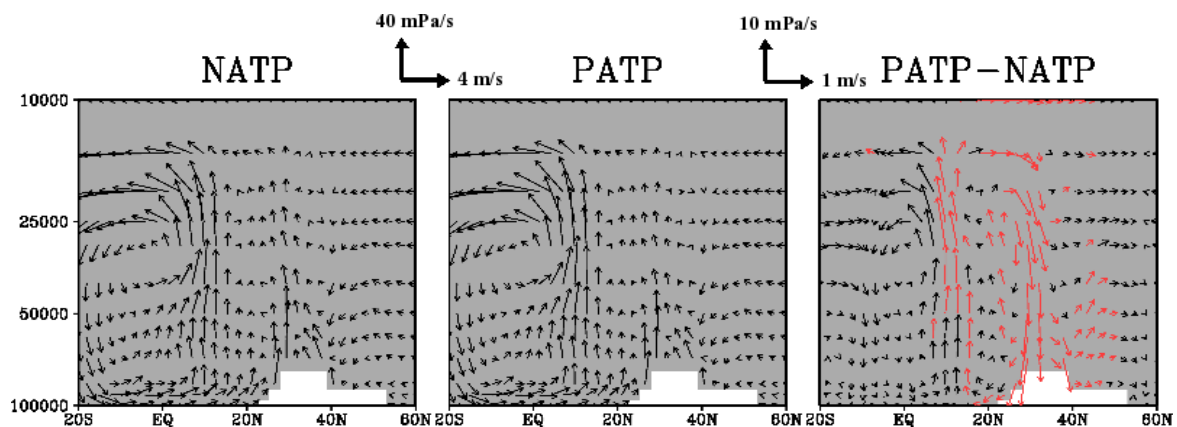


Figure 11. Coupe pression/latitude sur la bande 60°E-120°E de la circulation méridienne moyenne de mai à septembre. Les flèches rouges désignent les anomalies significatives à 95%.

Le réchauffement dans NATP est maintenu durant toute la saison de mousson par une rétroaction positive entre la température du plateau tibétain et les précipitations. La cellule convective s'auto-entretient grâce à la chaleur libérée lors de la condensation de la vapeur d'eau, qui maintient le gradient thermique en surface et dans la moyenne troposphère, et permet le maintien du flux de mousson. Le phénomène inverse se produit dans PATP: la bulle froide associée à l'anomalie de neige repousse le flux de mousson sur l'Inde, avec cependant moins

d'intensité que l'effet de la suppression de la neige dans NATP.

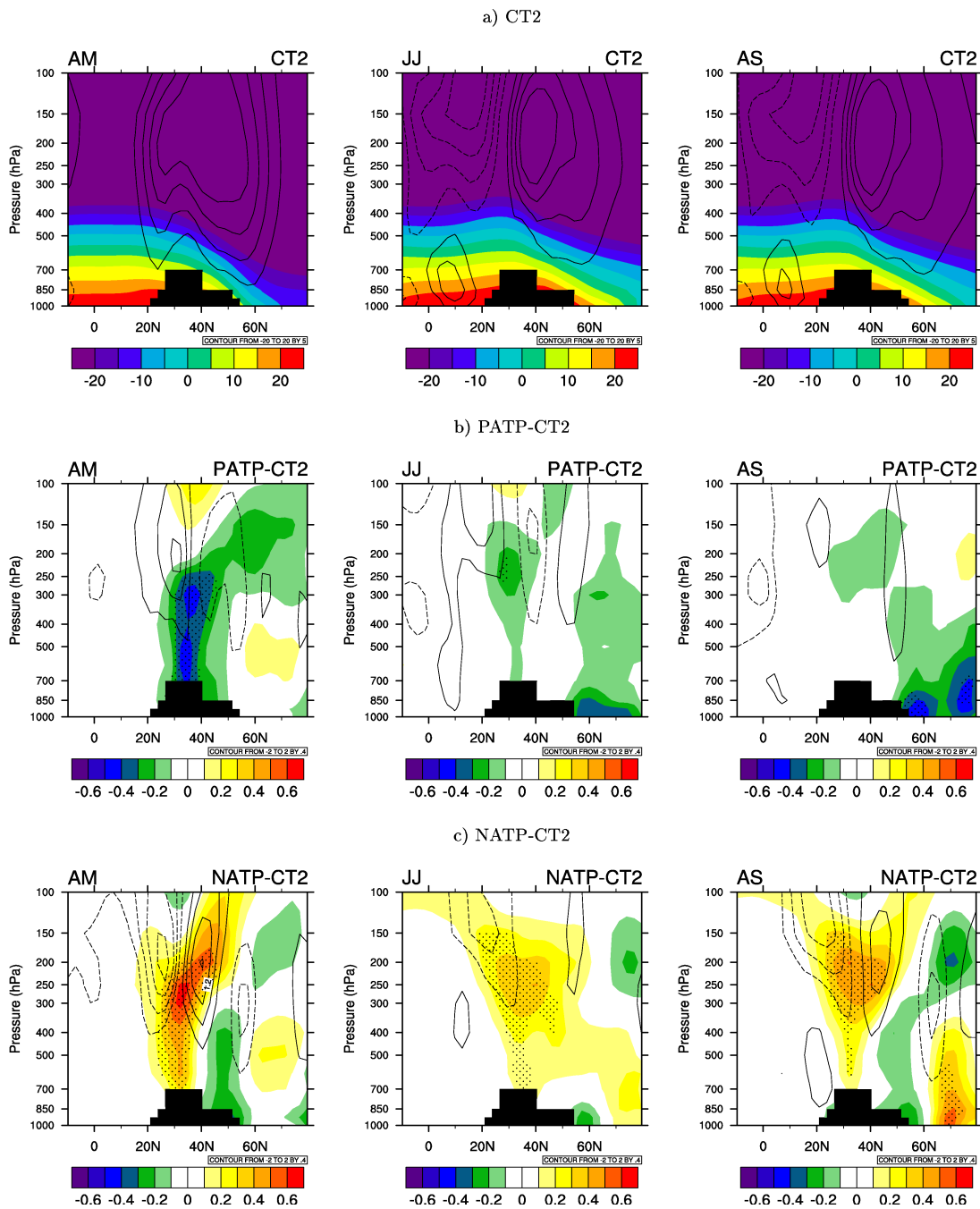


Figure 10. Coupe pression/latitude sur la bande 60°E/120°E de la température (°C, couleurs) et du vent zonal (m/s, contours), pour les périodes avril-mai (AM), juin-juillet (JJ) et août-septembre (AS): a) CT2 ; b) différence PATP-CT2 ; c) différence NATP-CT2. Les zones en pointillés désignent les anomalies significatives à 95%.

Les mécanismes mis en jeu sont donc en accord avec les précédentes études, mais la localisation des impacts de la neige n'est pas correcte à cause des biais du modèle. En considérant que les pluies de mousson se situent sur le relief, le mécanisme identifié serait cependant cohérent, un surplus de neige diminuant la convection et le flux de mousson. Néanmoins, du fait de ces biais, la corrélation entre la neige du plateau tibétain et la mousson indienne dans ARPEGE-Climat est positive. La réponse des précipitations sur l'Inde est ainsi en contradiction avec l'hypothèse de

Blanford et les travaux de Ose (1996) et Turner et Slingo (2010).

→ DIPEA

En moyenne saisonnière, l'expérience DIPEA donne une réponse des pluies de mousson assez localisée mais significative, associée à une circulation cyclonique sur le sous-continent indien (figure 8). Ces effets sont totalement indépendants de l'influence de la neige tibétaine car celle-ci n'a pas été perturbée dans DIPEA. Cela suggère que dans ce cas, la réponse de la mousson est due à une téléconnexion de plus grande échelle. Pour discuter de cette expérience, nous devons toutefois baisser le niveau de confiance à 85% en ce qui concerne la significativité des anomalies. En effet, les signaux sont plus faibles que pour PATP et NATP, mais il nous paraît tout de même intéressant d'essayer de comprendre les mécanismes mis en œuvre dans le cadre de cette expérience. Il faudra cependant garder à l'esprit que, malgré des anomalies significatives de précipitations, la réponse à la perturbation de neige est assez faible au regard de la variabilité interne du modèle.

La figure 12 montre les anomalies de divers champs de surface et d'altitude sur des moyennes saisonnières couvrant la première partie de saison (avril à juin, AMJ) et la fin de la saison de mousson (juillet à septembre, JAS). L'augmentation des précipitations que nous avons observée sur toute la saison intervient en réalité durant la seconde moitié de la mousson (JAS). Elle prend la forme d'un dipôle, avec plus de précipitations sur l'Inde et l'Asie du sud-est et moins de précipitations sur la Warm Pool et le Pacifique ouest (figure 12a). Dans le même temps, l'ascendance de grande échelle est renforcée sur l'océan Indien et diminuée sur l'océan Pacifique (figure 12b). Cette modification est confirmée par la figure 13, qui montre une coupe pression/longitude de la circulation tropicale moyennée entre 25°S et 25°N.

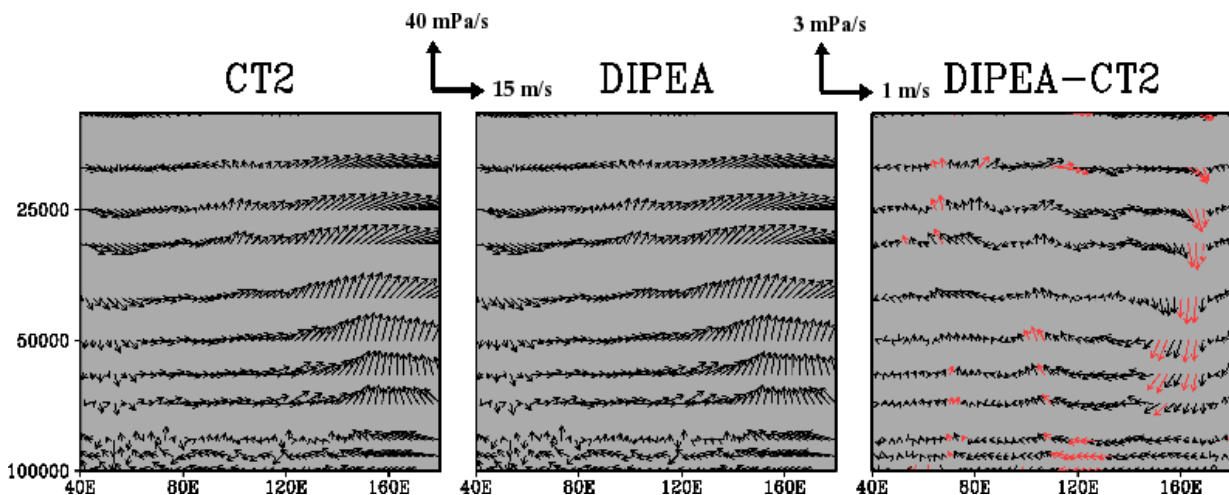


Figure 13. Coupe pression/longitude sur la bande 25°S/25°N de la circulation zonale moyenne de juillet à septembre (JAS). Les flèches rouges indiquent les anomalies significatives à 85%.

L'affaiblissement de la convection autour de 160°E est compensé par une légère augmentation des mouvements ascendants sur la bande de longitude 60°E-130°E, qui englobe l'Inde et l'Asie du sud-est. Il semble donc que dans le cas de cette expérience, l'inclusion d'une anomalie de neige sur l'Eurasie (dipôle avec plus de neige à l'est et moins à l'ouest) réduise la quantité de précipitations sur la région du Pacifique ouest, ce qui module ensuite la mousson indienne par un rééquilibrage des zones de convection. On observe également un renforcement

significatif du jet d'ouest subtropical (figure 12b), en lien avec un gradient thermique méridien de surface renforcé autour de 30°N par la perturbation de neige.

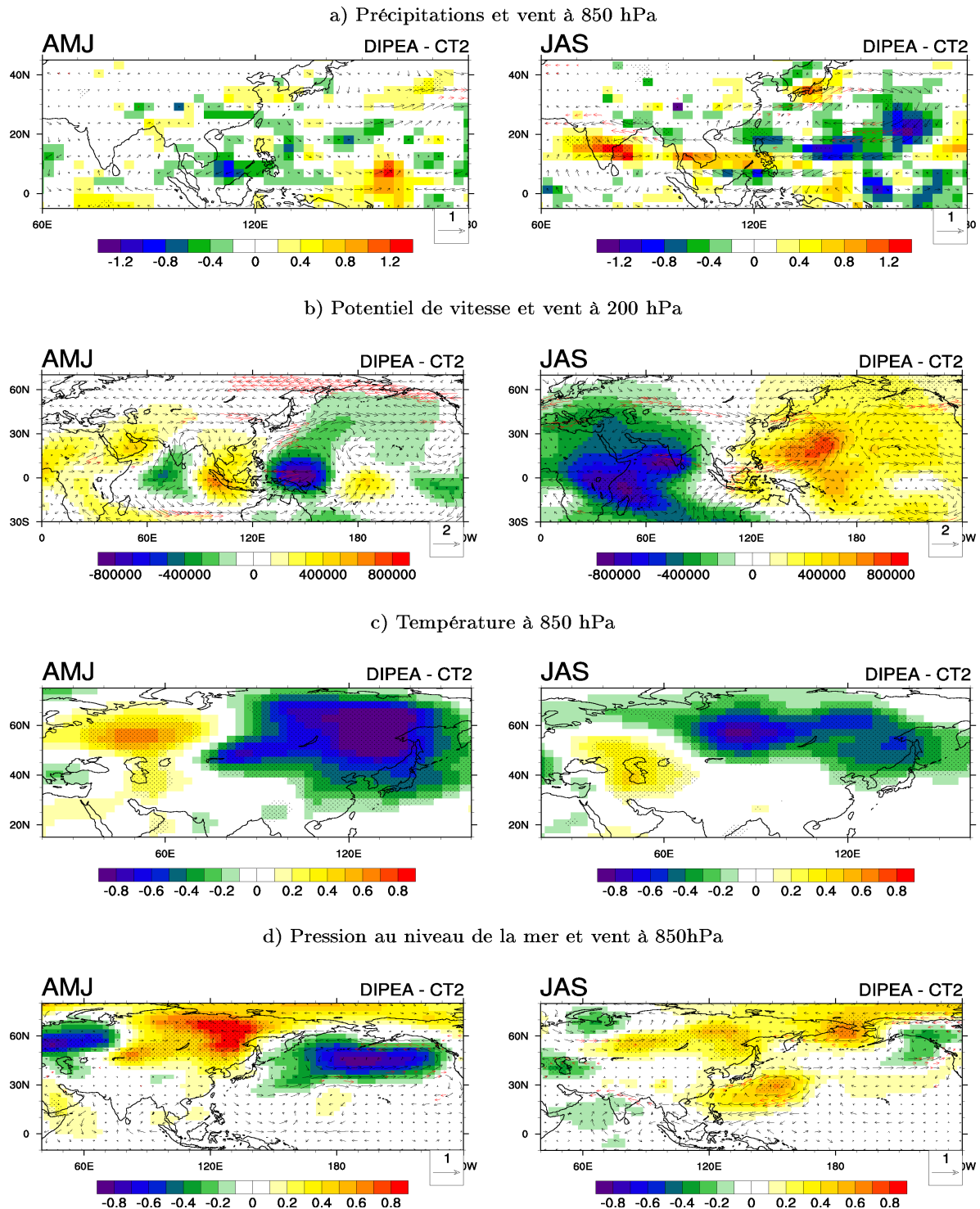


Figure 12. Anomalies DIPEA-CT2 pour les saisons AMJ et JAS: a) précipitations (mm/jour) et vent à 850 hPa (m/s) ; b) potentiel de vitesse (m^2/s^2) et vent à 200 hPa (m/s) ; c) température à 850 hPa ($^{\circ}C$) ; d) pression au niveau de la mer (hPa) et vent à 850 hPa (m/s). Les zones en pointillés (flèches rouges) désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95% pour les précipitations (le vent).

Afin d'identifier le mécanisme probable par lequel la neige vient moduler la circulation de grande échelle, nous montrons sur les figures 12c et 12d les anomalies de température et de pression induites en surface par la perturbation de neige. L'anomalie de neige crée une forte anomalie dipolaire de température à 850 hPa, avec des températures plus basses à l'est du continent sur l'excédent de neige et des températures plus élevées sur sa partie ouest, où une partie de la neige a été supprimée (figure 12c). Cette anomalie est plus marquée sur la partie est, en lien avec la fonte plus tardive du manteau neigeux sur cette région. Elle se maintient très fortement durant l'été, par le biais d'anomalies conséquentes du contenu en eau du sol successives à la fonte (non montré). On remarque que l'anomalie froide en surface est advectée au-delà de la zone de perturbation de la neige, vers la Chine et la mer du Japon.

Ces anomalies de température induisent des modifications de la pression en surface (figure 12d). En début de saison (AMJ), la bulle froide crée une anomalie anticyclonique sur l'est de l'Eurasie, alors que sa partie ouest est marquée par une anomalie cyclonique. Le signal observé sur le Pacifique Nord est intéressant, et augure de résultats que nous décrirons au chapitre 4, à savoir que l'enneigement sibérien est capable de moduler l'intensité de la dépression aléoutienne (renforcée dans ce cas). Durant l'été, l'anomalie anticyclonique persiste sur la partie est de l'Eurasie. On observe également une anomalie anticyclonique de pression sur le Pacifique ouest, qui coïncide avec la zone d'affaiblissement de la convection identifiée sur la figure 12b. On pourrait penser que ce signal est lié à une propagation en surface de la bulle froide issue du continent, mais celle-ci reste confinée au-dessus de 40°N (figure 12c). Une hypothèse plus probable est que l'ascendance de grande échelle est perturbée par le renforcement du jet subtropical (identifié sur la figure 12b), qui crée une convergence d'altitude et vient inhiber les mouvements ascendants sur l'ouest du Pacifique et la Warm Pool.

Le mécanisme mis en jeu ici est donc bien différent de celui habituellement évoqué lié à la réduction du gradient thermique terre-mer. Dans notre cas, un excès de neige sur l'Eurasie orientale aboutit à des pluies de mousson plus importantes sur l'Inde via une modification de la circulation tropicale de grande échelle, et à un rééquilibrage des zones de convection. Cependant, comme dans le cas de l'expérience NATP, ce mécanisme n'est probablement pas indépendant des biais du modèle car les noyaux de précipitations et de convection sont décalés vers l'ouest au détriment de l'Asie du sud (cf section 3.1). Il serait intéressant de vérifier si un tel mécanisme intervient dans un MCG simulant un état moyen de la mousson plus réaliste.

→ Les autres expériences

Nous décrivons maintenant de façon qualitative les résultats observés dans les autres expériences pour éviter une multiplication inutile des cartes.

La même anomalie de neige ayant été ajoutée au modèle dans les expériences **STD2** et **DIPEA**, nous pouvons examiner si le mécanisme évoqué pour DIPEA est retrouvé dans STD2. Des signaux assez similaires à la figure 12 sont obtenus pour STD2 en début de saison, mais avec une anomalie froide recouvrant toute l'Eurasie cohérente avec la perturbation insérée. L'augmentation des précipitations sur l'Inde associée à une perturbation de la circulation tropicale de grande échelle est retrouvée, mais les signaux sont plus faibles que dans DIPEA. Les anomalies d'humidité du sol moins marquées suggèrent que la persistance des anomalies liées à la neige a été moins forte que dans DIPEA.

Concernant l'expérience **STD3**, on retrouve plus nettement l'affaiblissement de la convection sur la mer des Philippines en lien avec un renforcement plus intense du jet subtropical. Cependant, le rééquilibrage de la circulation zonale ne se fait pas comme dans DIPEA sur la région indienne, mais sur l'Amérique du sud et l'océan Atlantique, expliquant la réponse moins marquée des précipitations de mousson.

L'expérience **STD1** donne des signaux très faibles et peu significatifs, soulignant la dépendance de la réponse à l'intensité des anomalies de neige prescrites.

L'analyse des expériences **M2EA** et **D2EA** donne des conclusions très proches de celles obtenues pour PATP et NATP. L'effet neige tibétaine semble donc prépondérant dans ces expériences. On note cependant une réponse de la mousson chinoise dans M2EA en début de saison, liée à un déplacement vers le sud du flux de mousson sur cette région. L'anomalie froide de température sur l'Eurasie se propage plus au sud que pour les autres expériences, entraînant une réduction du gradient thermique terre-mer sur les côtes de la mer de Chine et une diminution des précipitations. Le mécanisme de Blanford est donc vérifié sur cette région pour cette expérience très idéalisée (M2EA représentant une anomalie de neige exagérée au vu de la variabilité réelle de la neige sur l'Eurasie).

3.5. Discussion

Nos expériences de sensibilité montrent que la neige eurasiatique peut avoir des impacts sur la circulation tropicale et la mousson dans le modèle ARPEGE-Climat. Toutefois, en dehors de l'effet local du plateau tibétain, son influence semble secondaire devant la variabilité interne du modèle et l'influence des TSM. De plus, les biais du modèle concernant les précipitations de mousson représentent des limites dont il est difficile de s'affranchir. L'utilisation d'un modèle couplé océan-atmosphère, ou du moins d'une couche de mélange océanique, permettrait probablement de corriger les biais en précipitations sur la Warm Pool en prenant en compte la rétroaction des nuages et de l'évaporation sur la variabilité des TSM (Bracco et al. 2007). De plus, en supposant que la neige puisse modifier la circulation atmosphérique de grande échelle, et que celle-ci joue sur les TSM, cela permettrait de prendre en compte les anomalies océaniques associées. Les TSM pourraient alors agir comme une courroie de transmission entre les anomalies de neige et la mousson en modifiant la circulation tropicale, de la même manière que l'humidité du sol permet la mémoire de ces anomalies sur continent.

En résumé

Au vu des biais d'ARPEGE-Climat, l'analyse détaillée de nos expériences de sensibilité ne permet pas de tirer de conclusions fortes concernant l'influence de la neige eurasiatique sur la mousson indienne. Néanmoins, nous avons mis en évidence des réponses significatives du modèle aux forçages de neige. Au-delà des modifications locales du bilan d'énergie en surface, nous avons observé des impacts sur la circulation atmosphérique de plus grande échelle, l'effet de la neige himalayenne étant le plus clair et le plus robuste. Si dans notre modèle la réponse en précipitations ne se fait pas comme on l'attend, la réponse cohérente de la circulation d'altitude laisse à penser que cet effet serait en accord avec l'hypothèse de Blanford avec un état moyen de la mousson plus

réaliste.

L'expérience DIPEA est intéressante à plusieurs égards. Le mécanisme que nous avons proposé, bien que basé sur des signaux assez faibles, n'a à notre connaissance jamais été évoqué. Il semble que dans notre modèle l'enneigement sur l'est de l'Eurasie puisse exercer une influence sur les précipitations de la région du Pacifique nord-ouest, et sur la mousson indienne via une modification de la circulation tropicale de grande échelle. Ce résultat étant plus ou moins retrouvé dans les expériences STD2 et STD3, il est difficile d'imaginer que ces signaux soient seulement du bruit. Le second point intéressant est que ce résultat est en accord avec l'existence d'une corrélation positive entre la neige est-eurasiatique et la mousson indienne dans les observations. Il s'agit maintenant de déterminer si le même type de mécanisme est identifiable dans la réalité. La section suivante sera l'occasion pour nous d'en discuter, et nous verrons que ce mécanisme n'est pas celui qui ressort de l'analyse des observations.

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

Le rôle de l'enneigement est-eurasiatique sur la mousson est suggéré à la fois par les analyses statistiques (section 2), et par certaines expériences de sensibilité (section 3.4). Nous allons donc essayer d'en identifier le mécanisme physique à partir des observations.

4.1. Mécanisme de relation directe neige-mousson

La section 2 a confirmé l'existence d'un dipôle de neige sur l'Eurasie durant l'hiver/printemps précédant les années de mousson anormale, en accord avec Kripalani et Kulkarni (1999) et Dash et al. (2004). Ces auteurs se sont particulièrement concentrés sur la partie ouest du dipôle car celle-ci vérifie la relation inverse neige-mousson habituellement considérée. Toutefois, la partie est du dipôle montre des corrélations plus élevées, suggérant qu'un excédent de neige sur l'est de l'Eurasie en hiver est associé à plus de précipitations de mousson l'été suivant. Nous montrons la corrélation entre les deux indices sur la figure 14a pour la période 1951-1995. L'indice de neige est calculé en moyennant les profondeurs de neige en hiver sur une boîte est-eurasie (40°N-80°N/75°E-140°E). Nous nous limitons à cette période car elle comporte un nombre suffisant de stations ne comprenant pas trop de valeurs manquantes (cf figure 2 chapitre 2). Le nombre de stations étant variable, nous avons pris garde de maintenir une certaine homogénéité temporelle des données en ne considérant qu'une quantité fixe de stations pour calculer la moyenne saisonnière des hauteurs de neige (environ une centaine).

La corrélation est de 0.36 sur 1951-1995 (significative à 99%), mais on observe une très forte correspondance entre les deux indices à partir du milieu des années 1960. Cela est confirmé par la corrélation glissante de la figure 14b (courbe pleine rouge), qui montre que la relation s'est fortement renforcée de 1966 à 1995, avec une corrélation de 0.66 sur cette période. Nous montrons également les corrélations glissantes pour le même indice de neige calculé au printemps (courbe pointillé rouge), et pour les fractions de neige NSIDC (courbes bleues). On voit que la corrélation

est moins forte au printemps, en contradiction avec ce que l'on attend d'un mécanisme mettant en jeu une mémoire continentale des anomalies de neige jusqu'à l'été. Les indices calculés à partir des fractions de neige ne montrent quant à eux aucune corrélation significative. Ce point illustre bien les limites de données de couverture sur les régions fortement enneigées comme la Sibérie. La faible variabilité des couvertures de neige (qui sont saturées à 100% tout au long de l'hiver) ne permet pas de distinguer la présence d'anomalies conséquentes de quantité de neige.

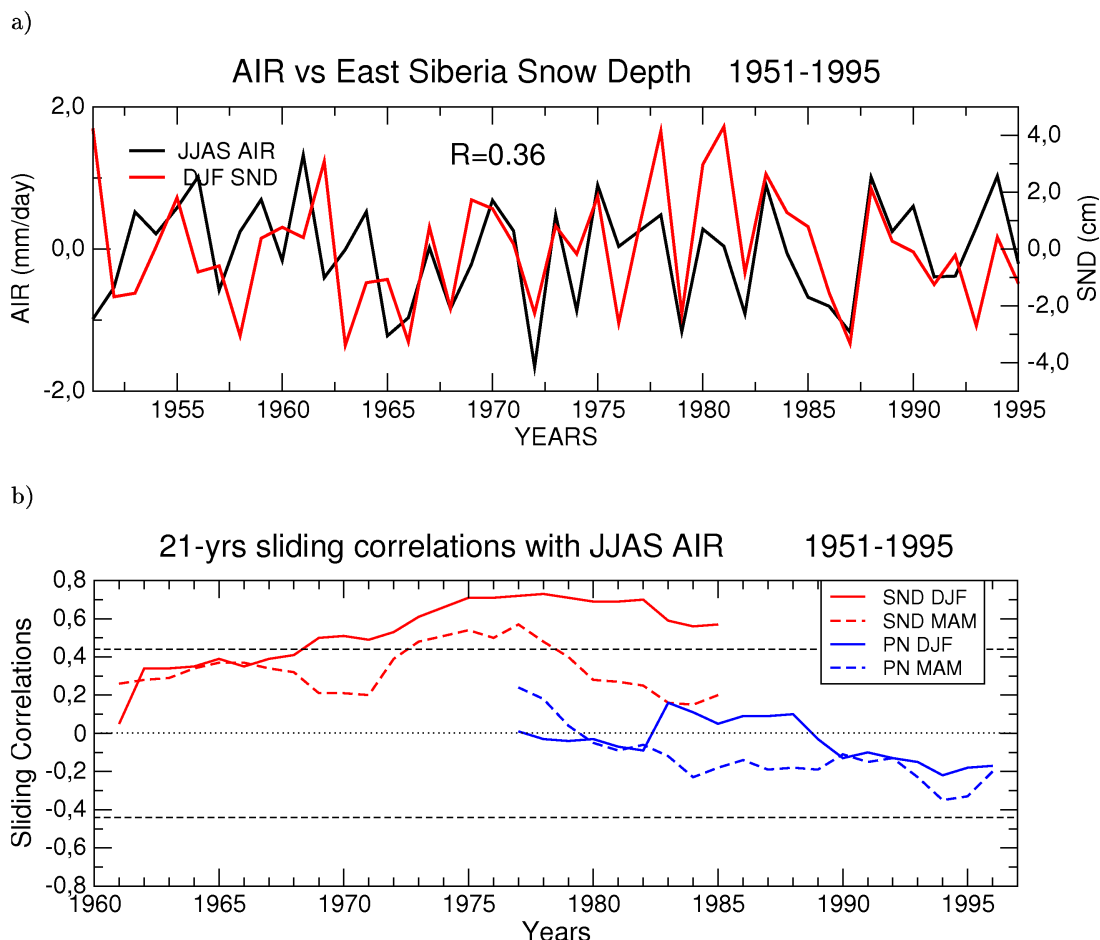


Figure 14. a) Anomalies hivernales (DJF) de profondeurs de neige sur l'est de l'Eurasie et des précipitations de mousson (JJAS) sur la période 1951-1995 ; b) Corrélations glissantes sur une fenêtre de 21 ans entre l'AIR et les indices de profondeur (rouge) et de fraction de neige (bleu) sur l'est de l'Eurasie, pour la neige d'hiver (traits pleins) et de printemps (traits pointillés). Les traits horizontaux indiquent le niveau de confiance 95%.

Ce lien statistique se base sur une période limitée (une trentaine d'années), mais est néanmoins intéressant à plus d'un titre. D'une part, il est plus élevé du point de vue statistique que toutes les téléconnexions neige-mousson identifiées jusqu'alors, et n'a jamais été explicité en détail dans la littérature. D'autre part, malgré des réponses faibles, les expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat (section 3) suggèrent un lien entre la mousson et la neige est-eurasiatique par un mécanisme mettant en jeu la modification de la circulation tropicale de grande échelle. Afin de vérifier si l'on retrouve un tel mécanisme dans les observations, plusieurs champs atmosphériques ont été corrélés et régressés sur l'indice de hauteur de neige hivernale sur la Sibérie. Les corrélations/régressions sont calculées sur des fenêtres temporelles décalées de deux

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

mois, du mois d'août précédant l'indice au mois de septembre suivant. On peut ainsi identifier s'il existe des précurseurs atmosphériques et océaniques aux anomalies de neige, et avoir une idée du mécanisme par lequel l'enneigement est lié statistiquement à la mousson. La figure 15 présente les champs de pression de surface, de vent à 850 hPa et de géopotential à 500 hPa sur la région Eurasie-Pacifique. Seules les corrélations sont montrées pour la pression afin de ne pas surcharger les graphiques. De la même manière, la figure 16 montre les champs de potentiel de vitesse et du vent à 200 hPa, ainsi que les TSM. Toutes ces cartes montrent les structures associées à un excédent de neige en hiver (DJF), sur le domaine repéré par le rectangle rouge.

- **A la fin de l'été** précédant l'excédent de neige, on observe peu de signaux significatifs, hormis un signal en géopotential sur le Pacifique est. Les mois d'octobre et novembre marquent l'apparition d'un renforcement de la dépression aléoutienne. Au niveau 500 hPa, le géopotential est abaissé sur la Sibérie, suggérant un refroidissement de la colonne atmosphérique en lien avec un excédent de neige en surface. On identifie également une structure de type oscillation PNA, avec les quatre centres d'action sur le Pacifique subtropical, la dépression aléoutienne, le Canada et le sud-est des Etats-Unis correspondant à sa phase positive (voir chapitre 1). On retrouve ce train d'onde sur le vent à 200 hPa, avec une anomalie anticyclonique sur le Pacifique subtropical invisible sur les cartes de géopotential. Ces structures rappellent la réponse tropicale à un forçage de type El Niño, mais on n'observe pourtant aucun signal significatif sur les TSM et le potentiel de vitesse qui pourrait suggérer la présence d'un événement chaud dans le Pacifique.
- **De décembre à mars**, les signaux sont essentiellement extratropicaux. On observe toutefois une anomalie locale de pression sur l'est de l'Eurasie en fin d'hiver (figure 15a). Le signal le plus significatif concerne le maintien de l'anomalie cyclonique sur le Pacifique Nord, toujours associée en altitude avec la phase positive de l'oscillation PNA (figure 15b). Une structure dipolaire apparaît ensuite en surface sur le Pacifique Nord, avec un renforcement de l'anticyclone subtropical en février-mars (figure 15a). Les signaux significatifs sur l'océan Indien sont intéressants et rappellent les travaux de Terray (2003). Il a en effet montré que les TSM du sud-est de l'océan Indien en février-mars étaient des bons précurseurs de la mousson, mais également de l'ENSO (Dominiak et Terray 2005).
- **Au printemps**, les signaux sont caractéristiques d'un événement La Niña émergent. On observe un renforcement des vents alizés subtropicaux associé à l'anomalie anticyclonique présente sur le Pacifique subtropical. Les eaux chaudes de la Warm Pool sont maintenues à l'est du Pacifique, favorisant l'apparition d'une anomalie froide de TSM sur le Pacifique central (figure 16b). La convection est diminuée sur cette région (figure 16a), et est augmentée sur l'océan Indien. Cela se traduit en surface par une diminution de la pression sur une large région englobant l'océan Indien ainsi que l'Inde et le golfe d'Arabie (figure 15a).
- **Durant l'été**, la phase La Niña se met en place, avec des eaux anormalement froides du Pacifique central jusqu'aux côtes sud-américaines. Les vents de surface traduisent le renforcement des alizés caractéristique de la phase froide de l'ENSO. La branche ascendante de la cellule de Walker sur la Warm Pool et l'océan Indien est renforcée, et est associée à plus de subsidence sur le Pacifique est. L'occurrence de l'événement La Niña favorise alors une mousson excédentaire sur l'Inde, en accord avec la corrélation positive neige-mousson.

Cette analyse des séquences atmosphériques et océaniques associées à notre indice de neige

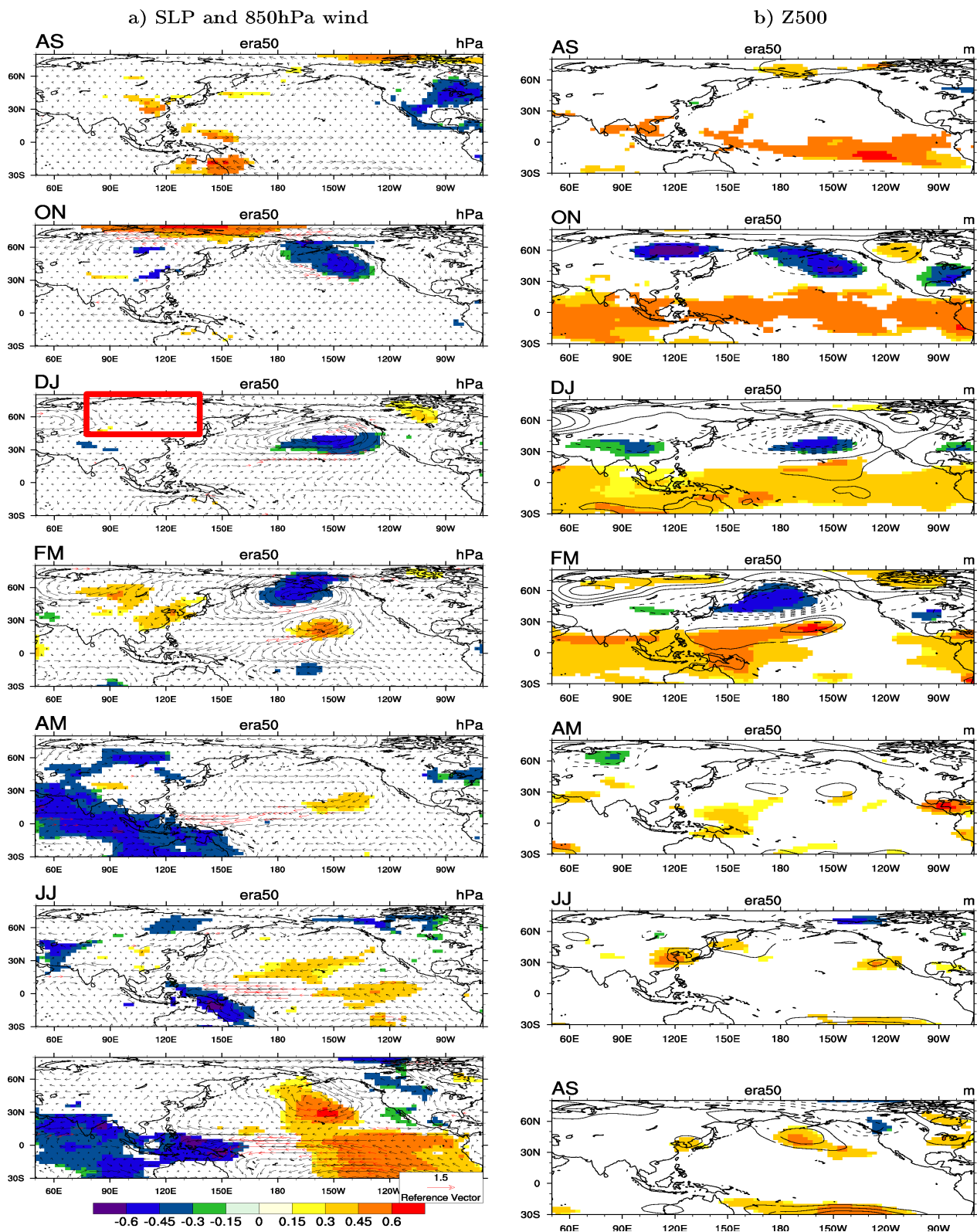


Figure 15. Corrélations décalées entre l'indice de neige d'hiver (DJF) sur l'est de l'Eurasie et : a) la pression de surface ; b) le géopotential à 500 hPa. Seules les corrélations significatives au niveau de confiance 95% sont montrées en couleur. Les vecteurs en a) représentent la régression du vent à 850 hPa sur cet indice. Les contours en b) représentent la régression du géopotential sur cet indice. Période 1966-1995.

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

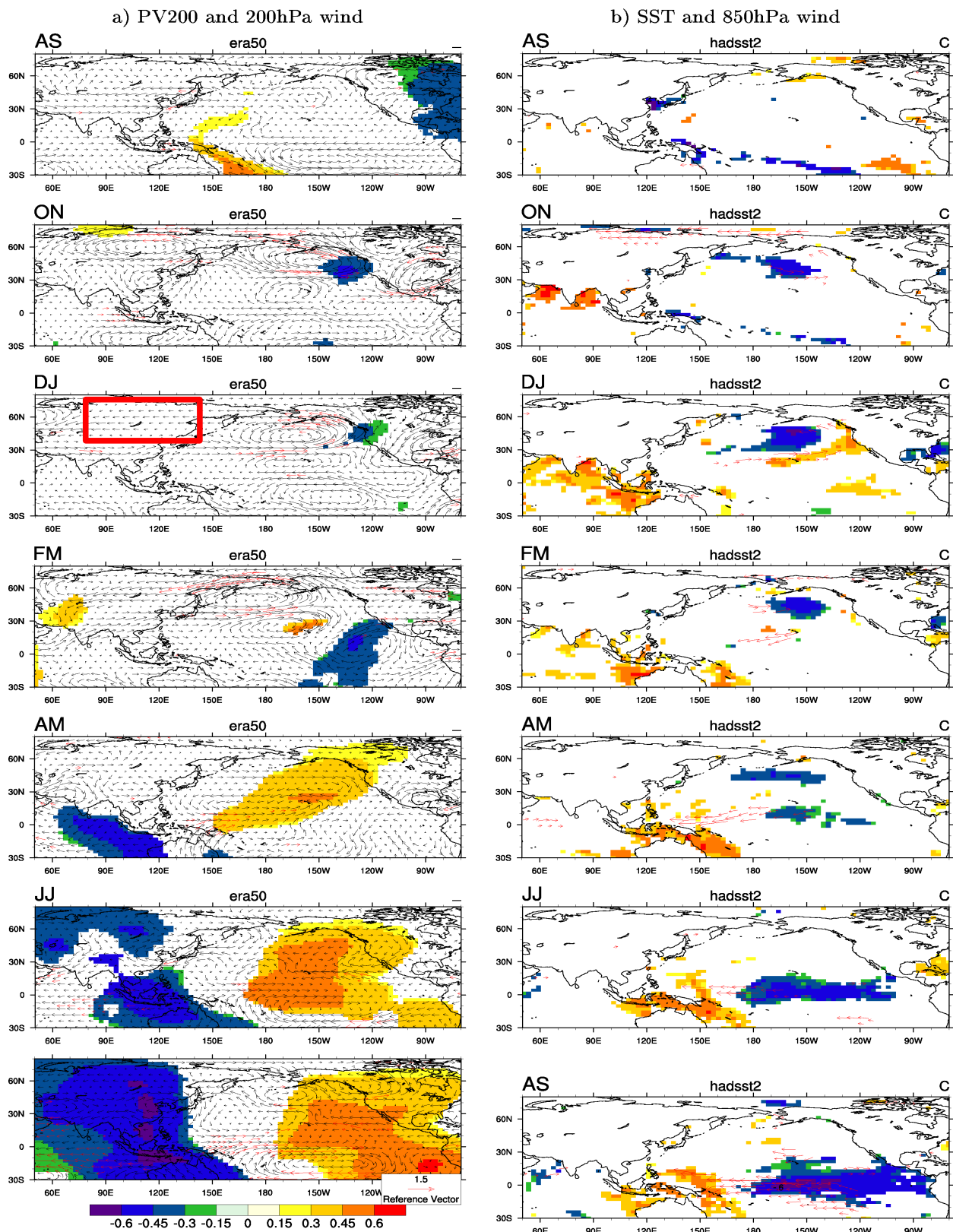


Figure 16. Corrélations décalées entre l'indice de neige d'hiver (DJF) sur l'est de l'Eurasie et : a) le potentiel de vitesse à 200 hPa; b) les températures de surface de la mer. Seules les corrélations significatives au niveau de confiance 95% sont montrées en couleur. Les vecteurs représentent en a) la régression du vent à 200 hPa sur cet indice ; en b) la régression de la partie significative du vent à 850 hPa (95%). Période 1966-1995.

montre clairement que le lien entre la neige sur l'est de l'Eurasie et la mousson met en jeu la circulation extratropicale et tropicale sur le Pacifique. La relation neige-mousson est en effet associée à un signal de type PNA durant l'hiver/printemps, et avec des signaux de type ENSO en été dans le Pacifique tropical. Le mécanisme expliquant cette forte corrélation positive ne semble donc pas mettre en jeu un effet direct sur la circulation de mousson, mais plutôt un effet indirect via son association avec la mise en place d'événements ENSO. La question qui se pose maintenant est de savoir si la neige joue un rôle actif dans ce mécanisme.

Plusieurs études (Walsh et Ross 1988, Yasunari 1991, Watanabe et Nitta 1998) ont montré que l'enneigement était susceptible de moduler l'intensité de la dépression aléoutienne, et nous confirmerons ce résultat lors du chapitre 4. Il est donc raisonnable de penser que la neige présente sur la partie est de l'Eurasie influence la circulation du Pacifique Nord. Néanmoins, on peut également se demander si la neige ne réagit pas à ces anomalies atmosphériques plus qu'elle ne les module. C'est ce que suggère certains travaux portant sur le lien entre les grands modes de variabilité atmosphérique et l'enneigement (Popova 2007), ce qui n'exclut pas la possibilité d'une rétroaction positive neige-PNA.

Dans tout les cas, le rôle de la neige sur la circulation du Pacifique Nord d'hiver n'est qu'une partie du mécanisme et ne permet pas d'expliquer le lien entre neige hivernale et mousson indienne en été. La seconde partie du mécanisme nécessite que la circulation du Pacifique Nord agisse comme une courroie de transmission et influe sur les TSM du Pacifique tropical. Le couplage entre le climat tropical et extratropical est la plupart du temps considéré comme agissant dans le sens tropiques-extratropiques, par le biais d'une onde de Rossby émanant des tropiques en réponse au chauffage diabatique de l'atmosphère (Trenberth et al. 1998). Certaines études récentes ont néanmoins suggéré que la circulation des moyennes latitudes pouvait jouer un rôle dans le déclenchement des événements ENSO (Vimont et al. 2001,2003, Anderson 2003). Le mécanisme implique une mémoire des anomalies atmosphériques hivernales par le biais des TSM subtropicales, qui se maintiennent à travers le printemps et induisent des anomalies de vent zonal au niveau de l'équateur. La circulation des moyennes latitudes est ainsi capable de moduler les alizés subtropicaux, qui jouent un rôle essentiel dans l'équilibre océan-atmosphère du Pacifique. Les coups de vent d'ouest (ou « Westerly Wind Burst » en anglais) sont en effet un des phénomènes observés lors de la mise en place d'El Niño (Mc Phaden et al. 1998, Belamari et al. 2003). Le régime dominant des alizés est alors affaibli, ce qui entraîne la migration vers l'est des eaux chaudes de la Warm Pool et déséquilibre le système vers un événement El Niño. Dans le cas d'un La Niña, le phénomène inverse est observé, avec des alizés particulièrement intenses qui retiennent les eaux chaudes de la Warm Pool à l'ouest du bassin. Ce type de mécanisme concorde bien avec les figures 15 et 16, sur lesquelles on observe au printemps des anomalies significatives de vent à 850 hPa au-dessus de l'équateur.

Il est important de noter que les signaux significatifs observés en automne/hiver pour les TSM de l'océan Indien (figure 16b) rappellent les signaux caractéristiques de la Tropospheric Biennial Oscillation (TBO, Meehl 1987), qui traduit la tendance de la mousson indienne à alterner entre des moussons excédentaires et déficitaires. Le spectre de variabilité de la mousson est en effet marqué par une forte composante bisannuelle. Dans ce schéma conceptuel, une mousson excédentaire est suivie d'une mousson déficitaire par le biais de différents processus intervenant dans la région Indo-Pacifique. En particulier, les TSM de l'océan Indien jouent un rôle dans cette oscillation en permettant une mémoire de l'anomalie de mousson jusqu'à la saison de mousson suivante. Par exemple, une mousson excédentaire entraînant une évaporation plus marquée sur

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

océan pour alimenter le flux de mousson, elle sera suivie d'anomalies froides de TSM dans l'océan Indien en automne. Ces anomalies sont capables de persister au travers de l'hiver/printemps, et induisent des précipitations de mousson moins intenses l'été suivant. L'ENSO joue également un rôle dans cette théorie qui place la mousson asiatique comme une composante active du climat tropical (Wu and Kirtman 2003). Dans notre cas, on observe bien des anomalies chaudes de TSM dans l'océan Indien plusieurs mois avant une mousson excédentaire.

Avant d'aller plus loin dans la discussion (nous y reviendrons en section 4.4), il est important de clarifier les liens entre les différents acteurs de ces mécanismes complexes. La table 2 regroupe les corrélations entre notre indice de neige, le PNA d'hiver calculé à partir des réanalyses ERA50 (DJFM), l'ENSO représenté par les TSM NINO-3.4³ (d'hiver et d'été) et la mousson indienne, sur la période commune 1958-1995. Nous insérons également dans ce système le précurseur de la mousson proposé par Terray (2003). Cet indice, désigné par SEIO (« South East Indian Ocean ») représente la valeur moyenne des TSM de la région sud-est de l'océan Indien en février-mars (FM). Les indices ENSO et SEIO sont calculés à partir des données HadSST2.

	Neige Eurasie Est DJF	PNA DJFM	TSM NINO-3.4 DJF	TSM NINO-3.4 JJAS	SEIO FM	AIR JJAS
Neige Eurasie Est DJF		0.48*	0.13	-0.54**	0.27	0.48**
PNA DJFM			0.38*	-0.40*	0.50**	0.52**
TSM NINO-3.4 DJF				-0.28	0.62**	0.36*
TSM NINO-3.4 JJAS					-0.32	-0.58**
SEIO FM						0.47*
AIR JJAS						

Table 2. Corrélations entre les indices de neige, de l'oscillation PNA, de l'ENSO, des TSM SEIO et de la mousson. Les corrélations sont calculées sur la période 1958-1995 commune à tous les indices. Niveau de confiance: * 95% ** 99%.

Tout d'abord, on observe que la neige est significativement corrélée à la fois au PNA d'hiver, aux TSM tropicales NINO-3.4 d'été et à la mousson indienne. Il semblerait donc que la masse de neige présente sur l'est de l'Eurasie soit un bon précurseur à la fois de la mousson et de l'ENSO. Le PNA est significativement corrélé à l'ENSO d'hiver, en accord avec l'influence du Pacifique tropical sur ce mode. Il est également très significativement corrélé à la mousson, et constitue un bon précurseur de la phase suivante de l'ENSO. Les faibles corrélations des TSM NINO-3.4 d'hiver avec les TSM NINO-3.4 d'été et la mousson réfutent l'hypothèse de liens essentiellement dus à la tendance bisannuelle des événements ENSO. L'indice SEIO est un bon précurseur de la mousson, et est aussi fortement lié à l'ENSO et au PNA d'hiver. Au vu de ces résultats, il semble que le meilleur précurseur de la mousson soit le PNA (en dehors de la relation synchrone avec l'ENSO).

Ces résultats sont intéressants, mais la période d'étude est trop courte pour tirer des

3 La boîte NINO-3.4 correspond au domaine [5°S/5°N,120°W/170°W].

conclusions solides. Sur une période de 38 ans, nous n'avons en effet aucune idée de la variabilité décennale associée à de telles téléconnexions. Cependant, les corrélations recalculées sur 1958-2005 montrent que le lien PNA-mousson est significatif sur l'ensemble de la période des réanalyses ($R=0.47$, Peings et al. 2009). Cette corrélation se retrouve également avec les données NCEP sur la période 1948-2005 ($R=0.43$). Le manque d'informations sur les profondeurs empêchant dans l'état actuel des choses l'utilisation de la neige comme prédicteur de la mousson, ce lien avec le PNA est plus intéressant dans un contexte opérationnel grâce aux réanalyses fournies quasiment en temps réel par le NCEP. La question de savoir si la neige agit réellement sur la variabilité atmosphérique du Pacifique Nord, ou si elle réagit simplement à cette variabilité, nécessite obligatoirement l'utilisation d'un modèle couplé pour prendre en compte les interactions océan-atmosphère. Ces travaux se situant au-delà des objectifs de cette thèse, nous avons décidé de compléter ces analyses en testant ce prédicteur PNA de la mousson dans un modèle statistique. Cette approche très pragmatique est intéressante car elle permet de déterminer si la téléconnexion que nous avons identifiée pourrait permettre d'améliorer la prévision saisonnière de la mousson indienne. Bien que nous nous écartons temporairement de notre sujet initial lié à la neige, la suite de ce chapitre constitue malgré tout une suite logique à nos travaux.

4.2. Article: « Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall »

Cette article a été publié dans *Geophysical Research Letters* (Peings et al. 2009). Il est présenté dans sa version publiée, puis les principaux résultats de ces travaux sont résumés.

Un nouveau prédicteur de la mousson indienne est proposé en lien avec la circulation atmosphérique du Pacifique Nord et l'oscillation PNA. Cet indice calculé à partir d'un dipôle de pression entre le Pacifique Nord et subtropical est très significativement corrélé à la mousson plusieurs mois avant son démarrage. Il est également un bon prédicteur des TSM NINO-3.4, suggérant que le lien avec la mousson se fait par le biais d'une influence sur le développement des événements ENSO. Cependant, cette téléconnexion ne peut être expliquée seulement par ce mécanisme, et la neige sur l'est de l'Eurasie est suggérée comme une courroie de transmission entre le Pacifique Nord et la mousson indienne. Dans un contexte opérationnel de prévision statistique, l'inclusion de l'indice parmi les prédicteurs actuels de la mousson améliore les scores de prévision, notamment pour les sécheresses de 2002 et 2004.

Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall

Y. Peings,¹ H. Douville,¹ and P. Terray²

Received 1 April 2009; revised 4 May 2009; accepted 11 May 2009; published 13 June 2009.

[1] In spite of considerable efforts, long-range forecasting of Indian summer monsoon rainfall (ISMR) is still a challenge for both statistical and dynamical tools. We highlight the winter-to-spring Pacific North America (PNA) oscillation as a predictor for the ISMR. A PNA-related index is proposed that is highly correlated with the following summer precipitation over India and is also a precursor of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) events over recent decades. The PNA index compares well with other predictors used in operational statistical models for ISMR prediction. A multiple linear regression scheme is tested with a cross-validation hindcast approach and confirms the added value of our predictor, at least over the period 1958–2005. Nevertheless, the predictor shows less skill over the first half of the 20th century. Possible physical mechanisms of this teleconnection are also briefly discussed and could involve both a tropical Pacific sea surface temperature and Eurasian snow cover pathway. **Citation:** Peings, Y., H. Douville, and P. Terray (2009), Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L11710, doi:10.1029/2009GL038453.

1. Introduction

[2] Forecasting Indian summer monsoon rainfall (ISMR) is of great importance for the livelihoods of more than one billion of people and for India's economy. Year-to-year fluctuations of the amount of precipitation received during the monsoon season (June to September) can cause severe droughts or floods which dramatically affect the agricultural sector and have an adverse impact on economies and societies in South Asia. The influence of El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on Asian monsoon variability has been extensively documented by both observational and numerical studies and is now widely recognized by the climate community [Soman and Slingo, 1997]. An inverse relationship has been established between the East Equatorial Pacific sea surface temperature (SST) and the ISMR, with a positive (negative) phase of ENSO associated with a deficient (heavy) monsoon rainfall over India. However, this relationship exhibits strong multi-decadal variability and has diminished since the 1980's [Kripalani and Kulkarni, 1997; Krishna Kumar et al., 1999]. Moreover, ENSO predictability shows a significant spring barrier so that the Pacific SST cannot be used as an efficient predictor of the Indian summer monsoon [Webster and Yang, 1992].

[3] Though many efforts have been conducted over recent decades for developing both statistical and dynamical tools, the long-range forecasting of ISMR remains a challenge for the climate community [Gadgil et al., 2005]. Statistical predictions are based on more-or-less established relationships between ISMR and various climate parameters considered as potential predictors, like regional anomalies in SST or atmospheric circulation observed a few months, seasons or years before the summer monsoon. Dynamical predictions rely on coupled or forced general circulation models (GCMs) and therefore have a more physical basis, but do not necessarily outperform statistical schemes given the difficulty of state-of-the-art GCMs in simulating the salient features of the monsoon climate [Wang et al., 2005]. In view of these results, the Indian Meteorological Department (IMD)'s operational seasonal forecasting system is still based on statistical models using a relatively large number of predictors with a two-stage strategy: a first forecast is issued in mid-April and a second one by the end of June. Recently, more robust multiple linear regressions were developed with a lower number of predictors after the failure of the operational forecasts in 2002 and 2004 [Rajeevan et al., 2006].

[4] The present study is aimed at suggesting a new predictor for improving the ISMR hindcasts (and hopefully forecasts) issued by the IMD. This predictor is related to a well-known atmospheric circulation pattern, the Pacific North America (PNA) oscillation [Wallace and Gutzler, 1981]. The loading pattern of the PNA is characterized by alternating centres of anomalous pressure that arc north-eastward through the North Pacific Ocean, through Canada, and then curve south-eastward into North America. Its link with ENSO has been extensively studied but the role of tropical Pacific SST in triggering or amplifying internal modes of variability such as the PNA is still a matter of debate [Trenberth et al., 1998; Straus and Shukla, 2002]. The PNA influence on regional temperature and precipitation is well established, but few studies have focused on its possible remote impacts. Using both reanalyses and coupled ocean-atmosphere simulations, Yu et al. [2008] suggest that ENSO controls only $\frac{1}{4}$ of the PNA variability, which in turn has apparently a limited influence on tropical diabatic heating in boreal winter. Here we demonstrate that a PNA index averaged over winter and spring shows a significant statistical relationship with the subsequent Indian summer monsoon and can be used as an efficient predictor of ISMR in a simple multiple linear regression scheme.

2. Data and Methods

[5] To represent the ISMR, we use the June to September (JJAS) seasonal mean All India Rainfall (AIR) index

¹CNRM, GAME, Météo-France, CNRS, Toulouse, France.

²LOCEAN, Institut Pierre Simon Laplace, Paris, France.

available over the 1871–2005 period, an area-weighted average from 29 Indian Rainfall subdivisions [Parthasarathy *et al.*, 1995]. GPCC (Global Precipitation Climatology Centre) precipitation reanalyses for the 1901–2007 period were downloaded at <http://gpcc.dwd.de>. Sea level pressure (SLP) and 500hPa geopotential height (Z500) monthly fields are derived from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalyses (1958–2001) and operational analyses (2002–2007), a dataset which will be named ERA50 hereafter. Global SSTs are derived from the Hadley Centre climatology (HadSST) available over the 1870–2006 period. We also use the Hadley Centre SLP climatology (HadSLP) available over the 1850–2003 period (<http://hadobs.metoffice.com/index.html>). The equatorial Pacific upper ocean heat content (mean temperature between 0 and 300 meters depth) was derived from SODA reanalyses [Carton *et al.*, 2000]. To remove global warming effect, all time series have been detrended using a simple linear fit before computing seasonal anomalies.

3. Results

3.1. PNA-Monsoon Relationship

[6] A monthly PNA index is first constructed according to the Wallace and Gutzler definition [Wallace and Gutzler, 1981] based on the Z500 distribution and is averaged from December to May (DJFMAM). This index is strongly correlated with the ISMR index over the 1958–2005 period (correlation coefficient $R = 0.47$, $p < 0.001$). Figure 1a shows the regression of the summer precipitation and of 850 hPa wind over the DJFMAM PNA index. The positive relationship with the monsoon rainfall is clearly visible, a cyclonic anomaly over India and an increase of the moist south-westerly flow over the Arabian sea driving more precipitable water towards the Indian subcontinent.

[7] To have a wider perspective on the PNA-monsoon relationship, a pseudo-PNA index was also computed from the HadSLP sea level pressure climatology (1850–2003). Figure 1b shows the correlation pattern of SLP reanalyses with the original PNA index over the 1958–2007 period. The strongest correlation is found over the two centres located over the North Pacific ocean (see Figure 1b), so that it was decided to keep only this dipole pattern in the calculation of our pseudo-PNA index (hereafter called the “North Pacific Dipole index”):

$$NPDI = SLP^*(20^\circ N - 160^\circ W) - SLP^*(45^\circ N, 165^\circ W)$$

where SLP are standardized mean sea level pressure values. As suggested in Figure 2a, the DJFMAM NPDI computed with ERA50 is highly correlated with ISMR for the period 1958–2005 ($R = 0.56$ and $p = 0.0001$). The NPDI is therefore a better predictor of the Indian monsoon than the original PNA index of Wallace and Gutzler [1981]. These correlations suggest that a positive DJFMAM anomaly of the PNA oscillation during winter and spring is followed by strong monsoon rainfall over India in the following summer, and *vice versa*. The individual correlations between ISMR and the two parts of the dipole are 0.43 and -0.41 with the subtropical and north Pacific centre of action respectively. Thus, they both play a role in the NPDI-ISMIR correlation.

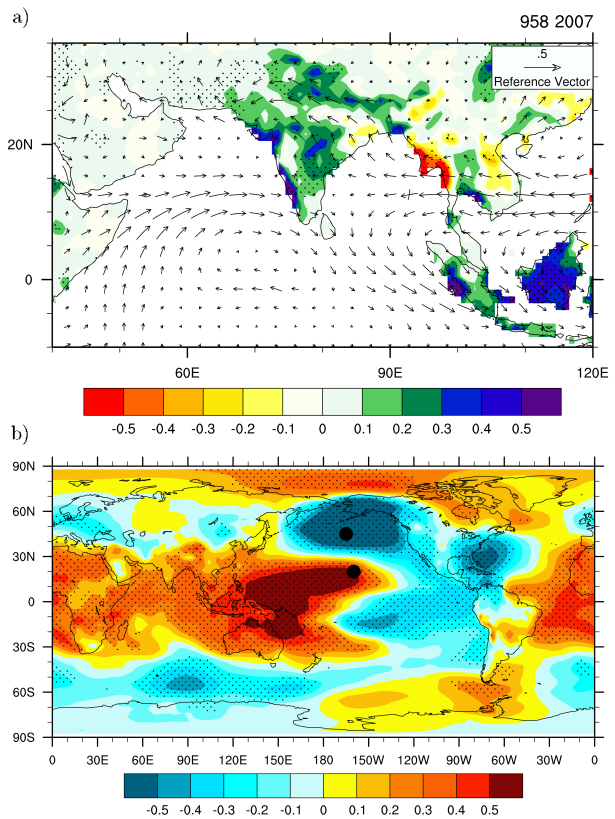


Figure 1. (a) Regression onto the DJFMAM PNA index of the JJAS GPCC precipitation (mm) and 850 hPa wind vector (m/s), over the period 1958–2007. (b) Correlation between the DJFMAM PNA index and the DJFMAM SLP, over the period 1958–2007. Black dots indicate the NPDI centres locations and stippled areas represent the 90% confidence level (for precipitation in Figure 1a).

[8] To assess the contribution of the NPDI compared to a canonical ENSO index, Figure 2b shows the lead-lag monthly correlations between ISMR and the monthly timeseries of NPDI and Niño-3.4 index (i.e., the average JJAS SST anomalies in the $120^\circ W-170^\circ W/5^\circ S-5^\circ N$ domain). The monthly time series have been smoothed using a 5-month sliding window in order to increase the signal to noise ratio. The maximum NPDI correlation (black curve) with summer monsoon rainfall appears in March, when the Niño-3.4 correlation (red curve) shows a rapid decline. The NPDI is thus less sensitive to the spring predictability barrier than ENSO and therefore represents an interesting precursor of the monsoon. The Niño-3.4 index correlation with the DJFMAM NPDI (blue curve) shows that the ENSO variability leads the NPDI by several months, but also suggests that the NPDI is itself a potential precursor of ENSO. This feature is more than an artefact due to the quasi periodicity of ENSO, since the NPDI- Niño-3.4 index correlation is stronger than the Niño-3.4 SST autocorrelation.

[9] Figure 2c shows the sliding correlations between the NPDI computed with the HadSLP2 data, the ISMR index and the Niño-3.4 index. The NPDI-ISMIR relationship (solid black line) is strong and stable during recent decades, but was not significant in the first half of the 20th century and in

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

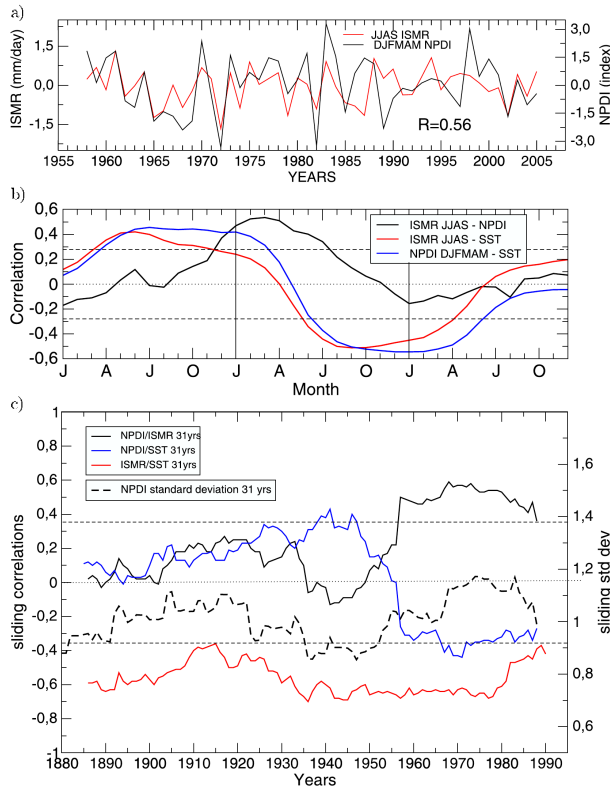


Figure 2. (a) Time series of the detrended DJFMAM NPDI and the ISMR index over the 1958–2005 period. (b) Lead/lag correlations over 1958–2005 between monthly NPDI and ISMR (black), monthly Niño-3.4 SST and ISMR (red), monthly Niño-3.4 SST and DJFMAM NPDI (blue). The monthly time-series are averaged over a 5 months sliding window. (c) 31-years sliding correlations between DJFMAM NPDI, ISMR and JJAS SST n34, and 31-years sliding standard deviation of DJFMAM NPDI during the 20th century. The dashed lines correspond to the 95% confidence level.

the late 19th century. The ENSO-ISMR relationship (solid red line) is more stable, but shows an apparent weakening over recent decades [Torrence and Webster, 1999]. This weakening has been attributed to several reasons such as global warming [Krishna Kumar et al., 1999], stochastic noise [Gershunov et al., 2001], or more recently Atlantic SST variability [Kucharski et al., 2008]. The strong PNA-monsoon relationship is observed since the 1960s, a period characterized by a significant lead-lag PNA-ENSO relationship (solid blue line). It suggests that the strong NPDI-ISMR correlation during recent decades could result from the apparent influence of the PNA oscillation on the ENSO development. We speculate that a possible mechanism could be the persistence of the PNA in a particular phase during winter months involves circulation and SST anomalies in the North and equatorial Pacific. An anticyclonic (cyclonic) circulation, associated with a positive (negative) NPDI, is associated with a strengthening (weakening) of the easterly winds near the equator. This modulation of the easterly winds can affect the intraseasonal occurrence of westerly

wind bursts which are known to play a role in the triggering of ENSO events [McPhaden et al., 1998; Belamari et al., 2003].

[10] These results suggest that the PNA-monsoon predictive relationship is embedded in a broader ENSO-PNA-monsoon system. However, the partial correlation between the DJFMAM NPDI and ISMR, with the JJAS Niño-3.4 SST influence removed by linear regression, remains significant ($R = 0.44$, $p < 0.01$). This residual correlation suggests that, besides tropical Pacific SST, there is another pathway between the winter/spring PNA and the following summer monsoon variability.

[11] A recent study of the Eurasian snow-Indian monsoon relationship has emphasized that the eastern Eurasian snow depth in spring was positively correlated with the subsequent ISMR between 1966 and 1995 [Peings and Douville, 2009]. The PNA oscillation is one of the extratropical circulation modes which modulates the snow depth variability over Eurasia [Popova, 2007]. Indeed, the NPDI exhibits a strong correlation with the eastern Eurasian snow depth over this period (close to 0.6). We hypothesize that the snow-monsoon relationship might therefore be a consequence of the PNA influence on both spring snow cover and subsequent Indian summer monsoon. Alternatively, it might also be evidence of another PNA-monsoon pathway through an active role of the Eurasian snow cover. This topic is beyond the scope of the present study and will need further investigation, including sensitivity experiments with atmospheric GCMs.

[12] To help understand the multi-decadal variability of the PNA-ISMR relationships, we have computed the standard deviation of the NPDI over a 31-year sliding window (dashed black line on Figure 2c). The strength of the NPDI correlation with ISMR (and ENSO) is in phase with the epochal variations of the NPDI variance during the 20th century. This result suggests that the NPDI influence vanishes when its year-to-year variability is not strong enough.

3.2. Implications for the Statistical Prediction of ISMR

[13] The next step is to assess if the NPDI can be useful in the context of statistical forecasting, using a multiple linear regression model as that of Rajeewan et al. [2006]. The list of their predictors used for the two-stage models (i.e., April and June forecasting) is given in Table 1, as well as their respective correlation coefficient (CC) with the ISMR index over the period 1958–2005. We have derived the same predictors from the datasets described in Section 2 and our results are therefore slightly different. Except for two first stage predictors, all correlations are significant at the 99% confidence level and the DJFMAM NPDI exhibits the strongest correlation with ISMR. Among the other ISMR predictors, correlations with NPDI are significant for Niño-3.4 SST anomaly tendency (J4, $R = -0.47$), equatorial south east Indian Ocean SST anomaly (A2/J2, $R = 0.44$), and Equatorial Pacific upper ocean heat content (A6, $R = -0.40$). It suggests that NPDI has some connection with Indo-Pacific SST variability, which does not mean that it is not as well the expression of internal extratropical atmospheric dynamics. To discuss the added value of our new ISMR predictor, we have compared different multiple linear regression schemes using a leave-one out cross validation over the period 1958–2005. This method con-

Table 1. Details of Predictors Used for the First Stage Forecast and for the Second Stage Forecast of ISMR and Comparison With the NPDI Predictors^a

Parameter	Period	Domain	CC With ISMR (1958–2005)
A1-J1 North Atlantic SST anomaly	December–January	20N-30N, 100W-80W	-0.38 ^b
A2-J2 Equatorial SE Indian Ocean SST anomaly	February–March	20S-10S, 100E-120E	0.42 ^b
A3-J3 East Asia surface pressure anomaly	February–March	35N-45N, 120E,130E	0.43 ^b
A4 Europe surface temperature anomaly	January	35N-60N, 10W-30E	0.42 ^b
A5 Northwest Europe surface pressure anomaly tendency	DJF(0)-SON(-1)	65N-75N, 20E-40E	-0.27
A6 Equatorial Pacific upper ocean heat content	February+March	4°S-4°N, 140°E-90°W	-0.16
J4 Niño-3.4 SST anomaly tendency	MAM-DJF	5S-5N, 170W-120W	-0.41 ^b
J5 North Atlantic surface pressure anomaly	May	35N-45N, 30W-10W	-0.46 ^c
J6 North Central Pacific zonal wind anomaly at 850 hPa	May	5N-15N, 180E-150W	-0.41 ^b
A7 NPDI DJFM	December–March	See Definition	0.46 ^c
J7 NPDI DJFMAM	December–May	See Definition	0.56 ^c

^aFirst stage forecast, predictors A; second stage forecast, predictors J.

^bp < 0.01

^cp < 0.001

sists in comparing observed ISMR values with those calculated from the regression schemes based successively on all years except the forecast year. For each stage, this comparison has been made between all possible combinations from the pool of one to seven predictors shown in Table 1.

[14] To assess the model’s skill, we have used the correlation coefficient R between the 38 predicted and observed ISMR values, the Root-Mean-Square-Error (RMSE) and a generalized cross-validation (GCV) function computed as given below: $GCV = \frac{\sum(Y' - Y)^2/n}{(1 - p/n)^2}$ with Y' the model forecast, Y the observed value, n the number of years and p the number of predictors. GCV is nearly equal to the square of the RMSE with a correction for the number of predictors used in the model. Table 2 summarizes the two best models for each stage, with and without the NPDI as a predictor (A7 and J7).

[15] For the second stage, the ISMR prediction is considerably improved with the correlation coefficient between observed and predicted values increased by 0.08, i.e., an increase of more than 10% of explained variance with the addition of the NPDI in the list of potential predictors. For

the first stage the improvement is less pronounced (about 7% increase of explained variance). Figure 3 shows the ISMR time series for 1958–2005 and the predicted values for the two forecasting stages. An interesting feature of the models integrating the NPDI predictor is a better ability to capture extreme values of monsoon rainfall, and in particular the droughts of 2002 and 2004 which were not predicted by operational statistical models.

4. Discussion and Conclusions

[16] This study highlights the lead correlation between a winter-to-spring PNA-related index and the following Indian summer monsoon rainfall during recent decades. Our index is computed several months before the monsoon onset and may therefore be useful for operational seasonal forecasting.

[17] Understanding the physical mechanisms that control the interannual variability of the PNA-monsoon system remains a difficult challenge and will require further investigation. This relationship seems partly associated with the ENSO variability and with its influence on Indian monsoon. However, the NPDI-ISMR relationship remains significant after the removal of ENSO effects through simple linear regression, suggesting that the NPDI influence on the summer Indian monsoon has another pathway. In line with the results of *Peings and Douville [2009]*, a contribution of the eastern Eurasian snow cover has been proposed and will be tested in a modelling study with the CNRM atmospheric GCM.

[18] Finally, the implications of our new monsoon predictor for the statistical prediction of ISMR have been

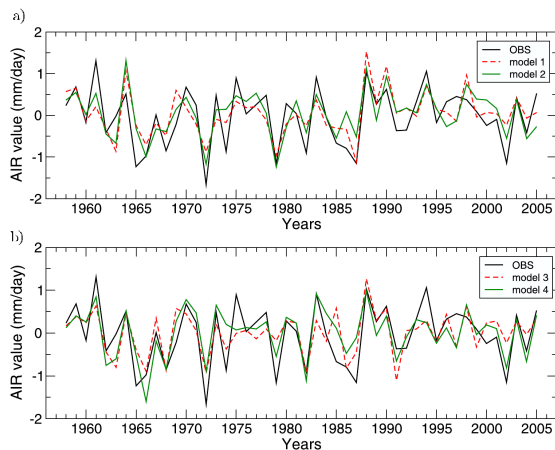


Figure 3. Time series of the JJAS ISMR index (solid black line) and of its predicted values (mm/day) for: (a) first forecasting stage, (b) second forecasting stage, over the period 1958–2005. Green (Red) curves represent the models with (without) NPDI as predictor, and black curves show observed values of ISMR.

Table 2. Comparison of the Two Better Models of ISMR Prediction Over the Period 1958–2005^a

Model	R	RMSE (mm/day)	GCV (mm/day) ²
<i>Stage 1 (Mid of April)</i>			
Model 1: A1-A2-A3-A4-A5	0.70	0.49	0.30
Model 2: A1-A3-A4-A5-A7	0.75	0.46	0.27
<i>Stage 2 (End of June)</i>			
Model 3: J1-J2-J5-J6	0.68	0.50	0.30
Model 4: J3-J5-J6-J7	0.76	0.45	0.24

^aWith and without the NPDI (A7 and J7), for the two stage of forecasting. The results are obtained by multiple linear regression realized with a leave-one-out cross validation.

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

briefly explored. In keeping with the two stages of the IMD operational seasonal forecasting system, a multiple linear regression scheme has been tested, which is based on a pool of seven potential predictors (including the NPDI). A simple cross-validation approach has been applied over the period 1958–2005 for all possible models. The results show that including the NPDI in the pool of predictors yields better skill, with an increase of about 7% in the explained variance of ISMR for the first stage, and 10 % for the second forecast stage. This increase has been obtained over a relatively long period (1958–2005) and the new regression improves in particular the hindcast of the 2002 and 2004 deficient monsoon seasons, which were poorly predicted by the operational IMD forecasting system. Note however that a single model approach has been used to assess the relevance of our NPDI predictor and that its potential contribution to a multi-model [Rajeevan *et al.*, 2006; Sahai *et al.*, 2008] empirical forecasting system remains to be evaluated.

[19] Moreover, the PNA-monsoon relationship is not stable over the entire 20th century. The strengthening of the NPDI variability observed since the 1950's could be an explanation for the increasing influence of the PNA oscillation on both Indian monsoon and ENSO, but this needs further analysis.

[20] **Acknowledgments.** We are thankful to Alexander Gershunov, Aurélien Ribes and anonymous reviewers for their constructive comments and suggestions to improve the quality of the paper.

References

- Belamari, S., J. L. Redelsperger, and M. Pontaud (2003), Dynamic role of a westerly wind burst in triggering an equatorial Pacific warm event, *J. Clim.*, *16*, 1869–1890.
- Carton, J. A., G. Chepurin, X. Cao, and B. Giese (2000), A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950–95—Part I: Methodology, *J. Phys. Oceanogr.*, *30*, 294–309.
- Gadgil, S., M. Rajeevan, and R. Nanjundiah (2005), Monsoon prediction—Why yet another failure?, *Curr. Sci.*, *84*, 1713–1719.
- Gershunov, A., N. Schneider, and T. Barnett (2001), Low-frequency modulation of the ENSO-Indian monsoon rainfall relationship: Signal or noise?, *J. Clim.*, *14*, 2486–2492.
- Kripalani, R. H., and A. Kulkarni (1997), Climatic impact of El Niño/La Niña on the Indian monsoon: A new perspective, *Weather*, *52*, 39–46.
- Krishna Kumar, K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane (1999), On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO, *Science*, *284*, 2156–2159.
- Kucharski, F., A. Bracco, J. H. Yoo, and F. Molteni (2008), Atlantic forced component of the Indian monsoon interannual variability, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L04706, doi:10.1029/2007GL033037.
- McPhaden, M. J., et al. (1998), The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14,169–14,240.
- Parthasarathy, B., A. Munot, and D. R. Kothawale (1995), Monthly and seasonal rainfall series for All India homogeneous regions and meteorological subdivisions: 1871–1994, *Meteorol. Res. Rep. RR-065*, 113 pp., Indian Inst. of Trop. Meteorol., Pune, India.
- Peings, Y., and H. Douville (2009), Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observed climatologies and CMIP3 simulations, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-009-0565-0.
- Popova, V. (2007), Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes, *Int. J. Climatol.*, *27*, 1721–1733.
- Rajeevan, M., D. S. Pai, R. Anil Kumar, and B. Lal (2006), New statistical models for long-range forecasting of southwest monsoon rainfall over India, *Clim. Dyn.*, *28*, 813–828.
- Sahai, A. K., R. Chattopadhyay, and B. N. Goswami (2008), A SST based large multi-model ensemble forecasting system for Indian summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L19705, doi:10.1029/2008GL035461.
- Soman, M. K., and J. Slingo (1997), Sensitivity of the Asian summer monsoon to aspects of SST anomalies in the tropical Pacific Ocean, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *123*, 309–336.
- Straus, D. M., and J. Shukla (2002), Does ENSO force the PNA?, *J. Clim.*, *15*, 2340–2358.
- Torrence, C., and P. Webster (1999), Interdecadal changes in the ENSO-monsoon system, *J. Clim.*, *12*, 2679–2690.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski (1998), Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *J. Geophys. Res.*, *103*, 14,291–14,324.
- Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Weather Rev.*, *109*, 784–812.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I.-S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblas-Reyes (2005), Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L15711, doi:10.1029/2005GL022734.
- Webster, P. J., and S. Yang (1992), Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *118*, 877–926.
- Yu, B., Y. M. Tang, X. B. Zhang, and A. Niitsoo (2008), An analysis on observed and simulated PNA associated atmospheric diabatic heating, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-008-0432-4.
- H. Douville and Y. Peings, CNRM, GAME, Météo-France, CNRS, 42 avenue Gaspard Coriolis, F-31057 Toulouse CEDEX 01, France. (yannick.peings@cnrm.meteo.fr)
- P. Terray, LOCEAN, Institut Pierre Simon Laplace, BP 100, 4 place Jussieu, F-75005 Paris CEDEX, France.

4.3. Principaux résultats

- ✓ L'indice PNA, calculé à partir du géopotential à 500 hPa selon la formule de Wallace et Gutzler (1981), puis moyenné sur l'hiver étendu de décembre à mai, est significativement corrélé avec l'indice AIR de précipitations de mousson indienne ($R=0.47$ sur la période 1958-2005, $p<0.001$). Un indice « pseudo-PNA » est calculé en utilisant les pressions de surface afin d'étendre l'analyse à tout le XX^{ème} siècle grâce aux données HadSLP (1870-2003). L'indice PNA DJFMAM se projette en surface sous la forme d'un dipôle de pression sur la dépression Aléoutienne et le Pacifique subtropical. L'indice NPDI (pour « North Pacific Dipole Index ») est calculé en faisant la différence entre ces deux centres d'action.
- ✓ Le NPDI calculé à partir des réanalyses sur la période commune au PNA est encore un meilleur prédicteur de la mousson ($R=0.56$ sur 1958-2005, $p=0.0001$). Ce résultat est frappant car sur cette période, cette corrélation est plus élevée que la corrélation synchrone ENSO-mousson alors que notre indice est lui calculé avant le démarrage de la mousson.
- ✓ Des corrélations décalées montrent que contrairement à la relation ENSO-mousson qui est synchrone et marche principalement dans le sens mousson-ENSO, la corrélation NPDI-mousson est maximale avec le NPDI de février-mars. De plus, si le NPDI est corrélé significativement au TSM NINO-3.4 d'hiver (modulation du PNA par l'ENSO, Trenberth et al. 1998), il est également un bon précurseur de la phase suivante de l'ENSO. Les corrélations glissantes calculées depuis 1870 montrent que le lien NPDI-mousson n'est pas stationnaire, et qu'il n'est significatif que depuis la moitié du XX^{ème} siècle. Cela correspond à la période sur laquelle la corrélation entre le NPDI et les TSM NINO-3.4 d'été est significative, suggérant encore une fois que le NPDI est corrélé à la mousson par le biais de son influence sur le développement des événements ENSO. La non-stationnarité de l'effet du Pacifique Nord sur le système ENSO-mousson pourrait s'expliquer par les variations de l'intensité du dipôle, les dernières décennies montrant une forte variabilité de l'indice NPDI comparée à la période pré-1950.
- ✓ Bien que l'ENSO module la circulation du Pacifique Nord, le lien NPDI-mousson ne peut s'expliquer seulement par l'effet de l'ENSO. En effet, les indices TSM du Pacifique tropical ne sont pas de bons prédicteurs de la mousson, et la corrélation NPDI-mousson reste significative après régression sur un indice TSM NINO-3.4. Le fort lien entre l'enneigement sur l'est de l'Eurasie et le NPDI suggère que la neige pourrait être l'autre courroie de transmission entre le Pacifique Nord et la mousson.
- ✓ L'apport de l'indice NPDI dans un schéma statistique de prévision de la mousson indienne est testé par une méthode de cross-validation. Le score en mode hindcast⁴ est calculé à partir de la liste des prédicteurs utilisés actuellement par l'IMD, puis recalculé après inclusion du NPDI dans cette liste. Ces calculs sont réalisés sur la période 1958-2005 pour les deux stages de prévision de l'IMD, qui ont lieu en avril et en juin. Pour le premier stage, l'indice NPDI est moyenné de décembre à mars, et de décembre à mai pour le second. L'apport du NPDI est positif dans les deux cas, et notamment pour le second stage avec un gain de variance expliquée de l'AIR de plus de 10%. Un résultat intéressant vient de la capacité du schéma utilisant le NPDI à prévoir les sécheresses de 2002 et 2004 qui furent mal prévues par les modèles statistiques.

4 Prévision réalisée *a posteriori*, qui permet de valider un schéma statistique en vérifiant que l'inclusion des paramètres observés en entrée donne une prévision en accord avec la réalité.

4.4. Discussion

Notre étude a permis d'identifier un précurseur jusqu'ici inconnu de la mousson indienne, et a montré son utilité potentielle dans un contexte opérationnel à travers un schéma de prévision statistique. La prochaine étape est maintenant de déterminer plus précisément les mécanismes physiques expliquant cette téléconnexion. L'utilisation d'un modèle couplé océan-atmosphère apparaît obligatoire pour prendre en compte les rétroactions océan-atmosphère qui jouent un rôle essentiel dans ces mécanismes. Ce travail constituera une des perspectives principales de ce chapitre de thèse, et permettra de quantifier le rôle respectif de chacune des composantes impliquées (neige, circulation du Pacifique Nord, ENSO, mousson) dans ce système complexe. Cependant, nous pouvons dès à présent en discuter, en énumérant les hypothèses paraissant les plus probables:

(1) L'enneigement eurasiatique hivernal influence la circulation atmosphérique du Pacifique Nord, comme cela a déjà été montré dans certains MCG (Walsh et Ross 1988, Yasunari 1991, Wallands et Simmons 1997a). La persistance des anomalies de circulation et des TSM associées sur le Pacifique Nord durant l'hiver serait ensuite susceptible de favoriser l'occurrence d'événements ENSO, selon les processus décrits dans la littérature sur le sujet (Vimont et al. 2001,2003, Anderson 2003). Dans ce cas, le lien neige-mousson s'expliquerait par un mécanisme mettant en jeu les interactions tropiques-extratropiques. Ce rôle actif de la neige a déjà été suggéré par Barnett et al. (1989), qui ont observé dans leur expérience de sensibilité à la neige eurasiatique des impacts sur les flux et les vents de surface du Pacifique tropical. Les résultats du chapitre 4 font pencher la balance en faveur de cette hypothèse. S'ils ne nous disent rien sur le lien neige-mousson (les expériences s'étendent de octobre à mars), ils confirment que l'enneigement sibérien module la circulation atmosphérique du Pacifique Nord en automne/hiver.

(2) Les anomalies de neige sur l'est de l'Eurasie ne sont que la conséquence de la variabilité atmosphérique de la circulation sur le Pacifique Nord. Dans ce cas, le lien entre la neige eurasiatique et la mousson ne serait qu'un artefact dû à l'influence de la circulation Pacifique sur la mousson via l'ENSO.

(3) Une dernière hypothèse est que tous ces liens statistiques sont en réalité dus à la variabilité de l'ENSO. Cependant, comment expliquer alors que les TSM du Pacifique tropical ne peuvent être utilisées comme des prédicteurs de la mousson (Webster et Yang 1992)? De plus, comment expliquer que le lien PNA-mousson est resté significatif durant les deux dernières décennies alors que l'influence de l'ENSO sur la mousson a apparemment diminué (Krishna Kumar et al. 1999)?

Cette dernière question concerne également les hypothèses (1) et (2), qui nécessitent une forte influence de l'ENSO sur la mousson pour être valide. Il est possible qu'une autre courroie de transmission existe entre la circulation du Pacifique Nord et la mousson. La neige eurasiatique est un candidat potentiel, mais il faudrait déterminer par quel biais elle est susceptible de moduler la variabilité de la mousson, autrement que par le mécanisme de Blanford ou celui que nous décrivons en (1).

Une autre question importante est de savoir comment les téléconnexions que nous avons identifiées s'inscrivent dans le contexte de la TBO. Wu et Kirtman (2003) décrivent le mécanisme

par lequel l'ENSO et la mousson rétroagissent, et mènent à cette oscillation biennale du système Indo-Pacifique dans leur modèle. Leur schéma conceptuel ne prend en compte ni la circulation du Pacifique Nord, ni les surfaces continentales. Il serait intéressant de comprendre comment l'enneigement eurasiatique et la variabilité de la région Pacifique Nord s'insèrent dans le concept de TBO, et de déterminer si leur rôle est actif ou passif.

Tout cela nous mène au-delà du sujet de cette thèse, mais les éléments concordent à notre sens vers l'hypothèse suivante: le Pacifique Nord, l'ENSO et la mousson s'influencent mutuellement par le biais des conditions de surfaces océaniques et continentales. La figure 17 tente de résumer les différentes interactions possibles entre toutes les composantes océaniques, atmosphériques et continentales mises en jeu. Les mécanismes régissant ce système couplé ne sont pas triviaux et nécessitent des simulations numériques en mode couplé pour bien identifier les différents processus mis en jeu. Cependant, tant que les modèles ne seront pas capables de simuler un ENSO et les téléconnexions qui lui sont associées de façon réaliste, cet objectif sera difficile à atteindre. Bien que notre étude n'ait pu aller aussi loin que nous le souhaitions, nous aurons peut-être apporté notre pierre à l'édifice en suggérant le rôle actif de la circulation du Pacifique Nord (et de la neige?) sur la circulation atmosphérique tropicale et la mousson asiatique.

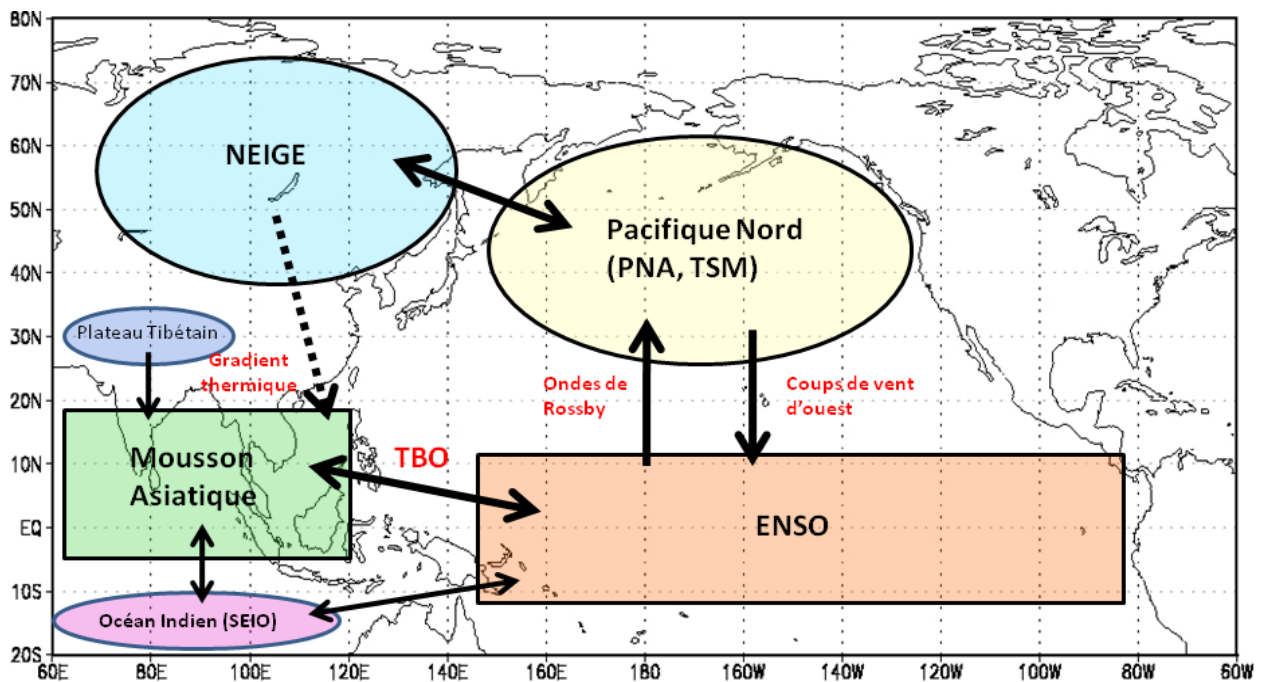


Figure 17. Schéma conceptuel des différentes interactions discutées dans cette section.

4.5. Exercice de prévision de la mousson 2009

Pour terminer cette étude, essayons de mettre en application notre prédicteur de la mousson en mode prévision réelle (et non hindcast). L'année 2009 a été marquée par une des plus grosses sécheresses de ces dernières années sur l'Inde. La mousson a en effet été largement déficitaire avec -23% de précipitations par rapport à la moyenne (source: <http://www.tropmet.res.in/~kolli/mol/>). La sécheresse a été plus marquée au nord qu'au sud, où

4. Téléconnexion neige-mousson dans les observations: rôle du couplage entre les tropiques et les extratropiques

les pluies sont restées proches de leurs valeurs habituelles. Les schémas statistiques opérationnels n'ont malheureusement pas prévu correctement cette mousson anormale. L'IMD, notamment, prévoyait une mousson légèrement déficitaire (-4% au stage 1, -7% au stage 2).

Les données NCEP, mises à jour régulièrement, nous permettent de calculer un indice NPDI pour cette année 2009, ainsi qu'un indice de mousson dynamique, la valeur de l'AIM n'étant pas disponible (IMI, « Indian Monsoon Index », Wang et al. 2001). Le NPDI a été fortement négatif cette année, en accord avec la relation directe NPDI-mousson que nous suggérons (figure 18).

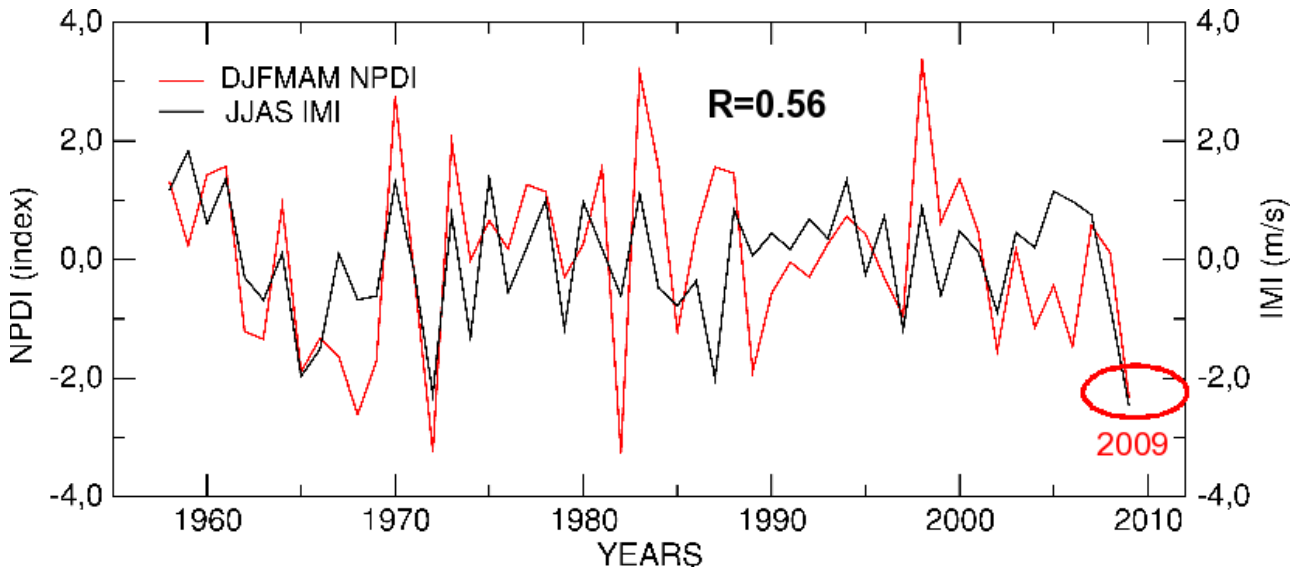


Figure 18. Séries temporelles de l'indice NPDI (DJFMAM) et de l'indice IMI (JJAS) sur la période 1958-2009.

Nous avons réalisé la même prévision que l'IMD en utilisant notre modèle statistique le plus concluant (J3-J5-J6-J7, cf section 4.2). Ce modèle utilise quatre précurseurs: les anomalies de pression sur l'est de l'Eurasie en février-mars (J3) et sur l'Atlantique Nord en mai (J5), les anomalies de vent zonal en surface sur le Pacifique tropical en mai (J6), et l'indice NPDI moyenné de décembre à mai (J7). On intègre donc au NPDI des informations relatives à l'ENSO, avec le prédicteur J7, mais également à la NAO (J6), et probablement à la neige sur l'est de l'Eurasie par le biais des pressions de surface (J3). Sans le NPDI (schéma J1-J2-J5-J6), nous retrouvons bien le résultat de l'IMD, avec un indice de mousson prévu au stage 2 de -7% par rapport à sa valeur moyenne. Par contre, le schéma utilisant le NPDI prévoit une mousson largement plus déficitaire, avec -15% de pluies sur l'Inde. Bien que l'anomalie de mousson soit encore sous-estimée, la prévision est plus correcte. Ce résultat suggère l'intérêt de notre indice pour prévoir les fortes anomalies de mousson. En effet, après 2002 et 2004, voilà une troisième année de sécheresse pour laquelle l'inclusion du NPDI dans les schémas statistiques permet d'améliorer la prévision saisonnière de la mousson. Toutefois, seul le temps nous dira si ce résultat encourageant se confirme, si le lien NPDI-mousson est stationnaire, et s'il peut réellement permettre d'anticiper l'intensité de la mousson indienne.

Synthèse du Chapitre 3

1. Questions posées

- Le lien neige-mousson est-il robuste et stationnaire dans les données observées, et si oui, quelles sont les régions significativement associées aux pluies de mousson sur l'Inde ?
- Le modèle ARPEGE-Climat et les modèles couplés océan-atmosphère actuels simulent-ils une influence de la neige sur la mousson? Les mécanismes physiques mis en jeu sont-ils en accord avec les observations ?
- Quels sont les apports de ces résultats en terme de prévision saisonnière des précipitations de mousson ?

2. Résultats obtenus

x A partir des observations

Les liens statistiques entre les étendues de neige et la mousson ne sont pas robustes ni stationnaires sur la période 1967-2006 des données NSIDC. Un signal plus significatif est identifié à partir des données de hauteurs de neige HSDSD, sous la forme d'une anomalie de neige dipolaire précédant la mousson en hiver/printemps. La partie est de l'Eurasie est plus particulièrement associée à l'intensité des pluies de mousson, un excédent de neige sur la Sibérie en hiver précédant une mousson excédentaire. Toutefois, cette téléconnexion va à l'encontre de la relation inverse neige-mousson imaginée par Blanford (1884), et ne concerne qu'une période d'étude assez limitée. Bien que basées sur des données observées comportant certaines limites, ces analyses remettent donc en cause l'influence de la neige sur la mousson par un mécanisme mettant en jeu le gradient thermique terre-mer.

x A partir des simulation CMIP3

Certains modèles simulent un lien significatif entre l'enneigement eurasiatique et la mousson (CNRM, HadCM3, MPI, MRI), mais aucun ne capture le dipôle de neige suggéré par les observations. De plus, seul le modèle MRI semble représenter un lien neige-mousson indépendant des biais des modèles liés à l'ENSO. Pour les trois autres, l'influence exagérée de l'ENSO à la fois sur les étendues de neige eurasiatiques et sur les précipitations de mousson conduit à une relation statistique artificielle entre la neige et la mousson.

x A partir d'expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat

Les expériences de sensibilité permettent de nous affranchir des limites des observations, et d'identifier les régions clés pouvant influencer la mousson par le biais de la neige. La sensibilité à l'enneigement de la mousson indienne simulée par ARPEGE-Climat est généralement faible. On observe néanmoins des réponses significatives des pluies de mousson pour les expériences perturbant la neige du plateau tibétain et imposant un dipôle de neige sur l'Eurasie. Toutefois, ces simulations sont pénalisées par les biais du modèle concernant les précipitations, trop importantes sur le plateau tibétain et au niveau de la Warm Pool. Les résultats sont donc sujets à caution, mais illustrent néanmoins par quels biais les anomalies de neige sont capables de moduler la circulation atmosphérique tropicale.

x Analyses complémentaires

Le lien statistique entre les hauteurs de neige est-eurasiatiques et la mousson indienne nous a permis d'identifier que la circulation du Pacifique Nord en hiver/printemps constituait un bon précurseur de la mousson indienne et des événements ENSO. Un indice basé sur la pression au niveau de la mer a été défini (NPDI), qui permet d'améliorer les prévisions statistiques de la mousson lorsqu'il est incorporé au schéma opérationnel de l'IMD. En effet, le modèle intégrant cet indice montre une certaine capacité à capturer les sécheresses de 2002 et 2004 en mode « hindcast », et la sécheresse de 2009 pour une prévision en temps réel.

3. Limites et perspectives

➤ Les analyses basées sur les observations sont limitées par les défauts (ou l'absence) de données sur la région clé du plateau tibétain. Or, de nombreuses expériences numériques, dont les nôtres, soulignent son influence sur la mise en place de la mousson indienne. Certaines données stations existent (Zhang et al. 2004), mais sont trop limitées spatialement et temporellement pour en tirer des conclusions solides. La mise à disposition de données plus précises sur l'enneigement du plateau tibétain serait précieuse pour mieux appréhender son rôle sur la mousson indienne.

➤ Une téléconnexion entre l'enneigement sibérien, le Pacifique Nord et la mousson indienne est fortement suggérée par les observations, et doit maintenant être examinée plus en détail. Des tests de sensibilité en configuration couplée sont nécessaires pour approfondir les mécanismes mis à l'œuvre dans ce système complexe neige-Pacifique-ENSO-mousson. Ils nécessitent toutefois un modèle couplé simulant une variabilité de l'ENSO et une mousson réalistes pour déterminer avec précision le rôle de chacune de ces composantes.

Chapitre 4

Influence de la neige sur la variabilité extratropicale d'hiver

Nous nous sommes intéressés au chapitre 3 à l'impact de la neige sur la variabilité de la mousson indienne, qui est historiquement la téléconnexion associée à la neige dont la découverte est la plus ancienne. Revenons dans ce chapitre vers des latitudes plus proches de chez nous, pour nous intéresser au rôle de la neige sur la variabilité extratropicale d'hiver.

La circulation extratropicale hivernale de l'hémisphère Nord présente une forte variabilité interannuelle, mais également décennale et interdécennale (Hurrell et van Loon 1997, Trenberth et Hurrell 1994). Elle se caractérise par de grands modes de variabilité qui comptent pour une large part de sa variance en hiver : l'oscillation Nord Atlantique (NAO, Hurrell 1995), signature régionale de l'oscillation Arctique (AO¹, Thompson et Wallace 1998), et l'oscillation PNA sur le Pacifique Nord (Wallace et Gutzler 1981). Un nombre conséquent d'autres modes de variabilité ont été identifiés, expliquant cependant une part plus faible de la variance totale de l'atmosphère. La description de ces modes est donnée au chapitre 1. Du fait de leurs impacts sur les températures et les précipitations, la prévision de ces phénomènes climatiques revêt un intérêt majeur pour les pays industrialisés d'Europe et d'Amérique du Nord. De nombreux efforts sont donc fournis depuis des années pour améliorer la prévision saisonnière de ces modes (Palmer et al. 2004). Malgré tout, les scores obtenus par les modèles dynamiques restent faibles et ne surpassent pas certains modèles statistiques simples (Cohen et Fletcher 2007).

La prévisibilité à longue échéance de l'atmosphère extratropicale suppose que sa variabilité ne soit pas intégralement interne et chaotique, mais en partie forcée par les composantes lentes du système climatique. Des expériences numériques réalisées avec des MCG forcés par des TSM climatologiques reproduisent les modes de variabilité NAO et PNA, soulignant leur caractère fondamentalement intrinsèque à l'atmosphère et indépendant du forçage océanique (Marshall et Molteni 1993, Terray et Cassou 2000, Straus et Shukla 2002). Cependant, de nombreuses études ont suggéré le rôle des TSM sur la variabilité interannuelle et décennale de ces modes. En ce qui concerne le PNA, son lien avec l'ENSO a été largement évoqué (Deser et Wallace 1990) et les

1 Durant ce chapitre, l'indice AO sera toujours défini comme le premier mode de l'ACP de la Pmer au-delà de 20°N. L'indice NAO sera calculé selon la définition de Hurrell (1995) pour les observations, et comme le premier mode de l'ACP du Z500 sur la région Atlantique Nord pour les modèles.

mécanismes expliquant cette téléconnexion sont bien identifiés (Trenberth et al. 1998). Malgré tout, le débat n'est pas terminé, et la question de savoir si l'ENSO module le PNA (Bladé 1997, Lau 1997) ou s'il crée de nouvelles structures reste ouverte (Straus et Shukla 2002). En ce qui concerne la NAO, son spectre de puissance est caractéristique d'un bruit blanc, peu de bandes de fréquences préférentielles émergent de façon significative. Cependant, les dernières décennies montrent une certaine rougeur de ce spectre, suggérant un lien potentiel avec certaines composantes lentes du système (Feldstein 2002). Nombre de travaux ont ainsi étudié l'influence de l'océan sur la variabilité interannuelle de la NAO. En particulier, plusieurs études ont mis en évidence une réponse de la NAO à des anomalies de TSM situées dans le bassin Nord Atlantique (Rodwell et al. 1999, Czaja et Frankignoul 1999, Terray et Cassou 2002). Une structure en forme de fer à cheval (désignée par le terme « Horseshoe pattern » dans la littérature), caractérisée par une anomalie froide à l'est de Terre-Neuve entourée d'une anomalie chaude, favoriserait la mise en place d'une phase négative de la NAO l'hiver suivant. En modifiant l'activité tourbillonnaire sur l'Atlantique Nord en automne, ces anomalies de TSM pourraient induire des anomalies barotropes de grande échelle à travers l'interaction entre transitoires et flux moyen (Cassou et al. 2004). Des téléconnexions avec les bassins Atlantique tropical (Nobre et Shukla 1996) et Atlantique sud (Robertson et al. 2000) ont également été soulignées. Le lien entre l'ENSO et la circulation Nord hémisphérique hivernale est plus controversé, et serait surtout visible pendant les phases La Niña (Rogers 1984, Fraedrich 1994, Brönimann et al. 2007). Plus récemment, le rôle de la stratosphère a également été évoqué, les anomalies stratosphériques étant susceptibles de se propager en surface (Baldwin et Dunkerton 1999) et pouvant expliquer une part importante de la variabilité décennale (Scaife et al. 2005) et interannuelle (Douville 2009b) de la NAO. La stratosphère extratropicale jouerait également un rôle dans la façon dont les événements ENSO se projettent sur le climat européen (Ineson et Scaife 2009), et répondrait elle-même à des forçages tropicaux (Jung et Leutbecher 2007).

Une autre composante du système climatique susceptible de moduler la variabilité atmosphérique extratropicale est la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord. Les anomalies de neige pouvant persister à l'échelle de quelques semaines, voire d'une saison, le manteau neigeux apparaît en effet comme un forçage potentiel de l'atmosphère extratropicale. Cette question a fait l'objet de plusieurs études, dont nous ferons une revue dans un premier temps (section 1). En section 2, nous présenterons les résultats d'analyses réalisées à partir des observations et des simulations CMIP3. La section 3 sera consacrée aux expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat. Une analyse en régimes de temps sera finalement présentée en section 4.

1. Revue bibliographique

L'étude de l'influence potentielle de la neige sur la circulation atmosphérique extratropicale a connu un intérêt croissant depuis quelques décennies et l'avènement des données satellitaires. Au-delà de son influence locale, on peut distinguer deux types de mécanismes par lesquels la neige est susceptible de moduler l'atmosphère à distance, aux moyennes et hautes latitudes. Le premier d'entre eux suppose une réponse atmosphérique en aval (à l'est) des anomalies de neige, par le biais de la propagation d'ondes de Rossby (Walsh et Ross 1988, Yasunari 1991). Le deuxième courant de pensée est plus récent et fait suite notamment aux travaux de Cohen et Entekhabi (1999). D'après ces études, la neige eurasiatique pourrait avoir une influence à l'échelle hémisphérique. Le mécanisme proposé implique le forçage d'ondes planétaires par les anomalies de neige, ondes qui se propagent verticalement, déferlent dans la stratosphère où elles affaiblissent

le vortex polaire. Ces anomalies se propagent ensuite vers la surface et affectent la phase de l'AO/NAO, selon le mécanisme de couplage troposphère-stratosphère décrit par Baldwin et Dunkerton (1999).

La première publication évoquant le rôle de la neige sur la variabilité atmosphérique extratropicale fut probablement celle de Namias (1962). L'auteur y évoque l'impact des chutes de neige importantes tombées sur l'est de l'Amérique du Nord durant l'hiver 1960-61. La rétroaction neige-température aurait inhibé le développement des systèmes dépressionnaires locaux, accentuant encore la persistance de l'anomalie froide. Par la suite, l'étude de Walsh et Ross (1988) sera la première étude utilisant un MCG pour analyser la réponse de l'atmosphère à un forçage de neige. Dans leur modèle, des excédents de neige sur l'Amérique du Nord et l'Eurasie sont associés respectivement à un renforcement de la dépression d'Islande et de la dépression aléoutienne. Lors de son expérience de sensibilité neige-mousson évoquée au chapitre précédent, Yasunari (1991) observe la propagation d'un train d'ondes de Rossby sur le Pacifique et l'Amérique en réponse à l'anomalie de neige sur l'Eurasie. Dans la lignée de ces résultats, Wallands et Simmons (1997a) imposent les couvertures observées pour deux années particulières de forte et faible étendue de neige sur l'hémisphère nord (1973 et 1977). En plus de fortes réponses locales, la circulation atmosphérique est modifiée en aval des anomalies de neige sur les bassins Pacifique et Atlantique, avec notamment une modulation des dépressions des moyennes latitudes. Les mêmes auteurs se penchent également sur les observations pour discuter du lien entre la variabilité de la neige et du géopotential à 700 hPa (Wallands et Simmons 1997b). Leurs résultats reflètent principalement l'impact de la circulation atmosphérique sur la distribution des anomalies de neige plutôt que l'inverse. En accord avec ces travaux, l'étude de Clark et al. (1999) suggère que l'atmosphère force la couverture de neige par le biais d'anomalies de température et d'humidité advectées par la circulation de grande échelle. Toujours à partir de données observées, Clark et Serreze (2000) étudient plus particulièrement la relation entre la neige sur l'est de l'Eurasie et la circulation du Pacifique Nord. Bien que des liens significatifs soient identifiés, ils peinent à distinguer qui de l'atmosphère ou de la neige influence l'autre. On peut également citer l'étude de Frei et Robinson (1999) qui souligne que 60% de la variance des couvertures de neige observées s'explique par l'influence régionale de l'atmosphère plutôt que par des anomalies de circulation de grande échelle. Finalement, une autre étude utilisant un MCG a été réalisée par Watanabe et Nitta (1998). Ils diminuent dans leur modèle l'enneigement en automne de manière à imposer la faible couverture observée en 1988, et prescrivent en parallèle des TSM climatologiques ou observées durant l'hiver 1988/1989 marqué par un événement La Niña. Leur modèle capture l'anomalie en géopotential observée sur l'Eurasie, mais sans surprise, la réponse sur le Pacifique Nord n'est correcte que dans la simulation avec TSM observée, soulignant l'influence prépondérante de l'ENSO.

De nombreuses études statistiques et numériques suggèrent donc une influence non-locale de l'enneigement sur la variabilité extratropicale, et en particulier de la neige eurasiatique sur la dépression aléoutienne. Plus récemment, Orsolini et Kvamstø (2009) ont prescrit les observations satellites NSIDC de couverture de neige comme conditions aux limites dans ARPEGE-Climat et ont réalisé un ensemble réduit de simulations couvrant la période 1979-2000. Les résultats suggèrent que la neige sur l'est de l'Eurasie influence la circulation atmosphérique des bassins Pacifique et Atlantique Nord par le biais d'une modulation de l'Atlantic-Icelandic Low Seesaw (AIS, voir chapitre 1 section 1.2.2).

A la fin des années 90, Cohen et Entekhabi sont les premiers à suggérer que l'impact de la couverture de neige eurasiatique n'est pas uniquement situé en aval sur le Pacifique Nord, mais

également sur les régions Arctique et Nord Atlantique (Cohen et Entekhabi 1999). Les auteurs de cette étude démontrent que la couverture de neige sur la Sibérie en automne est négativement et significativement corrélée à l'AO/NAO d'hiver. Ils émettent alors l'hypothèse qu'un excédent de neige sur cette région renforce l'anticyclone sibérien, qui s'étend par la suite sur les secteurs Arctique et Nord Atlantique. Ils montrent ainsi que les anomalies de pression et de température associées à l'oscillation Arctique d'hiver prennent forme en automne sur la Sibérie, à une saison où la variabilité de la neige est importante (Cohen et al. 2001). Toutefois, les mêmes auteurs vont proposer la même année un mécanisme bien différent, mettant en jeu les interactions troposphère-stratosphère (Saito et al. 2001). Les anomalies de neige en automne induisent un forçage thermique en surface et dans la basse troposphère. Dans le cas d'un excès de neige, la bulle froide créée en surface amplifie les ondes stationnaires de Rossby forcées habituellement par l'orographie dans cette région. La Sibérie est en effet un foyer d'ondes stationnaires du fait de ces chaînes montagneuses et du fort contraste thermique terre-mer qui la caractérise (Plumb 1985, Gong et al. 2007). Durant l'automne, le vortex polaire commence à se mettre en place et la propagation d'ondes stationnaires de la troposphère vers la stratosphère est alors favorisée. Cette propagation des ondes, visible en fin d'automne sur la région sibérienne, crée des anomalies de pression en altitude et tend à affaiblir le vortex polaire. Cette modification se propage durant l'hiver vers la surface et aboutit à une prépondérance de la phase négative de l'AO en moyenne saisonnière. La figure 1 résume les différentes étapes de ce mécanisme.

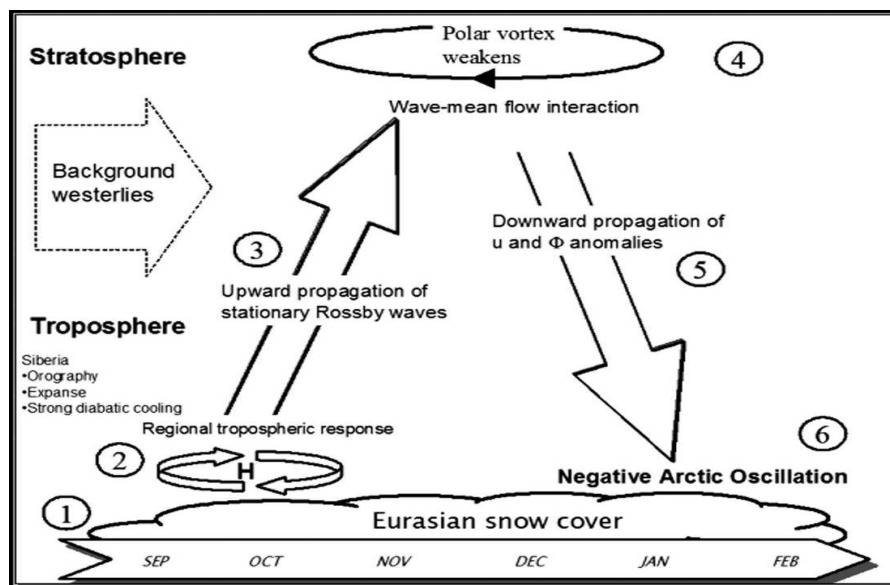


Figure 1. Mécanisme proposé par Cohen et al. (2007) pour expliquer le lien entre la neige sibérienne d'automne et la phase de l'oscillation Arctique l'hiver suivant.

Le mécanisme inverse est proposé lorsqu'un déficit de neige favorise la phase positive de l'AO. Nous verrons cependant en section 4 que cette relation ne semble pas linéaire. Bien que ce mécanisme soit pour le moins complexe, il a été reproduit dans quelques expériences numériques de sensibilité à la neige (Gong et al. 2003a, 2003b, 2004a, 2004b, Fletcher et al. 2007, 2009). Nous y reviendrons plus en détail dans la section 3.2.

Afin de comprendre pourquoi le forçage de la neige sur l'AO est actif certaines années et semble inexistant pour d'autres, Cohen et al. (2002) et Cohen et Saito (2003) ont proposé une méthode de classification discriminant l'évolution de la réponse atmosphérique hivernale. La réponse au forçage de neige serait conditionnée par la circulation atmosphérique extratropicale.

Certains hivers (Type A), les anomalies de température et de circulation apparaissent en automne au nord de l'Eurasie. Dans ce cas, la troposphère et la stratosphère sont étroitement couplées et le lien neige-AO est favorisé. Pour les hivers de type N, les anomalies de température et de circulation apparaissent plus à l'ouest sur la région Nord Atlantique-Europe. Le couplage troposphère-stratosphère est alors faible, et l'AO ne réagit pas aux anomalies de neige. Une bonne prédiction de l'AO nécessite donc de connaître l'anomalie de neige sur la Sibérie en automne, mais également d'intégrer une information sur l'anomalie de pression. A partir d'un modèle statistique très simple basé sur ces deux prédicteurs (snow-Cast, ou sCast model), Cohen et Fletcher (2007) obtiennent des scores intéressants de prévision saisonnière en mode « hindcast » sur l'est des Etats-Unis et sur l'Europe. Sur la période couvrant les hivers 1972/73-2004/05, leur modèle surclasse même les scores de trois modèles dynamiques utilisés traditionnellement pour effectuer ces prévisions. Cependant, comme ils le précisent, l'anomalie de pression choisie comme prédicteur diffère d'une année sur l'autre et nécessite l'expérience du climatologue. Leur modèle est donc sujet à une certaine subjectivité qui empêche son utilisation de façon systématique par d'autres prévisionnistes. Toutefois, une version simplifiée et objective du modèle existe, et donne également des résultats satisfaisants (Cohen et al. 2001).

D'autres auteurs se sont intéressés à ce lien en se focalisant plus particulièrement sur la NAO. Bojariu et Gimeno (2003) indiquent que la neige est également un bon précurseur de l'indice NAO. Au lieu de prendre un indice de neige représentatif de l'enneigement d'automne (SON) comme Cohen et Entekhabi (1999), ils choisissent un indice de neige moyenné d'avril à octobre. Ils trouvent alors une corrélation plus élevée ($r=-0.56$ sur la période 1973-1998, significative au niveau de confiance 99%) que la corrélation entre l'indice de neige SON et la NAO ($r=-0.31$). Le mécanisme proposé implique les températures du sol profond, qui permettraient une certaine mémoire des anomalies de neige de la saison chaude jusqu'à l'automne (Bojariu et al. 2008). En accord avec ces résultats, Saunders et al. (2003) suggèrent que les étendues de neige de l'hémisphère Nord en été (JJ, pour juin-juillet) sont corrélées négativement à la NAO d'hiver. Elles sont associées à des anomalies de température de surface qui modifient la circulation et les TSM sur l'Atlantique Nord, permettant la mémoire des anomalies de neige (Saunders et Quian 2002). Qian et Saunders (2003) montrent notamment que ce précurseur neige permet d'améliorer la prévision des tempêtes sur l'Atlantique Nord. Dans la même veine, Barriopedro et al. (2006) suggèrent que la variabilité des températures estivales d'Amérique du Nord, plus que d'Eurasie, constituent un bon prédicteur de la NAO. Afin de tester ces différents prédicteurs, Fletcher et Saunders (2006) ont réalisé des prévisions statistiques de la NAO en mode « hindcast ». Parmi leurs prédicteurs liés aux TSM ou à la neige, celui défini par Saunders et al. (2003) et basé sur les températures à deux mètres d'été montre le meilleur score. Cet indice partageant 50% de variance commune avec l'indice de neige d'été, la question du rôle actif ou passif de l'enneigement dans le mécanisme physique reste ouverte. De plus, le mécanisme mis en jeu reste hypothétique et n'a été étayé par aucune simulation climatique.

Plus récemment, une étude de sensibilité a suggéré que des anomalies de neige sur les Grandes Plaines en fin d'hiver seraient susceptibles de moduler la phase de la NAO (Klingaman et al. 2008). De même, une étude récente de Sobolowski et al. (2010) montre que la neige américaine agit sur le rail des dépressions Atlantique par le biais d'une modification du gradient thermique méridien et de la baroclinicité en entrée du jet stream. La neige d'Amérique du Nord, qui a traditionnellement été moins étudiée que sa consœur eurasienne, pourrait donc connaître un regain d'intérêt dans les années qui viennent.

Les travaux concernant les impacts de la neige sur la variabilité extratropicale sont donc de

plus en plus nombreux et de différentes natures. Plusieurs régions de l'hémisphère Nord sont mises en jeu, ainsi que des saisons différentes et des relations synchrones comme asynchrones. Nous allons maintenant essayer de faire nous même le point sur ces différentes téléconnexions.

2. Analyses statistiques à partir des observations et des simulations CMIP3

Cette section étudie les liens statistiques entre la couverture de neige et la circulation extratropicale de l'hémisphère Nord. La première section présente une analyse très générale des observations disponibles sur la période 1972-2006², qui va nous permettre de cibler les principales téléconnexions synchrones et asynchrones entre les régions enneigées et la circulation atmosphérique. Nous nous focaliserons ensuite sur la relation entre l'enneigement sibérien d'automne et l'AO d'hiver, puis l'analyse des simulations CMIP3 nous permettra de discuter de la capacité des modèles couplés actuels à reproduire cette téléconnexion. Bien qu'originale, cette analyse multi-modèle n'a pas été publiée car une publication est parue sur le même sujet durant la mise en forme de nos résultats (Hardiman et al. 2008).

2.1. Liens observés sur la période 1972-2006

2.1.1. Revue des relations statistiques synchrones et asynchrones

Le but de cette section est de faire le point sur les relations statistiques existant dans les observations. Afin de balayer un large éventail des téléconnexions possibles, nous avons choisi de réaliser une étude systématique, sans *a priori* sur les liens recherchés. Pour cela, nous avons réalisé diverses MCA sur plusieurs boîtes de neige et de géopotential à 500 hPa (Z500). Trois régions clés ont été choisies pour la neige: l'Europe [15W/60E, 30N/75N], la Sibérie [60E/180E, 30N/75N] et l'Amérique du Nord [130W/45W, 30N/75N]. La séparation entre la neige sur l'Europe et la Sibérie est faite au niveau de l'Oural, qui agit comme une barrière géographique entre ces deux parties de l'Eurasie. Nous avons analysé leurs liens avec les trois domaines atmosphériques suivants: Hémisphère Nord (HN) [180W/180E, 20N-90N], Pacifique Nord [120E/90W, 20N/85N], Atlantique Nord [90W-30E, 20N/85N]. Pour déterminer la temporalité des liens, les saisons juin-juillet (JJ), septembre à novembre (SON) et décembre à janvier (DJF) ont été considérées pour la neige, et les saisons SON et DJF pour le géopotential. Nous pouvons ainsi repérer les relations synchrones et asynchrones entre ces deux champs. Tout cela représente le calcul de 45 MCA, dont les résultats sont regroupés sur la table 1. Nous indiquons la fraction de covariance expliquée (SCF) et la corrélation obtenues pour le premier mode, ainsi que leur significativité entre parenthèses. Nous considérons un mode significatif si les niveaux de confiance du SCF et de la corrélation dépassent tout les deux 85% ou 95% (case jaunes et oranges). Pour déterminer à quel phénomène climatique correspondent les vecteurs propres identifiés par les MCA, nous calculons les corrélations entre les coefficients d'expansion des modes MCA et divers indices. Il est à noter que très peu de modes secondaires sont significatifs, et nous ne nous concentrons ici que sur les modes principaux. Voici les principales relations identifiées, en synchrone et en décalé:

2 Certains mois de septembre, octobre et novembre manquent pour la période 1967-1971 dans les données NSIDC. Dans le cadre de ce chapitre, nous considérerons donc la période 1972-2006.

	Géopotentiel à 500 hPa					
	SON			DJF		
Couverture de neige	Hémisphère nord	Atlantique Nord	Pacifique Nord	Hémisphère nord	Atlantique Nord	Pacifique Nord
JJ						
Amérique N.	42% (54) 0.66 (82)	40% (31) 0.56 (59)	44% (50) 0.46 (15)	67% (96) 0.70 (98)	87% (99) 0.71 (99)	49% (49) 0.50 (47)
Europe	52% (69) 0.63 (69)	44% (25) 0.48 (27)	43% (21) 0.53 (56)	66% (86) 0.67 (98)	76% (90) 0.54 (86)	67% (77) 0.63 (99)
Sibérie	23% (3) 0.75 (90)	27% (3) 0.69 (85)	41% (66) 0.59 (38)	44% (80) 0.65 (66)	70% (97) 0.66 (93)	42% (36) 0.72 (99)
SON						
Amérique N.	41% (79) 0.88(99)	38% (41) 0.76 (99)	56% (94) 0.86 (99)	33% (23) 0.68 (92)	46% (40) 0.68 (99)	40% (29) 0.71 (99)
Europe	43% (63) 0.72 (91)	53% (87) 0.70 (97)	44% (50) 0.53 (33)	39% (23) 0.57 (41)	55% (53) 0.51 (76)	48% (50) 0.54 (67)
Sibérie	41% (88) 0.723(90)	41% (74) 0.73 (60)	41% (61) 0.62 (49)	57% (95) 0.72 (95)	70% (94) 0.66 (89)	56% (90) 0.64 (87)
DJF						
Amérique N.				57% (73) 0.75 (99)	79% (99) 0.71 (99)	45% (16) 0.50 (71)
Europe				69% (98) 0.70 (99)	85% (99) 0.69 (99)	40% (9) 0.56 (86)
Sibérie				35% (30) 0.74 (97)	52% (61) 0.67 (97)	33% (3) 0.65 (93)

Table 1. Récapitulatif des MCA entre la couverture de neige et le géopotentiel à 500 hPa réalisées régions par régions. Période 1972-2006. Les cases jaunes (oranges) représentent les modes de covariabilité significatifs au niveau de confiance 85% (95%).

→ *En synchrone*

En automne, on observe des liens moins robustes que pour l'hiver, mais néanmoins significatifs au niveau de confiance 85% pour trois MCA: Sibérie-HN, Europe-Atlantique et Amérique-Pacifique.

- ✓ Le lien Europe-Atlantique traduit l'effet de la NAO, qui commence à se renforcer en automne, sur l'enneigement européen (la corrélation entre le coefficient d'expansion du Z500 et la NAO SON est de 0.77).
- ✓ Concernant le lien Amérique-Pacifique, le premier mode de la MCA est indépendant du PNA SON, alors que le second, significatif lui aussi, lui est fortement corrélé ($r=-0.55$). Il semble donc que le PNA module l'enneigement du continent américain en automne, mais qu'il n'est pas le mode dominant la variabilité de la neige. Ces deux modes étant indépendants de l'ENSO, il serait intéressant de comprendre ce qui régit leur variabilité. Nous n'irons cependant pas plus loin dans ce sens car nous nous concentrons dans ce chapitre sur l'influence de la neige sur la variabilité atmosphérique, et non l'inverse.
- ✓ Le lien Sibérie-HN pourrait traduire la mise en place de la téléconnexion neige sibérienne-oscillation Arctique. En effet, ce signal s'étend jusque dans la stratosphère, soulignant l'affaiblissement du vortex polaire. Le signal n'est cependant pas encore hémisphérique, et s'observe seulement autour du pôle Nord (non montré). Cela est cohérent avec le mécanisme proposé par Saito et al. (2001).

En hiver, trois MCA synchrones sont très significatives.

- ✓ Les liens Europe-HN et Europe-Atlantique Nord traduisent la modulation de l'enneigement européen par le mode AO/NAO (les corrélations respectives du coefficient d'expansion du Z500 avec l'AO DJF et la NAO DJF sont de 0.93 et de 0.92). Ces résultats sont en accord avec les résultats du chapitre 2 (section 4.4).
- ✓ Le lien Amérique-Atlantique suggère principalement l'influence de la NAO sur l'enneigement est-américain, mais il est probable que la neige exerce une rétroaction sur la circulation atmosphérique Nord Atlantique (Klingaman et al. 2008, Sobolowski et al. 2010). Cette relation étant synchrone, elle est difficile à évaluer à partir des observations, et nécessite des expériences de sensibilité. Cette question constituera une des perspectives de cette thèse.

→ *En décalé (neige devance le Z500)*

- ✓ Pour la **neige d'automne**, et en accord avec les travaux de Cohen et Entekhabi (1999), la MCA la plus robuste est obtenue entre l'enneigement sibérien et la circulation de l'hémisphère Nord d'hiver. La structure du vecteur propre de géopotential est caractéristique de l'AO (la corrélation entre la CP et l'indice AO d'hiver est de 0.98). Nous revenons plus en détail sur ce lien dans la section suivante. On retrouve également les signatures régionales de cette téléconnexion sur l'Atlantique et le Pacifique. Les coefficients d'expansion des modes Z500 Atlantique et Pacifique

sont en effet très fortement corrélés à celui du mode HN ($r=0.91$ et $r=0.93$ respectivement).

- ✓ Les MCA réalisées à partir de la **neige d'été** sont également intéressantes. Bien que limitées spatialement, les étendues de neige de l'hémisphère Nord sont en effet significativement liées à la variabilité atmosphérique extratropicale de l'hiver suivant. On n'observe aucune relation significative avec la variabilité atmosphérique d'automne, ce qui suggère soit que ce lien statistique n'a pas de réalité physique en terme de causalité, soit qu'un mécanisme permet la mémoire des anomalies de neige de l'été jusqu'à l'hiver. La MCA Amérique-Atlantique est la plus robuste, mais il existe également des liens forts Sibérie-Atlantique, Europe-Atlantique et avec la circulation globale de l'hémisphère Nord. Ces relations intrigantes confirment les travaux de Saunders et al. (2003), qui ont montré que l'enneigement estival était un bon précurseur de la NAO d'hiver (un excédent de neige favorisant une phase négative de la NAO). Ce lien est indépendant du lien Sibérie-HN (la corrélation entre les coefficients d'expansion de ces modes est très faible).

Le mécanisme évoqué par Saunders et al. (2003) est le suivant: les anomalies de couverture de neige d'été créent des anomalies de température de surface sur les continents. Ces anomalies de température induisent une réponse de l'atmosphère par une modification du gradient thermique en surface. La circulation qui en résulte module la surface de l'océan Atlantique Nord et crée des anomalies de TSM en fin d'été, qui peuvent se maintenir durant l'automne et influencer la phase moyenne du mode NAO de l'hiver suivant. La mémoire des anomalies de neige se maintiendrait donc par un mécanisme mettant en jeu les TSM Nord Atlantique. Ce mécanisme, séduisant aux premiers abords, n'a pas été explicitement démontré et reste donc en suspens.

Nous avons tenté de retrouver ce mécanisme à partir des données HadSST2 et des réanalyses ERA50, sans succès. On retrouve bien un lien entre l'enneigement de juin/juillet et les TSM de fin d'été/automne, avec une structure tripolaire rappelant l'anomalie en forme de fer à cheval reconnue comme un précurseur de la NAO dans la littérature (Cjaza et Frankignoul 1999). Cependant, les anomalies de TSM disparaissent entre octobre et décembre. Fletcher et Saunders (2006) suggèrent le rôle de la glace de mer (Kvamstø et al. 2004) pour servir de courroie de transmission, sans en apporter la preuve néanmoins. Nous avons tenté d'étudier les anomalies de glace de mer associées à notre indice à partir des données HadISST, mais aucun signal significatif n'émerge. De plus, l'analyse de la circulation d'altitude ne montre pas non plus de signaux robustes. L'hypothèse selon laquelle un facteur extérieur serait responsable à la fois des anomalies subpolaires d'été, et des anomalies de la NAO l'hiver suivant n'est pas exclu. L'hypothèse d'un effet purement stochastique non plus, au vu de l'échantillon limité dont nous disposons. La réalisation d'expériences numériques pour quantifier le forçage réellement lié à la neige, et déterminer le rôle des TSM dans ce mécanisme, apparaît inévitable.

En résumé

L'analyse des séries observées et des réanalyses a permis d'identifier plusieurs liens significatifs entre la couverture de neige et la variabilité extratropicale d'hiver. La figure 2 résume ces résultats en montrant les corrélations décalées entre les indices de la couverture de neige moyenne sur nos trois régions d'étude, et les indices AO/NAO d'hiver.

En premier lieu, on retrouve la corrélation négative entre la neige sibérienne d'automne et

l'AO, en accord avec la littérature (figure 2b, courbe jaune). De même, la corrélation négative entre la neige d'été et la NAO de l'hiver suivant est significative sur la période 1972-2006 (figure 2a, courbes rouge et noire). Il est à noter que la neige d'automne sibérienne est plus liée à l'AO qu'à la NAO, et que c'est l'inverse pour la neige d'été sur l'Amérique du Nord. L'influence de l'AO/NAO sur l'enneigement européen, déjà évoquée au chapitre 2, est très claire (courbes noires et bleues), alors que la variabilité de la neige sibérienne est moins sensible à ces modes. Quant au lien synchrone entre NAO et enneigement américain (figure 2a, courbe rouge), il est probable qu'il traduise à la fois l'influence de la NAO sur le climat nord-américain, mais également la rétroaction de la neige sur la NAO.

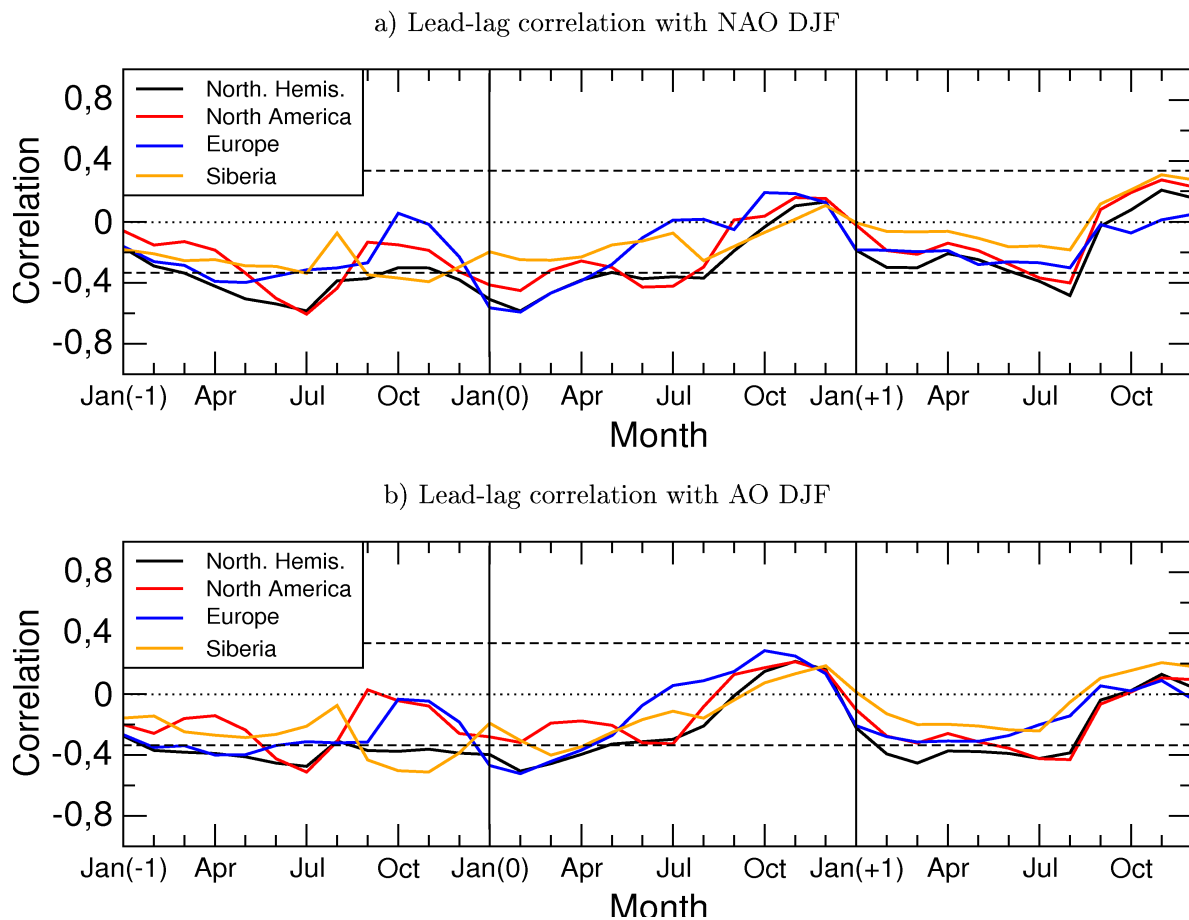


Figure 2. Corrélations décalées entre les indices NAO et AO (ERA50) et les couvertures de neige moyennées sur différentes régions de l'hémisphère Nord (NSIDC). Période 1972-2006. Les séries temporelles de neige sont moyennées sur une fenêtre glissante de 3 mois. Les traits pointillés représentent les corrélations significatives à 95%.

Nous avons fait le choix dans cette thèse de limiter notre étude à la relation neige sibérienne-AO, mais l'étude des autres téléconnexions éventuelles identifiées dans cette section constitue une perspective intéressante de cette thèse.

2.1.2. Zoom sur le lien neige sibérienne d'automne - oscillation Arctique d'hiver

La section précédente a mis en lumière le lien entre l'enneigement sibérien d'automne et

l'oscillation Arctique. Nous retrouvons donc les résultats de Cohen et Entekhabi (1999) sur une période d'étude plus conséquente que celle qu'ils avaient à leur disposition (1972/73-2005/06 au lieu de 1973/74-1995/96). La figure 3a montre les vecteurs propres de la MCA Sibérie-HN, sur lesquels on voit qu'un excédent de neige sur la Sibérie est associé à la phase négative de l'AO. Les fractions de variance expliquées pour chaque champ ne sont pas négligeables, notamment pour la pression avec $VF=33.3\%$ de la variance totale. Si le coefficient d'expansion de la pression correspond à l'AO, on retrouve également la composante régionale typique de la NAO sur la région Nord Atlantique-Europe (corrélation de 0.78 du coefficient d'expansion avec l'indice NAO DJF). L'évolution temporelle de ce lien est illustrée sur la figure 3b par les séries observées entre l'indice AO d'hiver et l'enneigement sibérien de l'automne précédent (anomalies normalisées). La corrélation négative de -0.48, significative au niveau de confiance 99%, est marquée par deux épisodes importants durant les hivers 1976/77 (forte anomalie positive de neige associée au mode AO-) et 1988-89 (forte anomalie négative de neige associée au mode AO+). Nous retrouvons donc ici très clairement le lien statistique entre l'AO/NAO et l'enneigement sibérien, avec un décalage d'une saison permettant l'utilisation de la neige comme prédicteur de ces modes.

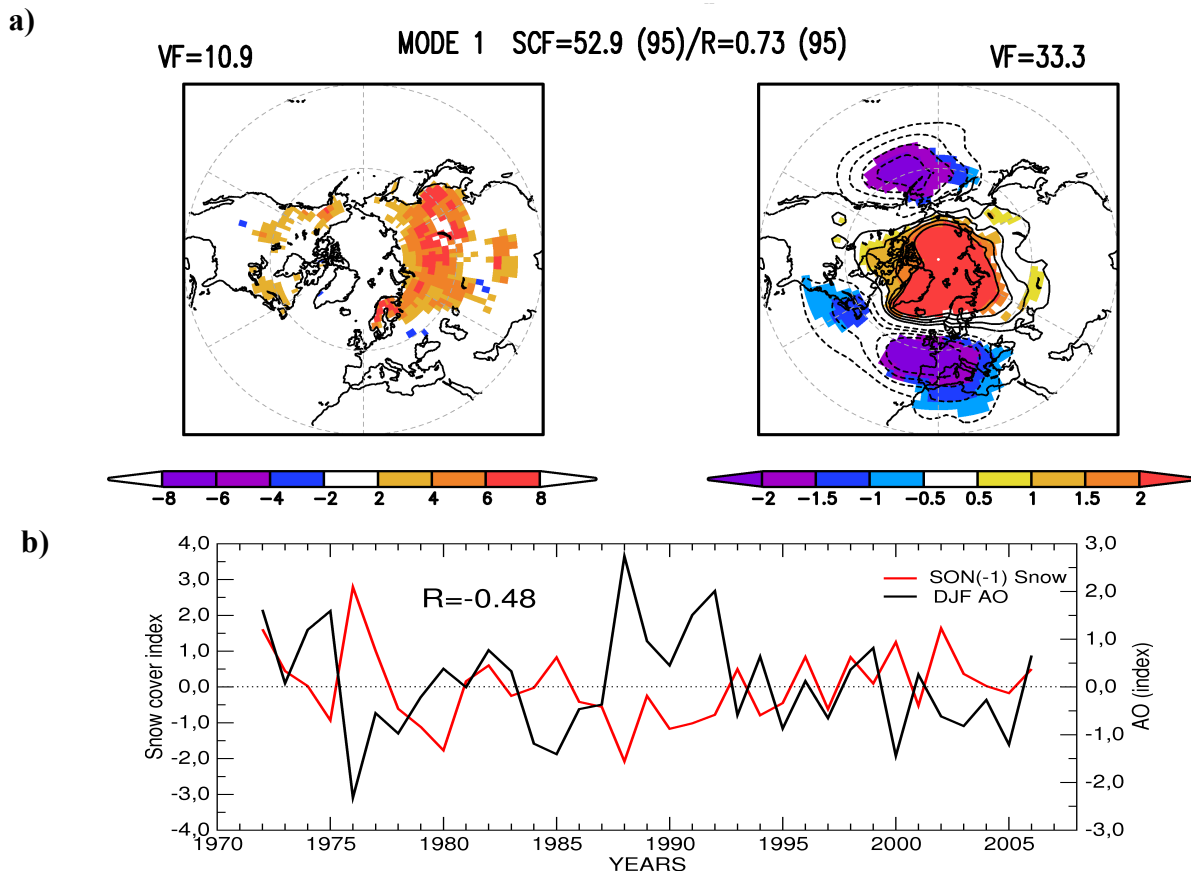


Figure 3. a) MCA entre la couverture de neige d'automne (% , NSIDC) et la pression de surface en hiver (hPa, ERA50), sur la période 1972-2006. Le vecteur hétérogène est montré pour la pression avec les zones en couleur correspondant au niveau de confiance 95%. b) Séries observées de l'AO d'hiver et de la neige sibérienne de l'automne précédent, sur la période 1972-2006.

Le mécanisme physique proposé par Saito et al. (2001) et Cohen et al. (2007) est illustré sur la figure 4. Nous utilisons les réanalyses NCEP, récupérées au pas de temps quotidien sur la période 1972-2006. L'activité des ondes stationnaires (WAF, voir chapitre 2) a été calculée à partir

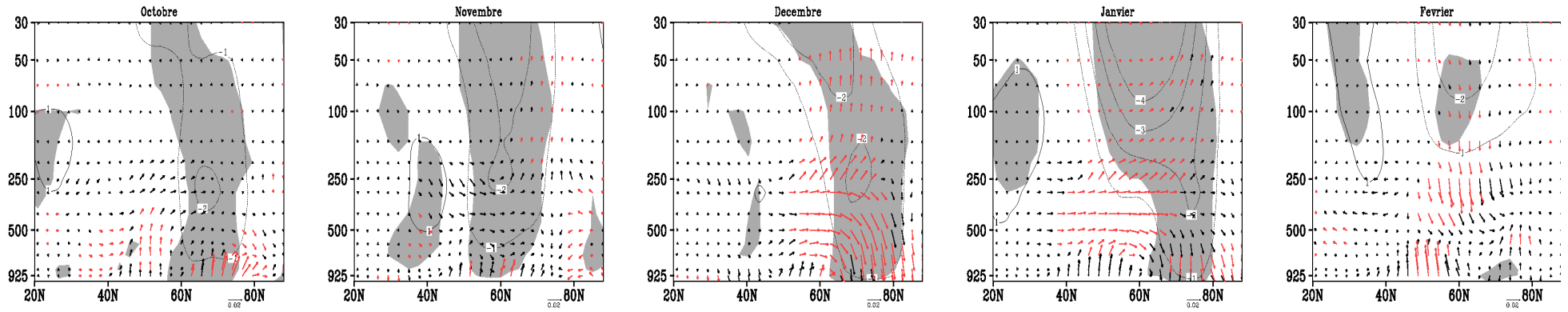
des données de vent zonal, température et géopotential. Les champs de vent zonal, de WAF, de température et de géopotential sont régressés sur le coefficient d'expansion du mode de neige de la MCA (figure 3a). Les régressions ont été réalisées pour les mois couvrant la période d'octobre à février, afin d'identifier l'évolution des signaux atmosphériques induits par l'anomalie de neige sibérienne en automne/hiver. L'excédent de neige sur la Sibérie se traduit dès le mois d'octobre par la mise en place d'une bulle froide en surface (figure 4b), associée à une forte activité des ondes stationnaires se propageant vers la haute troposphère et le pôle Nord (figure 4a). L'interaction entre ces ondes planétaires et le flux atmosphérique moyen affaiblit les vents d'ouest du jet polaire qui commence à se mettre en place en automne. Un signal significatif apparaît sur le géopotential avec une anomalie positive centrée sur le pôle Nord qui traduit le comblement, et donc l'affaiblissement du vortex polaire. Le jet polaire moins intense permet en effet l'intrusion de masses d'air issues des moyennes latitudes qui viennent réchauffer le vortex.

Le même mécanisme se maintient durant novembre, avec une anomalie de type AO négative dans la moyenne et la haute troposphère. Le refroidissement local sur la Sibérie se renforce à partir du mois de décembre, mois durant lequel on observe un fort réchauffement du vortex et la propagation de l'anomalie AO négative en surface. L'activité stationnaire émanant de Sibérie vient maintenant déferler jusque dans la stratosphère. Deux facteurs entrent en jeu pour expliquer ce phénomène. D'une part, le renforcement des vents d'ouest au début de l'hiver favorise la propagation verticale des ondes troposphériques vers la stratosphère. Le vortex agit en effet comme un guide d'ondes (Lin 1982) et permet aux ondes engendrées par les anomalies de neige de venir perturber la circulation des hautes latitudes. D'autre part, le couple exercé par les ondes planétaires sur le jet tendent à l'affaiblir, ce qui favorise également la propagation méridienne des ondes au travers de la barrière formée par le jet (Charney et Drazin 1961, voir chapitre 1). Cependant, toutes les ondes ne peuvent se propager et une partie des ondes est réfractée vers la surface (figure 4a, décembre). Le mois de janvier voit le renforcement de l'anomalie de type AO négative, la forte activité des ondes stationnaires se maintenant sur la Sibérie. Le mécanisme décline en février, d'une part car la mémoire des anomalies de neige disparaît progressivement, et d'autre part car le vortex polaire et le couplage troposphère-stratosphère s'affaiblissent à la fin de l'hiver. Le signal a finalement totalement disparu en mars (non montré).

Ainsi, si le lien entre la neige sibérienne et le mode annulaire est significatif du point de vue statistique, le mécanisme physique sous-jacent semble lui aussi robuste, et en accord avec les connaissances actuelles sur la propagation vers la surface des anomalies stratosphériques (Baldwin et Dunkerton 1999,2001). Ce mécanisme est étroitement lié aux particularités de la région sibérienne (grande superficie, orographie, fort gradient thermique surface-océan) qui favorisent l'impact des anomalies de neige sur la circulation moyenne. En effet, on ne le retrouve pas sur les autres régions enneigées d'Eurasie et d'Amérique du Nord (Gong et al. 2003b).

Avant de passer aux expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat, nous allons maintenant déterminer si les modèles couplés du GIEC sont capables de reproduire cette téléconnexion neige-AO.

a) WAF et vent zonal - 60E/180E



↑ Pression (hPa)
→ Latitude

b) Geopotentiel (0E/360E) et Température (60E/140E)

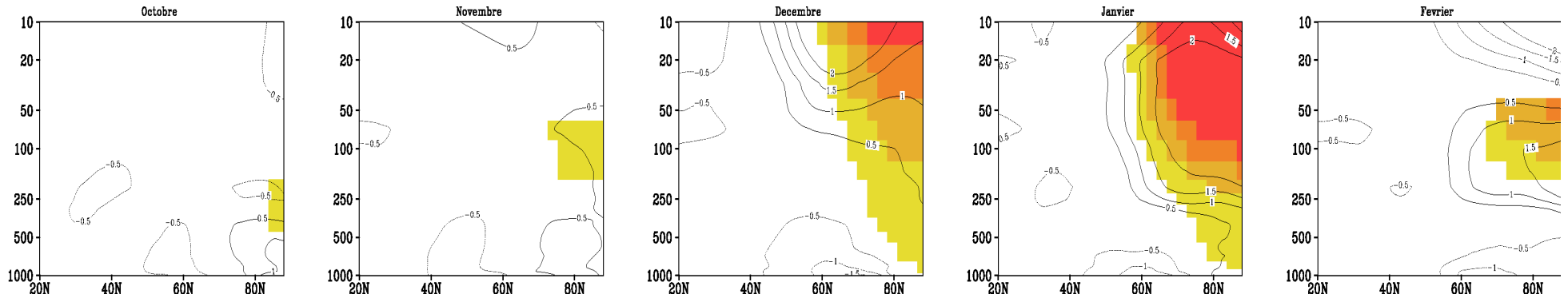


Figure 4. Régressions sur l'indice de neige sibérienne d'automne (SON) du: a) WAF (m^2/s^2) et vent zonal (m/s) sur la Sibérie, en coupe hauteur/latitude. Les zones grisées (flèches rouges) sont significatives à 95% pour le vent (le WAF) ; b) géopotentiel (m) en moyenne zonale et température ($^{\circ}C$) sur la Sibérie. Seules les zones significatives à 95% sont montrées pour le géopotentiel. Période 1972-2006. L'indice de neige correspond au coefficient d'expansion de neige du mode MCA de la figure 3a.

2.2. Capacité des modèles couplés à reproduire la téléconnexion neige-AO

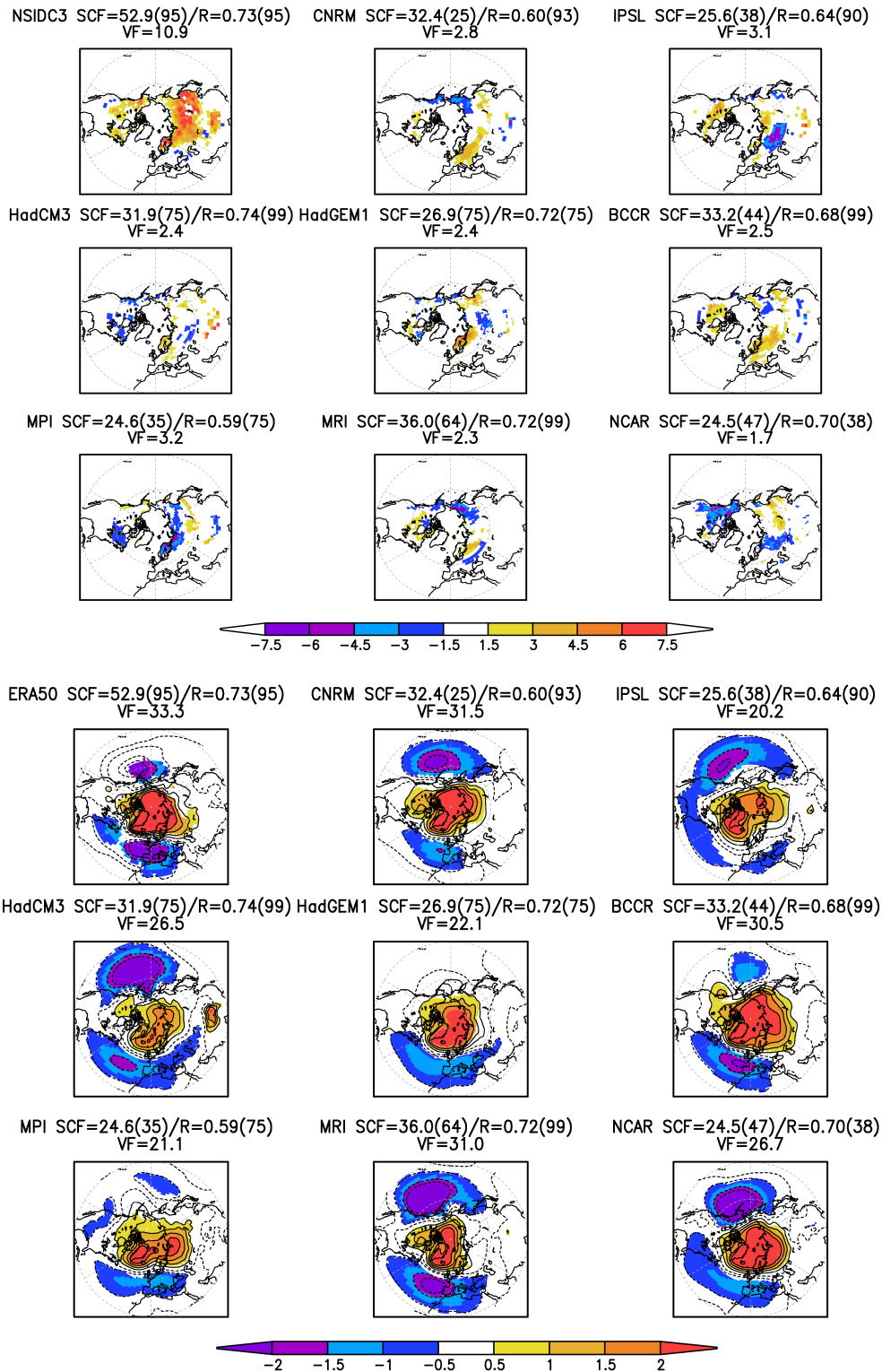


Figure 5. MCA entre les couvertures de neige (%) en automne et la pression au niveau de la mer (hPa) d'hiver, sur la période 1901-2000 (1972-2006 pour les observations). Les vecteurs hétérogènes sont montrés pour la Pmer avec les zones en couleur correspondant au niveau de confiance 95%.

Afin de discuter de la relation neige sibérienne-oscillation Arctique dans les simulations CMIP3, nous avons calculé la même MCA que pour les observations (figure 5). Nous pouvons ainsi déterminer si l'état de l'art des modèles couplés actuels permet de simuler cette téléconnexion. De plus, la période plus étendue pour les modèles (1901-2000) permet de tirer des conclusions plus robustes et de discuter de la stationnarité des liens. La conclusion est claire: aucun des modèles ne donne de lien significatif. Les modes de pression au niveau de la mer sont bien caractéristiques du mode AO, ou NAO, mais les structures de neige associées ne ressemblent pas aux observations, et expliquent une part très faible de la variance totale des fractions de neige (pas plus de 4%!). Cependant, on peut se demander si ce résultat ne vient pas de la période d'étude que nous avons choisie. On peut en effet imaginer que la téléconnexion neige-AO connaît une certaine variabilité multi-décennale et que sur certaines périodes de même durée que pour les observations (35 ans), ce lien peut-être significatif. Pour discuter de ce point, la figure 6a montre les corrélations glissantes entre le mode AO d'hiver et l'enneigement sibérien d'automne, pour les modèles et les observations.

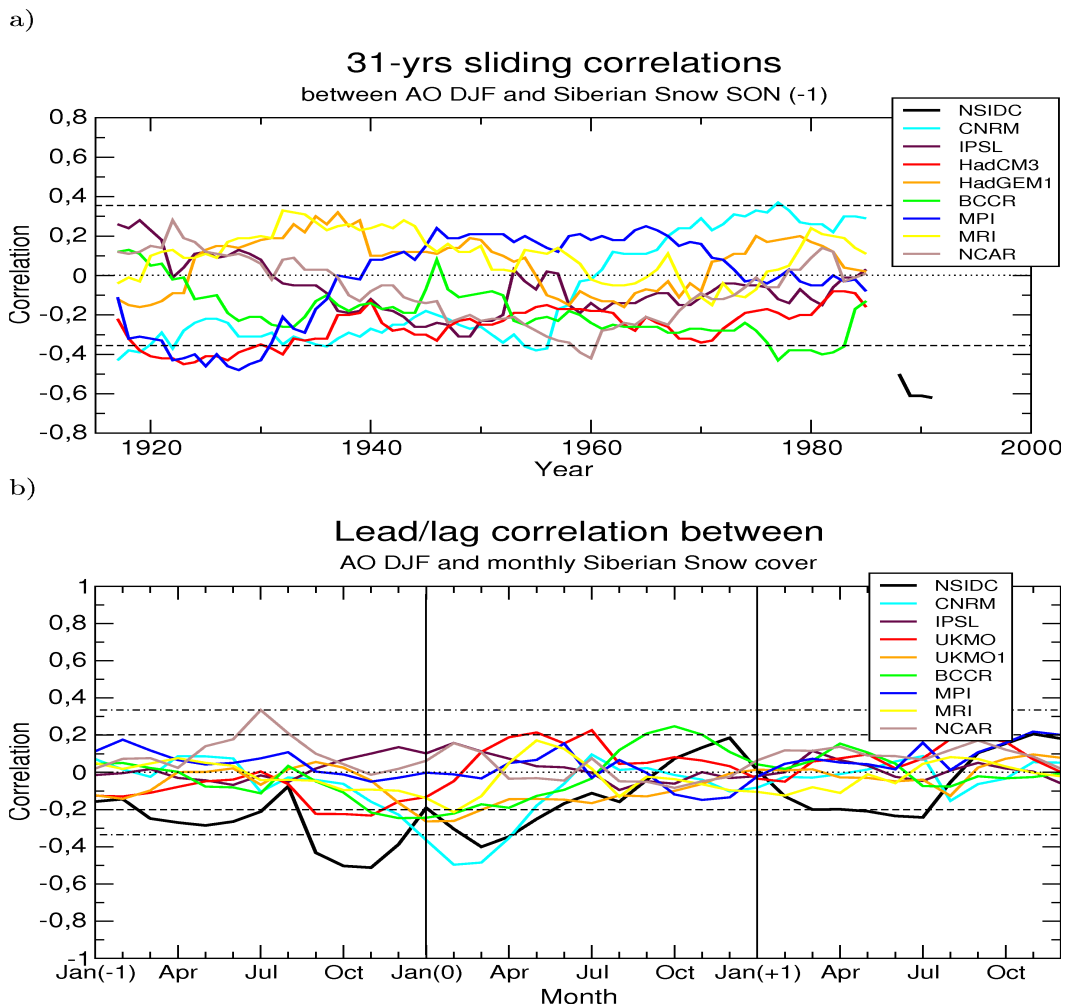


Figure 6. Téléconnexion neige-AO dans les observations et les modèles: a) Corrélations glissantes sur 31 ans entre l'AO d'hiver et la couverture de neige sibérienne de l'automne précédent ; b) Corrélations décalées entre l'AO d'hiver et les couvertures de neige mensuelles (moyennes glissantes de 3 mois). Période 1901-2000 pour les modèles, 1972-2006 pour les observations. Les traits pointillés représentent les corrélations significatives à 95%.

Les corrélations varient fortement à l'échelle multi-décennale. Certains modèles (CNRM, HadCM3, BCCR, MPI) montrent une relation significative sur certaines périodes, mais le lien n'est pas stationnaire et s'inverse même à d'autres moments (CNRM, MPI). HadCM3 est le seul modèle à montrer une corrélation négative relativement stable, bien qu'assez faible. Il est par ailleurs le modèle pour lequel le premier mode de la MCA est le plus significatif (figure 5). La figure 6b montre les corrélations décalées entre l'AO DJF et les couvertures de neige mensuelles moyennées sur la région sibérienne. On retrouve le pic de corrélation en automne pour les observations, qui n'est capturé par aucun modèle. HadCM3 montre une corrélation négative légèrement significative, en accord avec nos analyses précédentes.

Nous voyons donc que les modèles couplés actuels ne simulent pas correctement l'effet de l'enneigement sibérien sur la variabilité extratropicale. Seul le modèle anglais HadCM3 semble capturer légèrement cette téléconnexion, mais le lien n'est pas stationnaire et la structure de neige associée à l'AO explique une part très faible de la variance du manteau neigeux. Cette conclusion s'accorde avec les travaux de Hardiman et al. (2008), qui a réalisé le même type d'analyse pour 14 simulations CMIP3, et sur la version atmosphérique du modèle AM2.1 du GFDL. Il montre en effet qu'aucun des modèles ne reproduit la téléconnexion. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce défaut des MCG actuels:

- ➔ La variabilité de la neige d'automne sur l'Eurasie étant trop faible (voir chapitre 2 section 5), le forçage exercé par la neige dans les modèles n'est pas suffisant pour influencer l'AO.
- ➔ Le forçage en neige est suffisant, mais les modèles ne réagissent pas correctement à ce forçage. Cela peut venir d'une mauvaise simulation des ondes stationnaires induites par le refroidissement en surface, d'une propagation insuffisante de ces ondes, ou encore d'une mauvaise simulation du couplage troposphère-stratosphère qui permet la propagation vers la surface des anomalies stratosphériques de type AO.
- ➔ Le lien obtenu dans les observations est un effet purement stochastique dû à la taille limitée de l'échantillon des données observées.

Si la vérification de la troisième hypothèse nécessite des séries observées plus longues (et donc de la patience!), les deux premières peuvent être discutées plus facilement. Hardiman et al. (2008) se sont intéressés à la dépendance de la réponse à la résolution verticale du modèle. Il ont donc utilisé deux versions du modèle AM2.1: une avec stratosphère standard (24 niveaux verticaux, dont 4 au-dessus de 100 hPa), une avec stratosphère mieux résolue (48 niveaux verticaux, dont 24 au-dessus de 100 hPa). La téléconnexion n'est capturée pour aucun des deux modèles, mais il semble que la seconde partie du mécanisme proposé par Saito et al. (2001) est plutôt bien reproduite par ces deux modèles forcés, et par certains modèles couplés. En effet, les anomalies d'ondes stationnaires dirigées de la troposphère vers la stratosphère en décembre sont bien suivies en janvier par une modification significative du mode AO. Le couplage troposphère-stratosphère serait donc bien représenté dans l'état de l'art des MCG actuels. Par contre, Hardiman et al. (2008) montrent que leur sensibilité aux anomalies de neige est irréaliste. La réponse de la troposphère étant trop confinée zonalement, la propagation des ondes stationnaires de la troposphère vers la stratosphère n'a pas lieu. La théorie de Charney-Drazin prévoit en effet que seules les ondes de longueur d'onde horizontale suffisante peuvent se propager dans la basse stratosphère (Andrews et al. 1987). De plus, les biais de l'état moyen du flux zonal représentent une limitation pour la propagation des ondes induites par la neige. Le jet troposphérique en octobre étant décalé vers l'équateur dans le modèle du GFDL, les ondes sont piégées dans la

troposphère et la stratosphère ne répond pas au forçage.

La simulation de la téléconnexion neige-AO est donc un exercice très difficile pour les modèles actuels. La section suivante est consacrée aux études de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat. En accord avec Hardiman et al. (2008), nous allons voir que l'état moyen du modèle est crucial pour capturer les effets de la neige sur la variabilité hivernale par le biais du couplage troposphère-stratosphère.

3. Expériences de sensibilité avec ARPEGE-Climat

Si le lien neige-AO est significatif du point de vue statistique dans les observations, la réalité de cette téléconnexion reste débattue, au vu de l'échantillon relativement limité des données de couverture de neige. La réalisation d'expériences numériques est ainsi un passage obligé pour essayer d'approfondir les mécanismes mis en jeu et confirmer la robustesse de ce lien. A ce jour, seuls deux modèles ont été capables de le reproduire clairement lors d'expériences de sensibilité: le modèle allemand ECHAM3 du MPI (Gong et al. 2003a, 2003b, 2004a, 2004b) et le modèle américain du GFDL (Fletcher et al. 2007, 2009). Ces résultats ont été largement publiés, mais restent toutefois assez méconnus de la communauté climatique. Afin d'élargir le débat et d'apporter un éclairage nouveau sur cette question, il apparaît donc intéressant de tester cette téléconnexion dans ARPEGE-Climat.

3.1. Validation de la circulation extratropicale

De la même façon que nous avons discuté de la capacité d'ARPEGE-Climat à simuler l'état de base de la mousson indienne au chapitre 3, nous allons déterminer dans cette section les biais de notre modèle en ce qui concerne la variabilité hivernale extratropicale. La simulation de contrôle qui est utilisée ici est la simulation CTNO2 (voir chapitre 2 section 4.5), couvrant la période 1950-2000. **Afin de faciliter la lecture, nous la désignerons par l'acronyme CTL (pour « Control »).** Cette simulation est forcée par des TSM climatologiques, et la variabilité de la neige est supprimée en relaxant les masses de neige vers la climatologie de CT2. Nous espérons ainsi maximiser le signal lié aux anomalies de neige dans nos expériences perturbées. Une autre expérience de contrôle, CTLN, a été produite pour les expériences avec nudging de la stratosphère équatoriale (voir ci-dessous).

→ *Biais du modèle*

Bien que le modèle ARPEGE-Climat capture les principaux modes de variabilité de la circulation atmosphérique de l'hémisphère Nord en hiver (AO/NAO/PNA), on observe certains biais sur l'état moyen. Le plus important d'entre eux est lié au jet stratosphérique polaire, qui n'est pas correctement localisé. Pour illustrer ce défaut de notre modèle, la figure 7 montre la climatologie observée et simulée du vent à 10 hPa en hiver, ainsi que les biais du modèle. Alors que dans les observations les maxima de vent se situent autour de 60°N, le jet polaire du modèle est trop faible et décalé vers les moyennes latitudes, avec un maximum entre 30°N et 60°N. L'erreur quadratique moyenne est d'environ 13 m/s sur tout l'hémisphère Nord à ce niveau, ce qui est considérable au vu des valeurs climatologiques. Ce biais se retrouve sur toute la haute

troposphère et la stratosphère (figure 7b).

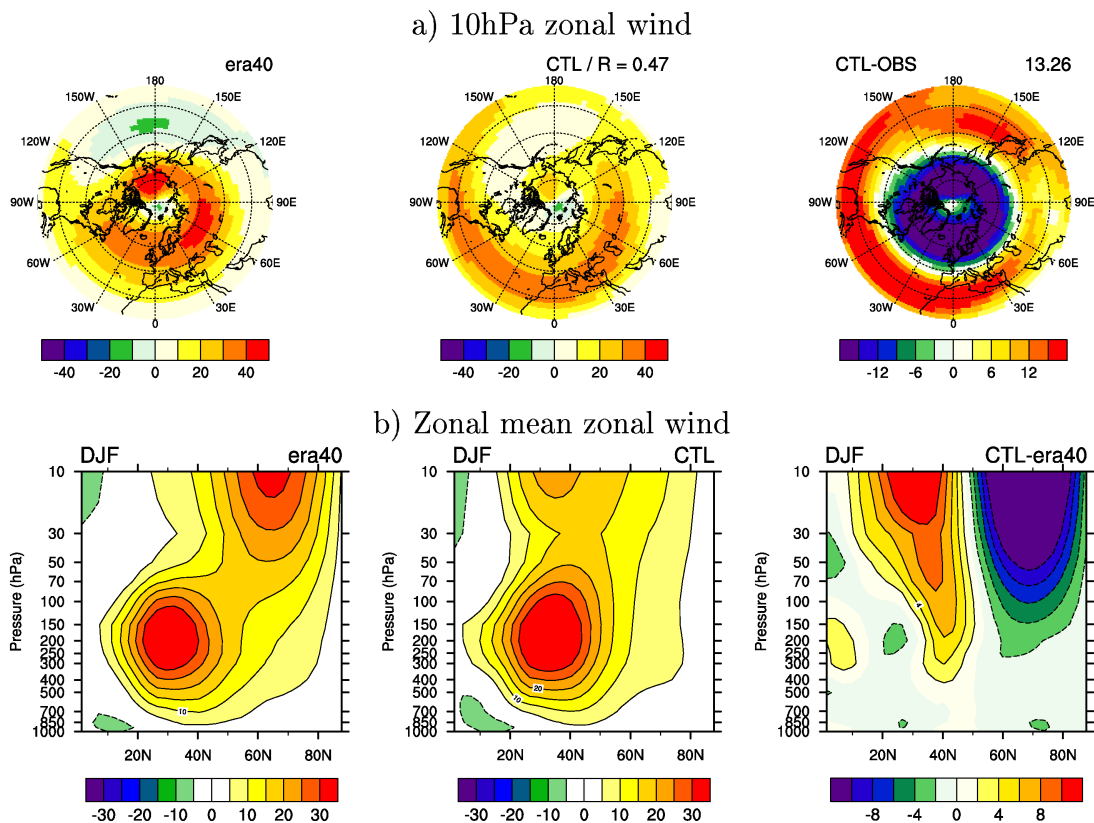


Figure 7. Biais de la circulation extratropicale d'hiver dans ARPEGE-Climat: a) Vent zonal à 10 hPa (m/s) ; b) coupe pression/latitude de la moyenne zonale du vent zonal. A gauche pour les réanalyses ERA40, au centre pour la simulation CTL, à droite pour le différence CTL-ERA40. La corrélation spatiale et l'erreur quadratique moyenne sont indiquées pour le vent à 10 hPa.

Nous avons vu qu'une bonne représentation du vortex polaire était cruciale pour simuler correctement la propagation des ondes stationnaires, et leur interaction avec la circulation zonale moyenne (cf section 2.2 et chapitre 1 section 1, partie « Ondes stationnaires »). Le décalage du jet vers l'équateur dans notre modèle constitue donc un facteur limitant pour étudier le lien neige-AO, et il apparaît crucial d'améliorer cet état moyen de la variabilité extratropicale pour nos expériences de sensibilité. Dans cette optique, la technique de nudging atmosphérique (cf chapitre 2 section 3.3) va maintenant nous être utile.

→ Correction des biais par nudging de la stratosphère équatoriale

La stratosphère équatoriale, et en particulier la QBO (« Quasi-biennial oscillation », Ebdon 1960), affecte la circulation moyenne et la variabilité interannuelle de l'ensemble de la stratosphère, voire de la troposphère. Cette oscillation se caractérise par l'alternance entre des vents moyens d'est et d'ouest, avec une période variant entre 25 et 28 mois (Ebdon et Veryand 1961). Les régimes de vent se forment dans la stratosphère équatoriale et se propagent ensuite vers la tropopause où ils sont dissipés (Baldwin et Dunkerton 2001). La QBO est modulée par les transferts verticaux de mouvement des ondes équatoriales (Lindzen et Holton 1968). Elle affecte la stratosphère extratropicale à travers son influence sur la propagation verticale des ondes planétaires. Cette influence est plus marquée dans l'hémisphère Nord en hiver, quand la sensibilité du vortex polaire

aux ondes planétaires est maximale (McIntyre et Palmer 1983,1984). Lorsque la QBO est dans sa phase d'est, les ondes planétaires déferlant sur le vortex sont plus nombreuses, et la probabilité d'observer un réchauffement stratosphérique est plus élevée (Holton et Tan 1980). L'influence de la QBO sur la propagation des ondes planétaires se fait via le rôle qu'elle joue sur la structure du flux moyen zonal et sur la position de la « ligne du vent zéro³ » (O'Sullivan et Dunkerton 1994). Les vents équatoriaux d'ouest permettent une meilleure propagation des ondes planétaires dans les tropiques, la ligne du vent zéro se situant au sud de l'équateur. A l'inverse, lorsqu'ils sont dirigés vers l'est, les vents équatoriaux empêchent cette propagation vers les tropiques. Les ondes planétaires se propagent alors plus en altitude et vers le pôle, affaiblissant le vortex polaire. Une bonne représentation de la QBO dans les modèles est donc importante à la fois pour simuler l'état moyen, mais également pour améliorer la prévisibilité dans les extratropiques (Boer et Hamilton 2008, Marshall et Scaife 2009). Si certains MCG reproduisent un signal de type QBO dans la stratosphère (Takahashi 1996, Scaife et James 2000, Giorgetta et al. 2002), la plupart des modèles actuels simulent un régime moyen d'est au lieu d'une oscillation. Notre modèle ne fait pas exception, avec l'absence de cette oscillation stratosphérique et un régime d'est permanent.

Un moyen de s'affranchir de ce biais des modèles consiste à forcer la stratosphère équatoriale vers une QBO réaliste. Cette méthode fait partie des compétences développées au CNRM à travers la technique de nudging. Des expériences déjà existantes ont montré que le nudging de la stratosphère tropicale avait des effets sur l'intensité et la position du vortex polaire simulé par ARPEGE-Climat (Saint-Martin et al. 2010). Nous avons donc profité de la disponibilité des outils développés au CNRM pour réaliser une expérience de contrôle similaire à CTL (SST+neige climatologique), avec la **stratosphère équatoriale relaxée vers la climatologie des réanalyses ERA40**. Cette expérience a été nommée **CTLN** (pour « Control with Nudging »). Le domaine sur lequel est appliqué le nudging est visible sur la figure 8. Le nudging est appliqué au vent et à la température. La relaxation se fait entre 15°S et 15°N, avec une intensité différente sur les bords du domaine pour éviter les discontinuités sur ces régions. Sur la verticale, les quatre niveaux de pression les plus hauts (20,40,50 et 80 hPa) sont fortement nudgés (avec un coefficient d'intensité de 1), et les trois niveaux de pression inférieurs (entre 80 hPa et 130 hPa) permettent une transition avec les couches non-nudgées, le coefficient de nudging diminuant progressivement vers la surface (coefficients de 0.75, 0.5 et 0.25). Il est important de souligner que la relaxation du modèle se fait vers la climatologie ERA40, ce qui permet de corriger l'état moyen du vortex polaire sans injecter de signal lié à la variabilité interannuelle dans notre expérience.

La figure 9 montre les biais hivernaux (DJF) de l'expérience CTLN relativement aux réanalyses ERA40. La position du jet polaire simulé est plus correcte, les maxima de vent dans la stratosphère étant repoussés vers le pôle (figure 9a). Comparée à la figure 7, l'erreur quadratique sur le vent à 10 hPa est significativement réduite, et les effets sont positifs sur l'ensemble de la haute troposphère et la stratosphère (figure 9b). Le nudging de la stratosphère équatoriale nous permet donc de réduire significativement les biais du modèle en ce qui concerne le flux zonal moyen. L'analyse d'expériences existantes au CNRM semble indiquer que le nudging de la température, plus que celui du vent, permet d'obtenir ce résultat. La réduction des biais reposerait donc sur la correction des gradients méridiens de température dans la stratosphère plutôt que sur un effet dynamique lié à une intensité/direction des vents plus réalistes. Regardons maintenant si cette modification a des impacts sur la propagation verticale des ondes planétaires de la troposphère vers la stratosphère.

3 Frontière séparant les vents d'est des vents d'ouest.

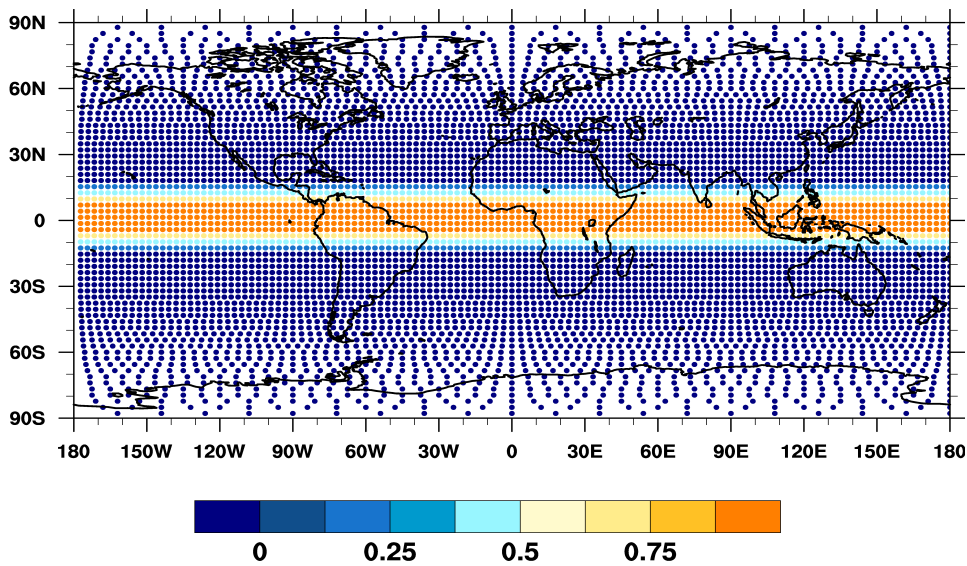


Figure 8. Zone de nudging de la stratosphère équatoriale, et coefficient d'intensité du nudging.

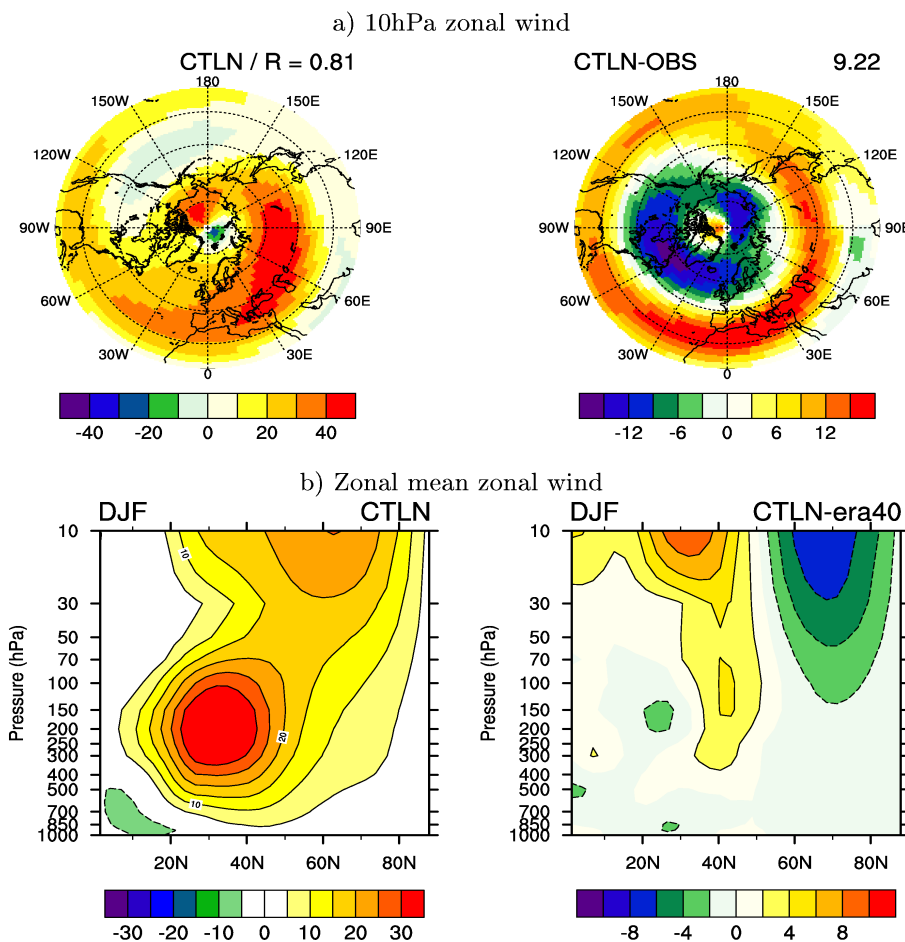


Figure 9. Biais de la circulation extratropicale d'hiver dans ARPEGE-Climat nudgé: a) Vent zonal à 10 hPa (m/s). La corrélation spatiale entre CTLN et ERA40 et le RMSE de la différence sont indiqués ; b) coupe pression/latitude de la moyenne zonale du vent zonal. A gauche pour les réanalyses ERA40, au centre pour la simulation CTLN, à droite pour la différence CTLN-ERA40.

Pour cela, nous montrons les modifications du WAF à 150 hPa (figure 10a), de sa moyenne zonale (figure 10b) et de l'indice de réfraction de Liu et al. (2008, cf description au chapitre 2 section 2.2). L'indice de réfraction est calculé à partir de données mensuelles pour le nombre d'onde 1. Il donne la probabilité en % que l'onde soit réfractée ou absorbée par le flux moyen, les valeurs négatives indiquant les régions pour lesquelles les ondes peuvent se propager librement. Le vent zonal est montré en contour afin de situer la modification de la position du jet polaire entre les deux expériences.

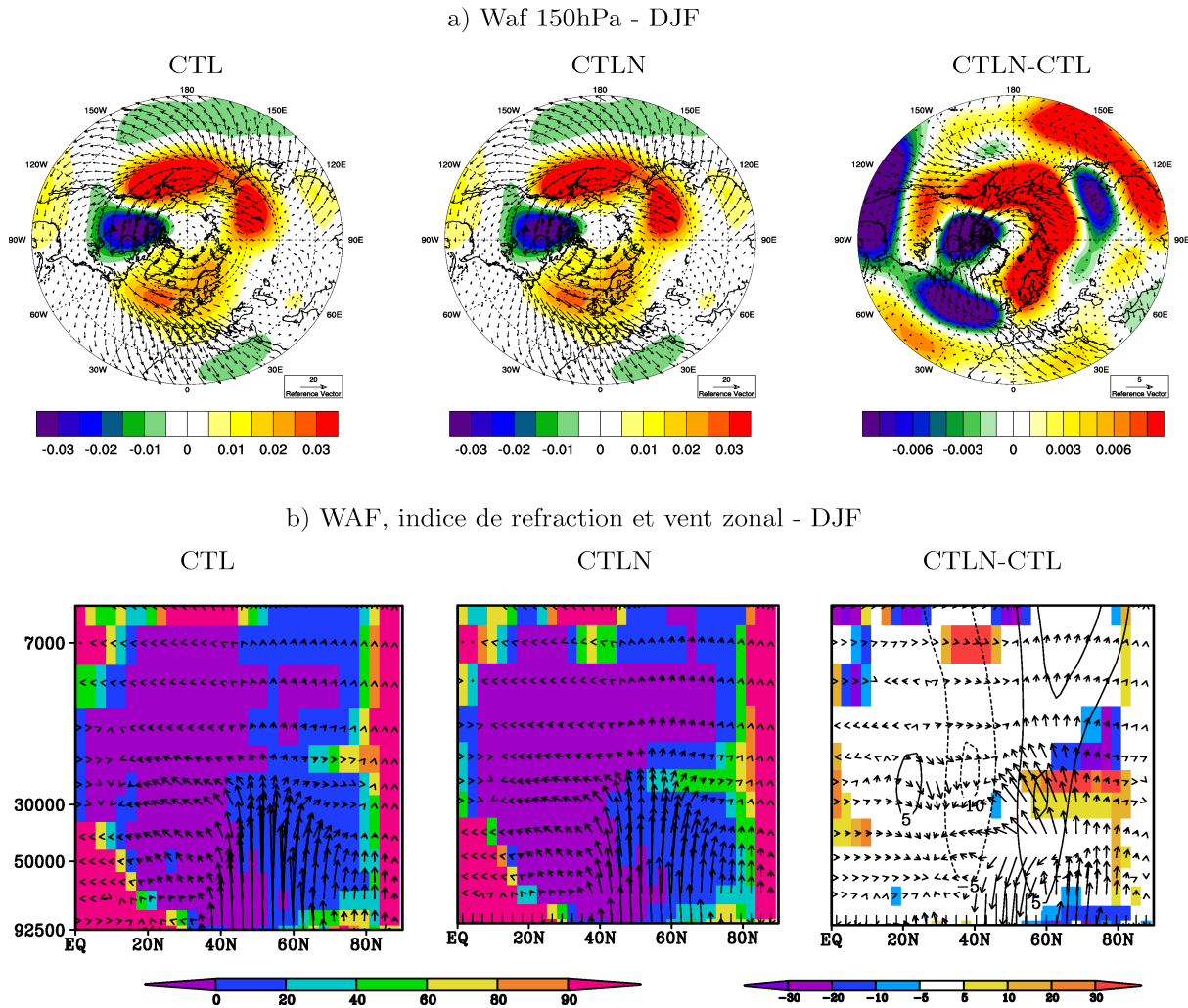


Figure 10. Climatologie hivernale (DJF) dans CTL, CTLN, et différence entre les deux pour : a) le WAF à 150 hPa (m^2/s^2) ; b) l'indice de réfraction (couleur) et le WAF (vecteurs) en moyenne zonale. Pour la différence, le vent zonal (m/s) est montré en contour.

La figure 10a permet en premier lieu de valider la climatologie du WAF dans ARPEGE-Climat. Elle paraît réaliste en comparaison de l'activité des ondes stationnaires calculée à partir des réanalyses ERA40 (figure 3 chapitre 2). On retrouve les deux principaux foyers d'ondes stationnaires sur les régions Sibérie/Pacifique Nord et Atlantique Nord, ainsi que le flux descendant sur l'Amérique du Nord. Le nudging favorise la propagation verticale de la troposphère vers la stratosphère sur une large zone couvrant le nord de l'Eurasie. En coupe pression/latitude, on voit que le décalage du jet polaire vers le nord augmente la capacité de réfraction de la haute troposphère au-delà de $60^\circ N$ (figure 10b). Entre $40^\circ N$ et $60^\circ N$, le déplacement et le renforcement du jet entraînent une réfraction plus prononcée vers la surface des

ondes verticales, en accord avec l'augmentation du critère de vitesse de Rossby. Dans le même temps, le vortex, en agissant comme un guide d'ondes, favorise la propagation verticale des ondes au-delà de 60°N, qui sont ensuite déviées vers l'équateur au niveau de la tropopause. Ainsi, une quantité plus importante d'ondes est captée et vient déferler dans la troposphère. En déplaçant le jet polaire vers le nord, l'utilisation du nudging permet donc une plus grande sensibilité de l'atmosphère extratropicale aux ondes planétaires forcées en surface.

En résumé

Bien que les biais sur la position et l'intensité du jet polaire persistent en partie, l'utilisation du nudging de la stratosphère équatoriale permet de réduire sensiblement et d'améliorer l'état moyen de notre modèle. Nous augmentons ainsi la sensibilité potentielle de la stratosphère au forçage des ondes planétaires, ce qui constitue un plus pour étudier la capacité du modèle à reproduire la téléconnexion neige-AO.

Des expériences de sensibilité ont donc été réalisées à la fois avec l'état de base du modèle (représenté par CTL), et avec le nudging climatologique de la stratosphère équatoriale (représenté par CTLN). La comparaison des deux types d'expériences va nous permettre de discuter de la sensibilité des résultats à l'état moyen du modèle. Il est important de noter que notre protocole ne rajoute pas de variance dans la stratosphère équatoriale, celle-ci étant faible dans le contrôle et par construction nulle dans les expériences nudgées vers la climatologie ERA40.

3.2. Description des expériences de sensibilité

Comme nous l'avons dit précédemment, plusieurs études de sensibilité de la circulation atmosphérique à la neige sibérienne d'automne ont été réalisées, avec le modèle ECHAM3 du MPI et le modèle AM2/LM2 du GFDL. En accord avec les observations, toutes ont identifié une relation inverse entre la quantité de neige sur la Sibérie en automne et la phase de l'AO l'hiver suivant (excédent de neige suivi du mode AO-). Avant de présenter nos expériences, voici un point rapide sur les méthodologies et les résultats obtenus:

- **Modèle ECHAM3:** la première expérience de Gong et al. (2003a) a consisté à réaliser une paire de 20 simulations avec TSM climatologiques. Ces deux ensembles diffèrent par l'étendue de neige sur la Sibérie. Pour insérer des anomalies réalistes, les auteurs utilisent les étendues de couverture NSIDC des années extrêmes 1976/77 (excédent de neige) et 1988/1989 (déficit de neige). Ils imposent les anomalies de neige de septembre à février et comparent la réponse de l'atmosphère entre leurs deux expériences. Le mécanisme évoqué par Saito et al. (2001) est retrouvé: le forçage de neige refroidit fortement l'atmosphère de surface localement, et renforce l'activité des ondes stationnaires sur la Sibérie. Ces ondes se propagent ensuite à travers la troposphère, affaiblissent le vortex polaire, et transforment le signal régional en un signal hémisphérique. Les anomalies stratosphériques se propagent vers la surface durant l'hiver, modulant la phase de l'AO. Ce mécanisme est en accord avec la théorie d'interaction entre les ondes stationnaires et le flux moyen (Charney et Drazin 1961), ainsi qu'avec les études du couplage troposphère-stratosphère (Baldwin et Dunkerton 1999, Kodera et Kuroda 2000). Les mêmes auteurs ont montré que ce mécanisme n'intervenait pas avec l'enneigement sur l'Amérique du Nord (Gong et al. 2003b). En effet, l'Amérique du Nord n'étant pas un foyer

d'ondes stationnaires (cf figure 10a), l'anomalie de surface engendrée par la neige ne se propage pas vers la stratosphère comme sur la Sibérie. L'importance de l'orographie est également cruciale: la suppression artificielle des montagnes sur la Sibérie centrale et orientale affaiblit l'activité des ondes stationnaires sur cette région et la réponse du modèle aux anomalies de neige (Gong et al. 2004a). Finalement, Gong et al. (2004b) montrent que si l'effet radiatif des anomalies de couverture de neige en automne est nécessaire pour retrouver la réponse du modèle, cette réponse est affaiblie si l'on supprime les anomalies de profondeur de neige. Il semble donc que l'effet isolant des hauteurs de neige permette de maintenir le forçage durant l'hiver et ainsi de moduler plus significativement l'AO.

- **Modèle AM2/LM2:** l'étude de Fletcher et al. (2007) s'appuie sur deux ensembles de 100 membres avec TSM climatologiques. Les deux expériences sont conduites du 1^{er} octobre au 31 décembre. La première intègre un forçage affaibli de neige, la masse de neige étant maintenue à sa valeur du 1^{er} octobre durant toute l'intégration. Pour la deuxième, une anomalie de 100 kg/m² est ajoutée à la climatologie de neige sur la Sibérie, et est maintenue constante durant toute la simulation à chaque pas de temps du modèle. Ils retrouvent la réponse de l'AO au forçage de neige, selon un mécanisme similaire à celui proposé par Gong et al. (2003a) mettant en jeu la propagation d'ondes stationnaires et le couplage troposphère/stratosphère.

Pour notre étude, nous avons choisi de forcer le modèle avec la même anomalie que Fletcher et al. (2007), soit 100 kg/m² imposés à la climatologie du modèle sur la Sibérie (domaine 60E/140E-40N/80N, voir figure 11).

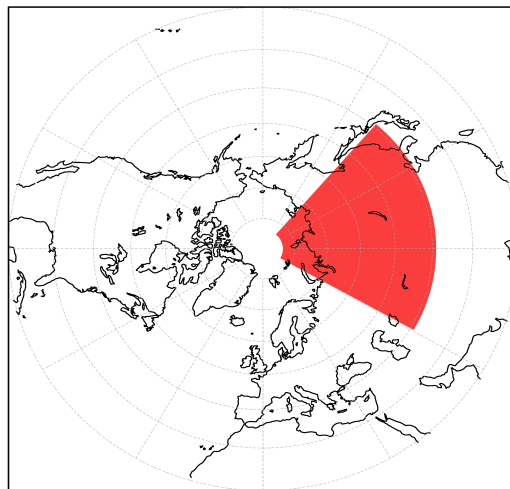


Figure 11. Domaine de perturbation de la neige.

Ce protocole simple permet de nous comparer facilement à leurs résultats, et de tester ainsi la sensibilité du lien neige-AO au modèle utilisé. En complément de l'expérience avec la perturbation imposée tout le long de la saison, nous avons choisi de réaliser une expérience avec initialisation de la neige au 1^{er} octobre. Nous pourrions ainsi discuter de deux aspects: la sensibilité aux conditions initiales de neige, et la sensibilité aux conditions aux limites. En supposant une densité moyenne de 250 kg/m³, cette perturbation représente une anomalie de 40 cm de hauteur de neige. Les hauteurs moyennes en hiver (DJF) sur la Sibérie sont ainsi d'environ 60 cm dans les expériences avec relaxation de la neige, et d'environ 40 cm pour celles avec neige initialisée. Ce forçage n'est pas irréaliste au regard des valeurs climatologiques des hauteurs observées en hiver (autour de 40 cm dans les données HSDSD, voir figure 7 de Peings et Douville 2009).

Ces deux types d'expériences de sensibilité ont été conduites avec et sans nudging de la stratosphère équatoriale, ce qui nous donne 4 expériences différentes. Chaque ensemble est constitué de 50 membres réalisés avec TSM climatologiques, et initialisés selon les conditions atmosphériques d'un des cinquante 1^{er} octobre de son expérience de contrôle. La perturbation de neige est ajoutée sur un état de base de la neige climatologique issu de l'expérience CTN2. Chaque membre démarre donc avec des conditions de neige strictement identiques. Nos quatre simulations d'ensemble seront dénommées de la façon suivante par la suite:

- **SIA** (« Snow Initial Anomaly »)
- **SBA** (« Snow Boundary Anomaly »)
- **SIAN** (« Snow Initial Anomaly with Nudging »)
- **SBAN** (« Snow Boundary Anomaly with Nudging »)

La table suivante résume les caractéristiques de chacune de ces expériences:

Nom de l'expérience	Contrôle	Nudging équatorial	Description
SIA	CTL	NON	Anomalie initiale de 100 mm sur la Sibérie au 1 ^{er} Octobre.
SBA			Anomalie constante de 100 mm sur la Sibérie au 1 ^{er} Octobre.
SIAN	CTLN	OUI	Anomalie initiale de 100 mm sur la Sibérie au 1 ^{er} Octobre.
SBAN			Anomalie constante de 100 mm sur la Sibérie au 1 ^{er} Octobre.

Table 2. Description des expériences de sensibilité de la variabilité extratropicale à la neige sibérienne d'automne.

3.3. Résultats

→ Impacts locaux

Avant d'analyser l'impact hivernal du forçage de neige, commençons par regarder son influence immédiate en surface.

La figure 12 montre les différences SIA-CTL en octobre pour l'albédo, la température à deux mètres et la pression au niveau de la mer. L'effet immédiat de la neige est très significatif localement. L'augmentation de l'albédo est associée à une forte baisse des températures, atteignant jusqu'à -5°C sur la partie sud de l'anomalie. Cette hétérogénéité de la réponse selon la latitude est liée aux différences de rayonnement solaire incident. L'anticyclone sibérien est fortement renforcé par ce refroidissement diabatique en surface, sur des régions s'étendant légèrement au-delà de la localisation de l'anomalie de neige. On observe également une anomalie significative sur le

Pacifique Nord avec un creusement de la dépression aléoutienne. Le forçage inséré au modèle crée donc une bulle froide sur la région sibérienne en automne, en accord avec les réponses observées par Gong et al. (2003a) et Fletcher et al. (2007). Une réponse similaire est observée dans les autres expériences, avec une amplitude plus marquée pour SBA et SBAN du fait de la plus grande persistance du forçage (non montré).

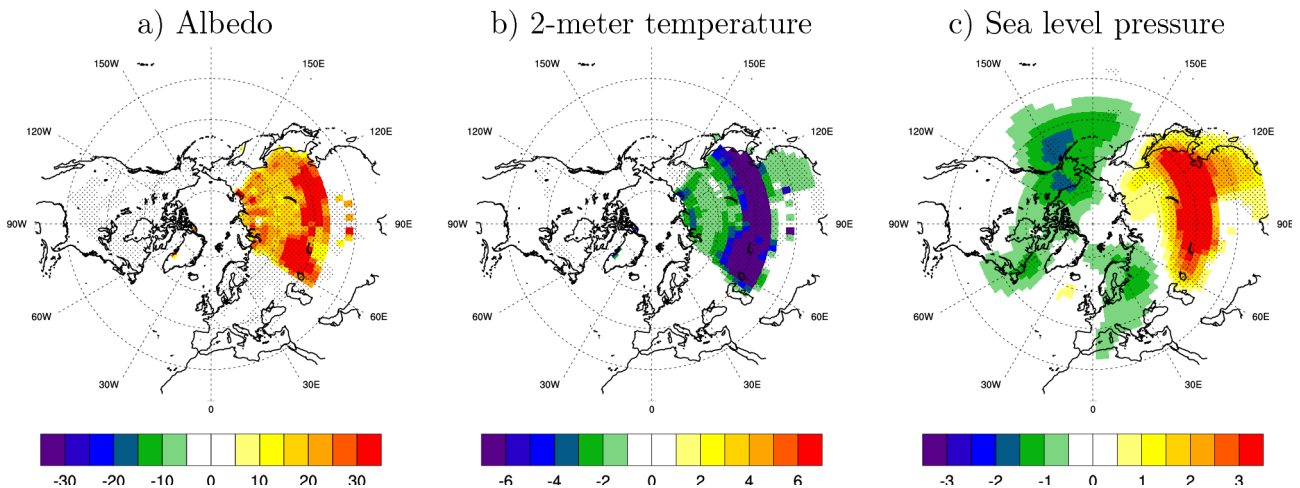


Figure 12. Impact de l'anomalie de neige dans SIA en octobre pour: a) l'albédo (%); b) la température à 2 mètres (°C); c) la pression au niveau de la mer (hPa). Les zones en pointillés désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95%.

Pour illustrer la persistance de l'anomalie de neige et ses effets au travers de la saison, nous avons tracé les anomalies quotidiennes de la masse de neige, de l'albédo, et de la température dans la basse troposphère, moyennées sur la Sibérie (figure 13). Nous montrons seulement les courbes pour SIAN et SBAN au vu des résultats très similaires observés dans SIA et SBA.

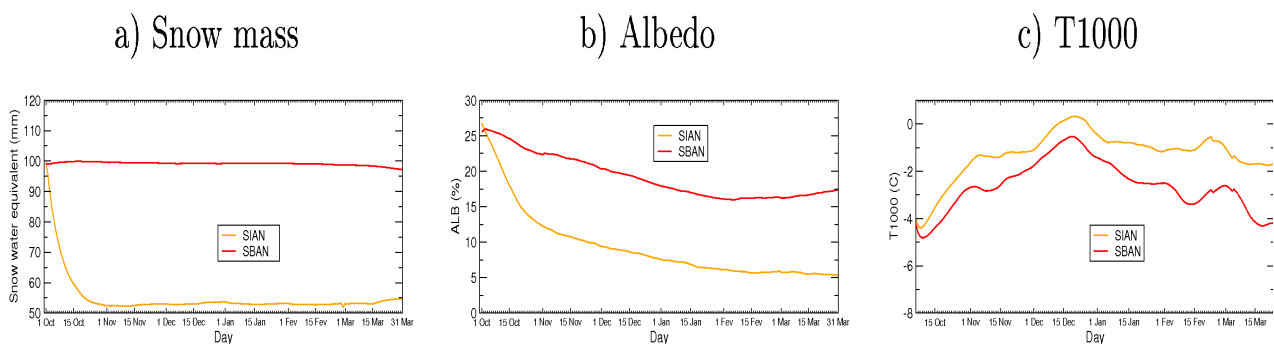


Figure 13. Anomalies quotidiennes dans SIAN et SBAN de: a) la masse de neige (noter que l'axe des ordonnées démarre à 50 kg/m²); b) l'albédo; c) la température à 1000 hPa, sur la Sibérie.

Une bonne partie de l'anomalie de neige insérée dans SIAN au 1^{er} octobre fond rapidement dès le premier mois. Seule la moitié de la perturbation persiste le reste de la saison de façon stable. La relaxation de la neige dans SBAN permet de conserver l'intensité du forçage, et d'imposer une anomalie deux fois plus importante que dans SIAN sur la Sibérie de novembre à mars. La différence d'amplitude des forçages se répercute clairement sur les anomalies d'albédo et de température à 1000 hPa (figure 13b,c), la bulle froide sur la Sibérie étant plus prononcée dans les expériences avec neige relaxée. La comparaison de ces expériences avec celles pour lesquelles la

neige est seulement initialisée permet donc de discuter de la sensibilité des résultats à l'amplitude du forçage, celui-ci variant quasiment du simple au double. Regardons maintenant l'impact de la perturbation de neige sur l'atmosphère extratropicale d'hiver.

→ **Expériences SIA et SBA (pas de nudging stratosphérique)**

La figure 14 présente les anomalies de l'état moyen hivernal (de décembre à mars) simulé dans SIA et SBA, en ce qui concerne la P_{mer} , le géopotential à 200 hPa et la moyenne zonale du géopotential.

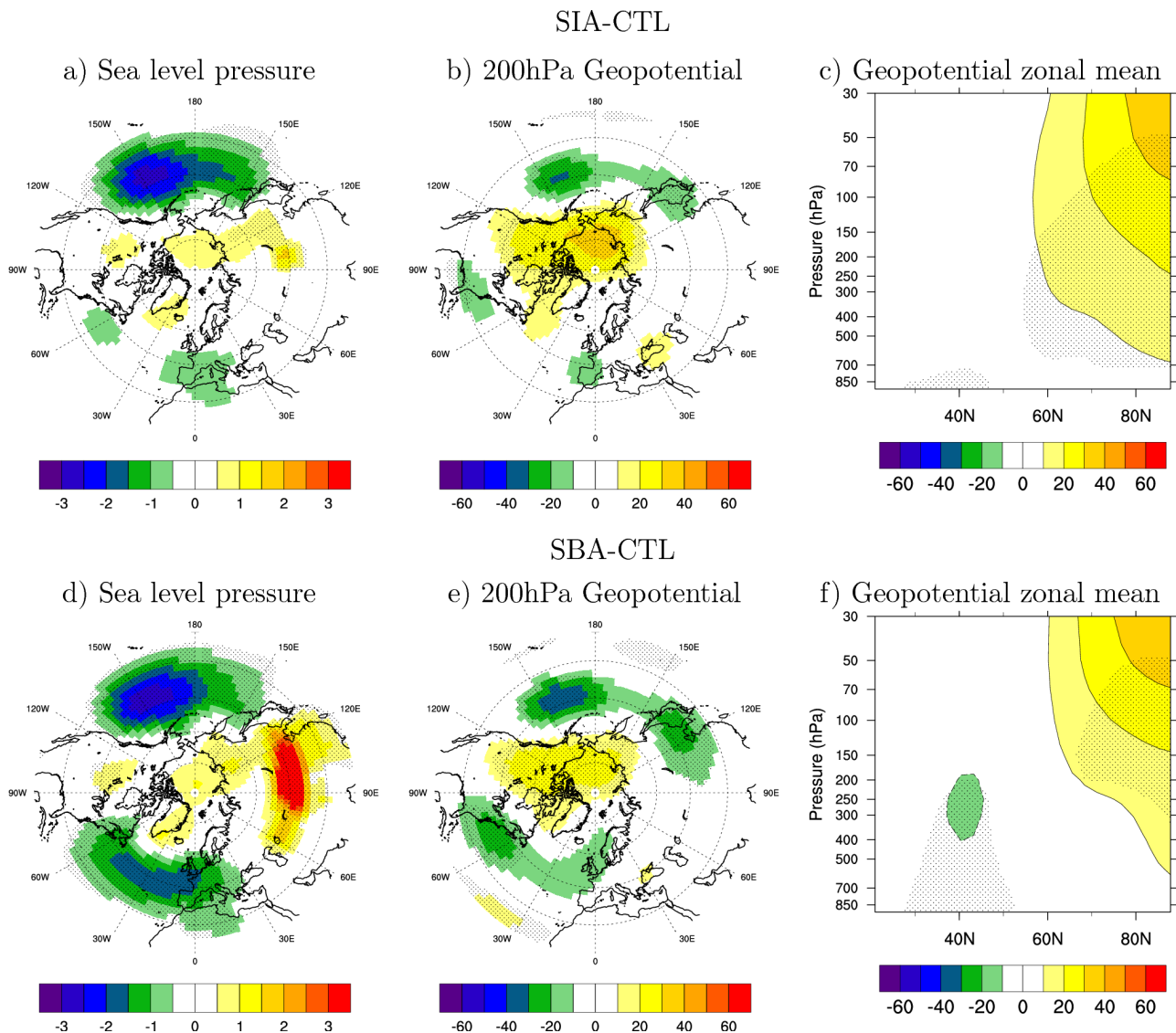


Figure 14. Impacts de l'anomalie de neige en hiver (DJFM). Différences SIA-CTL et SBA-CTL pour: a) et d) la pression au niveau de la mer (hPa); b) et e) le géopotential à 200 hPa (m); c) et f) la moyenne zonale du géopotential en coupe pression/latitude (m). Les zones en pointillés désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95%.

La carte de géopotential à 200 hPa nous donne une idée de la propagation zonale du signal, et la moyenne zonale du géopotential illustre la distribution verticale de la réponse. En surface, l'anomalie anticyclonique sur la Sibérie observée en octobre est encore légèrement présente dans SIA, et se maintient fortement dans SBA. On observe en haute troposphère une anomalie

cyclonique à l'est du domaine perturbé, qui indique un renforcement de la baroclinicité à l'ouest du Pacifique Nord. Hormis ce signal local, le principal signal apparaît sur le Pacifique Nord, avec un creusement de la dépression aléoutienne. La réponse est relativement barotrope et s'observe également au niveau 200 hPa (figure 14b,e). On note également une anomalie négative de pression significative sur l'Atlantique Nord dans SBA. Si dans cette expérience, la réponse des centres d'action Pacifique et Atlantique rappelle le mode AO-, l'anomalie positive centrée sur le Pôle est trop peu significative pour conclure à une modulation claire de ce mode. On observe pourtant un affaiblissement du vortex polaire, illustré par l'anomalie positive de géopotential centrée sur le pôle Nord (figure 14c,f), mais ce signal est confiné en altitude et ne se propage pas de façon significative en surface.

Afin de discuter du mécanisme mettant en jeu la propagation verticale d'ondes stationnaires forcées par la neige, regardons maintenant la réponse de l'activité du WAF et du jet polaire. Nous l'illustrons sur la figure 15 pour SBA, mais les résultats sont qualitativement

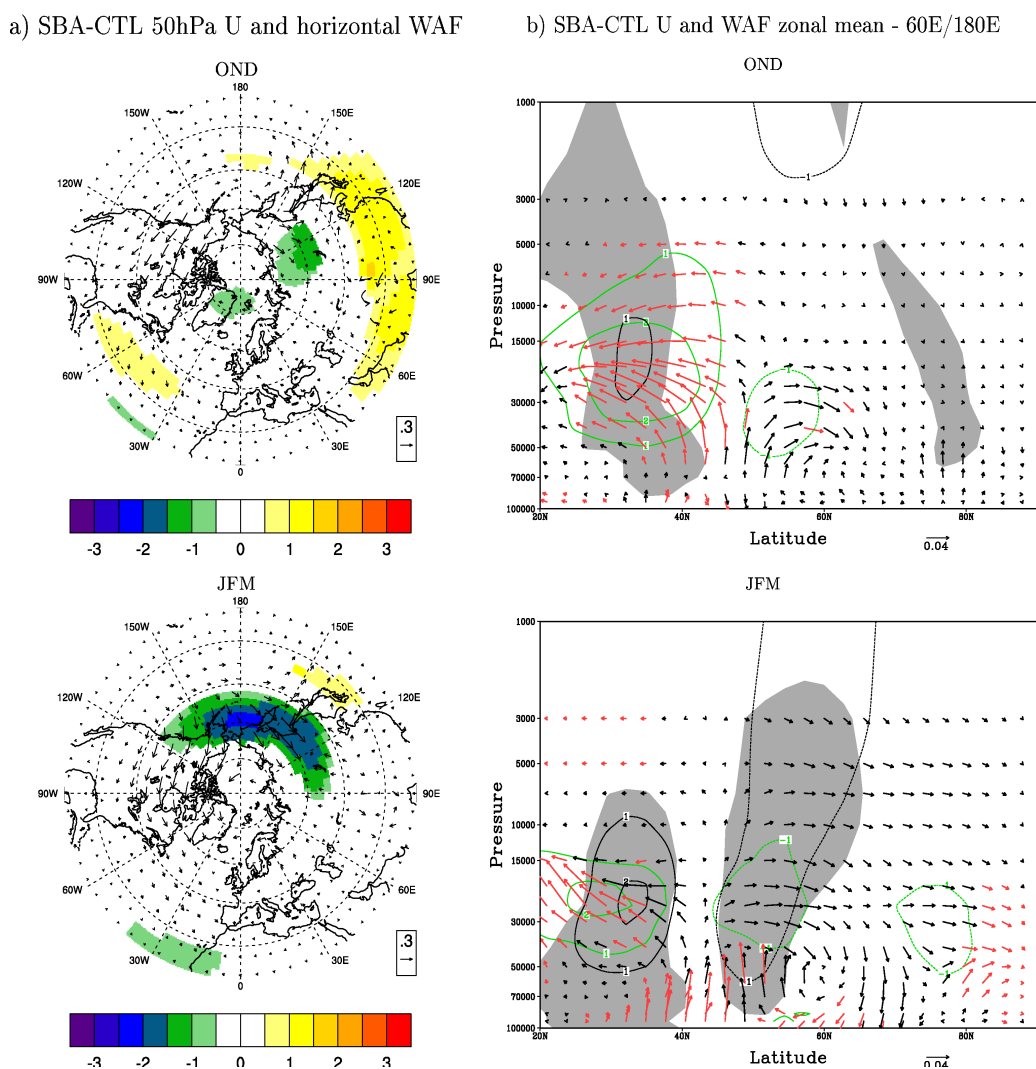


Figure 15. Anomalies **SBA-CTL** du vent zonal (couleurs, m/s) et du WAF (vecteurs, m^2/s^2) pour les saisons **OND** et **JFM**: a) au niveau 50 hPa (seules les anomalies significatives à 95% sont montrées pour le vent) ; b) en moyenne zonale sur la Sibérie (les contours noirs représentent le vent zonal, les contours verts la divergence du WAF). Un facteur d'échelle est appliqué au WAF (division par la densité atmosphérique). Les zones grisées (flèches rouges) sont significatives à 95% pour le vent (le WAF).

similaires pour SIA. Nous distinguons la réponse d'automne/début d'hiver de la réponse de la fin de l'hiver en montrant les moyennes d'octobre à décembre et de janvier à mars. La divergence du WAF permet d'identifier les régions pour lesquelles les ondes sont absorbées et exercent un couple sur la circulation zonale (zones de convergence, contours verts négatifs).

En début de saison (OND), le jet polaire est légèrement ralenti au-dessus de la région sibérienne (figure 15a), et on observe une augmentation de la propagation verticale d'ondes stationnaires au sud de la Sibérie (figure 15b). Toutefois, le signal le plus significatif consiste en un renforcement du jet subtropical des moyennes latitudes, cohérent avec un signal divergent du WAF (accélération du flux moyen). Ce phénomène peut s'expliquer par l'effet local du forçage sur la distribution des températures méridiennes. L'anomalie insérée dans le modèle déplace la zone de transition de la couverture de neige vers le sud, et par la même occasion la zone de fort gradient méridien de température au-dessous de la latitude 40°N (figure 16). L'augmentation de la baroclinicité qui en découle renforce les vents d'ouest en altitude conformément à la règle du vent thermique (la présence d'un fort gradient thermique méridien négatif est associée à un flux d'ouest renforcé).

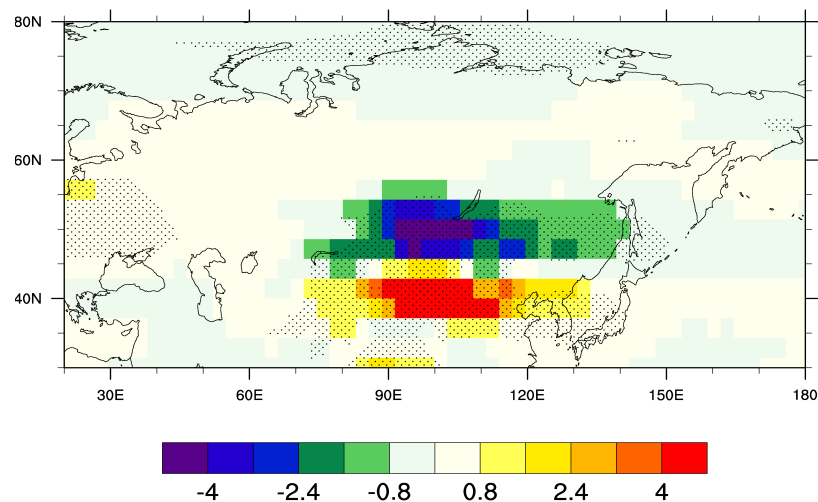


Figure 16. Différence SBA-CTL du gradient méridien de température *absolu* (°C) en hiver (DJF). Les zones en pointillés désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95%.

De janvier à mars, l'affaiblissement du jet polaire se poursuit au niveau de la région Sibérie/Pacifique Nord, mais ne se propage pas de façon annulaire (figure 15a). L'anomalie négative de vent zonal observée en moyenne zonale sur cette région est associée à une zone de convergence des ondes (figure 15b), mais les signaux en WAF sont peu significatifs. La réponse du vortex polaire au forçage de neige apparaît donc très limitée.

On peut néanmoins se demander si ces moyennes saisonnières ne masquent pas des processus de plus fine échelle temporelle. Afin d'analyser la réponse du vortex polaire à l'échelle intrasaisonnière, nous avons calculé les anomalies quotidiennes du géopotential moyenné autour du cercle polaire. Elles sont visibles en coupe pression/temps sur la figure 17 pour SIA et SBA, du 1^{er} octobre au 31 mars. Ce tracé nous permet d'identifier la présence potentielle de réchauffements stratosphériques associés à l'affaiblissement du vortex, qui se propageraient ensuite en surface sur le mode AO (Baldwin et Dunkerton 1999). Pour nos deux expériences, on n'observe pas de propagation claire du signal depuis la stratosphère vers la troposphère. On observe bien une anomalie positive en surface à la mi-janvier, mais elle n'est pas précédée d'anomalies significatives

dans la stratosphère.

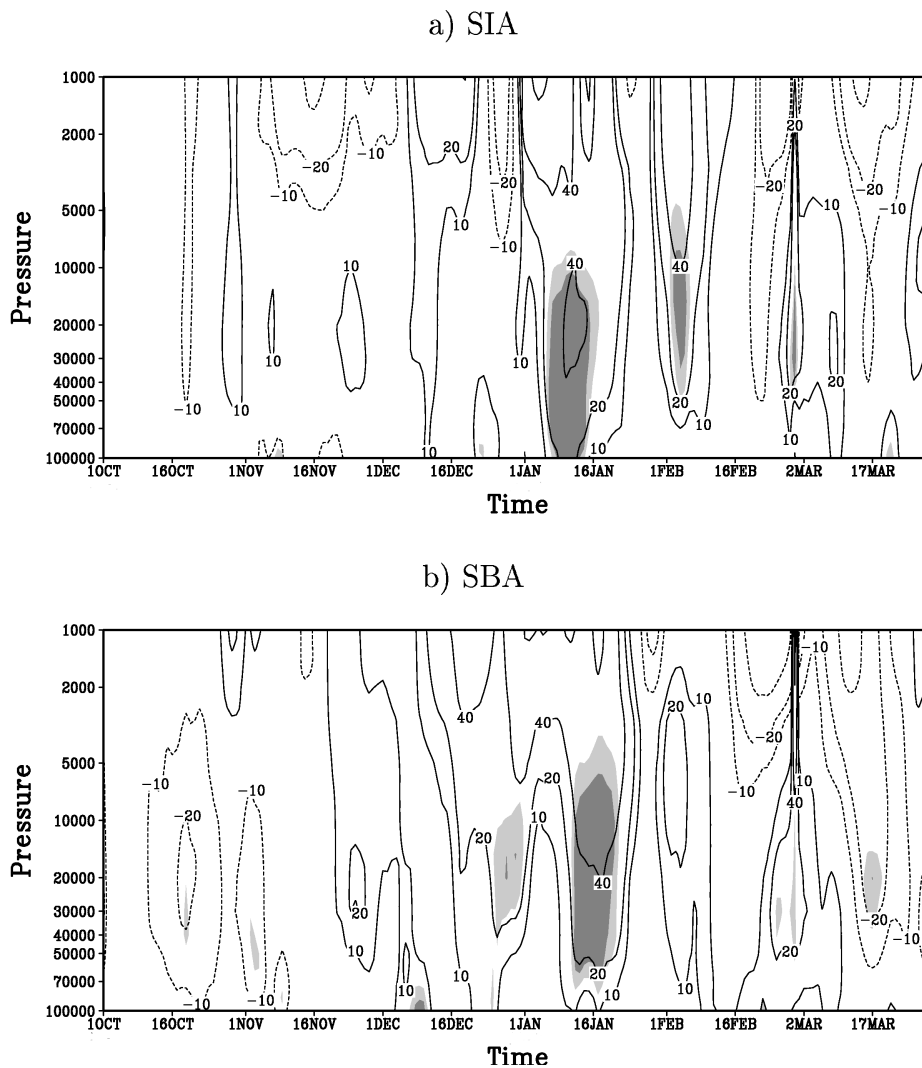


Figure 17. Anomalies quotidiennes en coupe pression/temps du géopotentiel moyenné sur le cercle polaire au-delà de 60°N (m), pour: a) SIA ; b) SBA. Les zones grisées foncées (claires) sont significatives à 95% (90%).

En résumé, ces expériences réalisées avec la version standard d'ARPEGE-Climat ne permettent pas de conclure que l'enneigement sibérien exerce une forte influence sur le mode annulaire, *a fortiori* via un couplage troposphère-stratosphère et un affaiblissement du vortex polaire. Par contre, elles suggèrent que la propagation zonale du forçage sibérien peut jouer un rôle important. Le renforcement de la dépression aléoutienne est en accord avec les travaux de Walsh et Ross (1988) et Watanabe et Nitta (1998), qui expliquent ce lien avec le Pacifique Nord par le biais d'un ajustement du géopotentiel en aval de la bulle froide créée par la neige. Mais le bassin Atlantique Nord est également susceptible de répondre significativement au forçage de neige, pour peu que l'anomalie persiste suffisamment (SBA). L'anomalie du flux horizontal d'ondes stationnaires du Pacifique vers l'Atlantique est assez nette sur la figure 15a, et corrobore l'hypothèse d'une propagation zonale du signal. Cette réponse, obtenue par le biais d'un mécanisme autre que celui de la modulation du mode annulaire, constitue un résultat intéressant car elle suggère une autre courroie de transmission entre les anomalies de neige sibérienne et le climat de la région Atlantique Nord. Cependant, au vu des biais du modèle concernant le vortex et

le jet polaire, ces résultats doivent être interprétés avec précaution. Nous avons vu que la faible amplitude et le décalage du jet vers le sud limitaient le déferlement des ondes verticales planétaires dans la stratosphère (figure 10). On peut donc naturellement se demander si la réponse ne serait pas différente avec un jet polaire plus réaliste, et si les biais du modèle ne sont pas responsables de cette réponse assez contradictoire avec les travaux de Gong et al. (2003a) et Fletcher et al. (2007). Les expériences SIAN et SBAN vont maintenant nous permettre de répondre en partie à ces questions.

→ **Expériences SIAN et SBAN (avec nudging stratosphérique)**

Les figures 18, 19 et 20 sont similaires aux figures 14, 15 et 17, mais concernent les expériences SIAN et SBAN.

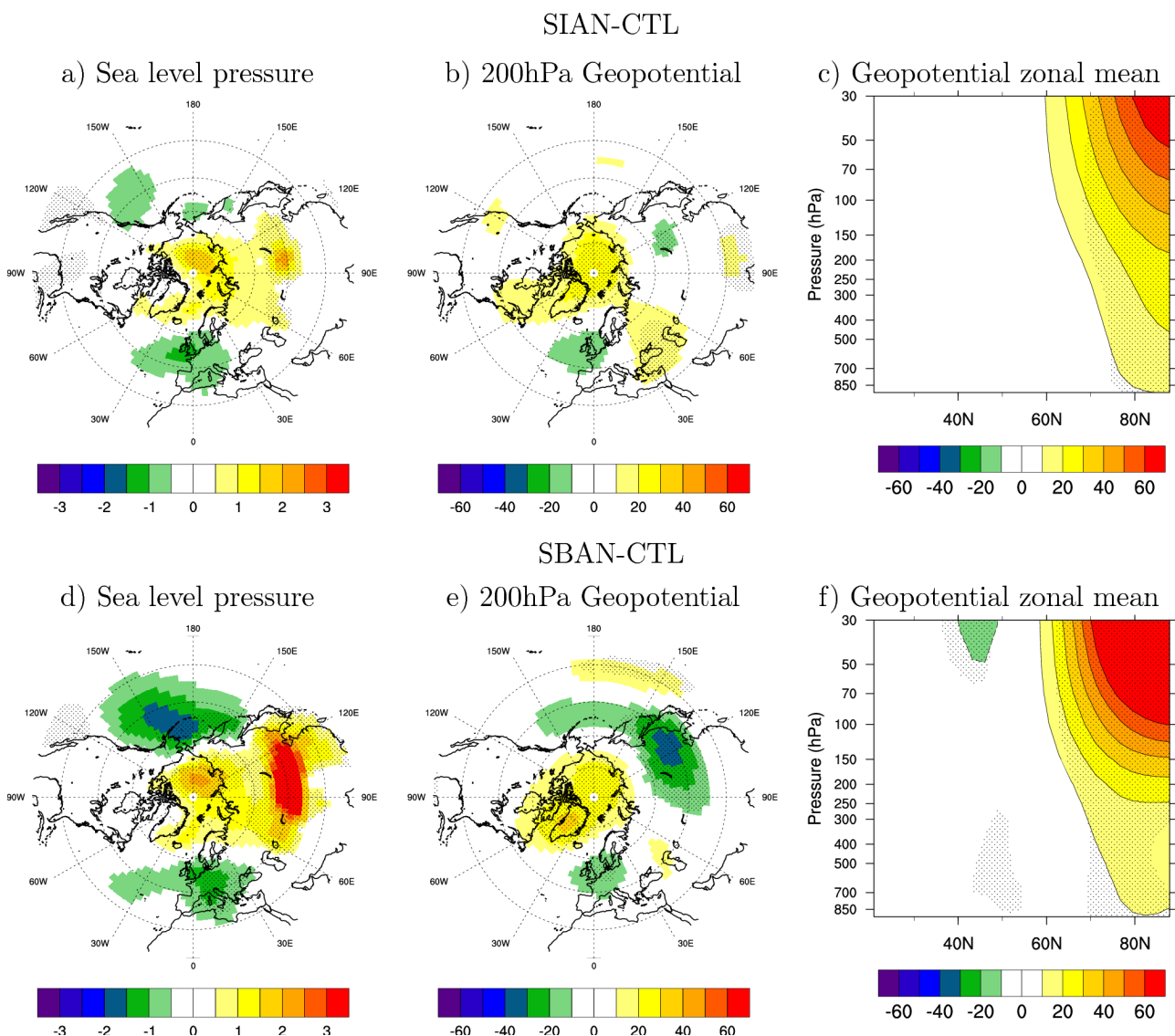


Figure 18. Impacts de l'anomalie de neige en hiver (DJFM). Différences SIAN-CTLN pour: a) et d) la pression au niveau de la mer (hPa); b) et e) le géopotential à 200 hPa (m); c) et f) la moyenne zonale du géopotential en coupe pression/latitude (m). Même chose pour SBAN-CTLN sur d), e) et f). Les zones en pointillés désignent les anomalies significatives au niveau de confiance 95%.

Mis à part la réponse locale barocline, la réponse hivernale pour nos deux expériences avec nudging de la stratosphère équatoriale est bien différente de celle obtenue dans SIA et SBA. On note en premier lieu que la réponse du Pacifique Nord est beaucoup moins marquée (quasi-inexistante pour SIAN, plus faible dans SBAN que dans SBA, figures 18a,d). A l'inverse, le vortex est affaibli sur toute la colonne atmosphérique dans les deux expériences (figures 18c,f). On identifie cette fois plus clairement la phase négative de l'AO dans SBAN, avec la présence des trois centres d'action sur les bassins Pacifique/Atlantique et au niveau du pôle. Les anomalies peu significatives dans SIAN soulignent toutefois la dépendance de la réponse à l'intensité du forçage.

Comme précédemment, nous montrons la réponse du jet polaire et de l'activité des ondes stationnaires seulement pour l'expérience avec l'anomalie de neige constante au long de la saison (SBAN). Les résultats de l'expérience SIAN sont qualitativement similaires, avec une intensité moindre des signaux.

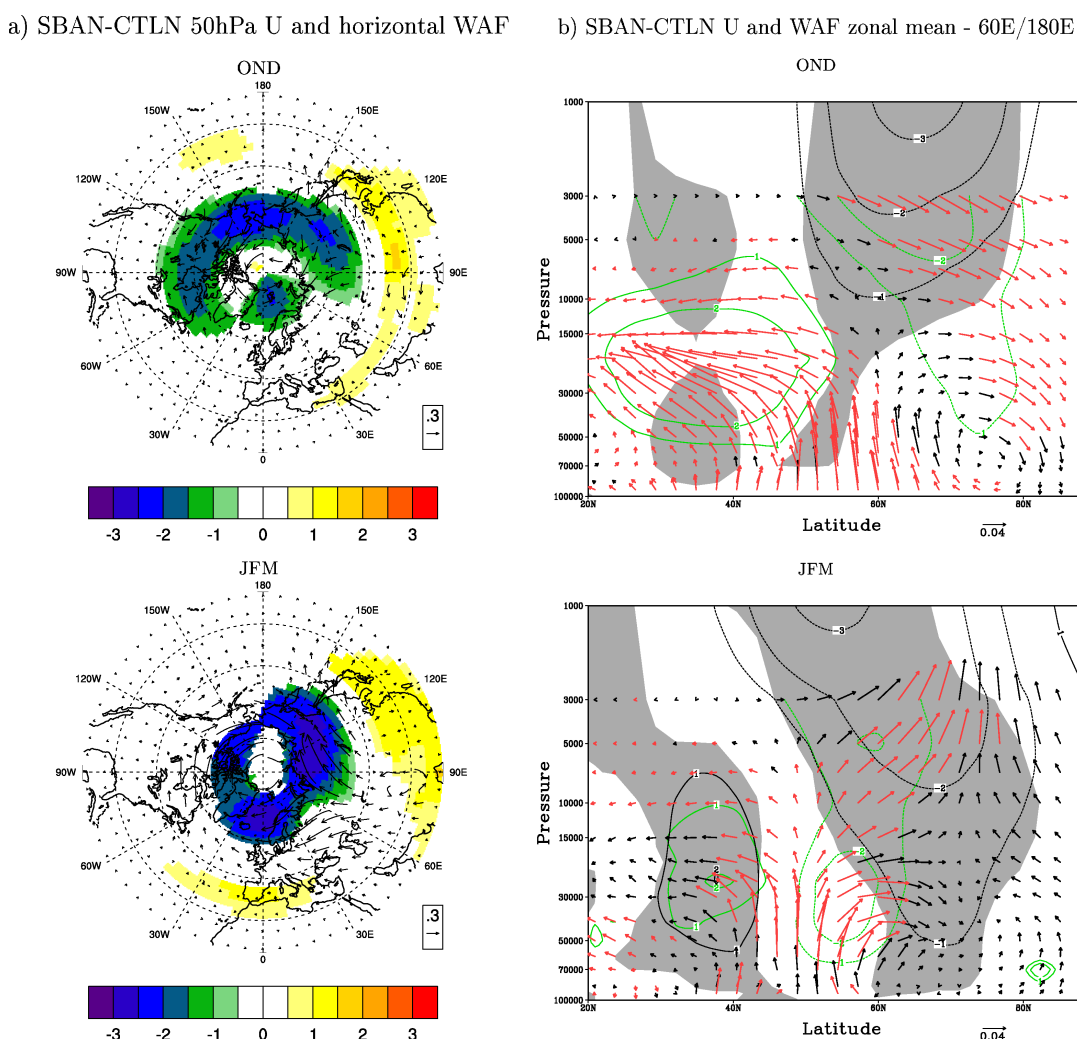


Figure 19. Anomalies SBAN-CTLN du vent zonal (couleurs, m/s) et du WAF (vecteurs, m^2/s^2) pour les saisons OND et JFM: a) au niveau 50 hPa (seules les anomalies significatives à 95% sont montrées pour le vent) ; b) en moyenne zonale sur la Sibérie (les contours noirs représentent le vent zonal, les contours verts la divergence du WAF). Un facteur d'échelle est appliqué au WAF (division par la densité atmosphérique). Les zones grisées (flèches rouges) sont significatives à 95% pour le vent (le WAF).

Dès le début de la saison, l'affaiblissement du jet polaire est clairement plus marqué que dans les expériences sans nudging, et s'étend sur toutes les longitudes entre 60°N et 80°N (figure 19a). Cet affaiblissement des vents stratosphériques est associé à un flux important d'ondes planétaires émanant de Sibérie (figures 19a,b), et à une zone de convergence des ondes au niveau du jet polaire (figure 19b).

De janvier à mars, une quantité importante d'ondes issues de Sibérie vient déferler dans la stratosphère. Comme le suggère la zone de convergence coïncidant avec l'anomalie négative du vent zonal, l'activité accrue des ondes stationnaires agit comme un frein sur les vents d'ouest d'altitude. Cette réponse plus marquée que pour les expériences précédentes peut s'expliquer par la nouvelle position du jet polaire induite par le nudging (figure 10). Celui-ci étant maintenant positionné plus au nord au dessus de la zone de propagation des ondes, il est plus sensible à l'activité des ondes stationnaires. Il est intéressant de noter qu'au delà de la position plus correcte du jet, le déferlement des ondes issues de la région sibérienne dans la stratosphère est plus intense. En effet, en comparant la figure 19b à la figure 15b, on remarque que l'activité au-dessus de 100 hPa est plus importante, pour des anomalies de neige similaires. Cela confirme que si l'évolution du vortex est sensible aux ondes stationnaires issues de la troposphère, celui-ci influence également en retour la quantité d'ondes se propageant. Ce rôle de guide d'ondes du jet polaire est en accord avec les travaux concernant le couplage troposphère-stratosphère (Scott et Polvani 2004, Harnik 2009). Le mécanisme par lequel l'effet de la neige sur le mode annulaire hivernal passerait par une interaction avec la stratosphère est donc confirmé dans ces expériences avec nudging de la stratosphère équatoriale.

Si en moyenne saisonnière l'excédent de neige prescrit sur la Sibérie conduit à la phase AO négative dans SBAN, la figure 20 permet de vérifier si cette réponse moyenne résulte de réchauffements stratosphériques se propageant vers la surface.

Concernant l'expérience SIAN, une anomalie positive du vortex apparaît à la mi-décembre mais ne se propage pas en surface. On observe un signal significatif en surface durant la seconde partie de janvier, mais elle n'est pas précédée d'anomalies provenant de la stratosphère. L'occurrence d'une propagation stratosphère-troposphère est plus claire dans SBAN. Dès le mois d'octobre, une anomalie positive de géopotentiel se met en place en altitude. Celle-ci se propage ensuite vers le bas, et atteint la surface de façon significative à partir du mois de décembre, soit deux mois après le début de la simulation. La structure et le timing de cette réponse ressemble fortement à celle obtenue par Fletcher et al. (2007) à l'aide du modèle AM2/LM2. Elle est cependant moins intense, probablement car nous comparons notre expérience perturbée à une expérience de contrôle plutôt qu'à une expérience dans laquelle la neige est diminuée sur la Sibérie. Il est intéressant de noter qu'un signal significatif émerge à nouveau à la fin de l'hiver, bien qu'il ne se propage pas en surface. Lorsqu'elles persistent tout au long de la saison, les anomalies de neige semblent donc capable de moduler le mode annulaire assez tardivement. Le rayonnement solaire augmentant à la sortie de la nuit polaire, l'effet thermodynamique local de la neige est en effet renforcé au travers de la modification de l'albédo. Néanmoins, cet effet est contrebalancé par le fait que le couplage troposphère-stratosphère s'affaiblit et diminue la sensibilité de la circulation atmosphérique à l'activité des ondes stationnaires.

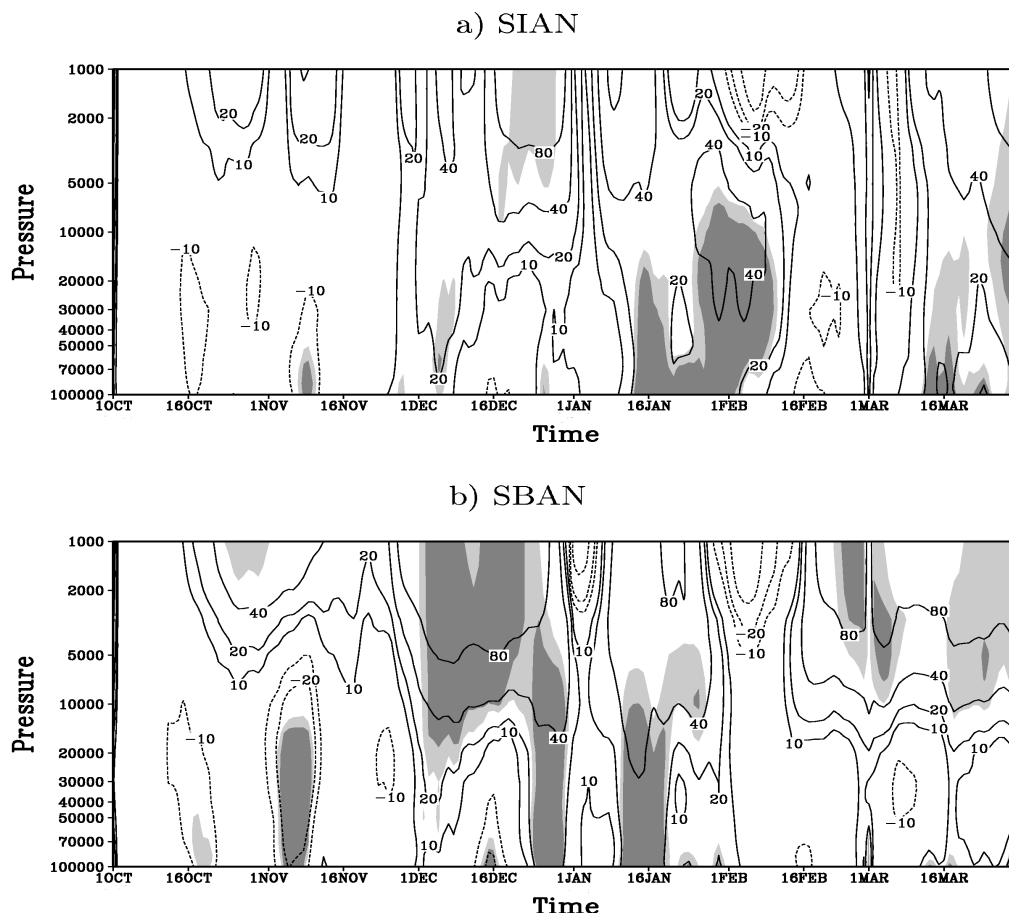


Figure 20. Anomalies quotidiennes en coupe pression/temps du géopotentiel moyenné sur le cercle polaire au-delà de 60°N (m), pour: a) SIAN ; b) SBAN. Les zones grisées foncées (claires) sont significatives à 95% (90%).

Au vu de ces résultats, la question suivante se pose: le réchauffement stratosphérique est-il induit par la propagation verticale soudaine d'ondes stationnaires, ou est-il provoqué par le maintien d'une forte activité cumulée durant la saison? Afin d'illustrer plus précisément le rôle de l'activité des ondes stationnaires engendrées par la neige dans le signal observé sur la figure 20b, nous montrons les anomalies du WAF et du vent zonal en moyenne zonale sur la Sibérie, pour différentes périodes de 15 jours couvrant octobre à décembre (figure 21). L'activité des ondes stationnaires augmente dès le début du mois d'octobre sur la Sibérie, sans effets significatifs sur le vent zonal. A partir de la mi-octobre, le vortex polaire commence à se mettre en place et l'affaiblissement des vents d'ouest du jet polaire devient significative, l'activité des ondes restant anormalement élevée sur la Sibérie. Cette réponse des ondes et du vent zonal moyen se maintient durant novembre, augmente fortement en décembre, et le signal annulaire finit par se propager en surface à la fin du mois. L'anomalie de type AO atteignant la surface en décembre semble donc résulter d'un forçage prolongé sur la circulation zonale des ondes stationnaires induites par la neige. Cette activité est moins constante dans SIAN (non montré), ce qui explique la réponse moins marquée du vortex polaire. On voit donc que la réponse du modèle ne vient pas d'une activité soudaine du WAF, mais plutôt d'un forçage prolongé durant la saison. Ce résultat est en accord avec les travaux portant sur la stratosphère, qui ont montré que la circulation moyenne zonale réagissait plus fortement à l'accumulation d'ondes stationnaires qu'à des événements isolés de propagation d'ondes verticales (Newman et al. 2001, Polvani et Waugh 2004).

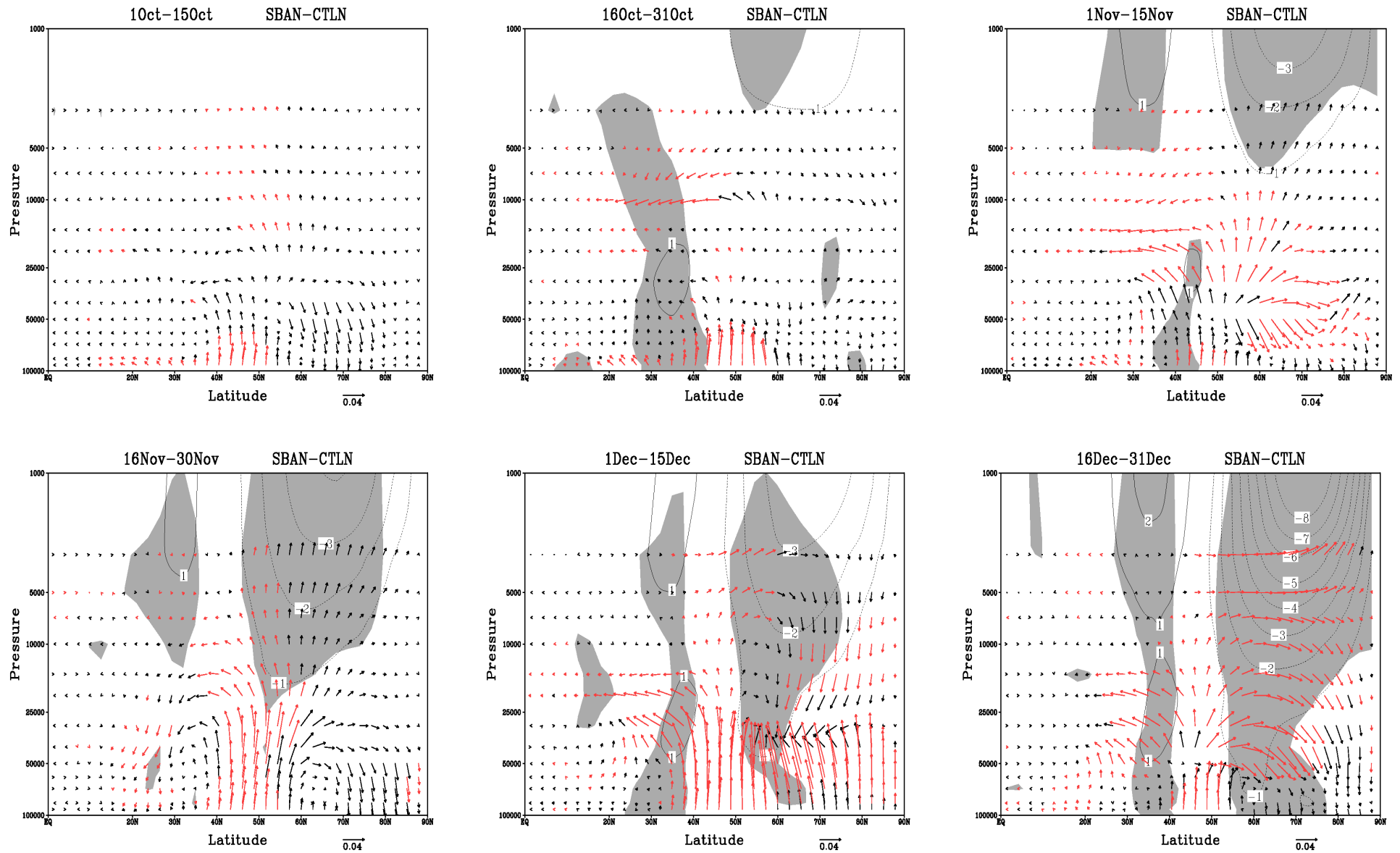


Figure 21. Anomalies de WAF (m^2/s^2) et de vent zonal (m/s) dans SBAN en moyenne zonale sur la Sibérie, pour des moyennes de 15 jours du 1^{er} octobre au 31 décembre. Les zones grisées (flèches rouges) représentent les zones significatives à 95% pour le vent (le WAF).

A ce stade, une question nous vient à l'esprit: dans les observations, pourquoi l'indice AO est-il fortement corrélé à la neige d'automne et non pas à l'enneigement hivernal sur la Sibérie? On peut en effet se poser la question de savoir si un forçage de neige apparaissant en hiver aurait le même impact. D'une part, la faible variabilité des données de couverture de neige (elles sont rapidement saturées à 100% sur cette région) peut masquer l'apparition d'anomalies conséquentes de profondeur durant l'hiver. Mais la raison la plus probable vient du fait que le rayonnement solaire étant faible sur les régions boréales en hiver, les anomalies de neige ont un impact plus limité sur le bilan radiatif en surface.

Dans ce cas, comment expliquer que l'anomalie d'activité stationnaire se maintienne durant toute la saison? Une hypothèse est que l'apparition précoce des anomalies de neige à l'automne crée un phénomène de rétroaction conduisant à l'effondrement du vortex polaire: l'activité des ondes stationnaires ralentissant le jet durant l'automne, la propagation des ondes de la troposphère vers la stratosphère est favorisée. En effet, selon la théorie de Charney et Drazin (1961), l'affaiblissement du flux moyen d'ouest limite la réfraction et l'absorption des ondes et favorise leur propagation selon la verticale. L'affaiblissement du vortex renforce donc la propagation verticale des ondes issues de la Sibérie, cette activité stationnaire affaiblit encore le vortex, et ainsi de suite... conduisant au bout du compte à un fort réchauffement stratosphérique. Cependant, il faut garder à l'esprit que nous avons raisonné durant toute cette section en terme de moyenne d'ensemble, qui masque une forte variabilité des réponses d'un membre à l'autre. Cette remarque

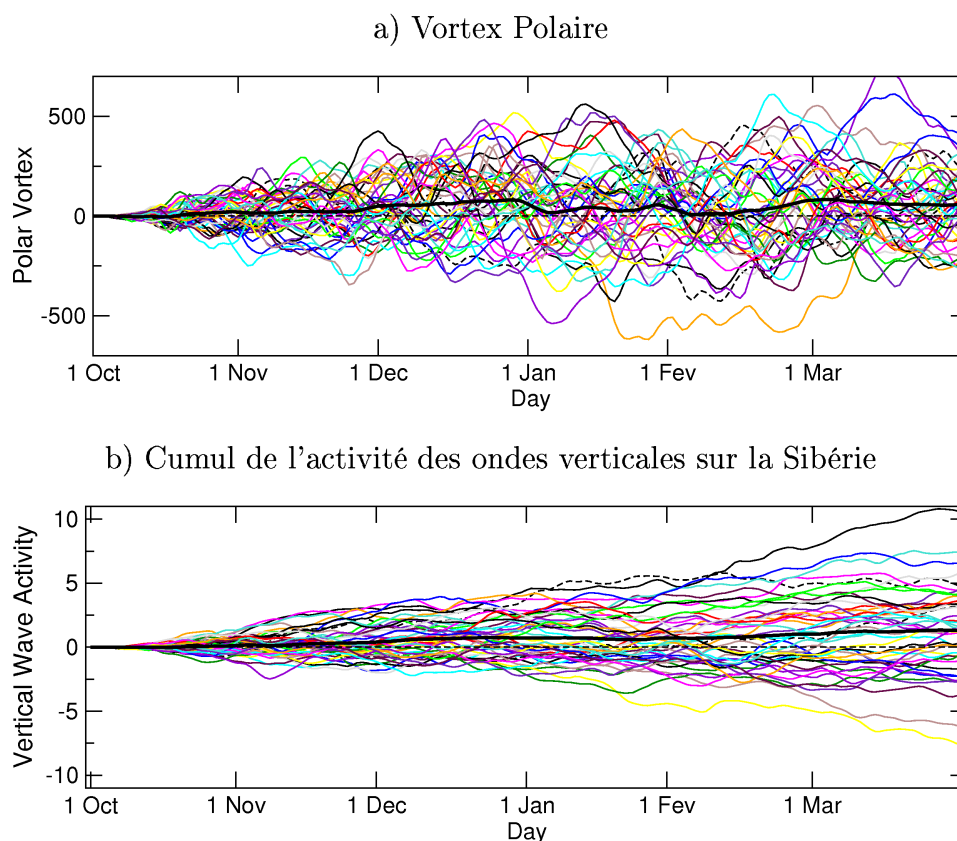


Figure 22. Dispersion d'ensemble des anomalies quotidiennes SBAN-CTLN du vortex et de l'activité en ondes stationnaires. a) Vortex polaire (géopotential à 50 hPa moyenné au-delà de 60°N, en m) ; b) WAF vertical intégré entre 925 et 30 hPa, moyenné sur la région Sibérie-Nord Pacifique (m^2/s^2). Les courbes en trait noir épais correspondent à la moyenne d'ensemble.

importante est illustrée sur la figure 22, qui montre la moyenne d'ensemble et la dispersion des membres pour les anomalies SBAN-CTLN du vortex polaire (géopotential à 50 hPa moyenné au-delà de 60°N) et du **cumul** du WAF moyenné verticalement (entre 925 et 30 hPa) sur la région sibérienne.

La figure 22a montre que l'affaiblissement très progressif du vortex polaire dans la moyenne d'ensemble de l'expérience SBAN, intervenant durant les premiers mois de la simulation, masque la variabilité inter-membres de la réponse. On observe en effet que les phénomènes de réchauffements stratosphériques interviennent sur des périodes différentes selon les membres, et de manière moins progressive que ce qui est suggéré par la moyenne d'ensemble. Certains membres simulent même une réponse inverse, avec un renforcement du vortex. Le même type de dispersion est visible pour l'activité des ondes stationnaires, dont on voit que le cumul au long de la saison est en moyenne positif (figure 22b).

Afin de confirmer la corrélation entre une forte activité du WAF cumulé et l'affaiblissement du vortex, la figure 23 isole la réponse du vortex obtenue pour les 5 membres montrant le plus fort cumul du WAF au 1^{er} janvier, et pour les 5 membres montrant le cumul le plus faible. Malgré la dispersion assez élevée entre les membres d'un même groupe, on identifie clairement une différence de comportement entre les deux groupes durant le mois de novembre, avec un vortex polaire largement affaibli pour le premier et légèrement renforcé pour le second. On retrouve également une divergence des moyennes d'ensemble assez marquée fin décembre, en accord avec les anomalies de la figure 21 et l'affaiblissement très marqué du jet polaire durant cette période. Les deux groupes sont ensuite indissociables au-delà de la limite du 1^{er} janvier que nous avons choisie. Nous avons donc ici la confirmation que le WAF joue un rôle important dans le mécanisme identifié jusqu'ici, mais que ce mécanisme n'entre en jeu que pour une activité cumulée des ondes stationnaires suffisamment élevée.

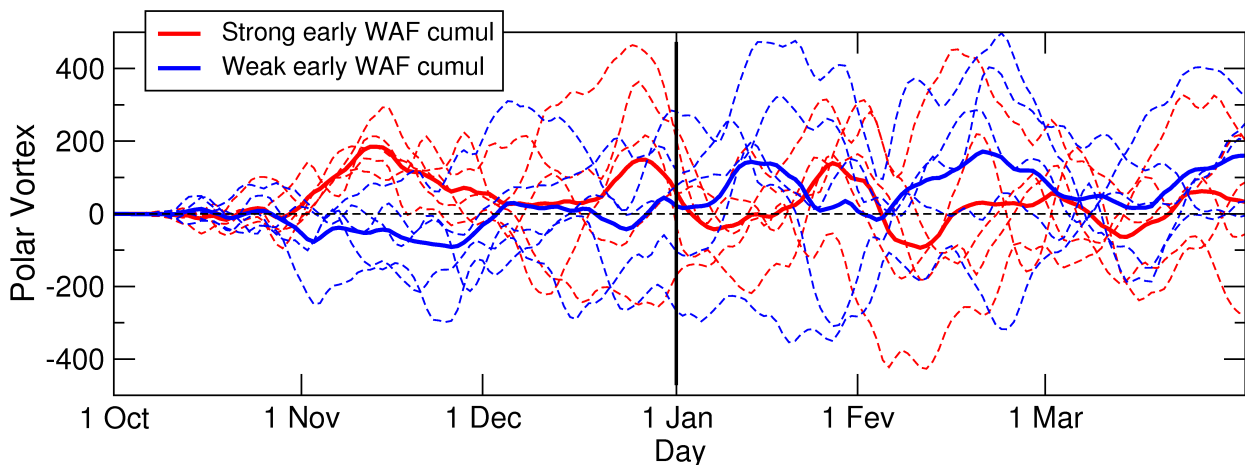


Figure 23. Anomalies quotidiennes SBAN-CTLN du vortex polaire (m), pour les 5 membres montrant le plus fort (rouge) et le plus faible (bleu) cumul de l'indice de WAF intégré verticalement sur la Sibérie au 1^{er} janvier (trait vertical noir). Les courbes en trait épais correspondent à la moyenne d'ensemble pour chacun des groupes.

Pour approfondir ces travaux, il serait intéressant de comprendre ce qui explique la variabilité inter-membres de l'activité des ondes stationnaires, le forçage de neige étant le même pour chaque simulation. De même, la réponse du vortex polaire pourrait être analysée plus finement pour tenter d'expliquer la dispersion obtenue pour des forçages en WAF cumulé assez

proches (figure 23). Fletcher et al. (2007) ont par exemple montré que la réponse de leur modèle dépendait de l'état initial du vortex au premier jour de leur simulation. Les membres pour lesquels le vortex est déjà faible montrent en effet une réponse beaucoup plus marquée que les autres. Nous avons réalisé le même type de discrimination pour vérifier si cette caractéristique était également présente dans nos simulations, mais contrairement à leurs résultats il semble que l'état de base du vortex ne soit pas un élément déterminant pour expliquer la variabilité inter-membres de la réponse.

En résumé

Les études de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat ont permis de reproduire la téléconnexion observée entre la neige sibérienne et l'AO, avec cependant une réponse moins marquée que dans les études de Gong et al. (2003a) et Fletcher et al. (2007). L'enneigement sibérien module la circulation locale, la circulation du Pacifique Nord, mais également celle de l'hémisphère Nord dans sa globalité, de façon plus ou moins marquée selon l'intensité du forçage.

Une conclusion forte de nos travaux est la dépendance de cette réponse à l'état moyen du modèle. Alors que dans la version standard d'ARPEGE-Climat l'impact des anomalies de neige passe essentiellement par un mécanisme de propagation zonale d'ondes de Rossby, la technique de nudging de la stratosphère équatoriale nous a permis de reproduire le mécanisme observé (décrit à la section 2.1.2) en corrigeant partiellement les biais du jet polaire. On retrouve alors qu'un excédent de neige sur la Sibérie accroît l'activité des ondes stationnaires en renforçant l'anticyclone de surface. Le déferlement des ondes se maintient durant une grande partie de la saison, et interagit avec la circulation moyenne en freinant le jet polaire. L'affaiblissement du vortex qui en résulte se propage ensuite en surface avec un délai de quelques semaines, aboutissant à la phase négative du mode annulaire. Ce résultat suggère que seuls les modèles reproduisant de façon correcte la circulation moyenne zonale extratropicale sont capables de générer une réponse cohérente de la neige, en accord avec Hardiman et al. (2008). L'amélioration des MCG devrait donc à terme permettre de reproduire correctement les téléconnexions de ce type, et de mieux en comprendre les mécanismes.

Notre étude de sensibilité nous a forcé à descendre à l'échelle quotidienne pour bien comprendre les mécanismes mis en jeu. Les interactions entre l'état moyen et les ondes stationnaires interviennent en effet sur des échelles de temps intrasaisonnières, de même que la propagation vers la surface des anomalies de circulation générées dans la stratosphère. La compréhension de ces phénomènes nous oblige donc à penser le climat non plus en terme d'indices mensuels ou saisonniers, mais avec des concepts de plus fine échelle. La notion de régimes de temps, apparue assez récemment dans la communauté climatique, permet d'analyser la variabilité du climat des moyennes latitudes à l'échelle intrasaisonnière. L'étude de l'interaction entre l'enneigement et les régimes de temps apparaît donc comme une suite logique à nos travaux.

4. Pour aller plus loin: Analyse en régimes de temps

4.1. Qu'est-ce qu'un régime de temps ?

Nous avons jusqu'ici caractérisé le climat selon des méthodes statistiques supposant une certaine linéarité de la variabilité atmosphérique. Dans le cas de la région Nord Atlantique, nous considérons par exemple que la NAO oscille entre sa phase positive et sa phase négative. Cette vision, bien que satisfaisante à l'échelle climatologique, peut être affinée et améliorée en utilisant le concept de **régimes de temps**. Le système climatique possède un certain nombre d'états préférentiels caractérisés par des structures spatiales cohérentes à grande échelle. Chacun de ses états préférentiels constitue un régime de temps, dont l'échelle temporelle est comprise entre la semaine et le mois sur un certain domaine géographique (Michelangeli et al. 1995). L'analyse en régime consiste à définir plusieurs régimes de temps, chacun caractéristique d'un état typique de l'atmosphère, et à classer chaque occurrence de l'atmosphère dans un de ces régimes selon une métrique donnée. On peut ainsi caractériser la variabilité intrasaisonnière de la circulation atmosphérique via la fréquence d'occurrence de ces régimes. Le concept de régime permet donc de lier l'échelle climatique à des échelles spatio-temporelles plus proches de la météorologie.

La classification des situations atmosphériques en régimes de temps se fait par des méthodes algorithmiques. Ces méthodes se répartissent en deux catégories: les algorithmes hiérarchiques (Ward 1963), et les algorithmes de partitionnement. Nous avons utilisé la seconde méthode, en se basant sur la méthode des k-means de Michelangeli et al. (1995). Un nombre k de centroïdes initiaux sont choisis aléatoirement, ce nombre de classes étant défini par l'utilisateur mais pouvant faire l'objet d'une justification *a posteriori*. L'algorithme consiste en un processus itératif pour lequel, à chaque itération, tous les éléments sont classés selon un critère de similarité entre ces éléments et les centroïdes issus de l'itération précédente. Les centroïdes sont donc recalculés à chaque étape à partir de la nouvelle classification. Le nombre de classes ayant un sens statistique est déterminé en comparant la classification obtenue à celle réalisée à partir d'un bruit rouge de même autocovariance à l'ordre 0 et 1. Cette comparaison est faite à l'aide d'un indice qui mesure la reproductibilité des centroïdes. Un critère de corrélation spatiale avec les centroïdes permet d'éliminer les situations qui ne correspondent à aucun des régimes identifiés par la méthode, et un critère de persistance de cinq jours est appliqué pour filtrer la variabilité synoptique à haute fréquence (ondes baroclines).

Quatre régimes ayant un sens physique sur la région Atlantique Nord-Europe en hiver sont généralement considérés (Vautard 1990, Michelangeli et al. 1995). Ces régimes, caractérisés sur la figure 24 par les anomalies de hauteur géopotentielle à 500 hPa auxquelles ils sont associés, constituent chacun une situation atmosphérique hivernale typique sur le bassin Atlantique Nord. La part de variabilité qu'ils expliquent durant l'hiver est indiquée pour chacun d'entre eux en pourcentage. En plus des deux phases de la NAO, on retrouve le régime dit de dorsale Atlantique (« Atlantic Ridge »), et le régime de blocage (« Blocking »). Le régime NAO+ est parfois aussi appelé régime zonal car les régimes NAO- et NAO+ ne sont pas parfaitement symétriques. Chacun de ces régimes est associé à des anomalies de vent, de température et de précipitations affectant l'Europe et la côte Est américaine. Par exemple, le régime de blocage est caractérisé par une forte anomalie anticyclonique sur l'Europe centrée sur la Scandinavie. La circulation atmosphérique associée à cette anomalie rabat de l'air de nord-est venant de la Sibérie, favorisant des températures glaciales sur l'Europe centrale et la Méditerranée orientale. La prévision de la

fréquence d'occurrence de ces régimes permet donc d'évaluer la probabilité que le temps associé à chaque régime soit observé sur la région Nord Atlantique. La décomposition de la variabilité atmosphérique en quatre régimes permet également une description plus précise du climat sur l'Atlantique Nord. On note en effet que les régimes NAO+ et NAO-, qui sont les deux régimes pris en compte par l'indice NAO, comptent pour seulement 43% de la variance totale.

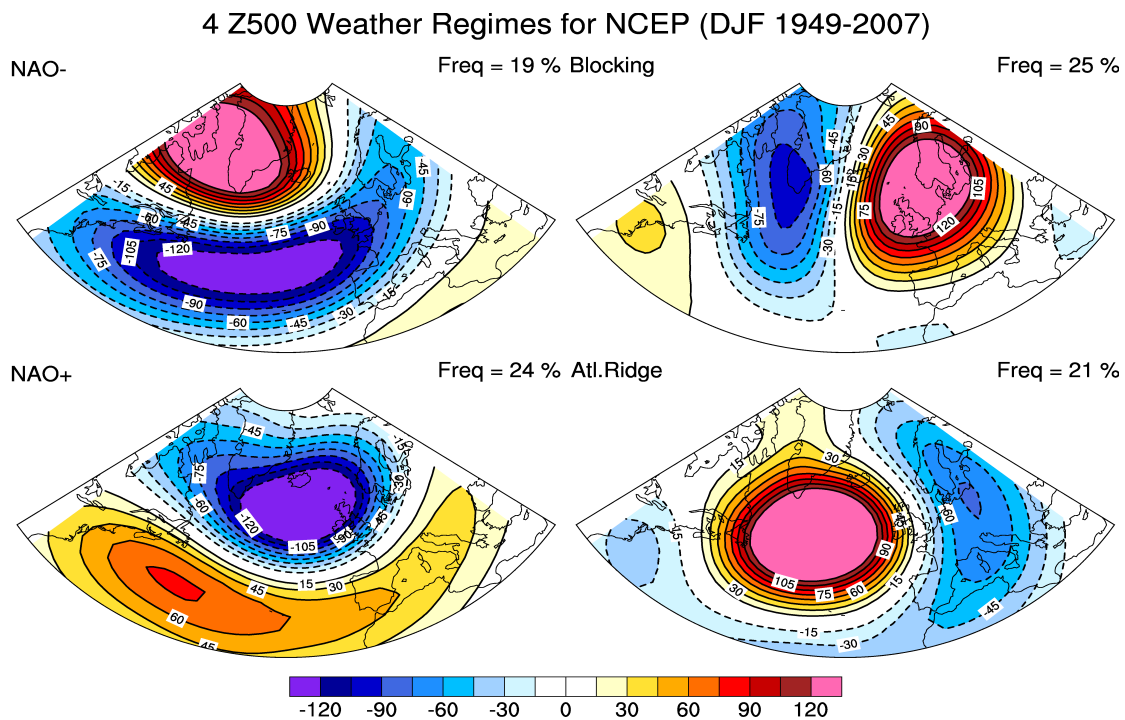


Figure 24. Régimes de temps en hiver (DJF) sur la région Nord Atlantique/Europe à partir des réanalyses NCEP. Géopotential à 500 hPa (m), période 1948-2007. Les pourcentages indiquent la fréquence d'occurrence de chaque régime durant l'hiver.

4.2. Liens entre la neige et les régimes de temps dans les observations

Au vu des téléconnexions identifiées dans ce chapitre, on peut supposer que les anomalies de neige sont susceptibles de moduler l'occurrence des régimes de temps sur la région Atlantique Nord. En particulier, on devrait retrouver un lien significatif entre l'enneigement sibérien d'automne et les régimes NAO. Pour déterminer leurs relations avec la neige, nous avons donc calculé les corrélations en point de grille entre les couvertures de neige d'automne et les fréquences d'occurrence des régimes d'hiver (figure 25). Les fréquences d'occurrence sont des valeurs annuelles donnant le nombre de fois que le régime a été observé durant la saison.

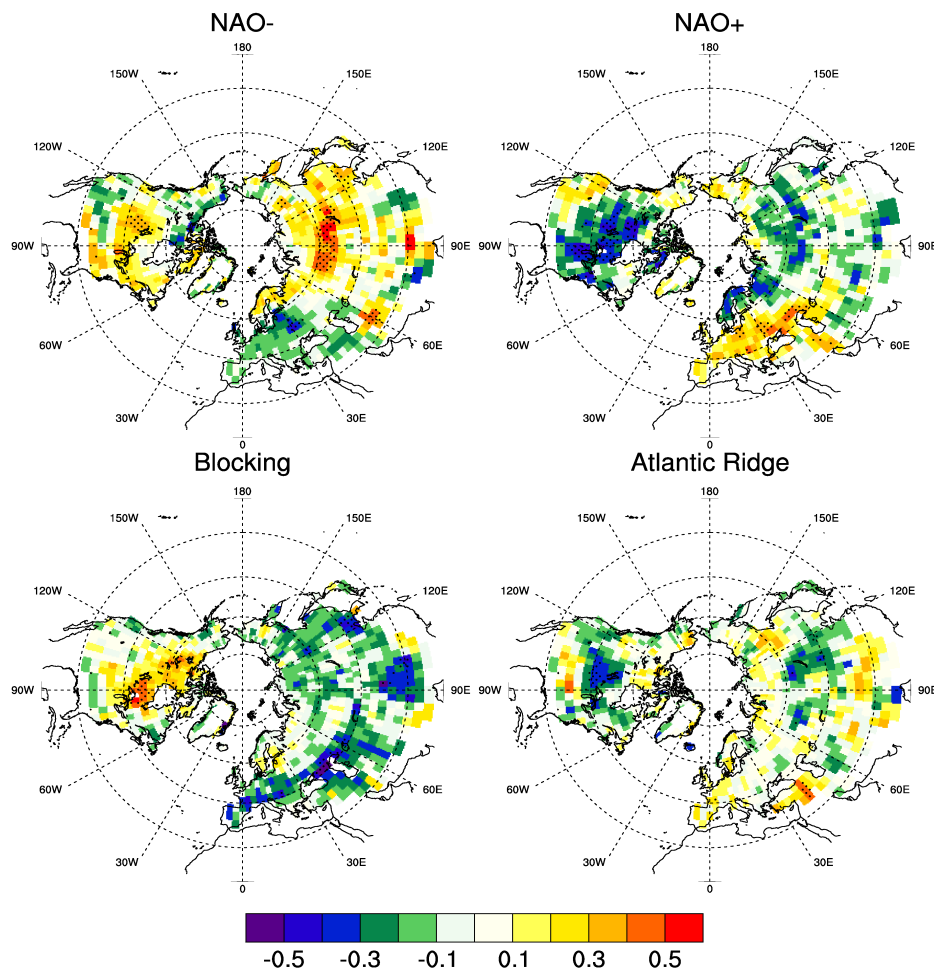


Figure 25. Corrélations en point de grille entre la couverture de neige d'automne (SON) et la fréquence d'occurrence des régimes de temps d'hiver (DJF) sur l'Atlantique Nord: NAO- ; NAO+ ; Blocage ; Dorsale Atlantique. Période 1972-2006. Les zones en pointillés désignent les corrélations significatives au niveau de confiance 95%.

En lien avec la téléconnexion neige-AO, on retrouve qu'un excédent de neige sur la Sibérie est un précurseur du régime NAO-. On observe également un signal significatif au nord des Grandes Plaines américaines. L'anomalie négative associée au régime NAO+ n'est quant à elle pas significative sur la Sibérie, suggérant la non-linéarité de la relation. Ce résultat est néanmoins difficile à interpréter car les fréquences d'occurrence des régimes ne sont pas indépendantes les unes des autres (une fréquence plus élevée pour un régime favorisant des fréquences plus faibles pour les autres). Seuls les signaux les plus élevés doivent donc être considérés dans cette analyse, mais il est clair que le lien avec l'enneigement sibérien est plus marqué avec le régime NAO- qu'avec le régime NAO+. Ce dernier semble plus fortement corrélé à la neige des Grandes Plaines, ramenant aux travaux sur la relation entre la neige d'Amérique du Nord et la NAO (Klingaman et al. 2008, Sobolowski et al. 2010). On observe également des corrélations significatives pour les régimes Blocage et Dorsale Atlantique sur des régions situées au nord des Grandes Plaines. Ces zones sont cependant peu étendues, ce qui pose la question de la robustesse de ces résultats.

Cette analyse basée sur les régimes de temps souligne donc le caractère non-linéaire de la téléconnexion neige-AO, qui a rarement été discuté dans la littérature. Notre étude est limitée par

le caractère mensuel de nos données de neige, qui ne nous permet pas d'examiner plus précisément le lien intrasaisonnier entre neige et régimes de temps. Bien que la persistance du manteau neigeux soit relativement élevée, les anomalies peuvent en effet rapidement disparaître pour peu qu'un événement de fonte ou de fortes chutes de neige intervienne durant l'hiver. Répéter les mêmes analyses en utilisant les données brutes hebdomadaires fournies par le NSDIC serait un moyen de pallier ce problème.

Toutefois, nous avons choisi une autre méthode consistant à utiliser l'activité des ondes stationnaires dont nous avons vu jusqu'ici qu'elle était fortement liée à la présence de neige au sol. Les réanalyses du NCEP nous permettent de calculer ce diagnostic au pas de temps quotidien, et ainsi de rechercher l'existence de précurseurs sibériens au régime NAO-. Nous avons donc calculé des composites quotidiennes jusqu'à 60 jours en amont du jour de mise en place du régime, pour les indices représentant le vortex polaire et l'activité des ondes stationnaires⁴. La climatologie quotidienne a été préalablement retirée des données pour s'affranchir des signaux liés au cycle annuel. La chronologie quotidienne des anomalies composites nous permet d'identifier précisément le décalage temporel entre les pics de WAF, l'affaiblissement du vortex et le jour d'occurrence du régime (figure 26). Afin de confirmer la caractère non-linéaire de cette téléconnexion, nous montrons également le régime NAO+. L'utilisation de la période 1972-2006 nous permet d'identifier 65 régimes NAO- et 101 régimes NAO+ pour calculer les composites.

Conformément aux travaux de Baldwin et Dunkerton (1999, 2001), la figure 26a indique qu'il existe des précurseurs stratosphériques à la mise en place du régime NAO-. En effet, on voit que le vortex s'affaiblit plusieurs semaines avant son occurrence, avec des anomalies très significatives durant les 20 jours le précédant. Ce résultat est intéressant en terme de prévision saisonnière, puisqu'il suggère la possibilité d'anticiper les anomalies climatiques du régime NAO- plusieurs semaines à l'avance. Il n'est cependant pas valable pour le régime NAO+, pour lequel aucun signal significatif n'émerge. La figure 26b illustre le rôle des ondes stationnaires issues de la Sibérie dans cet affaiblissement du vortex. En accord avec la non-linéarité de la téléconnexion, on trouve peu de signaux significatifs concernant le régime NAO+. Par contre, dans le cas du régime NAO-, on identifie une anomalie d'activité des ondes très significative, centrée autour du jour -50 précédant le régime. De façon intéressante, ce pic d'activité correspond à la période pour laquelle l'affaiblissement du vortex polaire se met en place. Il n'est pas suivi d'autres anomalies significatives, suggérant que si l'activité anormale des ondes stationnaires est bien responsable de l'affaiblissement du vortex, elle prend la forme d'un pic d'activité isolé plutôt que d'un cumul de WAF. Ce résultat apparaît contradictoire avec les résultats des expériences numériques, qui suggéraient l'importance du cumul de WAF pour affaiblir significativement le vortex (section 3.3). Cependant, il faut garder à l'esprit que notre indice de WAF est moyenné sur une région assez vaste, et sur la verticale, ce qui le rend difficile à interpréter. Des anomalies positives et négatives de WAF peuvent en effet s'annuler sur la colonne atmosphérique considérée, donnant l'impression d'une absence d'activité des ondes.

Afin de mieux visualiser l'évolution du signal obtenu sur la figure 26, la figure 27 illustre les anomalies du vent zonal et du WAF au-dessus de la Sibérie, pour les jours -50, -40, -30, -20 -10 et 0 précédant l'occurrence du régime NAO- dans la région Atlantique Nord. On retrouve la forte activité des ondes stationnaires 50 jours avant le régime, associée à des anomalies de vent en basse-couche. L'affaiblissement du jet polaire est ensuite progressif, et devient très significatif à partir de

4 Géopotential à 50 hPa moyenné au-delà de 60°N pour le vortex polaire, WAF moyenné verticalement sur la région sibérienne pour l'activité des ondes stationnaires.

30 jours de décalage.

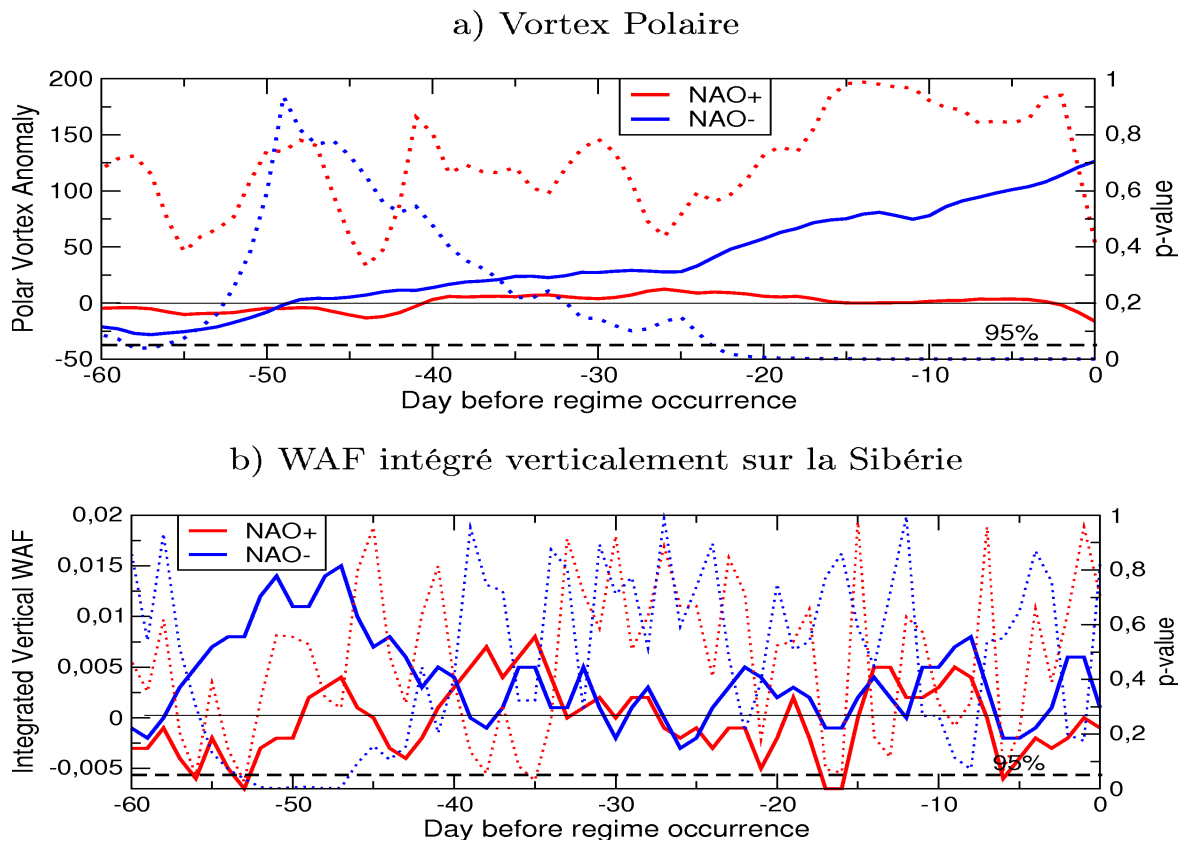


Figure 26. État du vortex polaire en m (a) et de l'activité des ondes stationnaires en m^2/s^2 sur la Sibérie (b) jusqu'à 60 jours avant la mise en place des régimes NAO- (courbes bleues) et NAO+ (courbes rouges). Les courbes en pointillé donnent la significativité des anomalies (p-value indiquée sur l'axe des ordonnées de droite). Les composites sont calculées sur la période 1972-2006, et représentent la valeur moyenne de 65 (101) événements pour le régime NAO- (NAO+). Le trait noir pointillé repère le niveau de p-value en dessous duquel les anomalies sont significatives à 95%.

On observe également des anomalies de WAF significatives pour les jours -20, -10 et 0, ce qui suggère une rétroaction entre l'effondrement du vortex polaire et la quantité d'ondes déferlant dans la stratosphère. Ce cumul d'activité du WAF associé à l'affaiblissement du vortex est cette fois plus en accord avec les résultats des expériences de sensibilité.

Pour identifier encore plus précisément l'origine du précurseur troposphérique, la figure 28 montre la localisation géographique des anomalies d'ondes stationnaires précédant le régime, pour le jour -50 correspondant au pic d'activité du WAF. On identifie bien une anomalie positive significative au niveau du foyer d'ondes stationnaires de la région Sibérie-Pacifique. Cette anomalie ne prend pas forme directement au niveau de la Sibérie, mais est centrée sur la côte du Pacifique nord-ouest, au niveau du fort gradient thermique océan-continent. Or, de par ses impacts sur les températures de surface, la neige sibérienne module ce différentiel de température responsable en partie de la forte activité des ondes stationnaires sur cette région (Plumb 1985). Ce résultat, additionné aux corrélations de la figure 25 et aux résultats des expériences numériques de la section 3, suggère fortement le rôle de la neige dans l'apparition des précurseurs atmosphériques du régime NAO-.

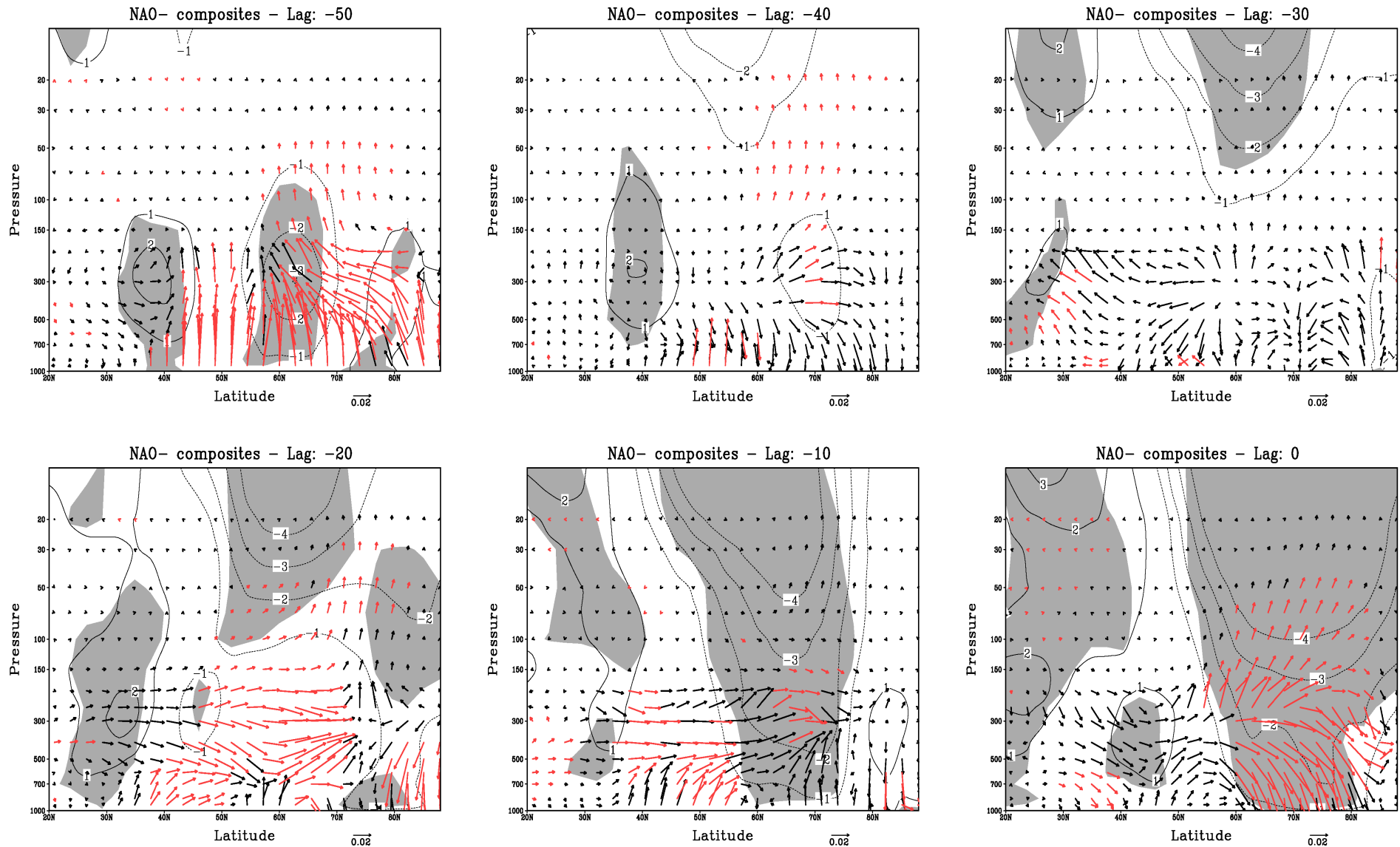


Figure 27. Composites sur le régime NAO- du WAF (m^2/s^2) et du vent zonal (m/s) moyennés sur la Sibérie. Les composites sont calculées au pas de temps quotidien. De gauche à droite, les cartes montrent les anomalies de WAF et de vent zonal ayant précédé l'occurrence d'un régime de temps de 50 jours, 40 jours, 30 jours, 20 jours, 10 jours, et pour le jour du régime. Les zones grisées (flèches rouges) désignent les zones significatives à 95% pour le vent (le WAF).

La figure 28 suggère également la présence d'un second foyer d'ondes stationnaires au-dessus de la mer de Barents, qui soulève plusieurs questions. Tout d'abord, quel est son lien avec l'autre foyer identifié sur la région Sibérie-Pacifique, et est-il forcé par la même composante climatique ? Ensuite, quel est le rôle respectif de chacun de ses foyers sur la mise en place du régime NAO- ? On peut par exemple penser que les anomalies d'étendue de glace de mer sont susceptibles de moduler l'intensité des ondes stationnaires au niveau de l'océan Arctique. Ou citer l'activité transitoire du bassin Atlantique Nord, qui crée des anomalies thermiques rétroagissant sur le flux moyen et donc sur la propagation des ondes planétaires (Lau et Holopainen 1984). Ces questions, qui nous amènent au-delà de l'influence de la neige, constituent des perspectives à ces travaux.

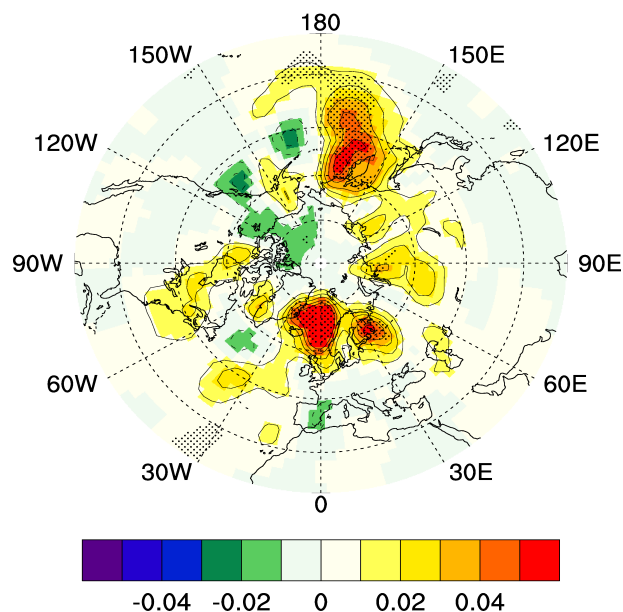


Figure 28. Anomalies du WAF intégré sur la verticale (entre 925 et 30 hPa, m^2/s^2) pour le jour -50 précédant le régime NAO-. D'après les réanalyses NCEP sur la période 1972-2006.

4.3. Discussion

Cette section nous a permis d'aller un peu plus loin dans la compréhension des processus observés concernant la téléconnexion neige-AO. Le lien entre enneigement et régimes de temps sur l'Atlantique Nord n'a en effet jamais été étudié dans la littérature, et constitue donc un résultat original. Tout d'abord, nos analyses mettent en lumière le caractère non-linéaire de la relation neige-AO, le régime NAO+ étant faiblement corrélé à l'enneigement sibérien. L'utilisation d'un prédicteur neige sibérienne pour prévoir l'indice NAO à partir de méthodes empiriques linéaires apparaît donc peu pertinente.

L'existence de précurseurs stratosphériques au régime NAO- s'accorde avec les travaux de Baldwin et Dunkerton (2001) notamment, qui montrent que les anomalies des modes AO/NAO observés en surface prennent forme dans la stratosphère jusqu'à 60 jours avant. Selon Polvani et Waugh (2004), les anomalies de la stratosphère ne sont pas le déclencheur des réchauffements stratosphériques soudains responsables des phases négatives de l'AO/NAO. Si la stratosphère joue forcément un rôle dans la modulation de ces événements, ceux-ci seraient dus principalement

à des anomalies issues de la troposphère. Nos résultats confortent cette théorie, en suggérant que les périodes d'affaiblissement du vortex polaire sont précédées d'une forte activité des ondes stationnaires ascendantes issues de la troposphère. Ce résultat n'est pas sans implication en terme de prévision saisonnière, puisqu'il permettrait de repousser encore la prévisibilité liée aux régimes de temps. Si Polvani et Waugh (2004) ne précisent pas quelles sont les sources des ondes se propageant verticalement depuis la troposphère, notre étude suggère fortement que l'enneigement sibérien module l'activité du foyer d'ondes stationnaires de la région Sibérie-Pacifique Nord. La neige est donc un des candidats potentiels expliquant les précurseurs troposphériques et stratosphériques des régimes de temps. Sur ce point, nos travaux s'accordent avec l'étude de Cohen et al. (2007), qui illustre le lien intrasaisonnier entre le mode annulaire et l'activité des ondes stationnaires sibériennes. Nous allons toutefois un peu plus loin en suggérant que ce lien n'est pas linéaire.

Dans un contexte de prévision saisonnière, une suite logique de ces travaux consisterait à tester des prédictors des régimes de temps associés à l'enneigement sibérien, à l'activité des ondes stationnaires, et à la circulation stratosphérique. Notre étude suggère une certaine prévisibilité du régime NAO-, mais il serait intéressant de déterminer si des précurseurs existent pour les autres régimes sur des régions autres que la zone Sibérie-Pacifique Nord. On pourrait notamment se demander si des précurseurs du régime NAO+ sont identifiables au niveau de l'Amérique du Nord, en lien avec les corrélations significatives de la figure 25.

Synthèse du Chapitre 4

1. Questions posées

- Quel est le rôle de la neige dans la variabilité interannuelle de l'atmosphère de l'hémisphère Nord ? En particulier, le lien entre la neige sibérienne et l'oscillation Arctique est-il robuste sur les dernières décennies ?
- Les modèles couplés océan-atmosphère du projet CMIP3 sont-ils capables de reproduire cette téléconnexion ?
- Quelle est la sensibilité d'ARPEGE-Climat à un excédent de neige sur la Sibérie ? La réponse et les mécanismes physiques sont-ils en accord avec les observations ?
- Quelles sont les conséquences de ces résultats pour la prévision saisonnière du climat hivernal, en particulier sur la région Nord Atlantique-Europe ?

2. Résultats obtenus

x A partir des observations

Une analyse systématique basée sur la méthode d'analyse en maximum de covariance permet d'identifier plusieurs téléconnexions liant l'enneigement et la variabilité atmosphérique extratropicale sur différentes régions de l'hémisphère Nord. Le lien entre la neige sibérienne d'automne et la circulation atmosphérique est significatif sur la période 1972-2006, avec un excédent de neige associé à la phase négative de l'AO l'hiver suivant. Le mécanisme physique met en jeu la propagation verticale d'ondes stationnaires forcées par la bulle froide induite en surface par la neige. Ces ondes interagissent avec le jet polaire, le freinent, et entraînent un affaiblissement du vortex polaire qui se projette quelques semaines plus tard en surface sur le mode AO.

x A partir des simulation CMIP3

Les modèles couplés océan-atmosphère ne simulent pas de téléconnexion neige-AO. Trois hypothèses sont émises pour expliquer ce résultat:

- le forçage imposé par l'enneigement à l'atmosphère est trop faible.
- les processus de couplage troposphère-stratosphère ne sont pas correctement reproduits.
- la téléconnexion observée n'est qu'un effet stochastique.

x A partir d'expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat

Les expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat illustrent l'importance de l'état moyen du modèle pour capturer l'influence de la neige sur l'AO. Dans sa version de base, le modèle donne une réponse significative mais confinée en surface, se traduisant à l'échelle hémisphérique par le biais d'une propagation zonale du signal émis sur la Sibérie. Une version du modèle nudgée dans la stratosphère équatoriale permet d'améliorer la climatologie du modèle en ce qui concerne la position et l'intensité du jet polaire. La stratosphère est alors beaucoup plus sensible à la perturbation de neige, et l'on retrouve un affaiblissement du vortex polaire provoqué par l'activité des ondes stationnaires accrue sur la Sibérie, en accord avec le mécanisme observé.

x Analyses complémentaires

Une analyse en régime de temps réalisée à partir des réanalyses NCEP sur la région Atlantique Nord suggère le caractère non linéaire du lien neige-AO, le régime NAO+ étant peu corrélé à l'enneigement sibérien. On observe des précurseurs stratosphériques quelques jours avant l'établissement du régime NAO-, ainsi qu'une activité des ondes stationnaires anormale sur la Sibérie coïncidant avec l'affaiblissement du vortex.

3. Limites et perspectives

- D'autres relations identifiées entre l'enneigement et la variabilité atmosphérique extratropicale méritent d'être examinées plus en détail. Le lien entre les étendues de neige estivales de l'hémisphère Nord et la NAO d'hiver reste mystérieux, de même que la rétroaction possible de l'enneigement américain sur la circulation atmosphérique de l'Atlantique Nord.
- Le rôle de la neige sur les interactions troposphère-stratosphère doit être encore clarifié à l'échelle intrasaisonnière. L'utilisation des données d'étendue de neige NSIDC à l'échelle hebdomadaire serait un bon moyen d'identifier plus précisément le lien entre les anomalies de neige sur la Sibérie et l'occurrence de réchauffements stratosphériques menant au régime NAO- sur la région Atlantique Nord.

Chapitre 5

Neige et prévisibilité atmosphérique

Les précédents chapitres se sont focalisés sur les téléconnexions tropicales et extratropicales liées à la neige. Cette influence à distance de l'enneigement suggère le potentiel prédictif de phénomènes atmosphériques tels que la mousson indienne ou l'oscillation Arctique quelques mois à l'avance. Cependant, la prévisibilité climatique liée à l'enneigement ne se limite pas à ces téléconnexions mais implique aussi les effets locaux de la neige. Nous avons vu au chapitre 1 (section 2.3) que la présence de neige au sol avait des impacts radiatifs, thermiques et hydrologiques en surface. La persistance des anomalies de neige, permise dans un premier temps par l'inertie du manteau neigeux, puis par les anomalies d'eau du sol, est une source locale de prévisibilité saisonnière. Une bonne représentation de la neige dans les modèles est ainsi un enjeu important, les biais systématiques de couverture neigeuse pouvant engendrer des erreurs dans les températures et les paramètres de surface simulés par les MCG. Dans un contexte de prévision dynamique, l'initialisation de la neige dans les modèles couplés océan-atmosphère représente donc un enjeu pour améliorer les scores de prévision.

L'étude de la prévisibilité de l'atmosphère est une étape nécessaire pour identifier les sources de prévisibilité et leur importance sur la variabilité climatique interannuelle et saisonnière. De nombreuses études se sont consacrées au rôle des TSM, dont une grande partie est reliée à l'ENSO et à ses téléconnexions qui concernent une grande partie du globe (Rowell 1998). Cependant, le Pacifique tropical n'explique qu'une fraction limitée de la variabilité climatique, notamment dans les régions extratropicales où les scores de prévision saisonnière restent relativement faibles, et en particulier sur l'Europe (Gueremy et al. 2005). Ainsi, de pair avec l'amélioration des modèles couplés et des processus d'initialisation, la recherche de nouvelles sources de prévisibilité est un enjeu important dans l'espoir d'améliorer ces scores (Kirtman et Pirani 2009, Douville 2009b). Les surfaces continentales et la stratosphère représentent aujourd'hui les deux composantes « lentes » du système climatique sur lesquelles se penchent de nombreux climatologues. Toutefois, les études leur étant consacrées demeurent encore beaucoup moins nombreuses que celles concernant le rôle des surfaces océaniques, et il existe un réel besoin de mieux comprendre la prévisibilité qui leur est associée.

La prévisibilité liée au contenu en eau des sols commence néanmoins à être bien

documentée. La mémoire des anomalies d'humidité du sol étant de l'ordre de plusieurs semaines, elles peuvent influencer les flux de surface, et donc l'atmosphère, à l'échelle intrasaisonnière (Delworth et Wanabe 1989). Cependant, les travaux concernant l'humidité du sol sont rendus difficiles par le manque de données observées à l'échelle globale. La plupart des études ont donc été réalisées à partir de simulations numériques. Le rôle des conditions initiales et aux limites d'humidité du sol sur la variabilité atmosphérique a été mis en évidence dans plusieurs publications, qui soulignent l'importance des processus d'évapotranspiration sur la persistance des anomalies de température et de précipitations aux moyennes latitudes en été. Leurs auteurs ont utilisé divers types de protocoles, dont la suppression de la variabilité de l'évapotranspiration (Delworth et Manabe 1989, Koster et al. 2000, Reale et Dirmeyer 2002), ou encore le forçage des variables de surface vers les résultats d'une simulation de contrôle avec TSM prescrites (Dirmeyer 2000, Koster et al. 2002). Par cette méthode, le projet d'intercomparaison Global Land-Atmosphere Coupling Experiment (GLACE, Koster et al. 2004) a notamment permis de montrer la rétroaction exercée par les surfaces continentales sur les précipitations de certaines régions d'Amérique du Nord, d'Afrique équatoriale et d'Inde. Une autre façon de procéder consiste à relaxer le modèle vers une climatologie plus réaliste de l'humidité du sol. A l'aide des sorties d'humidité du sol des simulations du projet GSWP (Global Soil Wetness Project), ce protocole a permis de montrer qu'une meilleure représentation de l'humidité du sol dans les modèles améliorerait la variabilité interannuelle atmosphérique simulée (Dirmeyer 2000, Douville et Chauvin 2000, Conil et al. 2007, 2008).

Dans les régions boréales et des moyennes latitudes, l'humidité des sols est liée à l'enneigement par le biais de l'effet hydrologique de la neige, tout du moins quelques temps après la fonte. On peut donc naturellement se demander si la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord ne constitue pas également une source de prévisibilité de la variabilité atmosphérique. Comme pour l'humidité du sol, cette question est rendue difficile par le manque de données globales de masse de neige. Néanmoins, quelques publications sont parues sur le sujet, dont voici une brève revue qui servira d'introduction à nos travaux.

1. Revue bibliographique

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, le rôle de la neige sur la variabilité atmosphérique extratropicale a été largement étudié, à la fois grâce à des études statistiques et des expériences numériques de sensibilité. Cependant, la première étude visant à quantifier précisément et à l'échelle globale la prévisibilité associée à l'enneigement de l'hémisphère Nord est assez récente (Kumar et Yang 2003). Cela s'explique par la nécessité de réaliser des expériences d'ensemble pour s'affranchir de la variabilité interne de l'atmosphère, et sur des périodes suffisamment longues pour étudier la variabilité interannuelle. Ce protocole impose donc une puissance de calcul importante qui n'a pu être atteinte que récemment. Les résultats de ces travaux ayant été abordés et confirmés au chapitre 2 (section 4.5), nous ne reviendrons pas dessus. Rappelons juste que les auteurs ont montré que la prévisibilité de l'atmosphère liée à la neige dans leur modèle était confinée à l'atmosphère de surface extratropicale, alors que celle des TSM était visible sur toute la colonne atmosphérique et était plus marquée dans les tropiques. Cette étude ne s'est cependant pas intéressée à la prévisibilité réelle liée à la neige en se comparant aux observations.

Schlosser et Mocko (2003) ont quant à eux prescrit dans leur modèle des conditions de neige issues des analyses globales et quotidiennes de l'USAF. En s'appuyant sur deux ensembles de 10 simulations avec neige interactive et neige relaxée, ils ont étudié l'impact sur l'atmosphère de conditions aux limites de neige plus réalistes. Leur étude se focalise sur le printemps, qui est la saison pour laquelle la variabilité du manteau neigeux est forte, et est associée à un ensoleillement élevé permettant un fort impact radiatif des anomalies de neige. Leurs résultats montrent une nette amélioration de la variabilité interannuelle des températures de surface à l'échelle locale, en particulier sur les régions où les conditions de forte anomalie de neige et de forte insolation coïncident. Cette étude souffre cependant de la faible étendue temporelle du produit de neige utilisé (1982-1998).

La question du rôle de la neige sur la prévisibilité climatique a également été abordée à l'aide d'ARPEGE-Climat par Douville (2009a). En plus de simulations avec humidité du sol relaxée, des simulations avec la neige GSWP prescrite comme condition aux limites ont été réalisées. Les résultats montrent l'influence locale de la neige au printemps, avec les signaux les plus marqués dans la zone de transition entre régions enneigées et non enneigées. Ces effets sont en partie liés à l'effet hydrologique de la neige, les sols plus ou moins secs au printemps selon le timing de la fonte modulant le bilan d'énergie en surface. La dynamique atmosphérique et les précipitations sont cependant peu sensibles au nudging de la neige, même si une étude de cas suggère sur l'Amérique du Nord une réponse significative du géopotential jusque dans la moyenne troposphère. Une des principales limites de cette étude concerne également la période relativement limitée du jeu de données de neige utilisé pour la relaxation (1986-1995).

Plus récemment, Orsolini et Kvamstø (2009) ont forcé les fractions de neige simulées par ARPEGE-Climat vers les données satellites observées sur la période 1979-2000. Ils ont identifié des impacts sur la prévisibilité potentielle du géopotential à 200 hPa, ainsi qu'une amélioration de la variabilité interannuelle de l'AIS en février.

Au vu du peu de travaux consacrés à ce sujet, l'importance de l'initialisation de la neige sur la variabilité atmosphérique simulée par les modèles reste donc à démontrer. Actuellement, les modèles opérationnels de prévision saisonnière sont initialisés vers des réanalyses globales de masse de neige. Au CEPMMT par exemple, ces réanalyses sont construites avec un modèle de surface forcé vers des données *in situ* et vers la climatologie USAF. Depuis 2004, elles sont corrigées en fonction des étendues NSIDC (Drusch et al. 2004). Bien que satisfaisantes, ces réanalyses sont perfectibles et pourraient être améliorées par des processus d'assimilation plus élaborés. Une étape préalable consiste toutefois à quantifier plus précisément la prévisibilité atmosphérique liée à la neige.

Cette problématique nécessite l'utilisation de simulations suffisamment longues pour tirer des conclusions robustes. Ce chapitre s'inscrit dans cette optique, en s'appuyant sur diverses méthodes statistiques et un produit d'enneigement couvrant 51 ans, que nous allons maintenant décrire.

2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps

2.1. Présentation de l'article

L'article autour duquel s'articule cette section a été publié dans *Climate Dynamics* (Peings et al. 2010). Il se focalise sur le printemps, et explore la prévisibilité associée aux conditions de neige de surface et à leur initialisation à l'aide d'ARPEGE-Climat. Il constitue une suite logique du travail de Douville (2009a). La nouveauté majeure vient de l'utilisation d'un nouveau produit de neige global, couvrant une période beaucoup plus étendue que le produit GSWP (51 ans, sur la période 1950-2000). Ce jeu de données a été obtenu grâce au nouveau modèle de surface du CNRM, SURFEX (voir <http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/> pour une présentation détaillée du modèle).

→ Forçages de neige

Une simulation offline, c'est à dire forcée par des réanalyses atmosphériques, a été réalisée avec SURFEX à partir des données mises récemment à disposition par l'université de Princeton (Sheffield et al. 2006). Ces réanalyses atmosphériques globales, disponibles au pas de temps tri-horaire et à un degré de résolution, combinent des observations et les réanalyses du NCEP. Ce jeu de données constitue un des forçages atmosphériques actuels les plus évolués, et représente un outil intéressant pour forcer les modèles de surface continentale. La qualité de ces réanalyses, associée aux progrès dans la modélisation des processus de surface incorporés dans SURFEX, nous permet d'espérer que la masse de neige simulée en mode offline soit plus réaliste que la neige interactive d'ARPEGE-Climat sur cette période de 51 ans. Cette réanalyse de neige (désignée par la suite « **neige SURFEX** ») a été validée en interne au CNRM et montre une bonne correspondance à la fois avec les étendues de couverture de neige NSIDC, mais également en ce qui concerne les hauteurs et le timing de la fonte comparés aux données soviétiques HSDSD (R. Alkama, communication personnelle).

Afin de réduire encore les biais par rapport aux étendues observées, nous avons créé un second produit de masse de neige (« **neige NSIDC** ») permettant de prescrire au modèle les couvertures de neige les plus proches possibles des données satellites NSIDC. Pour cela, la formule liant la fraction de neige (SCF) à la masse de neige (SWE) est inversée pour retrouver la quantité en eau de la neige qui donne les fractions observées en chaque point de grille (à partir de la nouvelle paramétrisation décrite au chapitre 2). Le nudging vers cette climatologie permet d'améliorer l'albédo et ainsi de mieux contraindre l'effet radiatif dans le modèle. Toutefois, ce protocole comporte plusieurs limites. Tout d'abord, il ne garantit pas la consistance des masses de neige, qui sont toujours les mêmes pour une fraction donnée. Les données de couvertures ont notamment été limitées à 0.98 pour éviter des masses de neige totalement irréalistes lorsque la fraction est à 1. La relation SCF/SWE étant fortement non-linéaire, l'inversion donne en effet des masses de neige tendant vers l'infini pour SCF=1. S'il permet de contourner ce problème, l'utilisation du seuil 0.98 aboutit à des masses trop faibles sur les régions fortement enneigées. Sur tous les points de grille concernés, les masses de neige retrouvées par inversion ont donc été remplacées par les valeurs de la réanalyse SURFEX. A l'inverse, ces masses tendent à être surestimées près de la limite sud du

2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps

manteau neigeux. Ce protocole se ramène en quelque sorte à corriger la réanalyse SURFEX des biais sur les étendues du manteau, en rajoutant (enlevant) de la neige sur les régions déficitaires (excédentaires) par rapport aux données NSIDC. Toutefois, il couvre une période plus courte, correspondant à la disponibilité des données observées (1972-2006).

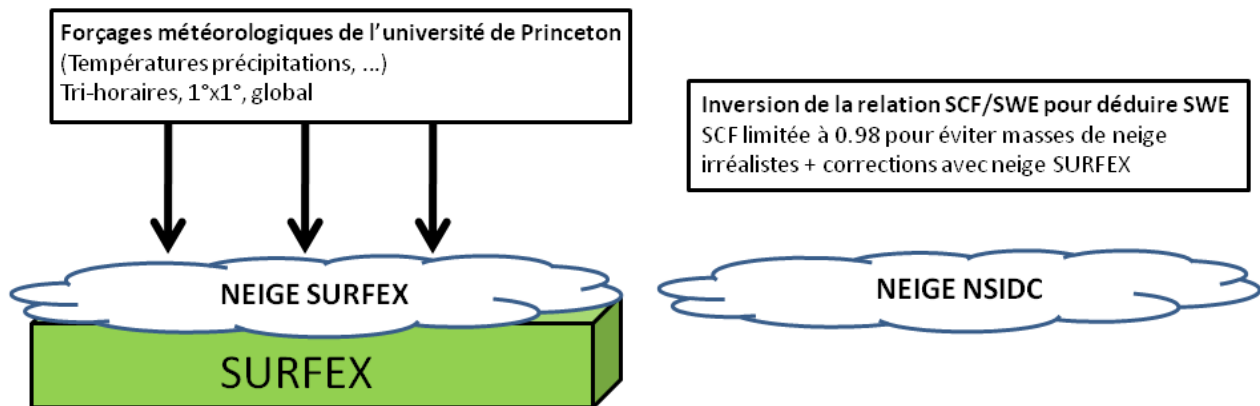


Figure 1. Protocoles réalisés pour obtenir les réanalyses de neige SURFEX et NSIDC.

→ Simulations

Ces deux jeux de données de masse de neige ont été utilisés pour relaxer et initialiser ARPEGE-Climat, et lui prescrire ainsi une chronologie et un état moyen de la neige plus réalistes que ceux de la neige interactive de base. Quatre ensembles de dix simulations ont donc été conduits : avec neige interactive (CTL, pour « Control »), relaxation vers la neige SURFEX (SBC, pour « Snow Boundary Conditions »), initialisation avec la neige SURFEX au 1^{er} mars (SIC, pour « Snow Initial Conditions ») et relaxation vers la neige NSIDC (OSBC, pour « Observed Snow Boundary Conditions »). La dernière dénomination est un peu abusive car nous n'insérons pas dans le modèle les masses de neige observées, mais les étendues. La figure 2 illustre les impacts du nudging vers ces deux réanalyses de neige, en terme d'état moyen du manteau neigeux simulé en hiver.

Concernant la couverture de neige (comparaison avec les données NSIDC), on retrouve la sous-estimation des fractions de neige dans CTL discutée au chapitre 2, et on voit que ce biais persiste avec la relaxation vers la neige SURFEX (figure 2a,b). Ce résultat est cependant à relativiser, le jeu de données NSIDC tendant à surestimer les couvertures en particulier au niveau de la zone de transition. La relaxation vers la réanalyse de neige NSIDC remplit quant à elle son rôle, en minimisant les biais avec les observations satellites (figure 2c). Les différences observées au niveau de la limite sud sont liées au processus d'interpolation linéaire appliqué sur les données mensuelles de neige pour le nudging. Cette interpolation lisse les données mensuelles prescrites dans le modèle afin d'éviter des effets de seuil au début de chaque mois.

En terme de masse de neige (comparaison avec les données USAF), le modèle manque de neige aux très hautes latitudes (figures 2d). La neige SURFEX présente des biais similaires (figure 2e), suggérant que ce problème est inhérent au schéma de surface ISBA (SURFEX incluant une version améliorée d'ISBA). La figure 2f illustre les remarques faites précédemment sur les limites du protocole d'inversion des couvertures NSIDC en masses de neige, et le fait qu'elles soient surestimées au niveau de la limite sud du manteau. Ce biais n'est pas un problème lors de la saison

d'accumulation, pour laquelle l'effet radiatif lié aux couvertures de neige est prépondérant. Nous verrons cependant qu'il est plus problématique lors de la fonte, les masses de neige irréalistes menant à des biais sur l'humidité du sol qui perturbent le bilan d'énergie même lorsque la neige a disparu. Les biais aux hautes latitudes ressemblent à ceux de SBC, le produit de neige NSIDC étant identique à SURFEX sur ces régions fortement enneigées. Les amplitudes sont cependant différentes, probablement encore une fois en lien avec l'interpolation temporelle réalisée pour le nudging.

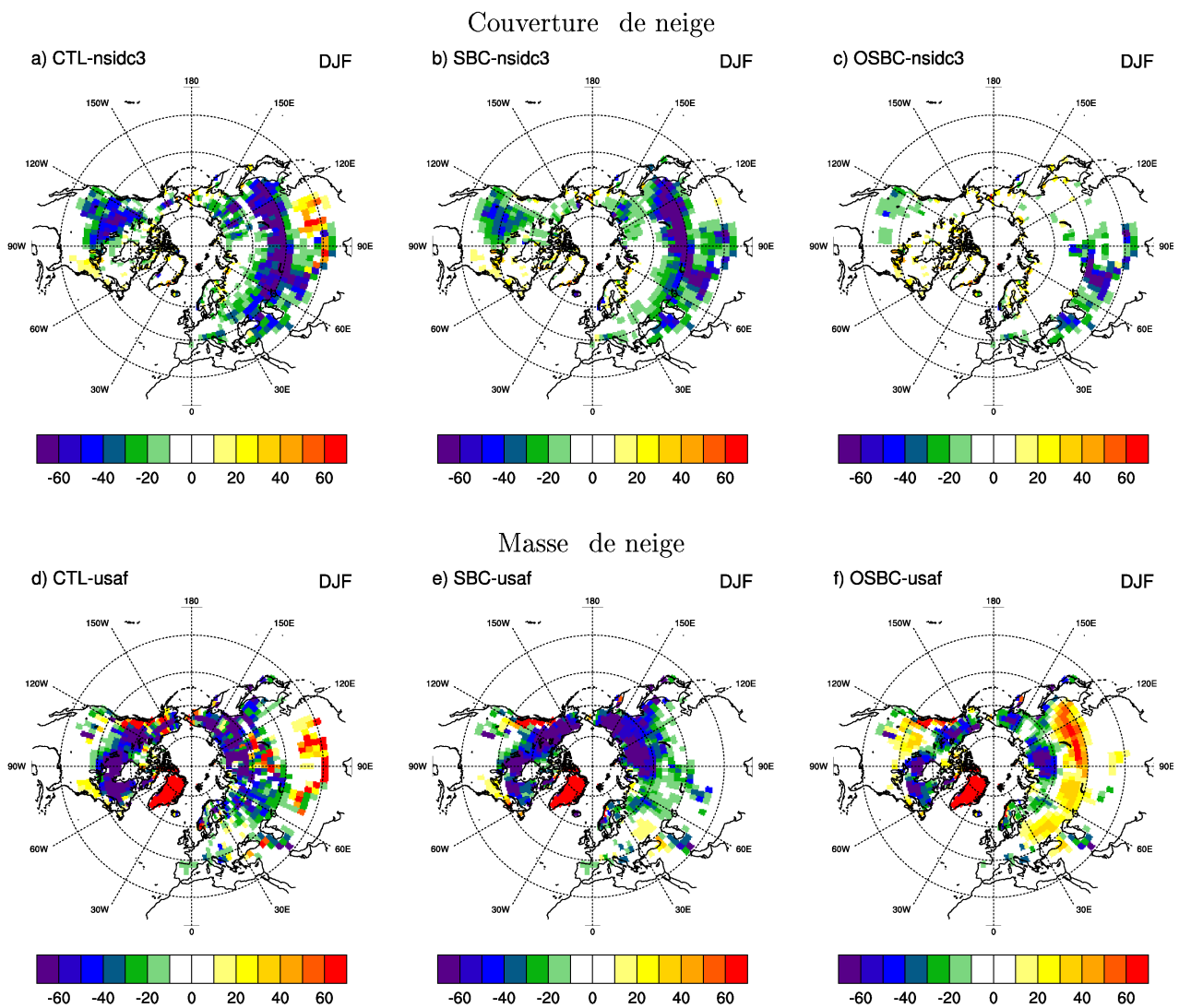


Figure 2. Biais des différentes expériences en hiver (DJF), pour les couvertures de neige (%), par rapport aux observations NSIDC: a) CTL ; b) SBC ; c) OSBC ; et pour les masses de neige (kg/m^2) par rapport aux données USAF: d) CTL ; e) SBC ; f) OSBC. Période 1972-2000.

Il est important de garder à l'esprit que ces biais concernent l'état moyen du modèle. Or, pour étudier la prévisibilité liée à la neige, ce qui nous intéresse dans ce chapitre est une bonne simulation de la **variabilité interannuelle**. Sur ce point, nous montrerons dans l'article (figure 2) que la relaxation améliore fortement la chronologie de la neige simulée par le modèle dans SBC, et de façon encore plus nette dans OSBC.

2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps

Les périodes relativement longues couvertes par nos simulations vont nous permettre de quantifier la prévisibilité liée à la neige de façon plus robuste que ce qui a été réalisé précédemment dans la littérature. Pour cela, nous avons utilisé plusieurs techniques statistiques classiques, dont la technique d'Analyse en Variance (ou ANOVA).

→ Analyse en Variance (ANOVA)

Une description conceptuelle et mathématique de l'ANOVA est donnée de façon très détaillée dans von Storch et Zwiers (1999). Nous n'entrerons pas dans ce niveau de détail, en nous limitant à décrire les grands principes de cette technique telle que nous l'avons utilisée. L'ANOVA consiste à diviser la variance totale d'une variable climatique en un ensemble de sous-variances, chacune étant attribuée à des origines différentes. Cette méthode est particulièrement appropriée aux études d'ensemble, puisqu'elle permet de séparer la variabilité interne du modèle (représentée par la variabilité inter-ensemble) de la variabilité forcée commune à l'ensemble des simulations (forçage par les TSM, les conditions de surface, les gaz à effets de serre...). Le rapport entre la variance forcée et la variance totale permet de déterminer la part de variabilité associée à un forçage, et de quantifier ainsi le rapport signal sur bruit.

Supposons une expérience pour laquelle nous disposons de n simulations constituées de N années d'intégration. L'analyse en variance d'un paramètre atmosphérique X quelconque va consister à séparer la variance totale en deux sous-variances, forcée et interne:

$$\sigma_{TOT}^2 = \sigma_{FOR}^2 + \sigma_{INTER}^2 \quad (1)$$

La variance forcée est calculée comme étant la variance de la moyenne d'ensemble sur les N saisons d'intégration (N occurrences), alors que la variabilité interne représente la moyenne des N variances intra-membres de chaque saison (n occurrences par saison). La variabilité totale est finalement la variance des $N \times n$ saisons d'intégration. On définit alors la **prévisibilité potentielle (PP)** du paramètre X comme étant:

$$PP = \frac{\sigma_{FOR}^2}{\sigma_{TOT}^2} \quad (2)$$

Ce rapport, exprimé en %, permet d'estimer la part prévisible de X par rapport à sa variance totale. Cette estimation est d'autant meilleure que le nombre de simulations n est grand (en théorie, pour n infini on supprime toute la variabilité interne du modèle).

Cette partie prévisible de l'évolution de l'atmosphère est liée aux forçages externes inclus dans la variabilité forcée. Dans notre étude, nous estimerons le PP dans un ensemble de simulations forcées par les TSM globales, puis dans un ensemble de simulations dans lesquelles nous relaxons la masse de neige. La différence entre les deux expériences ne consistant qu'en la modification du champ de neige, la différence du PP obtenu nous permettra d'estimer la partie prévisible du signal liée à l'enneigement. Si le PP permet d'évaluer la capacité potentielle du modèle à prévoir l'anomalie atmosphérique de par son lien avec les conditions de surface, il ne nous renseigne pas sur le réalisme de la réponse du paramètre X simulé. Le modèle peut en effet réagir aux forçages externes de façon erronée, ou bien être sensible à une région particulière du

forçage alors que le paramètre X réel ne l'est pas. La prévisibilité potentielle représente alors la prévisibilité « idéale » associée à notre paramètre (mode « modèle parfait »). Pour évaluer la performance réelle du modèle, le PP doit être complété par une analyse en corrélation entre la moyenne d'ensemble et les observations. Cette méthode, dite **ACC pour Anomaly Correlation Coefficient**, quantifie la correspondance entre les anomalies simulées et observées du paramètre X .

2.2. Article: « Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century »

Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century

Y. Peings, H. Douville, R. Alkama, B. Decharme

CNRM-GAME, Météo-France/CNRS, Toulouse, France

Reçu le 26 Mars 2010, accepté le 19 juillet 2010.

Abstract

A set of global atmospheric simulations has been performed with the ARPEGE-Climat model in order to quantify the contribution of realistic snow conditions to seasonal atmospheric predictability in addition to that of a perfect sea surface temperature (SST) forcing. The focus is on the springtime boreal hemisphere where the combination of a significant snow cover variability and an increasing solar radiation favour the potential snow influence on the surface energy budget. The study covers the whole 1950-2000 period through the use of an original snow mass reanalysis based on an off-line land surface model and possibly constrained by satellite snow cover observations. Two ensembles of 10-member AMIP-type experiments have been first performed with relaxed vs free snow boundary conditions. The nudging towards the monthly snow mass reanalysis significantly improves both potential and actual predictability of springtime surface air temperature over Central Europe and North America. Yet, the impact is confined to the lower troposphere and there is no clear improvement in the predictability of the large-scale atmospheric circulation. Further constraining the prescribed snow boundary conditions with satellite observations does not change much the results. Finally, using the snow reanalysis only for initializing the model on March 1st also leads to a positive impact on predicted low-level temperatures but with a weaker amplitude and persistence. A conditional skill approach as well as some selected case studies provide some guidelines for interpreting these results and suggest that an underestimated snow cover variability and a misrepresentation of ENSO teleconnections may hamper the benefit of an improved snow initialization in the ARPEGE-Climat model.

1. Introduction

Despite the chaotic nature of atmospheric variability, some slowly-evolving and potentially predictable components of the Earth climate system enable probabilistic forecasts of the

atmospheric seasonal mean state (Palmer and Anderson 1994). Three major forcings of the troposphere have been identified which could act as significant sources of predictability for the climate system: sea surface temperature (SST) (e.g. Rowell 1998), land surface hydrology (e.g. Delworth and Manabe 1989) and stratospheric processes (e.g. Baldwin and Dunkerton 2001). Seasonal forecasting is based on the influence of these lower or upper boundary forcings on the troposphere, and on our ability to anticipate their evolution several weeks or months in advance. The predictability linked to SSTs held most of the attention over recent decades because of the strong atmospheric sensitivity to tropical Pacific SST anomalies. Indeed, the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is the largest single source of interannual variability in the tropics and has significant remote impacts on extratropical climate through teleconnections (Trenberth et al. 1998). Moreover, the skill of coupled ocean-atmosphere dynamical models to predict the occurrence of ENSO events has increased in the 1990's as they were shown to provide useful forecasts of the peak phase of the extreme warm and cold events up to two seasons in advance (Kirtman et al. 2001). After the 1997-1998 strong ENSO event, the ability to predict tropical climate fluctuations seems however to have reached a plateau with little subsequent improvement in quality (Kirtman and Pirani 2009).

This statement has renewed the interest of the climate modelling community in looking for other potential sources of seasonal predictability. In particular the influence of the land surface conditions has recently received more attention (Dirmeyer 2000, Dirmeyer 2005, Koster et al. 2000, Douville 2003, Douville 2009). A major obstacle for such studies is the lack of global and multi-decadal land surface observations and/or reliable reanalyses. This is the reason why the land surface modelling community has launched the Global Soil Wetness Project (GSWP). The objective was to produce global soil moisture climatologies using off-line land surface models (LSM) driven by atmospheric forcings corrected for their monthly biases. Relaxation experiments towards such an "off-line" reanalysis were then conducted with a global atmospheric general circulation model (GCM) (Douville and Chauvin 2000, Conil et al. 2008) and suggested that soil moisture could induce a significant atmospheric predictability at the monthly to seasonal timescales. More recently, the second phase of the Global Land-Atmosphere Coupling Experiment (GLACE-2) explored the impact of soil moisture initialization on 2-month hindcasts in spring and summer and found a significant contribution over large portions of the North American continent (Koster et al. 2010).

The focus of the present study is on the Northern Hemisphere snow cover, which is besides soil moisture another potential source of long-range predictability related to land surface conditions. On top of a strong annual cycle, the extent of the Northern Hemisphere snow cover exhibits a significant interannual variability and can reach about 50 % of the global land area during winter (Frei and Robinson 1999). Snow has particular physical properties, like a strong albedo, a strong emissivity, a low thermal conductivity, and thereby exerts a strong influence on the land surface energy budget (Cohen and Rind 1991, Groisman et al. 1994). The presence of snow cover has local effects by increasing surface albedo, reducing shortwave radiation absorbed by ground and thus the surface temperature (Walsh and Ross 1988). Moreover, snow alters the surface energy budget during and after snowmelt, through the latent heat necessary for melting and for subsequent evaporation of melting water. This hydrological effect extends the "memory" of the winter/spring snow mass anomalies into the spring/summer season (Yeh et al. 1983).

Besides its local impacts, snow could also play an active role on large scale atmospheric circulation. Numerous studies have investigated the role of the Eurasian snow cover on the South Asian/Indian summer monsoon variability, using either statistical analyses of observational data

2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps

or numerical sensitivity experiments (Blanford 1884, Barnett et al. 1989, Douville and Royer 1996, Bamzai and Shukla 1999, Robock et al. 2003, Peings and Douville 2009). Another suggested influence on large-scale circulation is the relationship between snow cover in autumn over Siberia and the Arctic Oscillation (AO) and/or North Atlantic Oscillation (NAO) indices in winter (Cohen and Entekhabi 1999, Bojariu and Gimeno 2003). This link is significant in observed timeseries and has been reproduced by several numerical experiments (Gong et al. 2003, Fletcher et al. 2007). Finally, other studies proposed a possible remote effect of the Eurasian snow cover on the North Pacific atmospheric circulation, by a stationary Rossby wave interaction with the Aleutian Low winter variability (Walsh and Ross 1988, Wallands and Simmons 1996, Watanabe and Nitta 1998, Clark and Serreze 2000).

In contrast with the relatively abundant literature about the potential snow influence on climate variability, few studies have dealt with the contribution of snow to climate predictability and with the possible improvement of seasonal forecasting through a more realistic initialisation of snow. Kumar and Yang (2003) realised a suite of global atmospheric experiments with suppressed interannual variability of either SST or snow boundary conditions. They found little snow impacts on the upper-troposphere circulation and concluded that the influence of snow variability was confined to the lower troposphere. Schlosser and Mocko (2003) used the US Air Force snow depth climatology to prescribe snow boundary conditions in ensembles of springtime atmospheric simulations with two GCMs. They showed a general improvement of simulated near-surface air temperature, but mixed results on skill scores that underscored the difficulty of GCMs to consistently translate the localized skillful response into nonlocal/remote skill. More recently, Douville (2009) used a monthly snow depth dataset derived from the Global Soil Wetness Project (GSWP) to assess the relative contribution of realistic snow and SST boundary conditions on atmospheric variability over the 1986-1995 period. Twin ensemble experiments were also conducted using GSWP snow water equivalent initial conditions for spring simulations with prescribed observed SST. Although based only on a 10-yr period, results suggested a significant potential contribution of snow to surface air temperature predictability from fall to spring, although the impact of snow initialisation was less clear than that of GSWP snow boundary conditions.

The present paper is an extension to the 1950-2000 period of the pilot study by Douville (2009). The main objective is to provide a more robust assessment of the influence of realistic snow boundary conditions on the interannual variability simulated by the ARPEGE-Climat atmospheric GCM. Ensembles of AMIP-type experiments driven by prescribed observed monthly mean SST are realised to quantify the additional seasonal forecasting skill resulting from the nudging of the model towards more realistic snow boundary conditions. A 51-yr monthly snow mass reanalysis was obtained by driving the CNRM land surface model with hybrid atmospheric forcings combining 3-hourly reanalyses and monthly observations (Alkama et al. 2010). The availability of this original product makes it for the first time possible to quantify accurately the potential and actual contribution of realistic snow conditions to seasonal atmospheric predictability.

While our simulations cover the whole annual cycle, the focus is here on the boreal spring season (March to May) so that the possible winter (AO/NAO) and summer (Indian monsoon) remote impacts discussed in the introduction are beyond the scope of the study. Climate sensitivity to snow anomalies is highly dependent on the potential impact on the surface energy budget and primarily on absorbed solar radiation. This albedo effect increases with the amount of solar radiation at the surface. To determine the seasons when snow anomalies and solar irradiance are sufficient to cause strong modifications of the surface energy budget, we have computed a

seasonal index similar to the one proposed by Schlosser and Mocko (2003). This index is computed as the product between snow cover standard deviation and climatological surface downward solar radiation. The Northern Hemisphere distribution of this index computed from satellite observations is shown in Figure 1 for the four seasons. Spring appears as the season when snow forcing is expected to be the strongest, in line with snow retreat and ablation due to the seasonal warming (Ueda et al. 2003). Consequently, it is important to evaluate the atmospheric sensitivity during this favourable season before exploring more subtle impacts of snow cover anomalies.

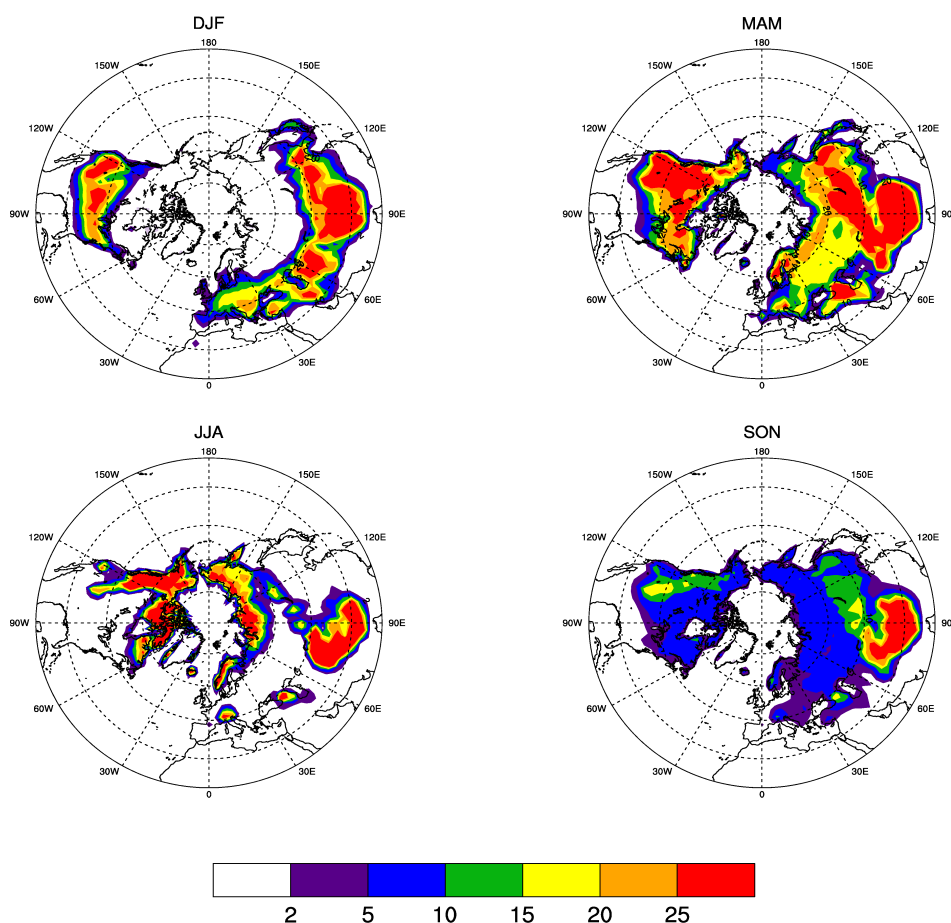


Figure 1. Index of snow cover standard deviation multiplied by climatological incident solar radiation at the surface over the 1972-2006 period of NSIDC satellite data. Index similar to those from Schlosser and Mocko (2003).

The model and experiment design are further described in section 2. Section 3 focuses on the validation of the monthly snow mass datasets that have been produced to nudge the atmospheric GCM. Section 4 describes the results of our atmospheric ensemble experiments and evaluates the impact of snow boundary conditions or initial conditions on springtime climate variability. Finally, section 5 draws the main conclusions of this work.

2. Experimental design

2.1 Model description

We performed our ensemble simulations with version 4 of the ARPEGE-Climat spectral

atmospheric GCM used with a T63 truncation, 31 vertical levels and a lid at 10 hPa. The land surface component is the Interaction-Sol-Biosphere-Atmosphère (ISBA) model with a single-layer snow model (Douville et al. 1995) and a simple force-restore soil hydrology with a Variable Infiltration Capacity (VIC) runoff scheme. Unlike the original ISBA formulation, the snow cover fraction is diagnosed from snow water equivalent using the empirical relationship by Niu and Yang (2007) over bare ground. This formulation has been implemented in the ARPEGE-Climat model because it shows highest sensitivity to low snow amount and reduces some biases in the Northern Hemisphere snow cover. The masking effect of vegetation is taken into account according to the Douville et al. (1995) formulation and ensures a reasonable surface albedo over forested areas. Finally, the ARPEGE-Climat model offers the possibility to exert a strong control on the land surface hydrology (here the simulated snow mass) through a simple nudging (i.e. relaxation) technique applied at each time step. This methodology is more flexible than the “direct insertion” of land surface data during the course of the atmospheric simulation (e.g. Schlosser and Mocko 2003). More details about this technique can be found in Douville (2000) and Douville et al. (2003).

2.2 Monthly snow mass datasets

The lack of global instrumental record for snow depth is the main limitation for an accurate assessment of the potential snow contribution to climate variability and predictability. In situ measurements do exist in many regions (Armstrong 2001) but are not necessarily dense enough to produce a gridded multi-year dataset, even at the medium horizontal resolution of atmospheric GCMs. Satellite-derived snow cover areas are available since the end of 1966 and have been used to prescribe realistic snow boundary conditions in atmospheric GCMs (Gong et al. 2003, Orsolini and Kvamstø 2009). This technique remains however fairly empirical given the relatively poor relationship between observed snow cover and snow mass at the interannual timescale (Ge and Gong 2008). A way to go through this problem is to produce an off-line snow reanalysis using a LSM driven by observed meteorological parameters. While limited by deficiencies in both the LSM and the atmospheric forcing, this technique allowed us to produce a 51-yr snow mass reanalysis starting in 1950 i.e. before the availability of satellite snow cover estimates.

In the present study, we used two monthly snow mass datasets to nudge the ARPEGE-Climat GCM:

- **“SURFEX” snow mass:** it was obtained “off-line” by driving the Surface Externalisé (SURFEX) LSM with the 1950-2000 atmospheric forcings of University of Princeton (Sheffield et al 2006). These 3-hourly forcings were derived at a 1° resolution from the combination of monthly observations and National Center for Environmental Prediction-National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR) reanalysis. SURFEX is a new platform for land surface simulation at CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques) and includes the standard ISBA land surface scheme. More details about this model can be found on <http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/>. Compared to the original ISBA scheme, one of the main improvements concerns the parametrisation of subgrid hydrological processes (Decharme and Douville 2007).
- **“NSIDC” snow mass:** this second snow mass dataset was constructed in a way to obtain a snow cover fraction as close as possible to the NSIDC snow cover observations. Given the limited length of the satellite record, this snow reconstruction covers only the 1972-2006 period. The aim is to

correct the off-line SURFEX monthly snow reanalysis by adding or removing snow mass over particular regions according to snow cover observations. For this purpose, the NSIDC data were inverted using our empirical snow cover fraction formulation. Due to the non-linearity of this formulation, a maximum threshold of 98% snow cover was applied to avoid exaggerated snow depths. However, this method does not guarantee the consistency of snow mass and underestimates snow depth at high latitudes. To solve this problem, all snow mass estimates inferior to the SURFEX values were fixed to the SURFEX values over these regions. This method allows us to obtain a realistic simulation of snow extent in the ARPEGE-Climat model, without generating too unrealistic snow depth values.

Note that this *a posteriori* correction of the off-line SURFEX simulation is a “poor-man” data assimilation technique. Ideally, snow cover observations should have been assimilated in the course of the SURFEX integration. While such a strategy has been recently implemented in few operational numerical weather prediction models (Rodell et al. 2004), it is beyond the scope of the present study.

2.3 Ensembles of atmospheric simulations

To evaluate the impact of snow boundary and initial conditions, four types of experiments were realized. Each experiment is an ensemble of ten integrations differing only by their atmospheric initial conditions derived from a pre-existent control experiment (see Table 1). No attention is therefore paid to the impact of atmospheric initialization on seasonal predictability. For all experiments, the ARPEGE-Climat model is driven by observed monthly mean SSTs and sea-ice cover from the HadISST climatology (Rayner et al. 2006).

- **CTL** (for “Control”) consists of ten integrations running from 1st January 1949 to 31 December 2006 (including a 1-yr spin-up). It is the control experiment with an interactive snow, i.e. snow evolves freely in the model and the prescribed SST is the only forcing.
- **SBC** (for “Snow Boundary conditions”) consists of ten integrations running from 1st January 1949 to 31 December 2000 (including a 1-yr spin-up). Each integration is nudged towards the off-line SURFEX monthly snow mass reanalysis linearly interpolated on a daily basis. The difference between SBC and CTL therefore highlights the impact of the additional and hopefully realistic SURFEX snow forcing on seasonal atmospheric predictability.
- **SIC** (for “Snow Initial conditions”) consists of ten seasonal integrations running only from March to May over the 1950-2000 period. Each integration starts from SBC initial conditions on March 1st and is therefore a twin springtime simulation in which the nudging is suppressed. It allows us a more realistic assessment of the impact of snow initialization on atmospheric predictability.
- **OSBC** (for “Observed Snow Boundary conditions”) consists of ten integrations running from 1st January 1971 to 31 December 2006 (including a 1-yr spin-up). It is the ensemble experiment nudged towards the off-line SURFEX snow mass reanalysis corrected with the NSIDC snow cover observations.

Ensemble	Description (all runs are with observed SST)	
CTL	Control run with free evolving snow	1950-2006
SBC	Imposed SURFEX snow mass boundary conditions	1950-2000
SIC	Imposed snow initial conditions at the 1 st of March	1950-2000
OSBC	Imposed NSIDC snow cover boundary conditions	1972-2006

Table 1. List of experiments. Each experiment is an ensemble of ten members with different initial conditions.

2.4 Validation data

The snow cover data consists of observed weekly snow cover fractions, provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC) on the EASE 25-km equal area grid. Version 3 of this dataset covers the 1967-2006 period but includes a significant number of missing data in the late 60's and early 70's so that the present study will concentrate on the 1972-2006 period. Near-surface air temperatures have been derived from version 2 of the Climate Research Unit climatology (CRU2, <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/>). For pressure-level atmospheric fields, we use the NCEP2 reanalysis (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/reanalysis.shtml>) available since 1948. Finally, observed surface radiative fluxes have been derived from the ISCCP2 satellite climatology available over the 1984-2000 period (<http://isccp.giss.nasa.gov/index.html>). All these datasets have been interpolated onto the GCM horizontal grid and averaged on a monthly basis for the evaluation of the ARPEGE-Climat simulations.

2.5 Statistical tools

Two metrics have been used to quantify predictability in the various experiments.

- *Potential predictability (hereafter PP)*: one-way analysis of variance (ANOVA) is a powerful tool allowing us to estimate the fraction of the ensemble simulation variability that is forced by common boundary conditions (or initial conditions for SIC). The ratio of forced versus total variability is called potential predictability. Details on the methodology and its underlying hypotheses can be found in Von Storch and Zwiers (1999). The total variance is estimated from the 500 (290 for OSBC) seasonal integrations each experiment consists of, while the forced variance ignores the contribution of the atmospheric initial conditions and is computed from the 10 ensemble mean seasons. It should be however emphasized that PP is based on a perfect model approach and only measures the spread of our seasonal simulations. It is therefore important to assess the skill against real observations and over a period as long as possible to draw robust conclusions. A Fisher test is used to evaluate the significance of variance changes.

- *Effective predictability* or model skill has been here simply measured as the temporal Anomaly Correlation Coefficient (ACC) between the simulated climate anomalies and those derived from the observations or reanalyses. The significance of correlations is computed with a Student t-test. Differences of ACC between two experiments are assessed at each grid point by computing the variance of correlations within each ensemble of simulations. Then, a Student t-test is applied to test the significance of the ensemble mean difference.

3. Evaluation of snow forcing

A preliminary step of this work consists of assessing the realism of the off-line SURFEX snow cover climatology against the NSIDC satellite observations, which is the only hemispheric snow dataset available since the late 1960's.

3.1 Mean state

The mean annual cycles of snow cover simulated in CTL, SBC and OSBC are depicted in Figure 2a over the whole Northern Hemisphere, Central Europe and North America. As expected, the annual cycle in OSBC is very close to the NSIDC observations. The slight underestimation is likely due to the non linearity of the snow cover – snow mass relationship: NSIDC snow cover were inverted on a weekly basis to produce the monthly OSBC snow mass boundary conditions while the monthly OSBC snow cover diagnostic was averaged from 6-hourly model outputs. Two biases are common to the CTL and SBC simulations: a delayed snow melt in spring and an underestimated snow cover in fall. Such biases are only slightly reduced in the SBC simulation, thereby suggesting that they are intrinsic to the ISBA snow physics and/or partly related to the empirical formulation used to diagnose snow cover in this model.

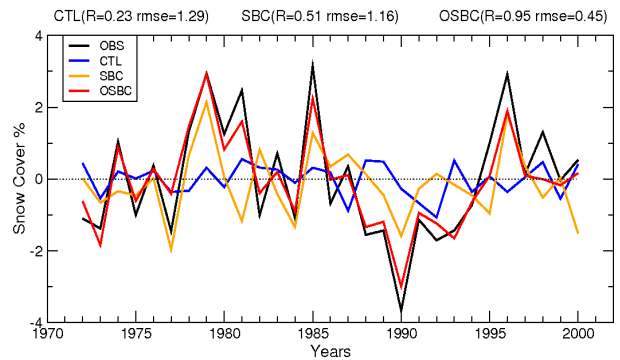
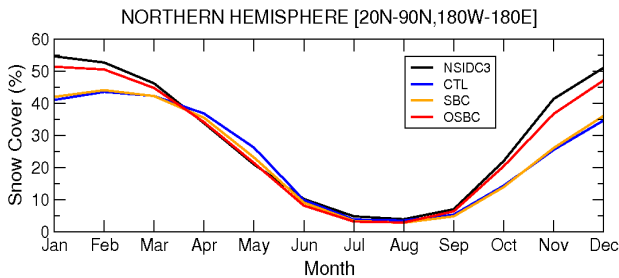
The climatological Northern Hemisphere distribution of the springtime snow cover is depicted in Figure 3a for satellite observations. Differences CTL-SBC (Figure 3c) and CTL-OSBC (Figure 3d) are also shown and compared to the biases of the control experiment (Figure 3b). Same sign in SBC-CTL (OSBC-CTL) and CTL-observations means that the SBC (OSBC) simulation reduces biases compared to the control. Spatial correlations with CTL-observations are indicated to quantify the benefit of the nudging in SBC and OSBC. First, the control simulation shows that the model underestimates the southward extent of snow over Eurasia, but overestimates the snow fraction at higher latitudes due to a delayed melting. This overestimation is consistent with Fig. 2. It is also found over eastern America, while a lack of snow is on the contrary found over the western part of this continent. The snow relaxation in SBC improves the snow mean state over southwestern Eurasia by moving the snow line equatorwards. However, the delayed snowmelt over northern Eurasia is not corrected. By design, OSBC leads to same improvements that SBC, but with a better timing of snow according to the observed data over both Eurasia and North America. Also, we can see that the snow nudging in SBC and mostly in OSBC corrects the climatological model biases satisfactorily, as suggested by the positive spatial correlations (respectively 0.56 and 0.73).

3.2 Interannual variability

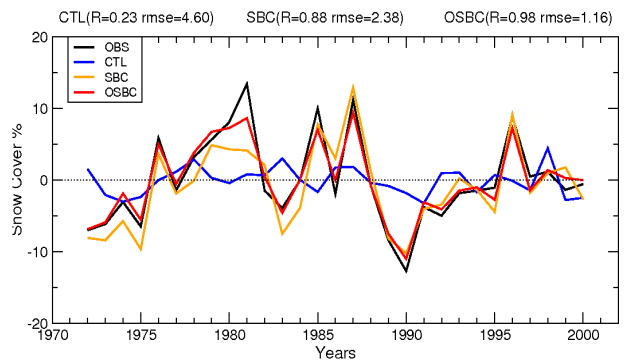
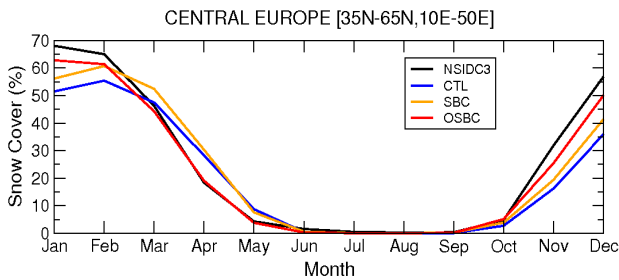
Beyond the mean annual cycle, Figure 2b shows the timeseries of springtime snow cover anomalies over the same three regions as in Fig. 2a. In contrast with the control experiment, SBC captures relatively well the observed interannual variability since the beginning of the satellite record. Not surprisingly, the variability is very close to the NSIDC data in OSBC but the simulated anomalies are weaker than observed, which can be explained by both the linear interpolation applied to the monthly snow mass reference fields before nudging and some systematic biases in the ARPEGE-Climat model.

a) Annual cycle of snow cover b) Timeserie of spring snow anomalies

Northern Hemisphere



Central Europe



North America

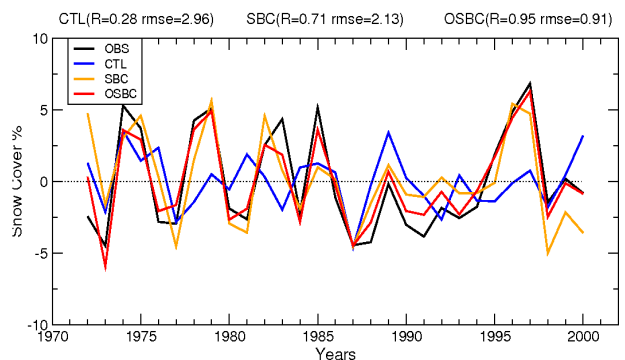
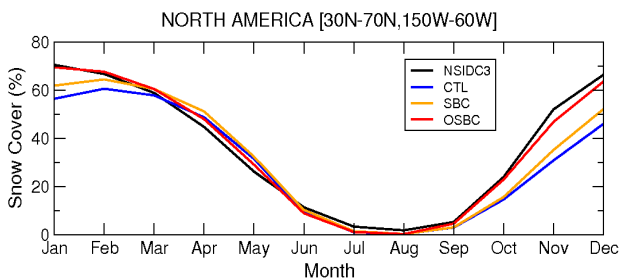


Figure 2. a) Annual cycle of snow cover over the 1972-2000 period for Northern hemisphere (upper left), Central Europe (middle left) and North America (lower left). NSIDC data are in black, CTL in blue, SBC in orange and OSBC in red. b) Timeserie of springtime snow anomalies over the same regions. The root mean square error and correlations with observations are indicated for CTL, SBC and OSBC.

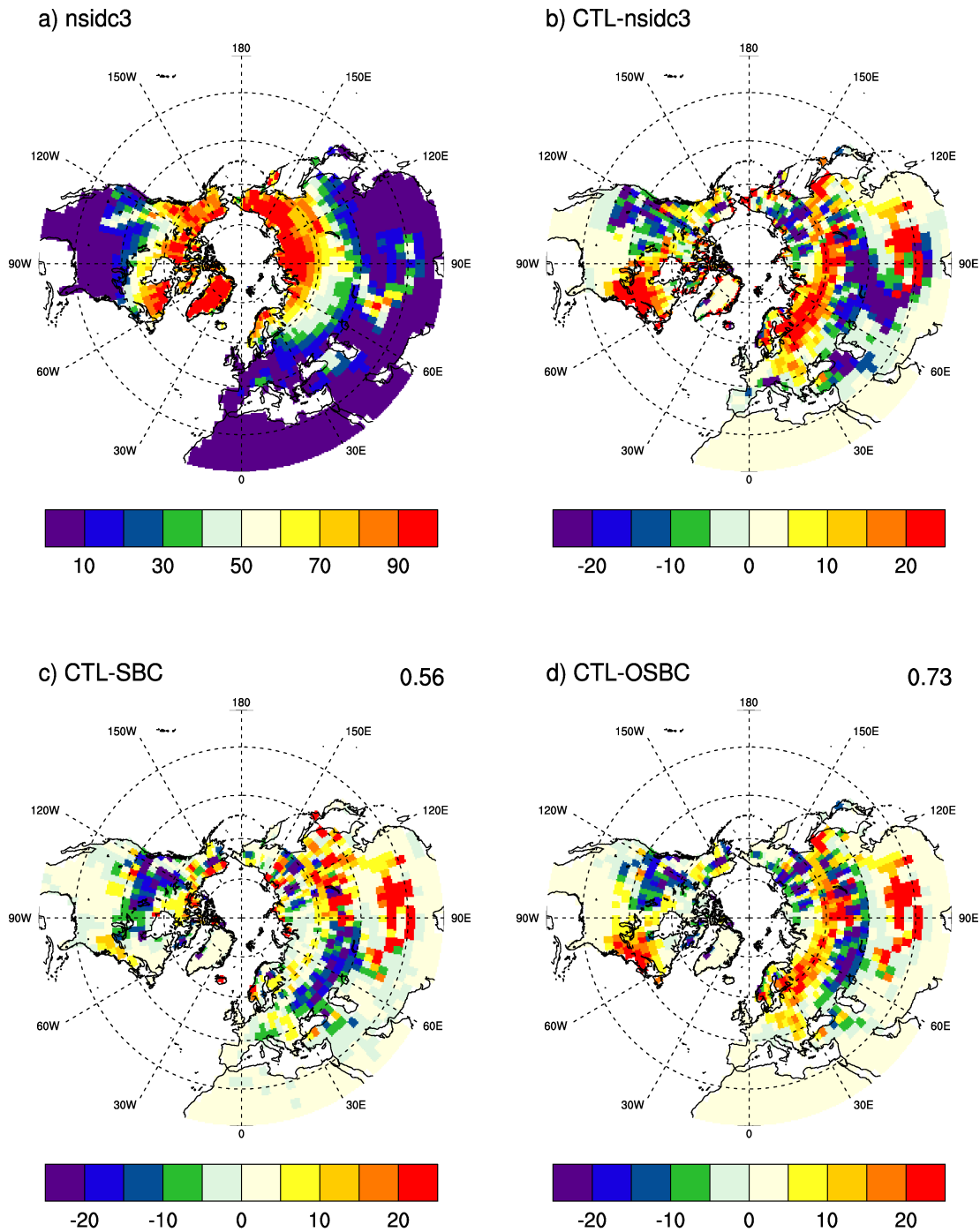


Figure 3. Climatology of spring snow cover fraction over the 1972-2000 period: a) NSIDC data, b) CTL minus NSIDC, c) CTL minus SBC and d) CTL minus OSBC. Spatial correlations with b) are indicated for c) and d).

Fig. 4 shows the Northern Hemisphere distribution of the temporal grid-cell ACC between the simulated and observed springtime snow cover over the common 1972-2000 period. In the control experiment, only western North America shows significant correlations with the observed interannual variability, in line with the well-known ENSO footprint on North America circulation (Gutzler and Rosen 1992, Ge et al. 2009). Snow cover interannual variability is clearly improved in SBC, with an increase of the ACC over large portions of western Eurasia and North America.

Correlations are however weaker over Siberia, which could be related to the lesser accuracy of the SURFEX atmospheric forcings over this region with sparse in-situ observations. In line with the snow mass correction derived from the NSIDC data, correlations in OSBC reach 0.9 over the major part of the Northern Hemisphere. This last set of simulations are therefore valuable to explore the impact of more realistic snow boundary conditions on the springtime interannual variability simulated by the ARPEGE-Climat atmospheric GCM.

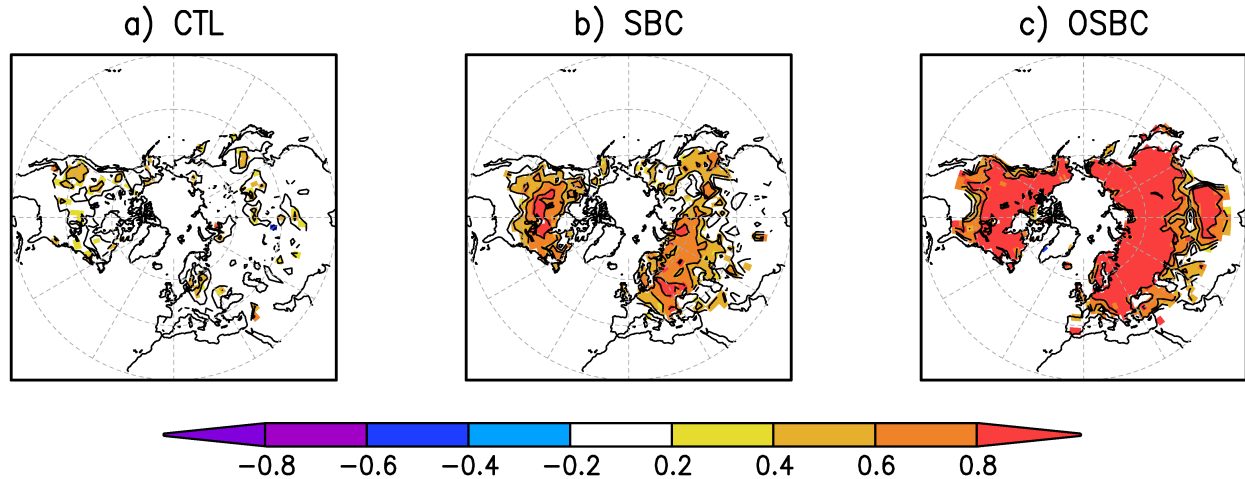


Figure 4. ACC of spring snow cover between the simulations and the NSIDC observations over the 1972-2000 period for: a) CTL; b) SBC ; c) OSBC. Significant values at the 95% confidence level are shaded.

4. Results

4.1 Influence of snow boundary conditions

The first step of the study is to assess the impacts of nudging towards the SURFEX off-line snow mass reanalysis product. The ten-member SBC experiment is compared to the ten-member control (CTL) experiment. Changes in standard deviation, potential predictability (PP), and Anomaly Correlation Coefficient (ACC) analysis have been assessed for 2-meter temperature, sea-level pressure and geopotential height at different pressure levels.

Impacts on 2-meter temperature variability and predictability are shown in Figure 5 (a to f). The total variability is decreased in SBC compared to CTL in the areas where snow nudging results in more snow mass and thereby in a stronger control on the surface energy budget (Figure 5d). Two factors explain this response in SBC: the decrease of the total variance, and the increase of the forced variance. Note that these modifications in SBC are mainly an improvement regarding the observed variability of surface temperature, which is too strong in CTL due to lack of snow (not shown). PP is low in the control experiment over the continents, except over North America due to the significant ENSO teleconnection (Figure 5b). It is increased by more than 20% in SBC over North America and a major part of Eurasia (Figure 5e). The ACC is also generally improved in these regions with the best results obtained over central/East Europe, West Siberia and North America (Figure 5f). These results are consistent with Schlosser et al. (2003), who identified western Russia and eastern Canada as regions where the near-surface temperature is most sensitive to changes in snow cover.

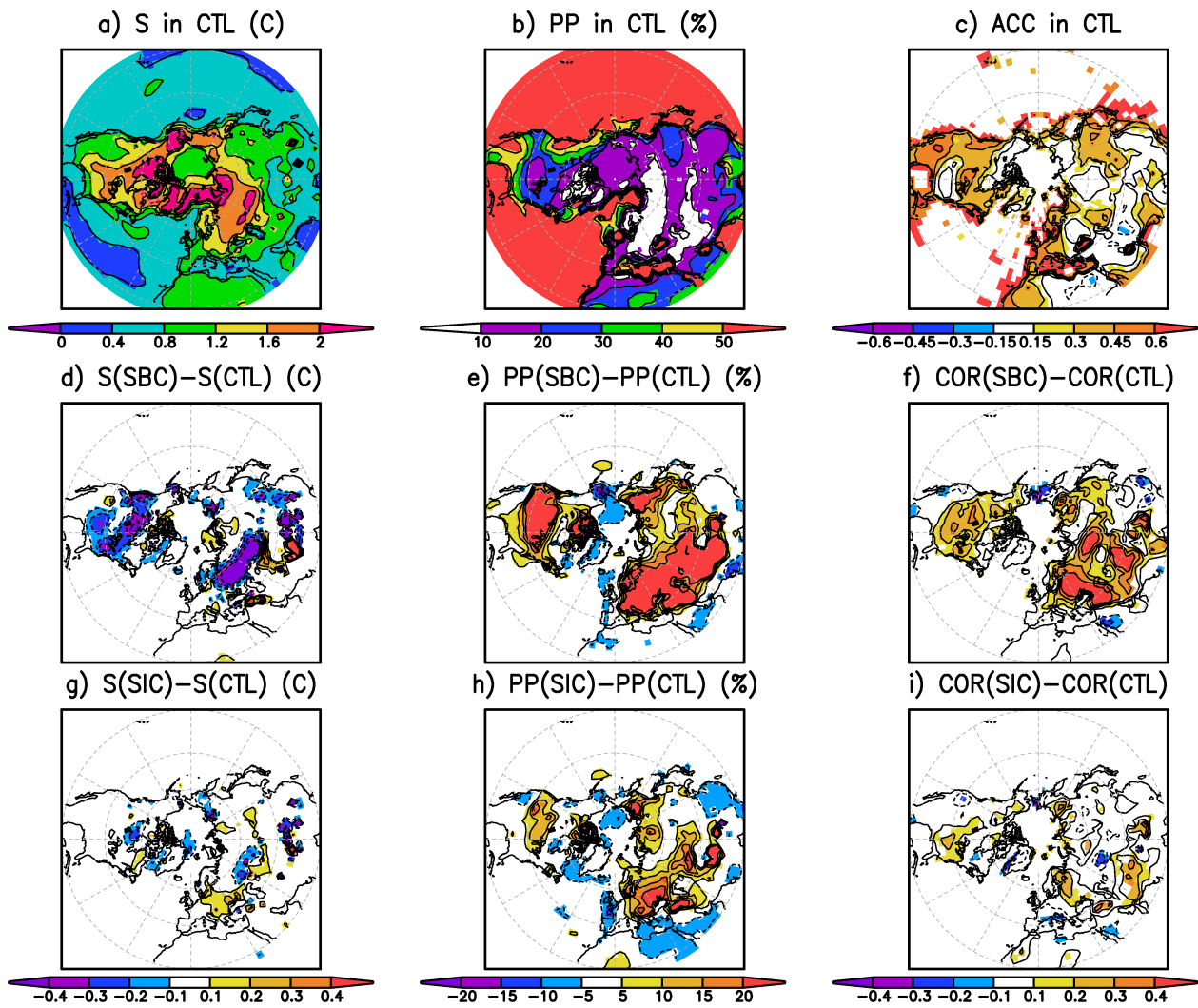


Figure 5. Standard deviation (S), PP and ACC for 2-meter temperature in CTL (upper panels), differences between SBC and CTL (middle panels), and differences between SIC and CTL (lower panels), over the 1950–2000 period. For S and ACC, significant values at the 95% confidence level are shaded.

Figure 6 depicts ACC over land surface for the three components of the surface energy budget that are mostly affected by the snow relaxation. Upward radiative fluxes are evaluated against the ISCCP2 satellite data and the sensible heat flux is compared to the off-line SURFEX simulation. All calculations are made over the common 1984–2000 period. The observed variability of the radiative fluxes is not captured in our control simulation, except over Southwest US due to the ENSO influence. In SBC, snow relaxation leads to an improved surface albedo and therefore an improved variability of upward shortwave radiation. More realistic upward longwave radiation and sensible heat flux are also found and consistent with the more realistic near-surface temperature. In contrast, no clear signal was found on downward radiative fluxes (not shown) suggesting no significant cloud feedbacks in our simulations.

Moving to sea level pressure (Figure 7, a to f), the results are less positive. While snow nudging leads to an increase in PP and therefore to a lesser spread in our ensemble simulations, the ACC results do not show a systematic improvement of the simulated variability. Improving

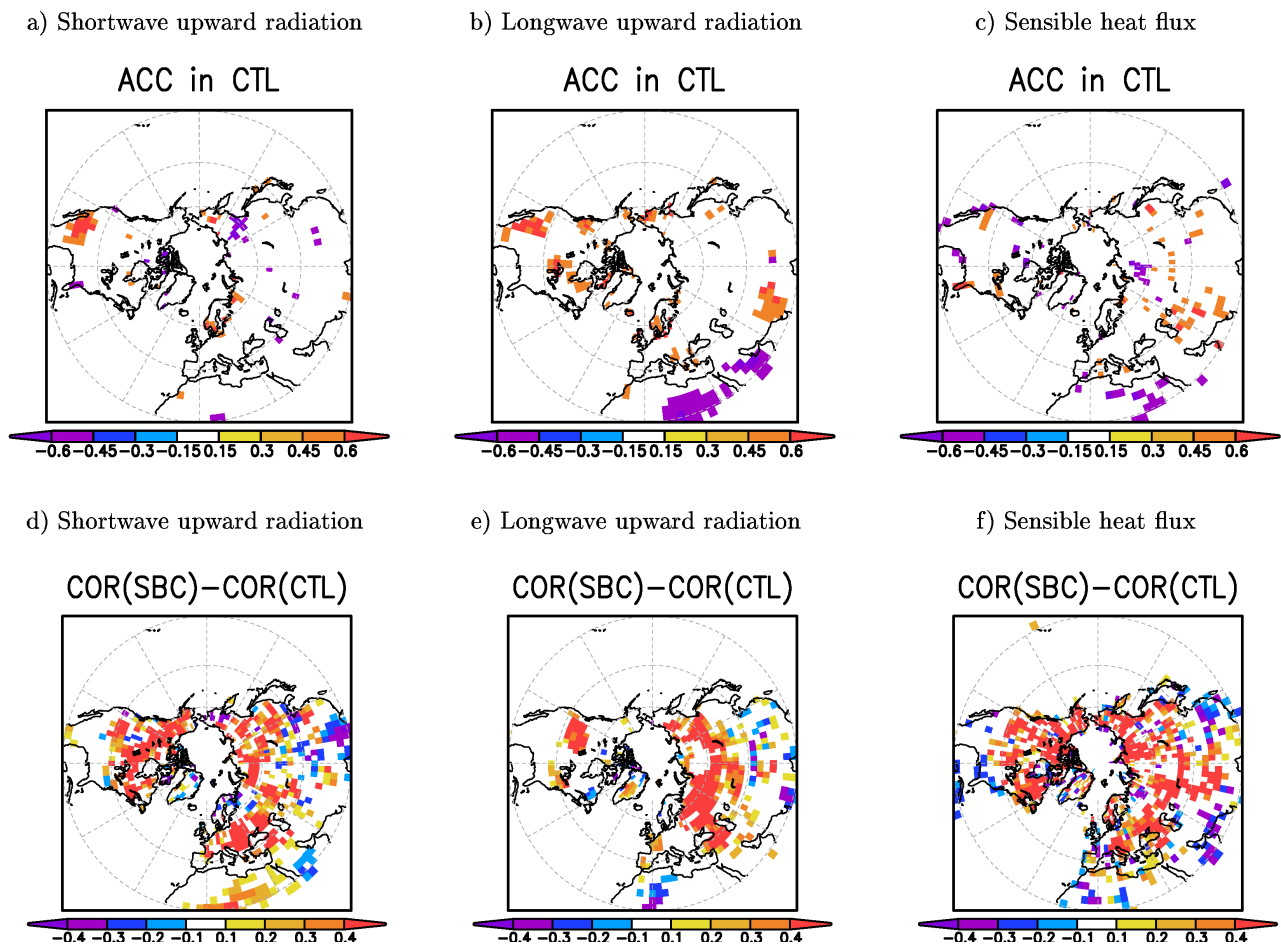


Figure 6. ACC for surface radiative and heat fluxes in CTL: a) Shortwave upward radiation, b) Longwave upward radiation and c) Sensible heat flux. Difference of ACC between SBC and CTL: d) Shortwave upward radiation, e) Longwave upward radiation and f) Sensible heat flux. ACC are computed over the 1984–2000 period. Only correlations significant at the 95% confidence level are shown.

near surface temperature therefore does not guarantee a better representation of the lower troposphere dynamics. Nevertheless, a positive response is found over the US where the significant snow forcing found in PP is also a realistic one. The signal over this region is also found on geopotential height at various pressure levels (not shown) and has therefore a robust and barotropic signature. This large-scale circulation response remains an exception and our simulations suggest that the impacts of snow boundary conditions are mainly confined to the lower troposphere.

4.2 Influence of snow initialization

Beyond the impact of more realistic snow boundary conditions, what is the relevance of snow initialization for the simulation of springtime climate variability? SIC, the ensemble of 3-month simulations with interactive snow mass (as well as albedo and density) initialized on March 1st from the nudging experiment (i.e. SBC) will allow us to address this question.

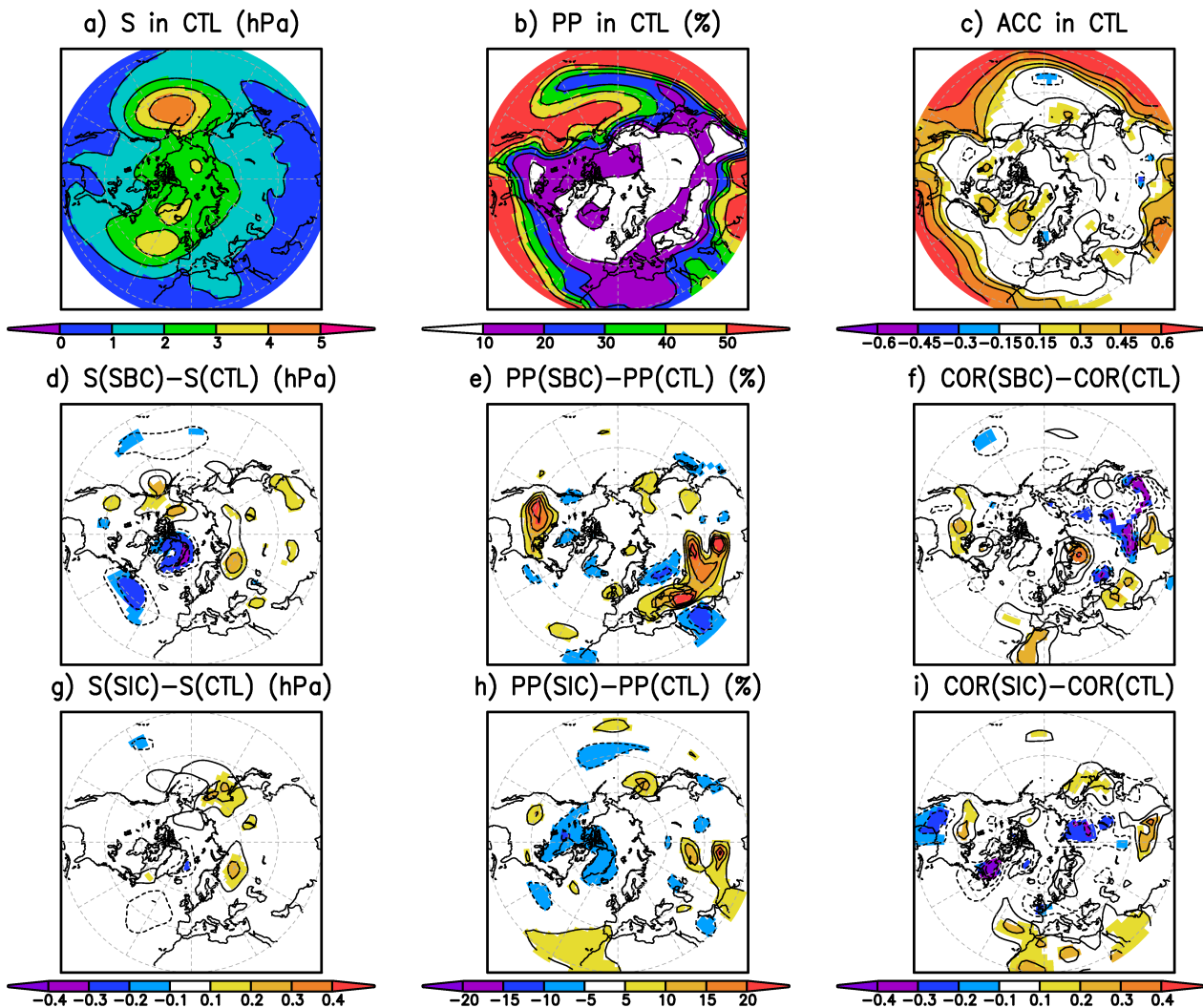


Figure 7. Standard deviation (S), PP and ACC for sea level pressure in CTL (upper panels), differences between SBC and CTL (middle panels), and differences between SIC and CTL (lower panels), over the 1950-2000 period. For S and ACC, significant values at the 90% confidence level are shaded.

Figure 5 and Figure 7 (g to h) illustrates the impact of snow initialization on 2-meter temperature and sea level pressure. PP and ACC are compared with the values obtained in CTL. Not surprisingly, the main signal is again obtained for 2-meter temperature (Figure 5). The patterns are close to those obtained with a persisted snow forcing, but with weaker amplitude. Such a consistency between the results of SBC and SIC gives us further confidence in the robustness of the results. Nevertheless, an increase in PP (i.e. a decrease in spread) does not necessarily translate into an increase in skill and eastern Europe, central North America and some regions of Asia appear as the areas where snow initialization has a significant impact on near-surface temperature predictability in the ARPEGE-Climat model. In line with the results of SBC, snow initialization has no systematic impact on sea level pressure variability and predictability (Figure 7). Positive ACC anomalies are found over the US, Scandinavia, and portions of south Eurasia, which are presumably robust given their relative consistency with the results of SBC. They should however be interpreted with caution given the very limited PP in these regions.

4.3 Conditional skill: focus on strong snow anomalies

The last section suggests the importance of snow initialisation for an accurate prediction of springtime near-surface temperatures in the mid-and-high northern latitudes. Despite the limitations of our SURFEX snow reanalysis, we have identified a potential improvement of the March-April-May hindcast skill, in particular in the regions where this dataset shows high correlations with satellite snow cover data (Figure 4). Such a condition is however not sufficient to guarantee a strong improvement of seasonal predictability, especially in areas where atmospheric anomalies are not sensitive to snow influence. In the present section, we repeat our ACC analysis but considering only the grid cells and seasons when snow anomalies exceed one standard deviation. The sample size is therefore different from one grid cell to another, but is a minimum of ten years to guarantee the robustness of the results. In addition to the snow anomaly criterion, a minimum incident surface shortwave radiation of $100\text{W}/\text{m}^2$ is also used which excludes the high-latitude grid cells where a strong snow anomaly does not necessarily lead to a strong radiative forcing. On average, about twenty years are selected at each grid cell among the fifty-one available.

Results for spring near-surface temperature in SIC are shown in Figure 8. Patterns are relatively noisy because of the sample size differences, but indicate a general increase of skill in the snow-covered areas highlighted in Figure 5. Therefore, the conditional skill approach strengthens our conclusions about the snow contribution to seasonal predictability of near-surface temperature. When a strong signal does exist in the initial conditions, it has a significant impact on springtime temperature which can be predicted by the ARPEGE-Climat model even with a crude initialization technique based on an off-line land surface modelling strategy. However, the conditional approach is not very useful for the understanding of sea level pressure predictability given the fundamental non-local nature of the atmospheric dynamics.

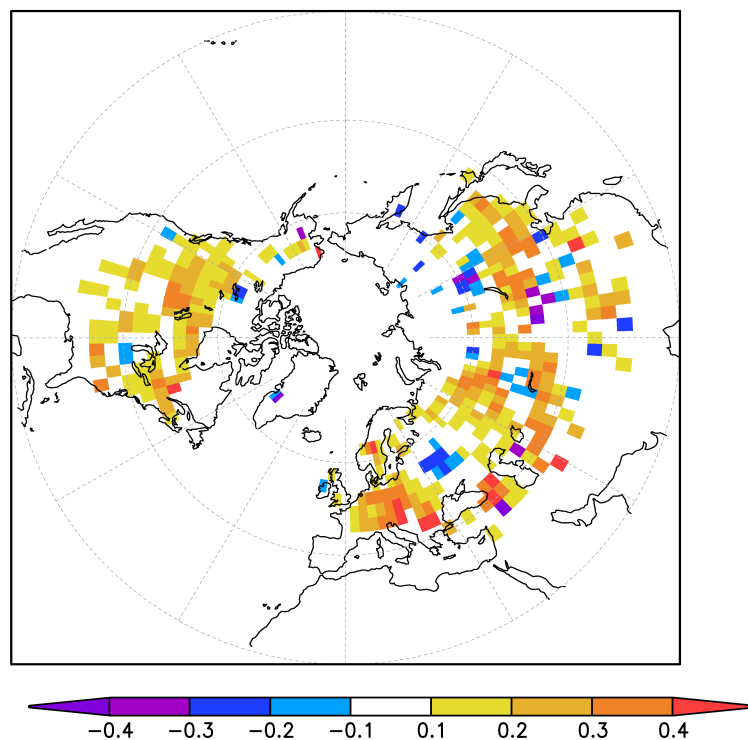


Figure 8. Conditional versus all-year skill in SIC for 2-meter temperature (i.e. ACC for years with strong snow forcing minus ACC for the fifty-one years).

4.4 Persistence of the snow initialization footprint

Another important question is to assess whether the impact of snow initialization is felt during the whole springtime season or only during the first month of the atmospheric integration. Figure 9 shows the ACC with and without conditional skill for 2-meter temperature in SIC for each month of the March-April-May season. Upper panels show the ACC differences between SIC and CTL, while lower panels show the increase of ACC due to conditional skill in SIC (years with strong snow forcing minus all years). Not surprisingly, the snow influence is maximum one month after initialisation and decreases gradually during the season. The main improvements are found in March over Central Europe and North America. In April, the region with the strongest skill is displaced eastwards because of snow melting and retreat. Interestingly, ACC in May suggest negative impacts of snow initialization over both North America and Eurasia, which might be related to the overestimated snow accumulation and/or the delayed snowmelt in the ARPEGE-Climat model (cf. Fig. 2). It could lead to unrealistic water content in the ground and alter the balance energy through the hydrological effect of snow. Thus, if they do not have impact in early spring when radiative effect is the most important, these systematic biases can offset the benefit of snow initialization after a few weeks of integration and lead to unrealistic surface temperature anomalies three months after initialization.

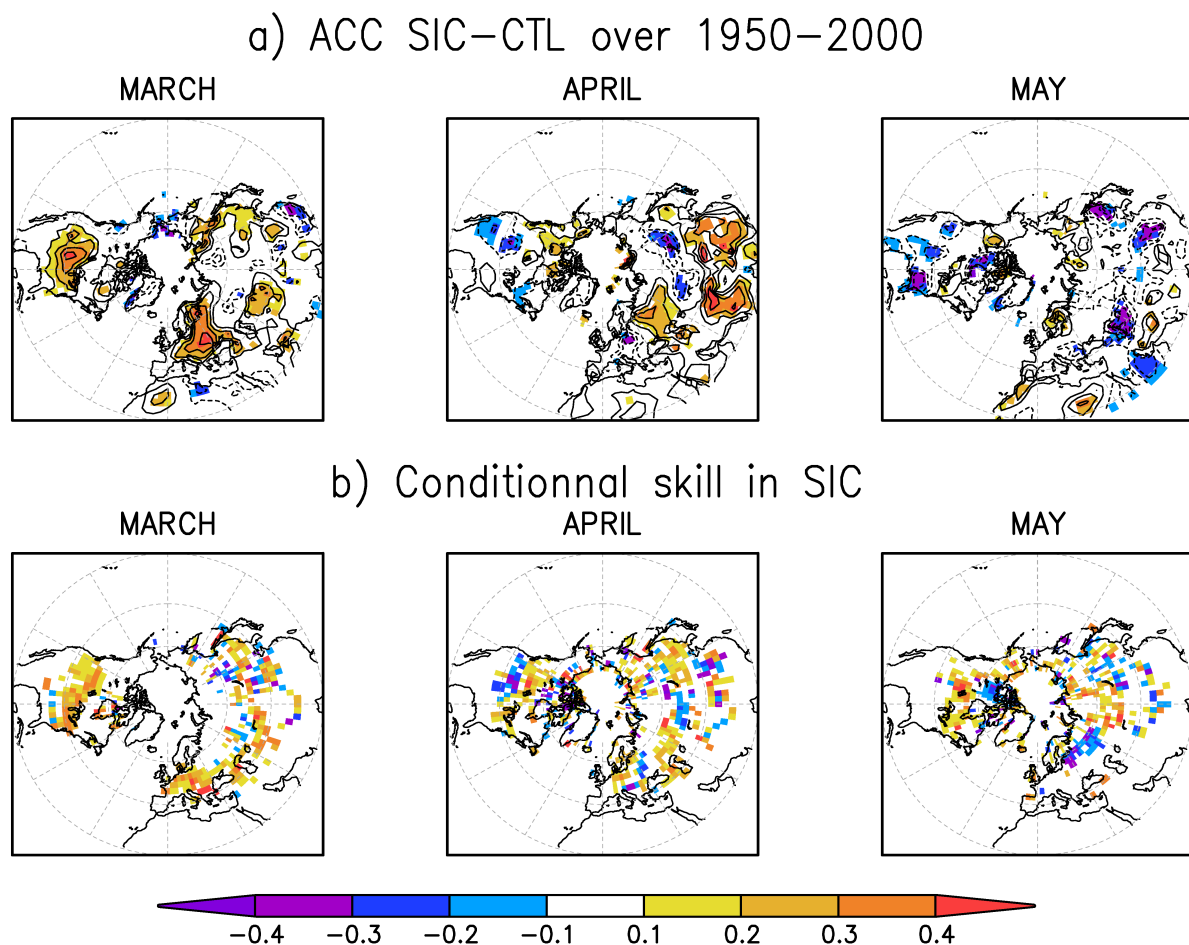


Figure 9. Month by month ACC for: a) SIC-CTL over all years, b) conditional versus all-year skill in SIC. For a), significant values at the 95% confidence level are shaded.

4.5 Sensitivity of the results to snow forcing

This section is motivated by the analysis of SBC which showed improved temperature predictability over regions where the SURFEX snow reanalysis is most realistic (i.e. Central Europe and North America). In contrast, no positive impact of snow nudging was found over regions like Siberia where the SURFEX interannual variability is not consistent with the observed snow cover variability (see Fig. 4). To assess the relevance of an accurate snow forcing, we have constructed another snow mass reanalysis by inverting the satellite snow cover data. In the resulting OSBC experiment, we therefore nudge the model towards an *a priori* more realistic Northern Hemisphere snow cover extent (but not necessarily snow mass) and we expect a stronger impact on atmospheric predictability compared to SBC. Due to the limited availability of satellite observations, this last ensemble of simulations runs only from 1972 to 2006 and the comparison with SBC is limited to the 1972-2000 period.

- *Predictability analysis*

Figure 10 shows the total standard deviation, PP and ACC for 2-meter temperature in CTL, OSBC minus CTL and OSBC minus SBC over the common 1972-2000 period. Compared to the control experiment (Fig. 10 d to f), OSBC shows similar patterns of PP and ACC increase as SBC (cf Fig. 5). However, the skill is not improved over North America where the ACC in CTL is stronger than over the whole 1950-2000 period. A possible explanation is the strong ENSO activity in the 1980's and 1990's. Compared to SBC (Figure 10 g to h), potential predictability of near-surface temperature decreases near the snow line in accordance with a weaker total variance. Surprisingly, while the interannual variability of the Northern Hemisphere snow cover is strongly improved in OSBC compared to SBC (Fig. 4), the nudging impact on near-surface temperature skill is quite similar. The only significant improvements of ACC are found over eastern Siberia, where the snow correction is the most important. In contrast, ACC is decreased over south Eurasia. A month by month analysis reveals that this seasonal mean response hides some contrasts between early and late spring (Figure 11). On the one hand, the OSBC experiment leads to stronger ACC than SBC near the southern line of the Eurasian snow cover in March, where and when the SURFEX reanalysis has been shown to underestimate the observed snow cover (cf Figure 3). On the other hand, the impacts are fewer positive in April and become negative in May, highlighting the possible limitations of our snow mass corrections. Given the empirical snow cover fraction used in the ARPEGE-Climat model, our strategy can lead to a systematic overestimation of snow mass and thereby of snowmelt, with a detrimental impact on surface evaporation after melting. Conversely, in early spring, the radiative effect of snow still dominates the hydrological effect and improved snow cover boundary conditions can lead to improved low-level temperature predictability. A quick look at the other seasons (not shown) seems to confirm this hypothesis, the ACC for 2-meter temperature being also improved for OSBC in winter and fall. In line with these results, a slight improvement is also found in March for sea level pressure (not shown). However, it is confined to limited areas and vanishes when considering the MAM seasonal mean. Therefore, the apparent deficiencies in the off-line SURFEX reanalysis are not necessarily the main obstacle for improving the skill of our seasonal hincasts and such a simple strategy without any snow data assimilation might be sufficient to get a large fraction of the potential benefits of snow initialization on springtime predictability.

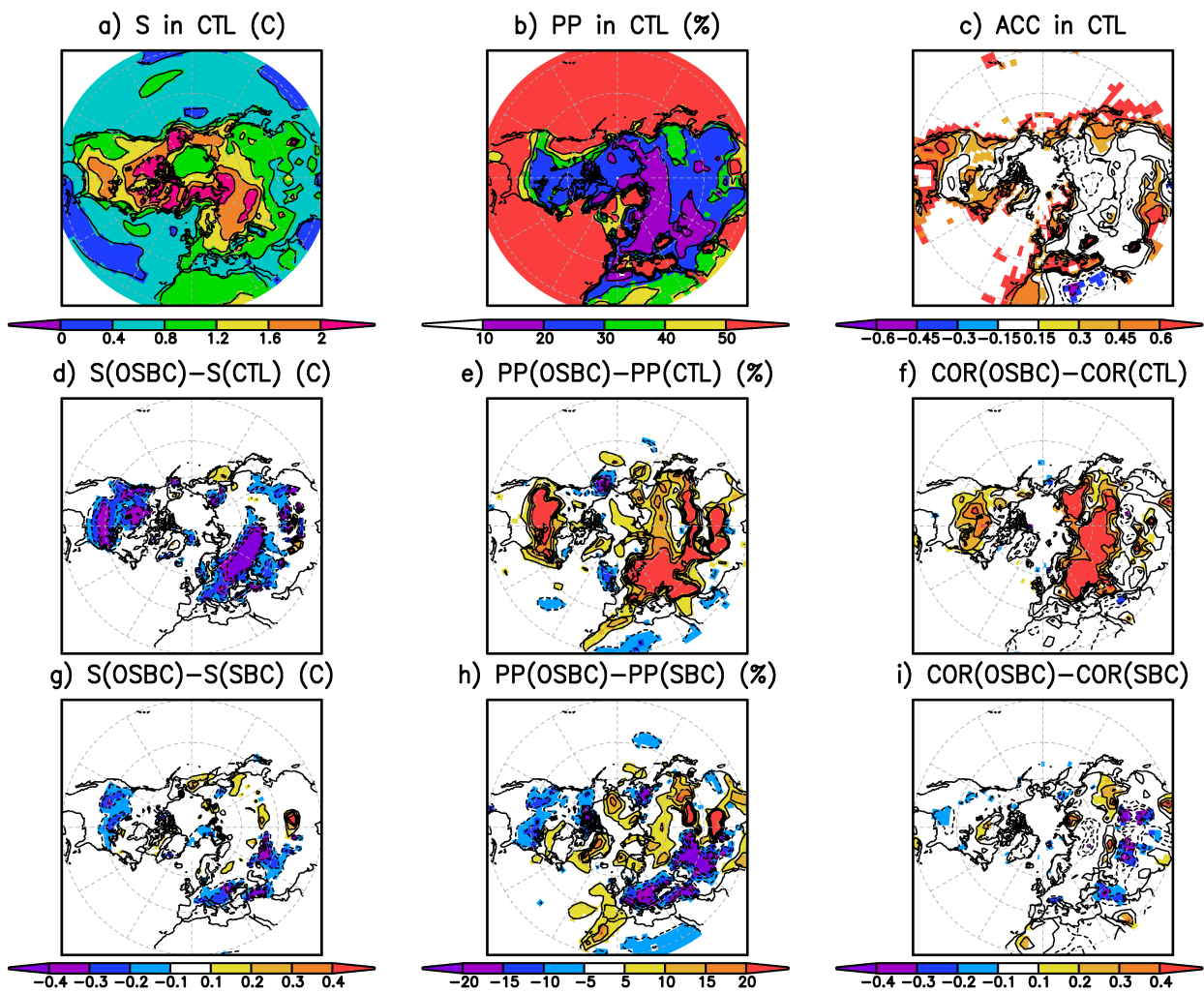


Figure 10. Standard deviation (S), PP and ACC for spring 2-meter temperature in CTL (upper panels), differences between OSBC and CTL (middle panels) and differences between OSBC and SBC over the 1972-2000 period. For ACC, significant values at the 95% confidence level are shaded.

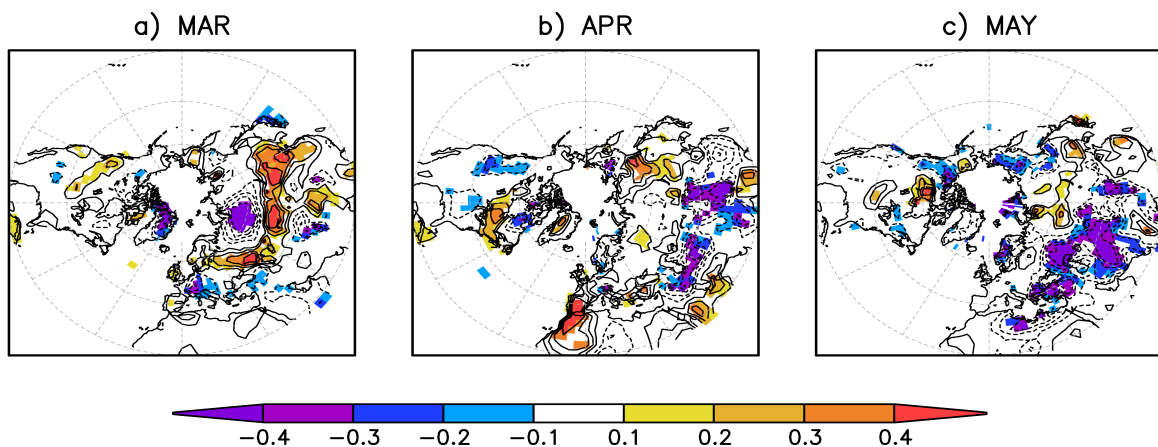


Figure 11. Differences OSBC-SBC of 2-meter temperature ACC: a) in March ; b) in April; c) in May. Significant values at the 95% confidence level are shaded.

2. Rôle de la neige sur la prévisibilité de l'atmosphère au printemps

- *Regional cases studies*

To go one step further in the understanding of the regional effects of snow, we looked at two selected cases studies over Europe. Several parameters are analysed for spring 1981 and 1985 characterized by strong positive anomalies of snow cover over this region (see Figure 2b). We chose these case studies because they show contrasted results despite similar snow cover anomalies.

Results for 1981 are depicted in Figure 12. Regional anomalies of snow cover, 850 hPa temperature and winds, and 500 hPa geopotential height (Z500) simulated in our four ensemble experiments are compared with the observed ones. For each ensemble, the spatial correlation between the simulated and observed anomalies is indicated.

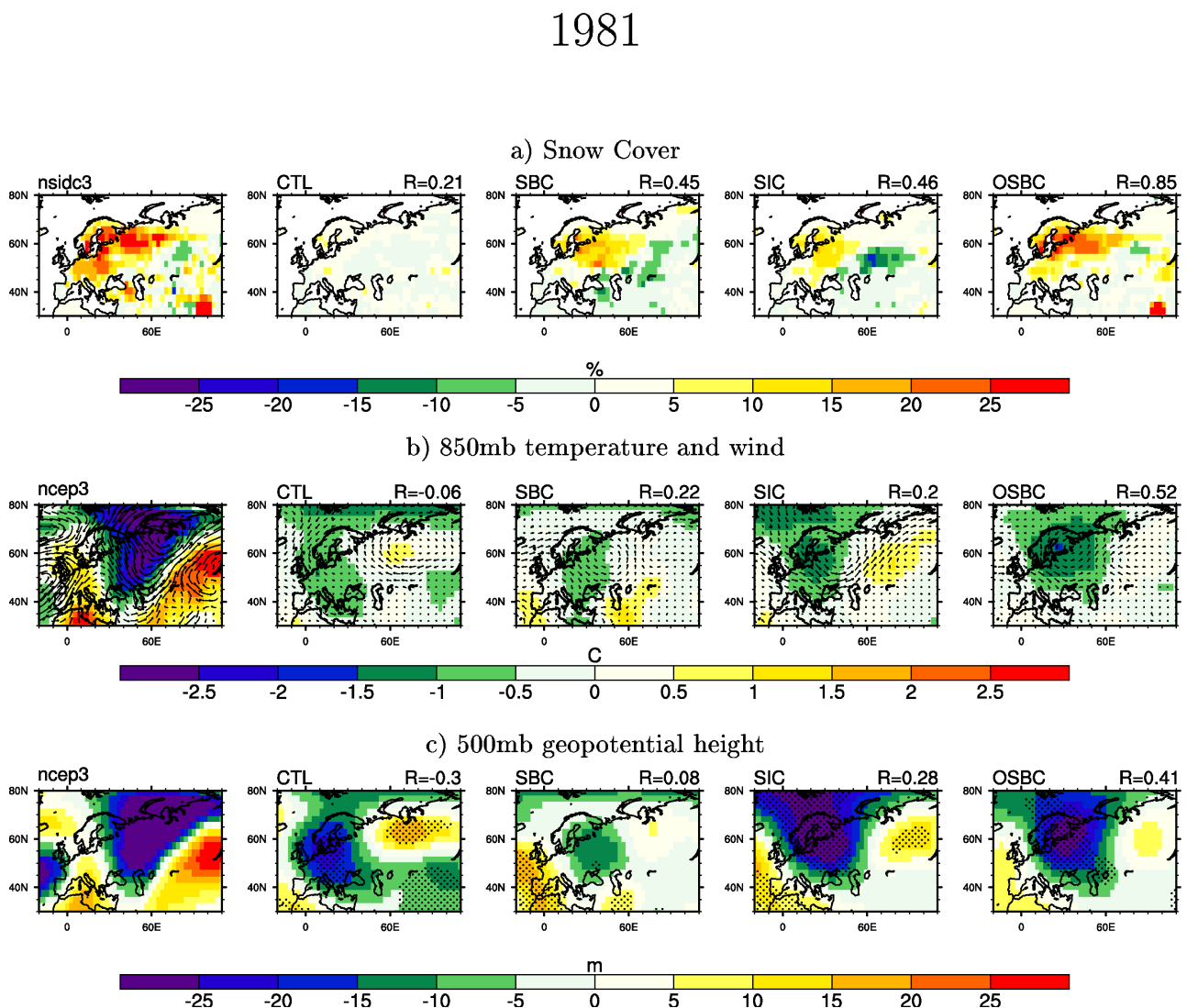


Figure 12. Spring 1981 case study: MAM anomalies relative to the 1972-2000 climatology for observations, CTL, SBC, SIC and OSBC respectively: a) snow cover, b) 850 hPa temperature and winds, c) 500 hPa geopotential height (stipples indicate statistical significance at the 95% level).

In the NCEP2 reanalyses, the excessive snow cover over northwest Europe is associated with a cold low-level anomaly over central Europe. This eastward shift is consistent with the dominant westerly circulation and the fact that the snow radiative influence is not necessarily merely local but can also produce remote temperature perturbations through the large-scale circulation of air masses. In line with the thermal wind relationship, a cyclonic anomaly is found over Central Europe, which appears at both 850 and 500 hPa. The positive anomaly of snow cover is not captured in CTL, is partly present in SBC but is closer to observations in OSBC (with $R=0.85$). Note that the anomaly persists through the whole season in SIC. The simulated 850 hPa temperature anomalies are consistent with the snow patterns. They are more pronounced and better correlated with NCEP2 in OSBC than in SBC, in line with the stronger and more realistic snow forcing. The Z500 anomalies are also strongly improved in OSBC compared to SBC and mostly CTL, which shows a negative correlation with NCEP2. This case study therefore illustrates that a more realistic snow forcing can lead to a more realistic simulation of both low-level temperature and large-scale dynamics over Europe. Surprisingly, the impact of snow initialization in SIC compares favourably with the impact of snow nudging in SBC despite a slightly weaker snow forcing. While this result must be interpreted with caution given the limited size of our ensemble experiments (only 10 members), it confirms our former conclusion whereby strongly positive snow anomalies in the initial conditions can persist long enough to have a significant and realistic impact on springtime seasonal forecasts over Europe.

Results for 1985 are shown in Figure 13. The observed positive snow cover anomalies are close to the 1981 ones, but are weaker and located southward of their 1981 counterpart. Here again, the cold low-level anomaly found in the NCEP2 reanalyses is associated with a cyclonic anomaly but shows a strong eastward shift relative to the snow cover excess which might suggest a remote rather than a regional origin. Unlike the previous case study, the atmospheric response is not improved by the snow nudging. Indeed, the Z500 response is fairly well captured in CTL, with a wave train structure that resembles the NCEP2 reanalyses (Figure 13c). While this pattern is still found in SIC but is less significant, it disappears in the nudging experiments thereby indicating that the snow relaxation leads to a deterioration of the model response to the prescribed boundary conditions. Thus, this case study illustrates that a better representation of snow anomalies does not necessarily lead to an improved simulation of atmospheric circulation. It explains the mixed results of our predictability analysis over the 1972-2000 period and the weak differences in skill between SBC and OSBC.

The reasons for such contradictory results from one case study to another are not obvious. Nevertheless, the SST conditions for these two years are quite different, with a neutral ENSO phase in spring 1981 and an emerging La Niña event in spring 1985. These SST anomalies are shown in Figure 14, as well as the associated 200 hPa stream function anomalies over the Northern Hemisphere. In line with the cold anomalies prescribed in the equatorial Pacific in spring 1985, all experiments show a similar and fairly realistic planetary-scale atmospheric response. Nevertheless, the stream function anomalies are too strong over Europe. This too high sensitivity of European climate to tropical forcing in ARPEGE-Climat was noted by Cassou et al. (2001) and is due to an unrealistic eastward extension Pacific-North America teleconnection pattern. This systematic error suggests that in 1985 the simulated European climate is mostly influenced by remote SSTs and could explain why the results are not improved by the snow nudging. Conversely, the planetary scale circulation is more zonal in 1981 as tropical SSTs influence is weak, in line with low spatial correlations of 200 hPa streamfunction. Consequently, in this case, snow influence is more dominant and more realistic since the tropical SST forcing is weaker.

1985

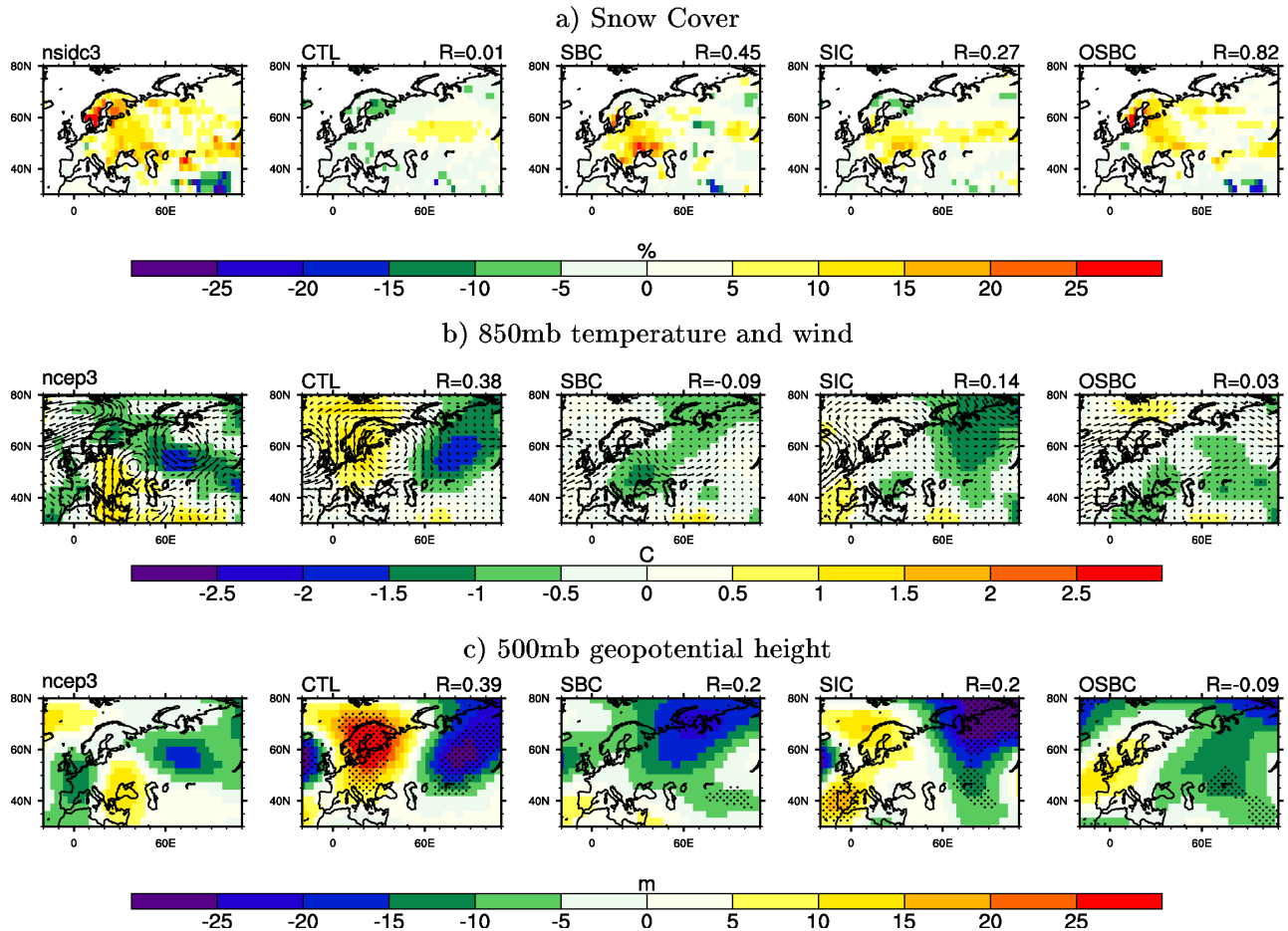


Figure 13. Spring 1985 case study: MAM anomalies relative to the 1972-2000 climatology for observations, CTL, SBC, SIC and OSBC respectively: a) snow cover, b) 850 hPa temperature and winds, c) 500 hPa geopotential height (stipples indicate significance at the 95% level).

To confirm this hypothesis, we have conducted additional ensemble simulations for the two cases studies, similar to OSBC but with climatological SST (not shown). The dynamical response is improved for the 1985 spring season, thereby corroborating our hypothesis about the perturbing influence of the tropical SST teleconnection. In contrast, prescribing climatological SST deteriorates the atmospheric response in spring 1981. Indeed, for the 1981 year we remove the local cold SST anomaly in the Norway Sea visible on Figure 14. Thus, in this case the model is not perturbed by remote SST induced teleconnections, but the local SST anomaly is crucial to simulate the atmospheric response. These results suggest that both SST and snow conditions are potentially important to capture the interannual variability of the springtime atmospheric circulation over Europe, but that the remote model response to the global SST forcing is highly dependent on the patterns of the prescribed anomalies.

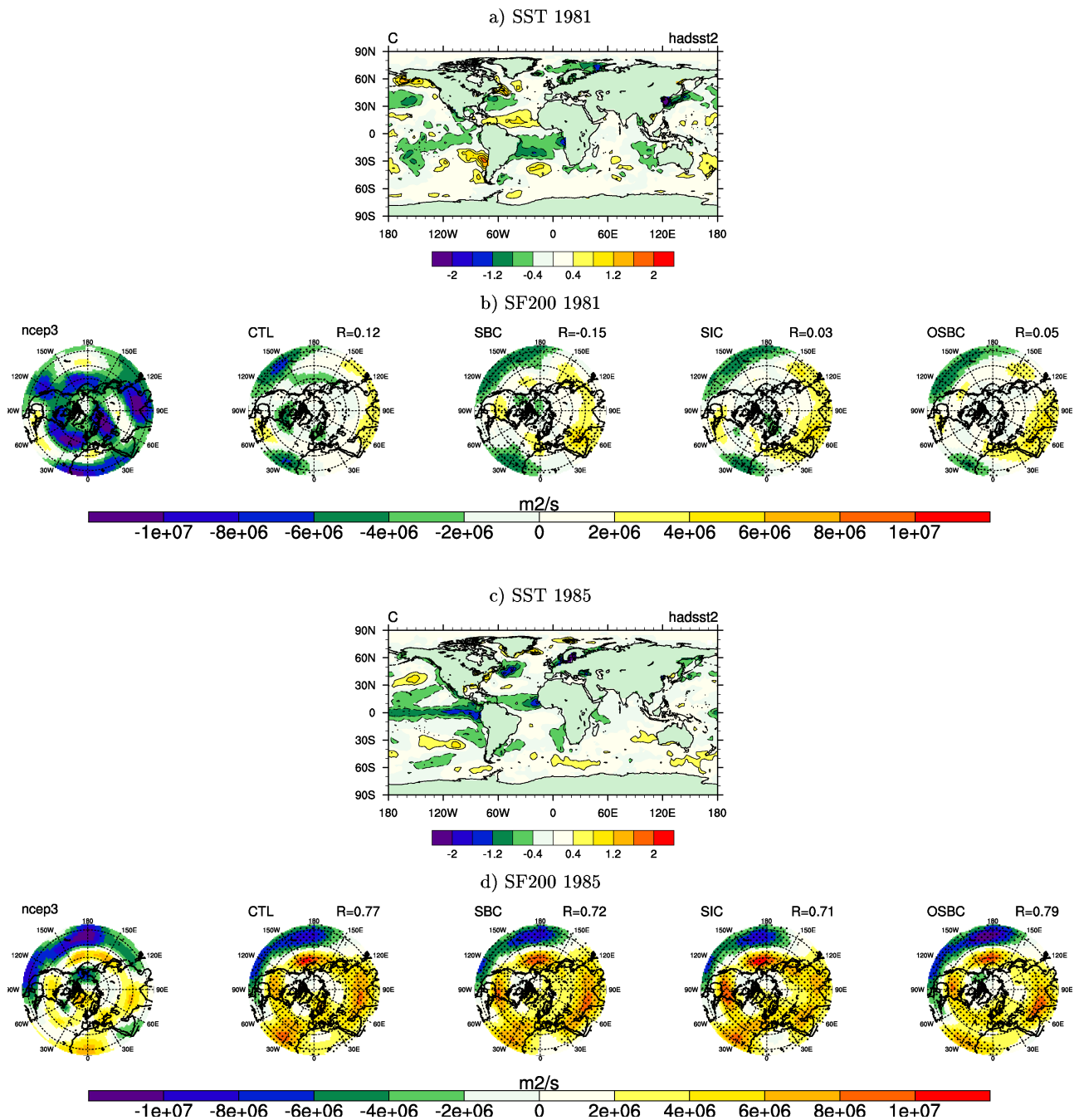


Figure 14. a) Observed spring SST anomaly in 1981, b) 200 hPa stream function anomalies for NCEP2 reanalyses and all experiments in spring 1981, c) Observed spring SST anomaly in 1985, d) 200 hPa stream function anomalies for NCEP2 reanalyses and all experiments in spring 1985. Stipples on stream function maps indicate significance at the 95% level.

5. Summary and discussion

The present paper aimed at evaluating the impact of prescribed snow boundary or initial conditions on the springtime climate variability simulated by the ARPEGE-Climat atmospheric GCM driven by observed SST. Two snow mass climatologies have been constructed to nudge (initialise) the model towards (with) as realistic as possible snow fields. The first global snow mass dataset covers the 1950-2000 period and was obtained by forcing the SURFEX LSM with the meteorological reanalyses provided by the University of Princeton. Though some biases persist in the resulting snow cover climatology, its spatial extent and interannual variability is better than in the control ARPEGE-Climat simulation and is therefore useful to constrain snow mass in the GCM through a simple nudging technique. ANOVA and ACC statistics have been used to quantify the potential and effective predictability associated with the prescribed SST forcing in the control experiment, and their sensitivity to the additional snow mass forcing in the nudging experiment. Focus has been on the spring season when strong solar radiation and snow cover variability favour the potential snow influence on climate.

In agreement with previous similar studies, the SST related predictability of near surface temperature over land is low outside the tropics, except over coastal regions and in the southwest of North America where tropical Pacific SST exerts strong teleconnections. In comparison with the control experiment, the snow nudging leads to positive impacts on both potential and effective predictability. The skill improvement is particularly high over Central Europe and North America, which are populated regions where seasonal forecasting has economic benefits. However, and in line with the results of Kumar and Yang (2003) or Schlosser and Mocko (2003), the positive snow impacts are confined to the lower troposphere and no clear signal is discernible on large scale dynamics.

A second step of our study was to determine the benefit of snow initialization in seasonal hindcasts again driven by observed SST. The results of SBC on March 1st were used to initialize twin spring simulations with interactive snow cover. The 2-meter temperature skill is still improved compared to the control experiment, though to a lesser extent than in the nudging experiment. Snow initialization appears particularly important for an accurate prediction of near surface temperature over Central Europe and North America. The influence of snow initialization is mostly detectable in the first two months and vanishes in late spring due to the limited persistence of the initial snow anomalies, the seasonal retreat of the Northern Hemisphere snow cover, but also the delayed snow melting in the ARPEGE-Climat model.

A conditional skill approach, whereby local skill is evaluated only for years with large snow anomalies, further emphasized the relevance of snow initialization for predicting springtime near-surface temperature in the northern extratropics. Nevertheless, this approach remains limited for understanding the impact on the troposphere given the possible remote effects of snow cover anomalies on temperature through the large-scale modification of air masses.

Our nudging experiments did not show any systematic improvement of large-scale circulation. This relatively disappointing result raised the issue of the quality of our reconstructed snow forcing. Nevertheless, despite some positive impacts in early spring, the use of another snow mass reanalysis constructed by a direct inversion of the NSIDC snow cover data does not lead to a significant increase of the springtime averaged model skill, even for 2-meter temperature. This

result suggests that the limited sensitivity of atmospheric predictability in our first 51-yr ensemble is not primarily due to deficiencies in our snow forcing but is probably more fundamental or at least intrinsic to the ARPEGE-Climat GCM. Some case studies illustrated the fact that an improved snow simulation does not necessarily lead to more realistic atmospheric circulation at the regional scale. In particular, the model response to snow nudging can be overwhelmed by unrealistic teleconnections with tropical Pacific SSTs. Consequently, an improved simulation of tropical-extratropical teleconnection remains a priority for improving the seasonal forecasting skill of the ARPEGE-Climat model. Such a conclusion is probably model-dependent and it might be interesting to repeat our experiments with other atmospheric GCMs, either with prescribed or interactive SSTs, as in the recent GLACE-2 intercomparison project (Koster et al. 2010).

While the focus was here on boreal spring, other seasons showed some weaker, but significant, impacts of snow nudging on surface temperature (not shown). However, we did not observe improvements concerning the simulated interannual variability of large-scale circulation, as the summer Asian monsoon and the main modes of wintertime variability (AO/NAO, and PNA) in the northern extratropics. In line with the recent study by Orsolini and Kvamstø (2009), the only exception might be an improved simulation of the Aleutian Icelandic Seesaw in February, whose correlation with NCEP/NCAR reanalyses increases from 0.16 in the control experiment to 0.27 and 0.41 in SBC and OSBC respectively. Further analyses are however necessary to assess the robustness and the physical mechanisms of this result.

To sum up, while the improvement of 2-meter temperature skill due to local effects of snow is encouraging for seasonal prediction prospects, the lack of remote response to snow nudging and initialization raises a number of questions. How can we reconcile this result with the more significant and/or consistent response found in former numerical sensitivity experiments based on idealized snow forcing (e.g. Fletcher et al. 2007) or on selected case studies (e.g. Gong et al. 2003)? How model-dependent is the atmospheric response to snow boundary conditions? How reliable is our snow mass reconstruction and what can be done to produce more realistic snow forcing? Finally, did the lack of interactive SST and/or of a well-resolved stratosphere represent a significant obstacle for the evaluation of the role of snow boundary and/or initial conditions in our ensemble simulations? While such questions are beyond the scope of the present study, they emphasize the need of a multi-year global or hemispheric snow reanalysis based on both in situ and satellite observations as well as of an extension of the GLACE-2 model intercomparison to the role of snow boundary conditions. Further sensitivity experiments should be probably conducted with coupled ocean-atmosphere (Shongwe et al. 2007) versus purely atmospheric GCMs, as well as with high-top versus low-top models. In line with the previous results of Kumar and Yang (2002) and Schlosser and Mocko (2003), the snow contribution to seasonal predictability of large-scale modes of atmospheric circulation remains to be demonstrated, at least with the current generation of atmospheric GCMs.

Acknowledgements

The authors are grateful to Justin Sheffield at Princeton University for providing the global atmospheric forcing that has been used to drive the ISBA land surface model and thereby produce the off-line snow mass reanalysis. Thanks are also due to the anonymous reviewers for their useful suggestions. The figures have been prepared using the GRADS and NCL softwares.

2.3. Principaux résultats

- ✓ La réanalyse de neige issue de la simulation SURFEX offline permet d'améliorer l'état moyen et la variabilité interannuelle de la neige dans ARPEGE-Climat. Cependant, ces améliorations ne sont pas homogènes spatialement, ce jeu de données étant moins en accord avec les observations satellites NSIDC sur certaines régions, dont la Sibérie orientale.
- ✓ La relaxation du modèle vers la neige SURFEX durant toute la saison permet d'améliorer significativement les températures à 2 mètres (T_{2M}) simulées au printemps. L'effet de la neige est le plus marqué sur l'Europe centrale et de l'est, et sur l'Amérique du Nord. Les améliorations concernent à la fois le potentiel de prévisibilité et les ACC, donnant plus de crédit à nos résultats.
- ✓ L'effet sur la dynamique atmosphérique de grande échelle est faible. On observe néanmoins certaines régions (Scandinavie, Amérique du Nord) pour lesquelles les effets sont positifs en terme de pression au niveau de la mer (P_{mer}). Ces régions sont cependant moins étendues que pour les températures à deux mètres, soulignant que l'amélioration des températures ne garantit pas une meilleure simulation de la dynamique.
- ✓ Les effets de l'initialisation de la neige au 1^{er} mars sont également étudiés, et la question de la persistance des anomalies de neige est soulevée en analysant la prévisibilité mois par mois (de mars à mai). Des résultats similaires à l'expérience avec neige nudgée sont obtenus, avec des intensités plus faibles mais des structures spatiales cohérentes. On retrouve en particulier les régions d'Europe centrale et d'Amérique du Nord, suggérant que sur ces régions, une meilleure initialisation de la neige permettrait d'améliorer les scores de prévision saisonnière de la T_{2M} , et à un degré moindre de la P_{mer} . L'effet de la neige est maximal durant les deux mois suivants l'initialisation, et disparaît ensuite avec le retrait du manteau neigeux. Une approche dite de « conditionnal skill¹ » souligne que les scores sont essentiellement améliorés les années de fortes anomalies de neige.
- ✓ Afin de discuter de la dépendance des résultats au forçage de neige utilisé, nous avons créé un produit de masse de neige permettant de prescrire au modèle les fractions observées du NSIDC. Les biais d'albédo sont ainsi minimisés, ce qui permet d'obtenir un effet radiatif de la neige plus réaliste. De façon assez surprenante, ce forçage ne permet pas d'améliorer les scores de T_{2M} et de P_{mer} en moyenne saisonnière. Toutefois, les résultats sont plus positifs en début qu'en fin de saison, en lien avec les biais sur la masse de neige reconstruite qui perturbent le bilan d'énergie lors de la fonte.
- ✓ Finalement, une étude de cas sur l'Europe centrale nous permet d'essayer de comprendre pourquoi des conditions de neige plus réalistes ne mènent pas nécessairement à une meilleure représentation de la circulation atmosphérique locale. Il semble que les bénéfices liés à la neige puissent être perturbés par l'effet des TSM tropicales. En effet, l'impact de la neige est positif lorsque les TSM du Pacifique tropical sont neutres, et plutôt nul, voire négatif, lorsqu'un événement ENSO est présent dans l'océan Pacifique. Ce résultat souligne encore une fois la téléconnexion exagérée simulée par ARPEGE-Climat entre l'ENSO et le climat européen.

1 Méthode consistant à ne sélectionner en chaque point de grille que les années pour lesquelles les anomalies sont fortes (+ ou - un écart-type).

3. Résultats complémentaires pour les autres saisons

L'article présenté à la section précédente est exclusivement consacré à l'évaluation de la prévisibilité associée à la neige au printemps. Si cette saison est celle pour laquelle le forçage radiatif imposé par la neige à l'atmosphère est le plus fort (cf figure 1 de l'article), la présence de neige influence également les conditions de surface durant les autres saisons. Les régions concernées sont cependant moins vastes, en hiver du fait de la faible variabilité des couvertures de neige et du faible ensoleillement dans les régions boréales, en été et en automne car les étendues de neige sont plus limitées. Cette section présente la prévisibilité effective (ACC avec les champs observés) de la T_{2M} et de la P_{mer} associée au forçage de neige SURFEX (SBC) et NSIDC (OSBC). Comme pour le printemps, les impacts sont limités à la basse troposphère donc nous ne montrons pas de champ d'altitude.

3.1. Impacts sur les températures de surface

La figure 3 montre les différences SBC-CTL et OSBC-SBC des ACC sur la T_{2M} pour l'hiver, l'été et l'automne. Avec la neige SURFEX (SBC, figure 3a), les scores sont significativement

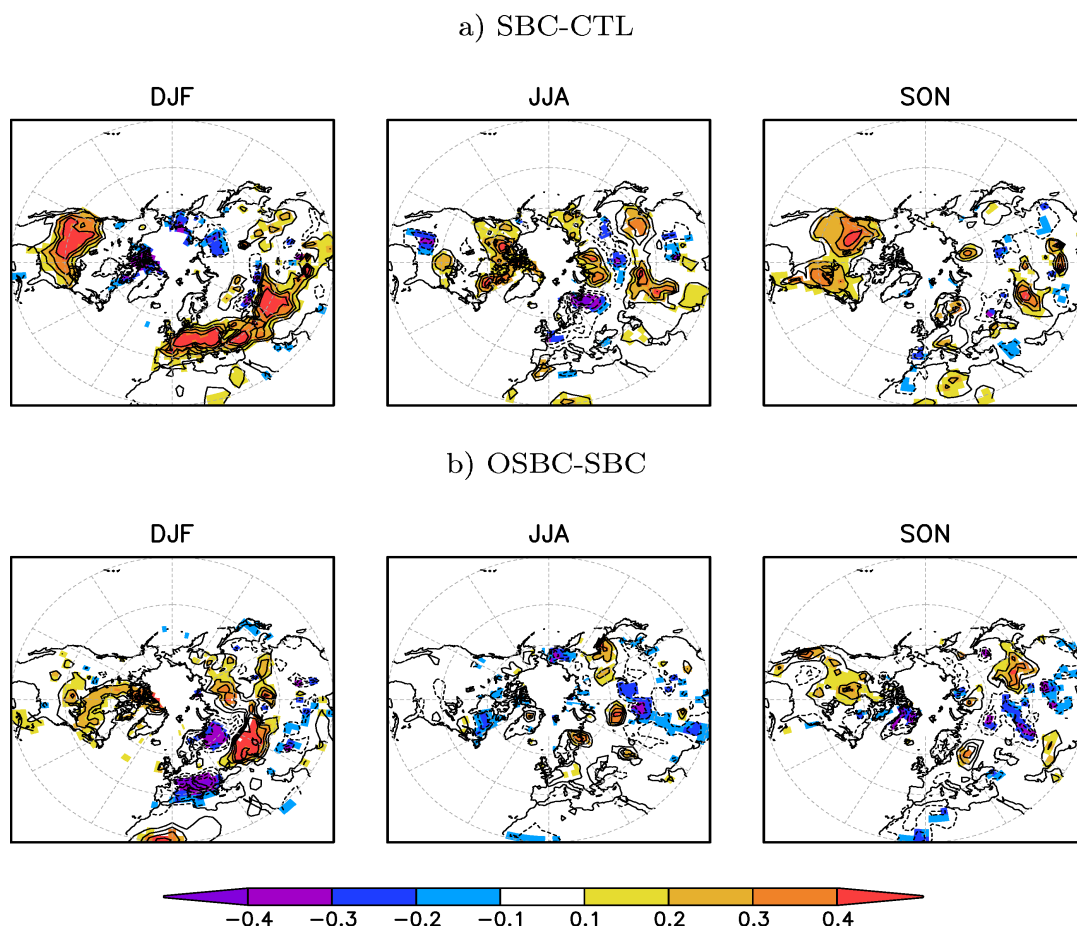


Figure 3. Différence des ACC sur les températures à 2 mètres pour les saisons d'hiver, d'été et automne entre : a) SBC et CTL ; b) OSBC et SBC ; sur la période 1972-2000. Les corrélations significatives au niveau de confiance 95% sont en couleur.

améliorés en hiver au niveau de la zone de transition du manteau neigeux. Ils sont également meilleurs en été aux hautes latitudes, et sur certaines régions situées plus au sud pour lesquelles le manteau neigeux a totalement disparu à cette période de l'année. Ce point illustre l'effet hydrologique induit par les anomalies d'eau du sol successives à la fonte, qui modulent le bilan d'énergie de la surface. Des masses de neige plus réalistes étant suivies après la fonte d'un contenu en eau du sol également plus réaliste, la relaxation de la neige peut avoir des impacts positifs sur la prévisibilité des températures jusqu'en été. Du fait de la fonte trop tardive caractéristique de notre modèle, cet effet est cependant néfaste à la fin du printemps, comme nous l'avons souligné dans l'article dans le cas de l'expérience initialisée (section 4.2). En automne, saison pour laquelle l'effet radiatif prévaut sur l'effet hydrologique, les températures de surface sont plus réalistes sur l'Amérique du Nord. Toutefois, les scores faibles sur la Sibérie soulignent les limites du produit de neige SURFEX sur cette région.

Nous avons vu dans l'article que la relaxation vers la neige NSIDC pouvait encore améliorer les scores au début du printemps, quand la fonte n'est pas encore trop avancée. En revanche, les masses de neige irréalistes au niveau de la limite sud du manteau caractéristiques de cette réanalyse de neige dégradent les scores après la fonte (figure 11 de l'article). La figure 3b montre les différences OSBC-SBC pour les trois autres saisons. Les impacts sont assez mitigés en hiver, avec des impacts positifs sur certaines régions, mais négatifs sur la région méditerranéenne notamment. L'apport de la réanalyse de neige NSIDC prend surtout son intérêt sur la Sibérie orientale, région sur laquelle on observe une amélioration pour toutes les saisons. Cela traduit probablement les limites des réanalyses atmosphériques utilisées pour la simulation offline SURFEX, sur cette région isolée au réseau d'observations limité. Dans l'ensemble, l'ajout de l'information sur les couvertures observées est tout de même plutôt positif, et souligne l'intérêt d'assimiler les données de couverture pour initialiser les modèles de prévision dynamique.

3.2. Impacts sur la dynamique atmosphérique

La figure 4 présente les mêmes analyses réalisées pour la P_{mer} . Comme pour le printemps, les résultats ne sont pas satisfaisants dans SBC, et ce quelle que soit la saison considérée (figure 4a). La relaxation mène même en hiver à une dégradation des scores significative sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord, au nord de la zone de transition du manteau neigeux sur laquelle les scores de T_{2M} sont pourtant améliorés. Le décalage entre les structures de pression et de température suggère une mauvaise réponse de la dynamique de l'atmosphère, plutôt que de la thermodynamique, à la modification des températures de surface. Une hypothèse expliquant ces corrélations négatives pourrait être que le nudging de la neige renforce les biais systématiques de la circulation atmosphérique sur ces régions. On peut par exemple penser qu'en ajoutant de la neige au sud du manteau neigeux, le déplacement vers le sud du gradient méridien de température qui en résulte a un effet sur la circulation moyenne zonale par le biais de la règle du vent thermique. Cependant, aucun signal significatif n'a été trouvé en ce sens, ni sur l'état moyen de paramètres tels que le vent zonal, le géopotentiel ou encore l'activité transitoire... De plus, cette dégradation n'étant pas retrouvée dans la simulation OSBC, la question du sens physique de cette réponse se pose. Les deux réanalyses de neige ne sont en effet pas si différentes en hiver, et si tel était le cas, on voit mal comment ces différences pourraient se manifester sur la P_{mer} mais pas sur les T_{2M} , qui sont plus sensibles à l'enneigement. De plus, ce signal n'est pas observé sur le potentiel de prévisibilité, ce qui souligne que la modification des variances de la P_{mer} sur ces régions est faible.

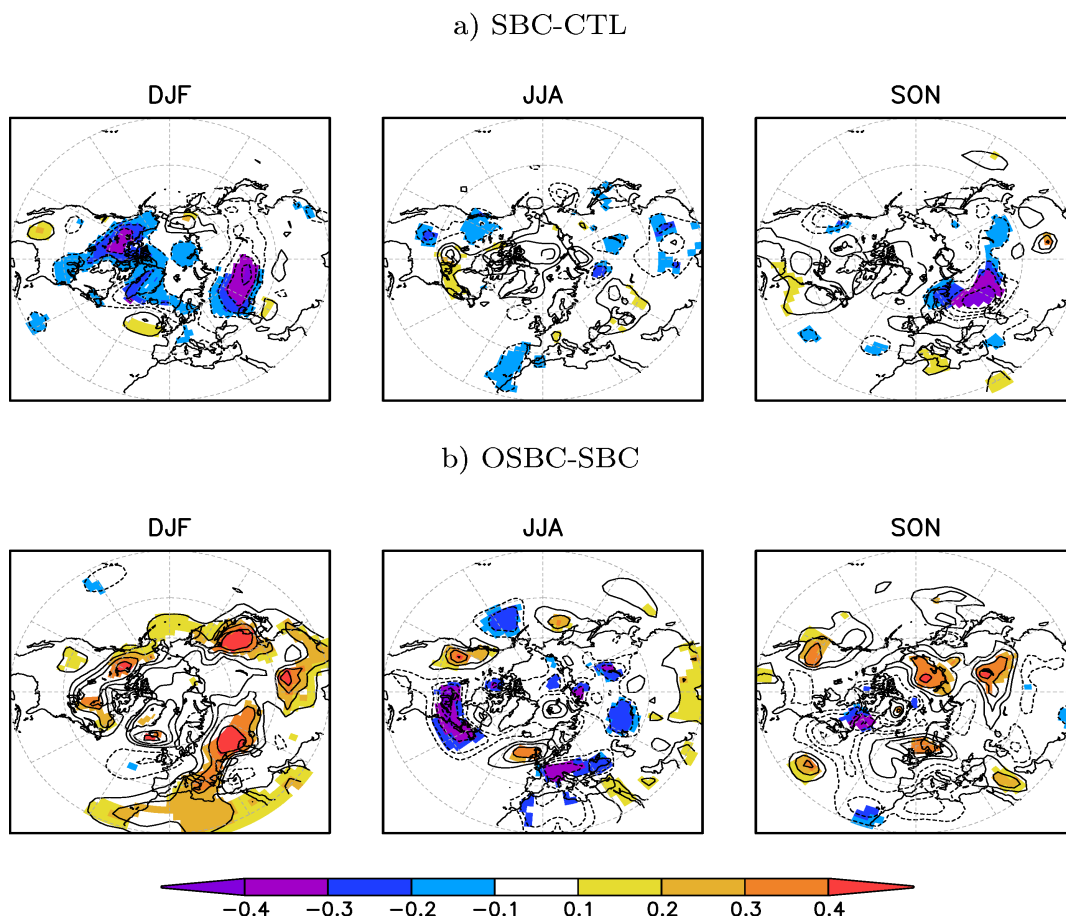


Figure 4. Différence des ACC sur la pression au niveau de la mer pour les saisons d'hiver, d'été et automne entre : a) SBC et CTL ; b) OSBC et SBC ; sur la période 1972-2000. Les corrélations significatives au niveau de confiance 95% sont en couleur.

Ce qui apparaît clair, c'est que le rappel vers des conditions aux limites de neige plus réalistes dans notre modèle ne garantit pas des scores plus élevés pour la P_{mer} , et ce malgré les impacts positifs sur la T_{2M} . Cette conclusion vaut d'ailleurs plus généralement pour la circulation atmosphérique de grande échelle. La table 1 illustre l'impact de la relaxation sur les grands modes de variabilité de l'atmosphère extratropicale, en donnant pour chaque expérience d'ensemble les corrélations entre les indices dynamiques observés et simulés.

En hiver, les modes AO, NAO et PNA sont relativement bien contraints par les TSM lorsqu'elles sont prescrites (et donc parfaitement prévues), et ils sont peu sensibles à l'enneigement que ce soit en hiver ou au printemps. On note une amélioration notable de l' AIS en fin d'hiver dans OSBC, en accord avec Orsolini et Kvamstø (2009). De par son impact sur la dépression aléoutienne, ce résultat est cohérent avec l'amélioration de la neige sibérienne dans la réanalyse NSIDC. L'étude de Orsolini et Kvamstø (2009) montre en effet que cette amélioration vient principalement de la variabilité interannuelle plus réaliste du centre d'action Pacifique Nord de l' AIS. L'analyse des séries temporelles ne montre cependant pas d'amélioration bien marquée sur une ou plusieurs années particulières, et les erreurs quadratiques moyennes ne sont diminuées que de façon marginale. Si ce lien intéressant mérite d'être examiné plus attentivement, il est donc peu significatif et semble de plus indiscernable dans les observations (non montré).

3. Résultats complémentaires pour les autres saisons

Hiver (DJF)	AO	NAO	PNA	AIS (FEV)
CTL	0.53	0.52	0.66	0.16
SBC	0.39	0.45	0.69	0.27
OSBC	0.43	0.46	0.72	0.41
Printemps (MAM)	AO	NAO	PNA	
CTL	0.24	0.37	0.45	
SBC	0.12	0.31	0.41	
OSBC	0.09	0.18	0.41	

Table 1. Corrélations entre les indices dynamiques observés et simulés dans CTL, SBC et OSBC. Période 1972-2000.

3.3. Discussion

En soulignant le potentiel prédictif lié à la neige dans notre modèle, ce chapitre rappelle que l'initialisation des conditions de surface dans les modèles dynamiques de prévision saisonnière ne doit pas être négligée. En effet, si les anomalies de neige ont un impact limité sur la prévisibilité atmosphérique, elles sont capables de contraindre les températures de surface de manière importante sur les continents. L'Europe centrale et l'Amérique du Nord ont en particulier été identifiées comme des régions comptant parmi les plus sensibles aux conditions d'enneigement. Des efforts devront donc être fournis dans le futur pour perfectionner les processus d'initialisation des modèles opérationnels sur les surfaces continentales, en parallèle de l'amélioration des processus d'assimilation de données atmosphériques et océaniques.

L'amélioration des réanalyses de neige utilisées pour initialiser les modèles n'est que la première étape pour espérer reproduire de façon réaliste l'effet de la neige sur la variabilité atmosphérique. En effet, comme les résultats du chapitre 4 l'ont souligné, un état moyen du modèle correct est primordial pour capturer la réponse de l'atmosphère au forçage imposé par la neige. La réduction des biais systématiques permettrait peut-être d'améliorer la réponse dynamique du modèle, à l'échelle locale mais également des grands modes de variabilité atmosphérique.

Synthèse du Chapitre 5

Questions posées

- Quelle est la part de prévisibilité de l'atmosphère liée à la variabilité de la neige ? Comment se compare-t-elle à la prévisibilité associée aux TSM ?
- Les impacts de la neige se limitent-ils à la surface, ou sont-ils perceptibles sur la circulation de plus grande échelle ?
- Quel est l'intérêt d'une meilleure initialisation de l'enneigement dans les modèles couplés utilisés pour la prévision saisonnière dynamique ?

Moyens mis en œuvre

Deux réanalyses de neige ont été reconstruites pour examiner les impacts de la neige sur la prévisibilité atmosphérique. La neige SURFEX est issue d'une simulation offline forcée par les réanalyses atmosphériques de l'université de Princeton. La neige NSIDC permet de prescrire les étendues de neige observées dans le modèle en inversant la relation SCF/SWE. Des simulations avec relaxation et initialisation de la neige sont réalisées sur la période 1950-2000 pour déterminer l'impact des conditions aux limites et des conditions initiales de neige.

Résultats obtenus

x En prescrivant la neige comme condition aux limites

La prévisibilité de l'atmosphère extratropicale associée aux TSM se limite sur les continents aux régions côtières et à celles soumises à l'influence de l'ENSO. Au printemps, la relaxation du modèle vers une neige plus réaliste permet d'améliorer la variabilité interannuelle des températures de surface sur de vastes régions d'Eurasie et d'Amérique du Nord. On obtient également de meilleurs scores en hiver sur les mêmes régions, et en automne sur l'Amérique du Nord. Seules les températures sibériennes montrent des résultats décevants, mais la relaxation vers la neige NSIDC permet d'améliorer les résultats sur cette région où la réanalyse SURFEX est incertaine. Toutefois, les résultats sur la dynamique sont moins convaincants, et on observe peu d'améliorations sur les pressions au niveau de la mer. Les grands modes de variabilité sont du reste peu sensibles à l'enneigement, alors que la prescription des TSM les contraint assez fortement vers leurs valeurs observées.

x En initialisant la neige au 1^{er} mars

Les résultats sont qualitativement similaires à ceux obtenus avec relaxation de la neige, mais avec une amplitude plus faible. L'initialisation permet d'améliorer les températures sur l'Europe centrale et l'Amérique du Nord, avec un effet bénéfique durant les deux premiers mois soulignant la mémoire des anomalies de neige. Les scores sont encore améliorés lorsque les années caractérisées par un forçage de neige important sont sélectionnées. Ces résultats militent donc pour une meilleure initialisation de la neige dans un contexte de prévision saisonnière dynamique. Toutefois, la réponse du modèle se limite ici aussi à la surface, malgré des réponses positives de la P_{mer} sur certaines régions, en accord avec les expériences relaxées.

Limites et perspectives

- Les réanalyses de neige prescrites comme conditions aux limites/initiales au modèle sont loin d'être parfaites, et devront être améliorées pour imposer un forçage à l'atmosphère le plus réaliste possible. Dans ce sens, l'assimilation de données d'enneigement satellites et in-situ dans les modèles de surfaces continentales (à l'instar de ce qui est réalisé depuis 2004 au CEPMMT) permettra à terme d'obtenir des produits de neige plus précis, et sur des périodes assez longues pour des études climatiques.
- La réduction des biais systématiques du modèle ARPEGE-Climat est une étape nécessaire pour espérer améliorer la réponse de la circulation de grande échelle au forçage de neige imposé. Cela permettra peut-être de mieux reproduire les téléconnexions liées à la neige, et en particulier son influence sur les modes AO/NAO.

Conclusion

Durant ce mémoire, nous avons tenté de déterminer l'influence de la couverture de neige de l'hémisphère Nord sur la variabilité interannuelle du climat, en nous focalisant sur certains aspects particuliers de ce vaste sujet. Les téléconnexions entre la neige et la mousson indienne ont été abordées au chapitre 3, alors que l'influence de la neige sur la variabilité atmosphérique hivernale de l'hémisphère Nord fut l'objet du chapitre 4. Le chapitre 5 a quant à lui permis de quantifier la prévisibilité du climat associée à l'enneigement dans notre modèle, et de la comparer à celle des TSM. Pour atteindre ces objectifs, un large panel de jeux de données observées et réanalysées a été utilisé. La modélisation numérique a également occupé une place importante dans ce mémoire, par le biais des simulations couplées océan-atmosphère du GIEC et des expériences de sensibilité réalisées avec le modèle ARPEGE-Climat du CNRM. Avant d'évoquer les perspectives suggérées par nos travaux, résumons les principaux résultats que nous avons obtenus.

Synthèse des résultats

x Lien entre l'enneigement eurasiatique et la mousson indienne

La première partie de notre étude a été réalisée à partir des données observées, sur la période 1967-2006 des étendues de neige NSIDC. Cet échantillon est relativement long en comparaison des autres études parues précédemment sur le sujet, et nous a ainsi permis d'analyser la stationnarité du lien neige-mousson. Une analyse en MCA retrouve les structures de covariabilité déjà identifiées dans la littérature, à savoir un excédent de neige en hiver sur l'Europe et une structure plutôt dipolaire au printemps sur l'Eurasie, toutes deux associées à un déficit de précipitations sur le Nord de l'Inde en été. Cependant, nos tests de significativité suggèrent que ces relations sont peu robustes. En effet, il semble que si ces liens ont été significatifs durant les premières décennies des données NSIDC, ils ne sont pas stationnaires et diminuent, voire s'inversent, depuis la fin des années 1980. A partir de ces données de couverture de neige, la réalité d'une influence potentielle de la neige eurasiatique sur la mousson indienne est donc fortement remise en question, et notre étude

s'aligne en ce sens avec les conclusions de Shinoda (2001) et Robock et al. (2003). Néanmoins, l'analyse des données *in situ* de hauteur de neige HSDSD révèle l'existence de liens plus significatifs entre l'enneigement d'hiver/printemps et les précipitations de mousson, en accord avec Kripalani et Kulkarni (1999) et Dash et al. (2004). On retrouve en effet l'existence d'une structure dipolaire des anomalies de neige sur l'Eurasie lors des années de mousson anormale. De façon assez intrigante, ce n'est pas la partie ouest du dipôle mais sa partie est qui est la plus fortement associée à l'intensité de la mousson, en contradiction avec la relation inverse entre la neige et la mousson habituellement considérée depuis l'hypothèse de Blanford (1884). Toutefois, ce lien concerne une période d'étude trop courte pour tirer des conclusions solides.

L'analyse des simulations CMIP3 suggère que si le lien neige-mousson existe, il n'est guère présent dans ces simulations qui représentent l'état de l'art des modèles couplés océan-atmosphère actuels. En effet, les structures de neige associées à la mousson sont très variées et éloignées des résultats des observations. De plus, il apparaît que pour la majorité des modèles montrant un lien significatif, la relation entre neige et mousson est en réalité l'effet de téléconnexions irréalistes due à une influence exagérée de l'ENSO aussi bien sur la mousson d'été que sur la variabilité de la couverture neigeuse en hiver.

La suite de nos travaux s'est ensuite basée sur des expériences de sensibilité réalisées avec ARPEGE-Climat visant à clarifier les impacts de l'enneigement eurasiatique sur les précipitations de mousson. Différentes expériences ont été conduites en prescrivant des anomalies plus ou moins réalistes sur diverses régions de l'Eurasie. Malheureusement, nos simulations sont pénalisées par les biais systématiques du modèle concernant la localisation des maxima de précipitations. En particulier, les précipitations orographiques irréalistes simulées sur le plateau tibétain mènent à des réponses totalement contradictoires avec les travaux de Ose (1996) et Turner et Slingo (2010). Plus généralement, la mousson indienne répond peu aux forçages de neige imposés, quelles que soient les TSM prescrites au modèle (observées ou climatologiques), et aucune expérience ne conforte l'hypothèse de Blanford.

Nous sommes ensuite revenus vers les observations afin d'expliquer le lien significatif observé entre l'enneigement est-eurasiatique et la mousson sur la période 1966-1995. Nos analyses révèlent que les anomalies de neige hivernales sur cette région sont associées à des anomalies de circulation sur le Pacifique Nord, ainsi qu'à l'émergence d'un événement ENSO dans le Pacifique tropical. Il semble donc que le lien neige-mousson soit imbriqué dans des téléconnexions plus globales mettant en jeu les interactions tropiques-extratropiques sur le Pacifique. Si des études récentes ont montré que la circulation atmosphérique du Pacifique Nord pouvait favoriser le déclenchement d'un ENSO (Vimont et al. 2001), le rôle de la neige dans ce système couplé reste à clarifier. Module-t-elle la variabilité atmosphérique du Pacifique Nord en hiver/printemps? Dans ce cas, l'effet de la neige sur la mousson indienne se mettrait en place de manière indirecte, via son influence sur la variabilité extratropicale qui elle-même module la circulation tropicale. Il n'est toutefois pas exclu que le lien entre l'enneigement et le mode PNA traduise l'influence des advections de masses d'air issues du Pacifique Nord sur le couvert neigeux du bord est de l'Eurasie. Le lien neige-mousson serait alors un lien artificiel dû à l'influence du PNA à la fois sur la mousson et la neige. Une interrogation qui se pose également est de savoir comment ces téléconnexions s'intègrent dans le concept de TBO décrit par Meehl (1997), visant à

comprendre les interactions entre les différents acteurs de la variabilité climatique observée sur la région Indo-Pacifique. Ces questions nécessitent des tests de sensibilité en mode couplé afin de prendre en compte les rétroactions océan-atmosphère au cœur de ces mécanismes.

La dernière partie du chapitre 3 a consisté à tester notre prédicteur de la mousson lié à la circulation du Pacifique Nord et au mode PNA. Cet indice (NPDI, pour "North Pacific Dipole Index") se calcule facilement à partir de la P_{mer} mesurée en deux points du Pacifique Nord et subtropical, et moyennée de décembre à mai. Ce prédicteur a été ajouté à la liste des prédicteurs utilisés par l'IMD dans leur schéma statistique de prévision saisonnière de la mousson indienne (Rajeevan et al. 2006). Par une méthode de cross-validation réalisée sur la période 1958-2005, nous avons montré que l'inclusion de notre prédicteur permettait une amélioration des prévisions « hindcast », en particulier pour les fortes sécheresses de 2002 et 2004. Une prévision en temps réel de la mousson 2009 a également été réalisée avec notre modèle, et a permis d'anticiper le déficit de pluies de mousson observé de façon plus correcte que les prévisions de l'IMD.

x Influence de la neige sur la variabilité extratropicale

Le chapitre 4 s'est consacré à examiner les téléconnexions existant entre l'enneigement de l'hémisphère Nord et la variabilité atmosphérique extratropicale. Une analyse MCA systématique (45 MCA réalisées région par région) a permis d'identifier plusieurs relations significatives. Premièrement, le lien entre la neige sibérienne d'automne et l'oscillation Arctique a été retrouvé sur la période 1972-2006, en accord avec la littérature sur le sujet (Cohen et Entekhabi 1999). Cette relation est particulièrement marquée pour deux années particulières, 1976/77 et 1988/89, où un fort excédent de neige en automne a été suivi de la phase négative de l'oscillation Arctique en hiver, et inversement. Nos analyses retrouvent également des liens déjà identifiés dans la littérature, comme les fortes corrélations entre l'enneigement estival moyen sur l'hémisphère Nord et la NAO de l'hiver suivant (Saunders et al. 2003). Toutefois, nous avons pris le parti de nous focaliser sur la téléconnexion neige-AO, d'une part pour alimenter un débat ouvert depuis quelques années par nos collègues américains, et d'autre part car les mécanismes physiques sont mieux étayés par les observations. Ils mettent en jeu la propagation verticale d'ondes stationnaires forcées par la neige sur la région sibérienne (Saito et al. 2001). En interagissant avec la circulation zonale moyenne, ces ondes affaiblissent le vortex et sont suivies d'une propagation vers la surface du signal annulaire stratosphérique. L'anomalie engendrée dans la stratosphère se projette quelques semaines plus tard sur l'oscillation Arctique, selon les mécanismes de couplage troposphère-stratosphère identifiés ces dernières années (Baldwin et Dunkerton 1999).

L'analyse des simulations CMIP3 indique qu'aucun des modèles couplés que nous avons sélectionnés n'est capable de reproduire la téléconnexion neige-AO, en accord avec les travaux récents de Hardiman et al. (2008). Ce résultat peut s'expliquer par la faible variance des étendues de neige sibérienne dans les modèles, et par une mauvaise représentation des processus de propagation des ondes stationnaires et du couplage troposphère-stratosphère.

Toutefois, la téléconnexion observée doit être confirmée dans les années à venir avant d'incriminer les biais des modèles.

Cette téléconnexion neige-AO n'ayant été reproduite que par peu de modèles atmosphériques en mode forcé (Gong et al. 2003a, Fletcher et al. 2007), plusieurs tests de sensibilité ont été réalisés avec ARPEGE-Climat pour tenter d'apporter un éclairage nouveau sur la question. Deux types de simulations ont servi de base à ces travaux: avec la version standard d'ARPEGE-Climat, comportant un fort biais sur la position et l'intensité du jet polaire, et avec une version nudgée vers la climatologie d'ERA40 dans la stratosphère équatoriale, qui permet de corriger partiellement ces biais sans rajouter de signal interannuel dans le modèle. Hormis la réponse locale identique, les résultats sont très différents d'un type de simulation à l'autre.

Sans nudging, le renforcement de l'anticyclone sibérien induit par la perturbation de neige crée une onde de Rossby qui se propage zonalement et vient moduler la circulation atmosphérique du Pacifique Nord. Lorsque le forçage est prescrit sur toute la saison, les signaux se propagent même de façon significative sur la région Atlantique Nord. La réponse du vortex polaire est faible dans ces expériences, en contradiction avec le mécanisme proposé à partir des observations et des simulations de Gong et al. (2003a) et Fletcher et al. (2007). Les mêmes perturbations de neige donnent une réponse plus marquée dans les expériences nudgées dans la stratosphère équatoriale, avec un affaiblissement du vortex polaire associé à un déferlement dans la stratosphère d'ondes planétaires forcées par une anomalie froide sur la Sibérie. Le signal annulaire ainsi créé se propage bien en surface dans les semaines qui suivent, en accord avec les travaux de Baldwin et Dunkerton (1999). Cependant, la moyenne d'ensemble masque une forte variabilité inter-membres qui illustre les limites de la prévisibilité associée à ce mécanisme.

Encore une fois, nous sommes retournés vers les observations en fin de chapitre pour examiner le lien entre l'enneigement et les régimes de temps de la région Atlantique Nord-Europe (Michelangeli et al. 1995). Une telle analyse n'a jamais été réalisée, et a permis de souligner le caractère non-linéaire de la téléconnexion entre la neige et l'AO/NAO. En effet, si l'on retrouve bien la neige sibérienne comme précurseur du mode NAO-, le mode NAO+ montre des corrélations faibles avec l'enneigement de cette région. Dans un souci de descendre à l'échelle intrasaisonnière, nous avons utilisé les réanalyses quotidiennes du NCEP pour identifier des précurseurs du régime NAO- dans la stratosphère et dans l'activité des ondes stationnaires sur la Sibérie. Nos analyses confirment l'existence de signaux stratosphériques prédisposant la mise en place de ce régime en surface (Baldwin et Dunkerton 2001), qui se caractérisent par un affaiblissement du vortex plusieurs semaines à l'avance. De plus, il semble que le début d'affaiblissement du vortex coïncide avec une activité des ondes stationnaires anormalement élevée sur la Sibérie, corroborant l'hypothèse de Polvani et Waugh (2004) selon laquelle des signaux troposphériques précèdent les réchauffements stratosphériques. Cette anomalie d'activité ne s'observant que sur quelques jours, ces résultats doivent cependant être interprétés avec précaution et leur robustesse devra être confirmée par des analyses supplémentaires. Le rôle de la neige dans l'occurrence de ces pics d'activité stationnaire pourrait éventuellement être précisé en utilisant les données hebdomadaires des couvertures de neige NSIDC.

x Prévisibilité saisonnière du climat associée à la neige

Le dernier chapitre de ce mémoire s'est attaché à quantifier de façon plus systématique le rôle de la couverture de neige de l'hémisphère Nord sur la prévisibilité atmosphérique. Pour cela, nous nous sommes appuyés sur deux réanalyses de neige pour prescrire dans ARPEGE-Climat une neige plus réaliste que la neige interactive, et examiner la réponse de l'atmosphère. La première réanalyse de neige est issue d'une simulation offline réalisée avec la plateforme SURFEX, forcée par des réanalyses météorologiques récentes développées à l'université de Princeton. Ce produit d'enneigement couvre une période relativement longue (1950-2000), ce qui nous a permis de réaliser des statistiques (ANOVA, ACC) plus robustes que les précédentes études sur le sujet (Schlosser et Mocko 2003, Douville 2009a). Une seconde réanalyse de neige a été construite par inversion de la relation liant couverture et masse de neige afin de prescrire au modèle les étendues observées NSIDC. Ce produit permet de discuter de la sensibilité des résultats au forçage de neige utilisé, et de s'affranchir des biais de la réanalyse SURFEX sur la région sibérienne. Les simulations avec neige prescrite nous ont permis de discuter de la sensibilité de l'atmosphère aux conditions aux limites d'enneigement, alors que l'expérience avec initialisation de la neige au 1^{er} mars illustre le rôle des conditions initiales. Notre étude s'est principalement consacrée au printemps, qui est la saison pour laquelle les anomalies de neige ont le plus fort impact sur l'atmosphère du fait du rayonnement solaire important et de la forte variabilité de la neige durant la fonte.

Au printemps, les analyses ANOVA soulignent la bonne prévisibilité potentielle des températures de surface associée à la neige sur les continents. Ces résultats sont confirmés par les scores ACC largement améliorés sur l'Eurasie et l'Amérique du Nord, qui traduisent une variabilité interannuelle des températures à deux mètres plus en accord avec les observations. Des résultats similaires sont obtenus en initialisant la neige, mais avec une intensité plus faible. L'initialisation du modèle vers une neige plus réaliste permet notamment d'améliorer les températures de surface simulées sur l'Europe centrale et l'Amérique du Nord, avec un effet positif persistant jusqu'à deux mois après le début de la simulation. Les bénéfices sont encore plus nets localement lorsque les anomalies de neige sont conséquentes. Des résultats positifs sont également observés en hiver au niveau de la zone de transition du manteau neigeux, en été aux hautes latitudes, et en automne sur l'Amérique du Nord. La prescription des étendues NSIDC ne modifie pas beaucoup les résultats, mais permet néanmoins une amélioration des scores sur la région sibérienne. Les biais des masses de neige prescrites sont toutefois pénalisants en période de fonte, lorsque l'effet hydrologique de la neige est prépondérant.

Si les résultats obtenus pour les températures de surface sont globalement satisfaisants, les impacts sur la dynamique atmosphérique sont beaucoup plus limités. La pression de surface est peu sensible à la prescription de la neige en dehors de scores légèrement positifs sur l'Amérique du Nord et le sud de l'Europe. Les effets de l'enneigement sur la prévisibilité de l'atmosphère semblent donc se limiter à la surface dans notre modèle, et l'on n'observe quasiment aucun impact sur les grands modes de variabilité (AO/NAO/PNA), hormis un signal positif pour l'AIS de Février, en accord avec Orsolini et

Kvamstø (2009). Ces résultats sont peu dépendants du forçage de neige, la prescription des étendues NSIDC ne donnant pas de meilleurs résultats. Une hypothèse est proposée pour expliquer cette réponse mitigée de la dynamique atmosphérique par le biais d'études de cas sur l'Europe centrale. Nous avons essayé de comprendre pourquoi certaines années montrent une amélioration de la réponse locale à la perturbation de neige, alors que celle-ci dégrade la réponse pour d'autres. Nos études de cas suggèrent que l'impact de la neige est positif lorsque l'atmosphère est peu influencée par la prescription des TSM. A l'inverse, lorsque l'atmosphère est fortement contrainte par le forçage des TSM, et en particulier celui exercé par le Pacifique tropical, les scores sont perturbés par la prescription de la neige.

Malgré ces résultats décevants sur la dynamique de grande échelle de l'atmosphère, nos résultats soulignent l'importance de prendre en compte l'enneigement lors des processus d'initialisation des modèles couplés utilisés pour les prévisions saisonnières. L'assimilation de données de neige plus précises permettrait probablement d'augmenter les scores pour les températures de surface sur des régions clés comme l'Europe ou l'Amérique du Nord. Il est à noter que l'absence d'impact sur la circulation atmosphérique est tempérée par les résultats du chapitre 4, qui soulignent l'effet des biais systématiques du modèle sur le réalisme des téléconnexions liées à la neige. La réduction des biais du modèle permettrait peut-être de mieux reproduire l'effet de la neige sur la dynamique de grande échelle et ainsi d'obtenir des résultats plus convaincants.

Perspectives de nos travaux

Ce mémoire soulève de nombreuses perspectives concernant l'étude des interactions neige-climat, en ce qui concerne la compréhension des liens observés, de leur représentation dans les modèles de climat et du devenir de ces téléconnexions dans un climat plus chaud.

x Compréhension des liens statistiques observés

Cette thèse a permis d'identifier plusieurs téléconnexions possibles entre la neige et le climat. Si certaines ont été examinées en détail, d'autres pourraient faire l'objet d'investigations plus poussées pour en comprendre les mécanismes.

➤ *Lien entre l'enneigement estival et la NAO d'hiver*: cette relation, identifiée au chapitre 4, nécessite de plus amples investigations pour déterminer si elle repose sur une réalité physique. Plusieurs études se sont penchées sur le problème mais elles n'ont pas proposé un mécanisme clair (Saunders et al. 2003, Fletcher et Saunders 2006). Nous n'avons pas eu plus de réussite, et nos investigations n'ont pas été aussi loin que nous l'aurions souhaité. Pourtant, ce lien mérite d'être examiné plus amplement car il est très significatif du point de vue statistique, ce qui écarte l'hypothèse d'un effet purement stochastique. Aucune expérience de sensibilité n'a été publiée sur le sujet, et il serait intéressant de tester cette téléconnexion dans ARPEGE-Climat. L'utilisation de la version couplée apparaît cependant

nécessaire, le mécanisme physique mettant probablement en jeu une mémoire non seulement continentale, mais également océanique.

➤ **Rétroaction exercée par l'enneigement d'Amérique du Nord sur la NAO:** l'influence de la NAO sur les étendues de neige d'Amérique du Nord a été mise en évidence aux chapitres 2 et 4, en accord avec la littérature. Des études récentes suggèrent que la neige ne réagit pas seulement à la NAO, mais exerce une influence sur sa variabilité, ainsi que sur celle du bassin Atlantique Nord (Klingaman et al. 2008, Sobolowski et al. 2010). Le rôle de l'enneigement américain sur le climat a été moins étudié que celui de l'enneigement sibérien, et mériterait d'être approfondi dans les années qui viennent. Il sera particulièrement intéressant d'examiner l'impact des anomalies de neige est-américaine sur l'activité barocline du bassin Atlantique. Nous avons commencé quelques analyses sur le sujet, et il semble en effet que les étendues de neige soient fortement liées à la position du rail des dépressions (figure 1). La question est encore une fois de savoir qui influence qui, et des investigations devront être conduites dans ce domaine pour déterminer le rôle exact de la neige sur la variabilité haute-fréquence de l'atmosphère.

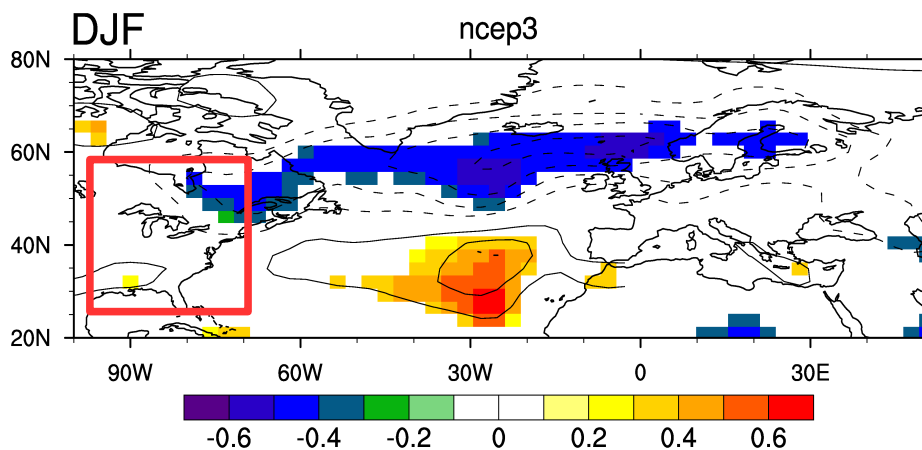


Figure 1. Corrélations (couleur) et régressions (contours tous les 5m) entre un indice de couverture de neige moyenne sur l'est de l'Amérique du Nord (domaine repéré par le carré rouge), et l'activité transitoire sur le bassin Atlantique Nord en hiver (en m). Seules les corrélations significatives au niveau de confiance 95% sont montrées.

➤ **Poursuite des travaux sur les liens neige-mousson et neige-AO:** ces téléconnexions ont occupé une bonne partie de ce mémoire. Au vu de nos résultats, la priorité pour avancer encore dans la compréhension des processus mis en jeu repose sur la mise à disposition de données plus précises de masse de neige, qui permettraient de prendre en compte l'effet hydrologique, primordial dans le cas du lien neige-mousson. Les progrès de la télédétection devraient permettre d'atteindre cet objectif dans les années qui viennent, mais la mise à disposition de telles données n'est pas pour tout de suite. Dans ce contexte, les modèles numériques restent des outils indispensables, qui doivent être encore améliorés pour reproduire correctement les téléconnexions observées et permettre d'en comprendre les mécanismes. De plus, nos travaux soulignent les limites de travailler en mode forcé, en prescrivant les TSM observées au modèle. En effet, les impacts de la neige sur le climat

semblent mettre en jeu des interactions avec l'océan, et l'utilisation de modèles couplés apparaît inévitable. Il faut donc espérer que les biais systématiques de ces modèles seront réduits dans un futur proche, pour permettre la réalisation de tests de sensibilité adéquats. En attendant, des efforts pourraient être fournis pour allonger les séries de neige observées via des proxy, comme nous l'avons fait au chapitre 3 pour l'enneigement eurasiatique. Par exemple, une combinaison de données de T_{2M} et de P_{mer} permettrait de couvrir l'ensemble du XX^{ème} siècle, et serait éventuellement capable de représenter assez précisément l'enneigement sibérien d'automne/hiver. Dans cette optique, la mise à disposition des nouvelles réanalyses de la NOAA sur la période 1871-2008 devra être mise à profit (Compo et al. 2006).

x Prévision saisonnière

La fin du chapitre 3 nous a amenés à nous essayer à la prévision saisonnière statistique de la mousson indienne, par le biais de notre indice NPSI. Si l'intérêt de cet indice doit être confirmé, nos travaux ouvrent d'autres perspectives concernant l'amélioration des modèles empiriques de prévision saisonnière. Il serait notamment intéressant d'essayer d'améliorer le modèle statistique snow-Cast développé par Cohen et Fletcher (2007) pour la prévision des températures hivernales de l'hémisphère Nord. Leur modèle donne des scores intéressants, souvent supérieurs aux prévisions dynamiques pour les hivers 1972-73 à 2004/05. Il est basé sur deux prédicteurs d'enneigement et de pression au niveau de la mer sur la Sibérie qui sont des bons précurseurs de l'AO. Au vu des résultats du chapitre 4, l'addition d'une information sur l'état de la stratosphère pourrait probablement apporter un plus pour ces prévisions, au moins à l'échelle mensuelle si ce n'est pour l'ensemble de la saison hivernale.

En ce qui concerne la prévision dynamique, les travaux concernant la prévisibilité de l'atmosphère associée à l'enneigement pourront être approfondis. En particulier, il s'agira de comprendre pourquoi la réponse dynamique du modèle à la prescription/initialisation de la neige n'est pas plus satisfaisante. Un moyen possible de répondre à cette question serait de répéter nos expériences avec neige prescrite en nudgeant la dynamique atmosphérique globale du modèle vers les réanalyses. Cela permettrait d'évaluer la réponse locale au forçage de neige (notamment du profil vertical de température) en l'absence d'erreur dynamique, et ainsi probablement d'avancer dans la compréhension de la sensibilité du modèle aux conditions des surface continentales.

x Changement climatique

Nous ne pouvons terminer ces perspectives sans évoquer la question brûlante du changement climatique. La figure 2 présente l'évolution de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord prévue par les huit modèles couplés que nous avons sélectionnés pour cette thèse, dans le cadre du scénario A2 (un des scénarios les plus pessimistes, mais dont se rapproche le rythme des émissions actuelles).

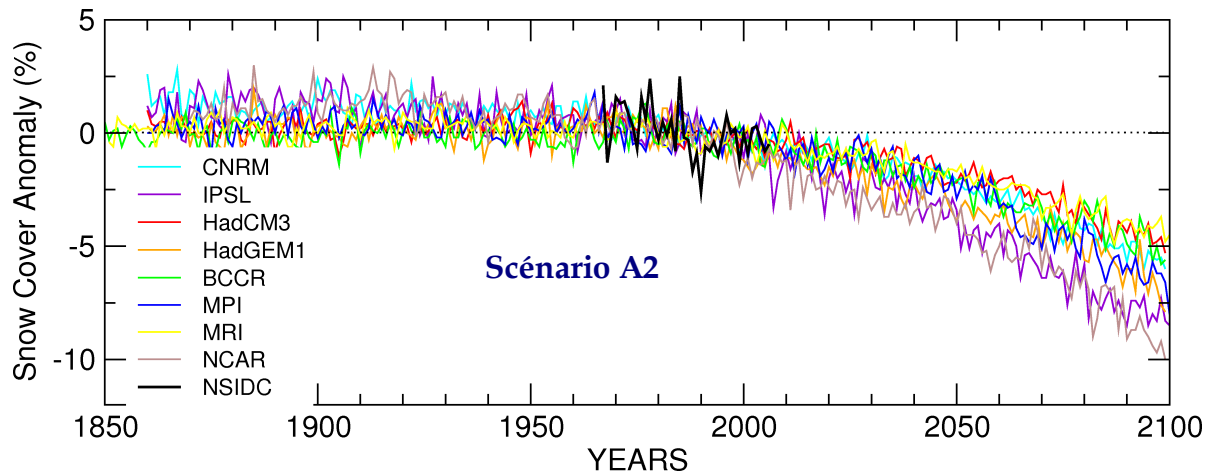


Figure 2. Anomalies de la moyenne annuelle de la couverture neigeuse de l'hémisphère Nord, dans les observations NSIDC et dans les simulations CMIP3, dans le cadre du scénario A2. Les anomalies sont calculées par rapport à la climatologie 1971-2000.

En moyenne annuelle, les modèles simulent tous un retrait progressif du manteau neigeux durant le siècle, avec une diminution comprise entre -5 et -10%. Selon le dernier rapport du GIEC, ce retrait sera plus marqué en automne et au printemps, signifiant une saison d'enneigement raccourcie (IPCC AR4 2007). Les changements du couvert neigeux sont cependant difficiles à estimer car ils sont la résultante des modifications en température et en précipitations. Si les projections concernant les températures sont assez homogènes, avec un réchauffement généralisé sur l'ensemble de l'hémisphère Nord, la réponse des précipitations est plus incertaine. Elles pourraient augmenter sur certaines régions, et contrebalancer la montée du mercure sur les régions restant sous l'isotherme zéro par des précipitations neigeuses plus intenses. C'est ce qui explique que sur certaines régions des hautes latitudes (Sibérie, par exemple), les quantités de neige augmentent dans les scénarios climatiques, en lien avec plus de chutes de neige en automne/hiver (Hosaka et al. 2005). L'importance de la rétroaction de la neige (et plus généralement de la cryosphère) sur la température du globe nécessite également d'être examinée car elle reste l'une des sources majeures d'incertitude dans les simulations du GIEC (Cess et al. 1991, Hall 2004).

L'influence de la neige sur le climat, telle que nous l'avons décrite dans ce mémoire, s'applique bien évidemment à un climat dans lequel une grande partie des continents de l'hémisphère Nord est enneigée en hiver. Le retrait annoncé de la couverture neigeuse modifiera probablement la façon dont la neige et le climat interagissent. Toutefois, le fait que la variabilité interannuelle du manteau neigeux reste élevée dans les simulations CMIP3 (figure 2) laisse à penser que la neige continuera d'exercer une influence sur le système climatique à cette échelle de temps. En revanche, comment vont évoluer les téléconnexions liées à la neige dans un climat qui se réchauffe? Voilà une question difficile, et à laquelle seule la réduction des incertitudes concernant les projections climatiques permettra peut-être de répondre dans un avenir plus ou moins proche.

Liste des acronymes

ACC: Anomaly Correlation Coefficient

ACP: Analyse en composante principale

AIR: All India Rainfall

AIS: Aleutian Icelandic Seesaw

AMIP: Atmospheric Model Intercomparison Project

ANOVA: ANalysis Of VAriance

AO: Arctic Oscillation

ARPEGE: Action de Recherche à PEtite et Grande Echelle

CEPMMT: Centre européen de prévision météorologique à moyen terme

CMC: Canadian Meteorological Center

CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

CNRM: Centre National de Recherches Météorologiques

CP: Composante principale

CRU: Climate Research Unit

DIPEA : DIPole over EurAsia

DJF: Décembre-Janvier-Février

EC: Expansion coefficient

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ENSO: El Niño Southern Oscillation

EOF: Empirical Orthogonal Function

ERA40: ECMWF 40-year reanalysis

GIEC: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GPCP: Global Precipitation Climatology Project

GSWP: Global Soil Wetness Project

HSDSD: Historical Soviet Daily Snow Depth
IMD: Indian Meteorological Department
ISBA: Interactions Soil Biosphere Atmosphere
JJAS: Juin-Juillet-Août-Septembre
MAM: Mars-Avril-Mai
MCA: Maximum Covariance Analysis
MCG: Modèles de Circulation Générale
NAM: Northern Annular Mode
NAO: North Atlantic Oscillation
NATP : Negative Anomaly over Tibetan Plateau
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
NPDI: North Pacific Dipole Index
NSIDC: National Sea et Ice Data Center
PATP : Positive Anomaly over Tibetan Plateau
P_{mer}: Pression au niveau de la mer
PNA: Pacific North America oscillation
PP: Prévisibilité potentielle
RMSE: Root mean square error
SBA : Snow Boundary Anomaly
SCF: Square Covariance Fraction ou Snow Cover Fraction
SIA : Snow Initial Anomaly
SOI: Southern Oscillation Index
SON: Septembre-Octobre-Novembre
SURFEX: SURFace EXternalisée
SWE: Snow Water Equivalent
T2M: Température à 2 mètres
TBO: Tropical Biennial Oscillation
TEJ: Tropical Easterly Jet
TSM: Températures de surface de la mer
USAF: United States Air Force
VF: Variance Fraction
WAF: Wave Activity Flux
Z500: Géopotential à 500 hPa

Bibliographie

- Alkama R., B Decharme, H. Douville, M. Becker, A. Cazenave, J. Sheffield, A. Voldoire, S. Tyteca et P. Le Moigne (2010) Global Evaluation of the ISBA-TRIP continental hydrologic system. Part 1: Comparison of GRACE Terrestrial Water Storage estimates and in-situ river discharges. *Journal of Hydrometeorology*, in press.
- Alves O., M. Balmaseda, D. Anderson et T. Stockdale (2004) Sensitivity of dynamical seasonal forecasts to ocean initial conditions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130, 647668.
- Ambaum M. H. P., B.J. Hoskins et D.B. Stephenson (2001) Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation? *Journal of Climate*, 14, 3495-3507.
- Anderson B.T. (2003) Tropical Pacific sea-surface temperatures and preceding sea level pressure anomalies in the subtropical North Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 108(D23), 18.
- Andrews D.G. (1985) Wave-mean-flow interaction in the middle atmosphere. *Advances in geophysics*, 28, 249-275.
- Andrews D.G., J.R. Holton et C.B. Leovy (1987) *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, San Diego, CA.
- Angström A. (1935) Teleconnections of climatic changes in present time. *Geografiska Annaler*, 17, 242-258.
- Armstrong R.L. (2001) Historical Soviet daily snow depth version 2 (HSDSD). Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center. CD-ROM.
- Armstrong R.L. et M.J. Brodzik (2001) Recent Northern Hemisphere snow extent: a comparison of data derived from visible and microwave sensors. *Geophysical Research Letters*, 28 (19), 3673-3676.
- Armstrong R.L. et M.J. Brodzik (2005) Northern Hemisphere EASE-Grid weekly snow cover and sea ice extent version 3. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.
- Armstrong R.L. et E. Brun (2008) Snow and Climate: Physical Processes, Surface Energy Exchange and Modelling. *Cambridge University Press*, 219 p.
- Baldwin M.P. et T.J. Dunkerton (1989) The stratospheric major warming of early December 1987. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 2863-2884.
- Baldwin M.P. et T.J. Dunkerton (1999) Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research*, 104, 30937-30946.
- Baldwin M.P. et T.J. Dunkerton (2001) Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 244, 581-584.
- Bamzai A. et L. Marx (2000) COLA AGCM simulation of the effect of anomalous spring snow over Eurasia on the Indian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 2575.
- Bamzai A.S. (2003) Relationship between snow cover variability and Arctic oscillation index on a hierarchy of time scales. *International Journal of Climatology*, 23(2), 131-142.
- Bamzai A.S. et J. Shukla (1999) Relation between Eurasian snow cover, snow depth and the Indian summer monsoon: an observational study. *Journal of Climate*, 12(10), 3117-3132.

- Barnett T.P., L. Dumenil, U. Schlese, E. Roekler et M. Latif (1989) The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 661-685.
- Barnston A.G., M.H. Glantz et Y. He (1999) Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 El Nino episode and the 1998 La Nina onset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80, 217-243.
- Barriopedro D., R. García-Herrera, E. Hernández (2006) The role of snow cover in the Northern Hemisphere winter to summer transition. *Geophysical Research Letters*, 33, L14708, doi:10.1029 / 20006GL025763.
- Basnett T. et D. Parker (1997) Development of the Global Mean Sea Level Pressure Data Set GMSLP2. *Climate Research Technical Note*, 79, Hadley Centre, Met Office, FitzRoy Rd, Exeter, Devon, EX1 3PB, UK.
- Belamari S., J.L. Redelsperger et M. Pontaud (2003) Dynamic role of a westerly wind burst in triggering an equatorial Pacific warm event. *Journal of Climate*, 16, 1869- 1890.
- Beniston M. (1997) Variations of snow depth and duration in the Swiss Alps over the last 50 years: links to changes in large-scale climate forcings. *Climate Change*, 36, 281-300.
- Berrisford P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi et S. Uppala (2009) The ERA-Interim archive. *ERA Report Series*, <http://www.ecmwf.int>.
- Bielli S., H. Douville et B. Pohl (2009) Understanding the West African monsoon variability and its remote effects: an illustration of the grid point nudging methodology. *Climate Dynamics*, DOI:10.1007/s00382-009-0667-8
- Bjerknes (1969) Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97, 163-172.
- Bladé I. (1997) The influence of midlatitude coupling on the low frequency variability of a GCM. Part I: No tropical SST forcing. *Journal of Climate*, 10, 2087-2106.
- Blanford H.F. (1884) On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought in India. *Proceedings of the Royal Society of London*, 37, 3-22.
- Boer G.J. et K. Hamilton (2008) QBO influence on extratropical predictive skill. *Climate Dynamics*, 31, 987-1000.
- Bojariu R. et L. Gimeno (2003) The role of snow cover fluctuations in multiannual NAO persistence. *Geophysical Research Letters*, 30(4), 1156, doi:10.1029/2002GL015651.
- Bojariu R., R. Garcia-Herrera, L. Gimeno, T. Zhang et O. W. Frauenfeld (2008) Cryosphere-Atmosphere Interaction Related to Variability and Change of Northern Hemisphere Annular Mode. *Trends and Directions in Climate Research*, 1146, 50-59.
- Boone A. et P. Etchevers (2001) An inter-comparison of three snows schemes of varying complexity coupled to the same land surface and macro-scale hydrologic models. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 374-394.
- Bracco A., F. Kucharski, F. Molteni, W. Hazeleger et C. Severijns (2007) A recipe for simulating the interannual variability of the Asian Summer Monsoon and its relation with ENSO. *Climate Dynamics*, 28, 441-460.
- Bretherton C.S., C. Smith et J.M. Wallace (1992) An intercomparison of methods for finding coupled patterns in climate data. *Journal of Climate*, 5, 541-560.
- Brönnimann S., E. Xoplaki, C. Casty, A. Pauling et J. Luterbacher (2007) ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, 28, 181-197.

- Brown R., B. Brasnett et D. Robinson (2003) Gridded. North American monthly snow depth and snow water equivalent for GCM evaluation. *Atmosphere-Ocean*, 41, 1-14.
- Brown R. et A. Frei (2007) Comment on "Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled models" by A. Roesch. *Journal of Geophysical Research*, 112, D22102, doi:10.1029/2006JD008339.
- Cane M.A., S.E. Zebiak et S.C. Dolan (1986) Experimental forecasts of El Niño. *Nature*, 321, 827–832.
- Cariolle D., A. Lasserre-Bigory, J.F. Royer et J.F. Geleyn (1990) A general circulation model simulation of the springtime Antarctic ozone decrease and its impact on mid-latitudes. *Journal of Geophysical Research*, 95, 1883-1898.
- Cassou C., C. Deser, L. Terray, J.W. Hurrell et M. Drévillon (2004) Sea surface temperature conditions in the North Atlantic and their impact upon the atmospheric circulation in early winter. *Journal of climate*, 17, 3349-3363.
- Cassou C. et L. Terray (2001) Oceanic forcing of the wintertime low-frequency atmospheric variability in the North Atlantic European Sector: A study with the ARPEGE model. *Journal of Climate*, 14(22), 4266–4291.
- Cess et co-auteurs (1991) Interpretation of snow-climate feedback as produced by 17 general circulation models. *Science*, 253, 888-892.
- Charney J.G. et P.G. Drazin (1961) Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 66, 83-109.
- Clark M.P., M.C. Serreze et D.A. Robinson (1999) Atmospheric controls on Eurasian snow extent. *International Journal of Climatology*, 19(1), 27-40.
- Clark M.P. et M.C. Serreze (2000) Effects of variations in east Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the North Pacific Ocean. *Journal of Climate*, 13, 3700–3710.
- Cohen J. et D. Rind (1991) The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*, 4, 689–706.
- Cohen J. et D. Entekhabi (1999) Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability. *Geophysical Research Letters*, 26, 345-348.
- Cohen J., K. Saito et D. Entekhabi (2001) The role of the Siberian high in Northern Hemisphere climate variability. *Geophysical Research Letters*, 28, 299–302.
- Cohen J., D. Salstein et K. Saito (2002) A dynamical framework to understand and predict the major Northern Hemisphere mode. *Geophysical Research Letters*, 29, 1412, doi:10.1029/2001GL014117.
- Cohen J. et K. Saito (2003) Eurasian snow cover, more skillful in predicting U.S. winter climate than the NAO/AO? *Geophysical Research Letters*, 30, 2190, doi:10.1029/2003GL018053.
- Cohen J. et C. Fletcher (2007) Improved skill of Northern Hemisphere winter surface temperature predictions based on land-atmosphere fall anomalies. *Journal of Climate*, 20, 4118– 4132.
- Cohen J., M. Barlow, P.J. Kushner et K. Saito (2007) Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land surface variability. *Journal of Climate*, 20, 5335– 5343.
- Compo G.P., J.S. Whitaker et P.D. Sardeshmukh (2006) Feasibility of a 100 year reanalysis using only surface pressure data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 87, 175-190.
- Conil S., H. Douville et S. Tyteca (2007) The relative roles of soil moisture and SST in climate variability

- explored within ensembles of AMIP-type simulations. *Climate Dynamics*, 28, 2-3, 125-145.
- Conil S., H. Douville et S. Tyteca (2008) Contribution of realistic soil moisture initial conditions to boreal summer predictability. *Climate Dynamics*, 32, 75-93.
- Czaja A. et C. Frankignoul (1999) Influence of the North Atlantic SST on the atmospheric circulation. *Geophysical Research Letters*, 26(19), 2969-2972.
- Czaja A. et C. Frankignoul (2002) Observed impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 15, 606-623.
- Das P. K. (1987) Short and long-range monsoon prediction in India. *Monsoons*, J. S. Fein and P. L. Stephens, Eds., John Wiley and Sons, 549-578.
- Dash S.K., G.P. Singh, M.S. Shekhar et A.D. Vernekar (2004) Response of the Indian summer monsoon circulation and rainfall to seasonal snow depth anomaly over Eurasia. *Climate Dynamics*, 24, 1-10.
- Dash S.K., P.P. Sarthi et S.K. Panda (2006) A study on the effect of Eurasian snow on the summer monsoon circulation and rainfall using a spectral GCM. *International Journal of Climatology*, 26(8), 1017-1025.
- Deardorff J.W. (1978) Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83, 1889-1903.
- Decharme B. et H. Douville (2007) Global Validation of the ISBA Sub-Grid Hydrology. *Climate Dynamics*, 29, 21-37.
- Delworth T. et S. Manabe (1989) The influence of soil wetness on near-surface atmospheric variability. *Journal of Climate*, 2, 1447-1462.
- Déqué M., C. Drevet, A. Braun et D. Cariolle (1994) The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10, 249-266
- Déqué M., A. Braun, J.P. Piedelievre, P. Marquet, P. Dandin, J.F. Guérémy, J.F. Geleyn, E. Bazile, J.M. Piriou, K. Yessad, P. Courtier et M. Rochas (1999) ARPEGE version 3, documentation algorithmique et mode d'emploi.
- Deser C. et J.M. Wallace (1990) Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the Tropical Pacific. *Journal of Climate*, 3, 1254-1281.
- Deser C. (2000) On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27, 779-782.
- DeWeaver E. et S. Nigam (2000) Do stationary waves drive the zonal-mean JJA anomalies of the northern winter? *Journal of Climate*, 13, 2160-2175.
- Dewey K. F. (1977) Daily maximum and minimum temperature forecasts and the influence of snow cover. *Monthly Weather Review*, 98, 399-401.
- Dey B. et O.S.R.U. Bhanu Kumar (1982) An apparent relationship between Eurasian snow cover and the advanced period of the Indian summer monsoon. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 1929-1932.
- Dey B. et O.S.R.U. Bhanu Kumar (1983) Himalayan winter snow cover area and summer monsoon rainfall over India. *Journal of Geophysical Research*, 88, 5471-5474.
- Dickson R.R. (1984) Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—an extension of the Hahn-Shukla results. *Journal of Applied Meteorology*, 23, 171-173.

- Dirmeyer P.A. (2000) Using a global soil wetness dataset to improve seasonal climate simulation. *Journal of Climate*, 13, 2900–2922.
- Dirmeyer P.A. (2005) The land surface contribution to the potential predictability of boreal summer season climate. *Journal of Hydrometeorology*, 6, 618–632.
- Doblas-Reyes F.J, R. Hagedorn et T.N. Palmer (2005) The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting – II calibration and combination. *Tellus*, 57A, 234–252.
- Dominiak S. et P. Terray (2005) Improvement of ENSO prediction using a linear regression model with a southern Indian Ocean sea surface temperature predictor. *Geophysical Research Letters*, 32, L18702, doi:10.1029/2005GL023153.
- Dong B.-W. et P.J. Valdes (1998) Modeling the Asian summer monsoon rainfall and Eurasian winter/spring snow mass. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 124, 2567–2569.
- Douville, H., Royer, J.-F. et Mahfouf, J.-F. (1995a) : A new snow parametrization for the Météo-France climate model. Part I : Validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*, 12, 21–35.
- Douville H., J.F. Royer et J.-F. Mahfouf (1995b) A new snow parametrization for the Météo-France climate model. Part II: Validation in a 3-D GCM experiments. *Climate Dynamics*, 12, 37–52.
- Douville H. et J.F. Royer (1996) Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM. *Climate Dynamics*, 12, 449–466.
- Douville H et F. Chauvin (2000) Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Climate Dynamics*, 16, 719–736.
- Douville H. (2003) Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs. *Journal of Hydrometeorology*, 4, 1044–1066.
- Douville H. (2009a) Relative contributions of soil and snow hydrology to seasonal climate predictability: a pilot study. *Climate Dynamics*, 34(6), 797–818, doi:10.1007/s00382-008-0508-1.
- Douville H. (2009b) Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability. *Geophysical Research Letters*, 36, L18703, doi:10.1029/2009GL039334.
- Drush M., D. Vasiljevic et P. Viterbo (2004) ECMWF's Global Snow Analysis: Assessment and Revision Based on Satellite Observations. *Journal of Applied Meteorology*; 43 (9), 1282–1294.
- Duchon C. (1979) Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *Journal of Applied Meteorology*, 18 (8), 1016–1022.
- Easterling D.R., T.R. Karl, J.H. Lawrimore et S.A. Del Greco (1999) United States Historical Climatology Network Daily Temperature, Precipitation, and Snow Data for 1871-1997. ORNL/CDIAC-118, NDP-070, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee.
- Ebdon R.A. (1960) Notes on the wind flow at 50 mb in tropical and subtropical regions in January 1957 and January 1958. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 86, 540–542.
- Ebdon RA et R.G. Veryand (1961) Fluctuation in equatorial stratospheric wind. *Nature*, 189, 791–793.
- Eliassen A. et E. Palm (1961) On the transfer of energy in stationary mountain waves. *Geofysik Publication*, 22, 1–23.

- Fasullo J. (2004) A stratified diagnosis of the Indian Monsoon-Eurasian snow cover relationship. *Journal of climate*, 17, 1110-1122.
- Feldstein S.B. (2002) The recent trend and variance increase of the annular mode. *Journal of Climate*, 15, 88-94.
- Ferranti L. et F. Molteni (1999) Ensemble simulations of Eurasian snow-depth anomalies and their influence on the summer Asian monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125, 2597-2610.
- Fletcher C.G. et M.A. Saunders (2006) Winter North Atlantic Oscillation Hindcast Skill 1900-2001. *Journal of Climate*, 19(22), 5762-5776.
- Fletcher C. G., P.J. Kushner et J. Cohen (2007) Stratospheric control of the extratropical circulation response to surface forcing, *Geophysical Research Letters*, 34, L21802, doi:10.1029/2007GL031626.
- Fletcher C.G., S.C. Hardiman, P.J. Kushner et J. Cohen (2009) The Dynamical Response to Snow Cover Perturbations in a Large Ensemble of Atmospheric GCM Integrations. *Journal of Climate*, 22(5), 1208.
- Foster D.J. et R.D. Davy (1988) Global Snow Depth Climatology. USAF-ETAC/TN-88/006, Scott Air Force Base, 48pp.
- Foster J. et al. (1996) Snow cover and snow mass intercomparison of general circulation models and remotely sensed datasets. *Journal of Climate*, 9, 409-426.
- Foster J.L., C. Sun, J.P. Walker, R. Kelly, A. Chang, J. Dong, H. Powell (2005) Quantifying the uncertainty in passive microwave snow water equivalent observations. *Remote Sensing of Environment*, 94, 187-203.
- Fraedrich K. (1994) ENSO impact over Europe? A review. *Tellus*, 46A, 541-552.
- Frei A. et D. A. Robinson (1999) Northern Hemisphere snow extent: regional variability 1972-1994. *International Journal of Climatology*, 19, 1535-1560.
- Frei A., J.A. Miller et D.A. Robinson (2003) Improved simulations of snow extent in the second phase of the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-2). *Journal of Geophysical Research*, 108(D12), 4369-4386.
- Gadgil S. et S. Sajani (1998) Monsoon precipitation in the AMIP runs. *Climate Dynamics*, 14, 659-689.
- Gadgil S., M. Rajeevan et R. Nanjundiah (2005) Monsoon prediction—Why yet another failure? *Current Sciences*, 84, 1713- 1719.
- Ge Y. et G. Gong (2008) Observed Inconsistencies between Snow Extent and Snow Depth Variability at Regional/Continental Scales. *Journal of Climate*, 21, 1066-1082.
- Ge Y. et G. Gong (2009) North American Snow Depth and Climate Teleconnection Patterns. *Journal of Climate*, 22, 217-233.
- Ge Y., G. Gong et A. Frei (2009) Physical Mechanisms Linking the Winter Pacific - North American Teleconnection Pattern to Spring North American Snow Depth. *Journal of Climate*, 22(19), 5135-5148.
- Ge Y. et G. Gong (2010) Land surface insulation response to snow depth variability. *Journal of Geophysical Research*, 115, D08107, doi:10.1029/2009JD012798.
- Gershunov A., N. Schneider et T. Barnett (2001) Low frequency modulation of the ENSO-Indian monsoon rainfall relationship: Signal or noise? *Journal of Climate*, 14, 2486-2492.
- Ghatak D., G. Gong et A. Frei (2009) North American Temperature, Snowfall and Snow Depth Response to Winter Climate modes. *Journal of Climate*, 23, 2320-2332.

- Gillett N.P., F.W. Zwiers, A. J. Weaver et P.A. Stott (2003) Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, 422, 292– 294.
- Giorgetta M.A., E. Manzini et E. Roeckner (2002) Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves. *Geophysical Research Letters*, 29, 10.1029/2002GL014756.
- Gong G., D. Entekhabi et J. Cohen (2003a) Modeled Northern Hemisphere Winter Climate Response to Realistic Siberian Snow Anomalies. *Journal of Climate*, 16, 3917-3931.
- Gong G. D. Entekhabi et J. Cohen (2003b) Relative Impacts of Siberian and North American Snow Anomalies on the Northern Hemisphere Mode. *Geophysical Research Letters*, 30(16), 1848, doi: 10.1029/2003GL017749.
- Gong G., D. Entekhabi, J. Cohen et D.A. Robinson (2004a) Sensitivity of Atmospheric Response to Modeled Snow Anomaly Characteristics. *Journal of Geophysical Research*, 109, D06107, doi: 10.1029/2003JD004160.
- Gong G., D. Entekhabi et J. Cohen (2004b) Orographic Constraints on a Modeled Siberian Snow - Arctic Oscillation Teleconnection Pathway. *Journal of Climate*, 17, 1176-1189.
- Gong G., J. Cohen, D. Entekhabi et Y. Ge (2007) Hemispheric-Scale Climate Response to Northern Eurasia Land Surface Characteristics and Snow Anomalies. *Global and Planetary Change*, 56, 359-370.
- Groisman P.Y., T.R. Karl et R.W. Knight (1994) Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 7, 1633–1656.
- Guérémy J.F., M. Déqué, A. Braun et J.P. Piedelievre (2005) Actual and potential skill of seasonal predictions using the CNRM contribution to DEMETER: coupled versus uncoupled model. *Tellus*, 57A, 308-319.
- Gutzler D. S. et R .D. Rosen (1992) Interannual variability of wintertime snow cover across the Northern Hemisphere. *Journal of Climate*, 5, 1441-1447.
- Hall A. (2004) The role of surface albedo feedback in climate. *Journal of Climate*, 17, 1550-1568.
- Hahn D.J. et J. Shukla (1976) An apparent relation between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 33, 2461-2462.
- Hardiman S.C., P.J. Kushner et J. Cohen (2008) Investigating the ability of general circulation models to capture the effects of Eurasian snow cover on winter climate. *Journal of Geophysical Research*, 113, D21123.
- Harnik N. (2009) Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity. *Journal of Geophysical Research*, 114, D08120, doi:10.1029/2008JD010493.
- Helfrich S.R., D. McNamara, B.H. Ramsay, T. Baldwin et T. Kasheta (2007) Enhancements to, and forthcoming developments to the Interactive Multisensor Snow and Ice Mapping System (IMS). *Hydrological Processes*, 21 (12), 1576-1586.
- Holton J.R. et H-C Tan (1980) The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, 2200-2208.
- Honda M., H. Nakamura, J. Ukita, I. Kousaka et K. Takeuchi (2001) Interannual seesaw between the Aleutian and Icelandic lows. Part I: Seasonal dependence and life cycle. *Journal of Climate*, 14, 1029-1041.
- Horel J. D. et J. M. Wallace (1981) Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 109, 813-829.
- Hosaka M., D. Nohara et A. Kitoh (2005) Changes in snow coverage and snow water equivalent due to

- global warming simulated by a 20km-mesh global atmospheric model. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, 1, 93–96.
- Hou A.Y. (1998) Hadley Circulation as a Modulator of the Extratropical Climate. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 55, 2437–2457.
- Hu Y. et K.K. Tung (2002) Interannual and decadal variations of planetary wave activity, stratospheric cooling, and northern hemisphere annular mode. *Journal of Climate*, 15, 1659–1673.
- Huang R. et K. Gambo (1982) The response of a Hemispheric Multi-Level Model Atmosphere to Forcing by Topography and Stationary Heat Sources (I) Forcing by Topography. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 60, 78–92.
- Huffman G.J., R.F. Adler, M.M. Morrissey, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock et J. Susskind (2001) Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, 2, 36–50.
- Hurrell J.W. (1995) Decadal trends in the North Atlantic oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.
- Hurrell J.W. et H. van Loon (1997) Decadal Variations associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301–326.
- Hurrell J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen et M. Visbeck (2003) *The North Atlantic Oscillation: Climate Significance and Environmental Impact*. Eds. Geophysical Monograph Series, 134, 279pp.
- Ineson S. et A.A. Scaife (2009) The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. *Nature Geosciences*, 2, 32–36.
- IPCC AR4 (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Itoh H. (2002) True versus apparent Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 29(8), 10.1029/2001GL013978.
- Joly M., A. Voldoire, H. Douville, P. Terray et J.-F. Royer (2007) African monsoon teleconnections with tropical SSTs : Validation and Evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics*, 29(1), 1–20.
- Ju J. et J. Slingo (1995) The Asian summer monsoon and ENSO. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 121, 1133–1168.
- Jung T. et M. Leutbecher (2007) Performance of the ECMWF forecasting system in the Arctic during winter. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 133, 1327–1340.
- Kalnay E. et others (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 437–470.
- Khandekar M.L. (1991) Eurasian snow cover, Indian monsoon and El Niño/Southern Oscillation-A synthesis. *Atmosphere-Ocean*, 29, 636–647.
- Kiehl J.T. et K.E. Trenberth (1997) Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 197–208.
- Kirtman B.P., J. Shukla, M. Balmaseda, N. Graham, C. Penland, Y. Xue et S. Zebiak (eds.) (2001) *Current status of ENSO forecast skill: a report to the CLIVAR Working Group on Seasonal to Interannual Prediction*.

Southampton, UK, International CLIVAR Project Office, 24pp. (ICPO Publication Series, 56)

Kirtman B.P. et A. Pirani (2009) The state of the art of seasonal prediction: outcomes and recommendations from the First World Climate Research Program Workshop on Seasonal Prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(4), 455-458, doi:10.1175/2008BAMS2707.1.

Kitoh A. (1997) Investigation of the role of Tibetan plateau by climate model. *Journal of Geography*, 106(2), 270-279.

Klingaman, N.P. (2008) A Teleconnection between Forced Great Plains Snow Cover and European Winter Climate. *Journal of Climate*, 21(11), 2466-2483.

Kodera K. (1995) On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 100(D7), 14077-14087.

Kodera K. et Y. Kuroda (2000) Tropospheric and stratospheric aspect of the Arctic oscillation. *Geophysical Research Letters*, 27, 3349-3352.

Koster R.D., M. Suarez et M. Heiser (2000) Variability and predictability of precipitation at seasonal to interannual timescales. *Journal of Hydrometeorology*, 1, 26-46.

Koster R.D., P.A. Dirmeyer, A.N. Hahmann, R.Ijpelaar, L. Tyahla, P. Cox et M.J. Suarez (2002) Comparing the degree of land-atmosphere interaction in four atmospheric general circulation models. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 363-375.

Koster R.D. et al. (2004) Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, 305, 1138-1140.

Koster R.D. et co-authors (2010) Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: First results from a multi-model experiment. *Geophysical Research Letters*, 37, L02402.

Kripalani R.H. et A. Kulkarni (1999) Climatology and variability of historical Soviet snow depth data: some new perspectives in snow-Indian monsoon tele-connections. *Climate Dynamics*, 15, 475-489.

Kripalani R.H., B.J. Kim, J.H. Oh et S.E. Moon (2002) Relationship between Soviet snow and Korean rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 1313-1325.

Kripalani R.H., J.H. Oh, A. Kulkarni, S.S. Sabade et H.S. Chaudhari (2007) South Asian summer monsoon precipitation variability: Coupled climate model simulations and projections under IPCC AR4. *Theoretical and Applied Climatology*, 90, 133-159.

Krishna Kumar K., B. Rajagopalan et M. Cane (1999) On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO. *Science*, 284, 2156-2159.

Krishna Kumar K., M. Hoerling et B. Rajagopalan (2005) Advancing dynamical prediction of Indian monsoon rainfall. *Geophysical Research Letters*, 32, 1-4.

Krishnamurti T.N., C. M. Kishtawal, D. W. Shin et C. E. Williford (2000) Improving tropical precipitation forecasts from a multianalysis superensemble. *Journal of Climate*, 13, 4217-4227.

Kumar A. et F. Yang (2003) Comparative Influence of Snow and SST Variability on Extratropical Climate in Northern Winter. *Journal of Climate*, 16, 2248-2261.

Kuusisto E. (1984) Snow accumulation and snowmelt in Finland. *Publications of Water Research Institute*, n°55, Helsinki.

- Kvamstø N.G., P. Skeie et D.B. Stephenson (2004) Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic Oscillation. *International Journal of Climatology*, 24, 603–612.
- Latif M., K. Sperber et J. Arblaster (2001) ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project. *Climate Dynamics*, 18, 255–276.
- Lau N.C. (1997) Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 21–33.
- Lau N.C. et E.O. Holopainen (1984) Transient eddy forcing of the time-mean flow as identified by geopotential tendencies. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 313–328.
- Leathers D.J., B.M. Yarnal et M.A. Palecki (1991) The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate*, 4, 517–528.
- Li Q., H.F. Graf et M. Giorgetta (2007) Stationary planetary wave propagation in Northern Hemisphere winter climatological analysis of the refractive index. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 183–200.
- Lin B. (1982) The behavior of winter stationary planetary waves forced by topography and diabatic heating. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39, 1206–1226.
- Lindzen R.S. et J.R. Holton (1968) A note on Kelvin waves in the atmosphere. *Monthly Weather Review*, 96, 385–386.
- Liu X. et M. Yanai (2001) Relationship between the Indian monsoon rainfall and the tropospheric temperature over the Eurasia continent. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127, 909–937.
- Liu X. et M. Yanai (2002) Influence of Eurasian spring snow cover on Asian summer rainfall. *International Journal of Climatology*, 22, 1075–1089.
- Lorenz E.N. (1963) Deterministic Nonperiodic Flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 20, 130–141.
- McIntyre M.E. et T.N. Palmer (1983) Breaking planetary waves in the stratosphere. *Nature*, 305, 593–600.
- McIntyre M.E. et T.N. Palmer (1984) The “surf zone” in the stratosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 46, 825–849.
- McPhaden M.J. et al. (1998) The Tropical Ocean-Global Atmosphere observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research*, 103, 14169–14240.
- Madec G., P. Delecluse, M. Imbard et C. Lévy (1998) OPA 8.1 Ocean General Circulation Model reference manual. Note du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace, N°11, 91pp.
- Mahfouf J.-F. et al. (1995) The land surface scheme ISBA within the Météo-France climate model ARPEGE. Part I: Implementation and preliminary results. *Journal of Climate*, 8, 2039–2057.
- Marshall J. et F. Molteni (1993) Toward a dynamical understanding of planetary-scale flow regimes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50, 1792–1818.
- Marshall A.G. et A.A. Scaife (2009) Impact of the QBO on surface winter climate. *Journal of Geophysical Research*, 114, D18110, doi:10.1029/2009JD011737.
- Matsuno T. (1970) Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 27, 871–883.

- Matsuyama H. et K. Masuda (1998) Seasonal/interannual variations of soil moisture in the former USSR and its relationship to Indian summer monsoon rainfall. *Journal of Climate*, 11, 652–658.
- Meehl G.A. (1987) The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Monthly Weather Review*, 115, 27–50.
- Meehl G. A. (1997) The south Asian monsoon and the tropospheric biennial oscillation. *Journal of Climate*, 10, 1921–1943.
- Michelangeli P., R. Vautard et B. Legras (1995) Weather regime occurrence and quasi-stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, 1237-1256.
- Mitchell T.D. et P.D. Jones (2005) An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, 25, 693-712.
- Mukougawa H., T. Hirooka et Y. Kuroda (2009) Influence of stratospheric circulation on the predictability of the tropospheric Northern Annular Mode. *Geophysical Research Letters*, 36, L08814, doi:10.1029/2008GL037127.
- Nakamura M. et T. Kagimoto (2006) Transient wave activity and its fluxes in the North Atlantic Ocean simulated by a global eddy-resolving model. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 41, 60-84.
- Namias J. (1962) Influence of abnormal heat sources and sinks on atmospheric behaviour. *Proceeding International Symposium on Numerical Weather Prediction* (Tokyo 1960), 615-627.
- Navone H.D. et H.A. Ceccatto (1994) Predicting Indian monsoon rainfall: a neural network approach. *Climate Dynamics*, 10, 305–312.
- Newman P.A., E.R. Nash et J.E. Rosenfield (2001), What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *Journal of Geophysical Research*, 106, 19999–20010.
- Niu G.Y. et Z.L. Yang (2007) An observation-based formulation of snow cover fraction and its evaluation over large North American river basins. *Journal of Geophysical Research*, 112, D21101, doi:10.1029/2007JD008674.
- Nobre P. et J. Shukla (1996) Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, 9, 2464-2479.
- Noilhan J. et S. Planton (1989) A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, 117, 536-549.
- Oki T. et Y.C. Sud (1998) Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP): A global river channel network. *Earth Interactions*, vol.2, paper 1.
- Orsolini Y.J. et N.G. Kvamstø (2009) Role of Eurasian snow cover in wintertime circulation: Decadal simulations forced with satellite observations. *Journal of Geophysical Research*, 114, D19108.
- Ose T. (1996) The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe and Siberia. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 74, 845–866.
- O'Sullivan D. et T.J. Dunkerton (1994) Seasonal Development of the Extratropical QBO in a Numerical Model of the Middle Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51, 3706–3721.
- Palmer T.N. et D.L.T. Anderson (1994) The prospects for seasonal forecasting-a review paper. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120, 755-793.

- Palmer T.N. et al. (2004) Development of a European multi-model ensemble system for seasonal to inter-annual prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 853-872.
- Peings Y. et H. Douville (2009) Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observations and CMIP3 simulations. *Climate Dynamics*, 34, 643-660, doi: 10.1007/s00382-009-0565-0.
- Peings Y., H. Douville et P. Terray (2009) Extended winter Pacific North America oscillation as a precursor of the Indian summer monsoon rainfall. *Geophysical Research Letters*, 36, L11710, doi:10.1029/2009GL038453.
- Peings Y., H. Douville, R. Alkama et B. Decharme (2010) Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-010-0884-1.
- Peixoto J.P. et A. Oort (1992) *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Philander S.G.H. (1990) *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation*. Academic Press, San Diego, CA, 289 p.
- Plumb R.A. (1985) On the three-dimensional propagation of stationary waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42, 217-229.
- Polvani L.M. et D.W. Waugh (2004) Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *Journal of Climate*, 17, 3548-3554.
- Popova V. (2007) Winter snow depth variability over northern Eurasia in relation to recent atmospheric circulation changes. *International Journal of Climatology*, 27(13), 1721-1733.
- Qian B.D et M.A. Saunders (2003) Summer UK temperature and its links to preceding Eurasian snow cover, North atlantic SSTs and the NAO. *Journal of Climate*, 16, 4108-4120.
- Rajeevan M., D.S. Pai, R. Anil Kumar et B. Lal (2006) New statistical models for long-range forecasting of southwest monsoon rainfall over India. *Climate Dynamics*, 28, 813-828.
- Rasmusson E.M. et T.H. Carpenter (1983) The relationship between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Monthly Weather Review*, 111, 517-528.
- Rayner N.A., P. Brohan, D.E. Parker, C.K. Folland, J.J. Kennedy, M. Vanicek, T. Ansell et S.F.B. Tett (2006) Improved analyses of changes and uncertainties in marine temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *Journal of Climate*, 19, 446-469.
- Reale O. et P.A. Dirmeyer (2002) Modeling the effect of land-surface variability on precipitation variability. Part I: General response. *Journal of Hydrometeorology*, 3, 433-450.
- Robertson A.W., C.R. Mechoso et Y.-J. Kim (2000) The influence of Atlantic sea surface temperature anomalies on the North. Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, 13, 122-138.
- Robinson D.A., K.F. Dewey et R.R. Heim Jr (1993) Global snow cover monitoring: an update. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74, 1689-1696.
- Robock A., M.Q. Mu, K. Vinnikov et D. Robinson (2003) Land surface conditions over Eurasia and Indian summer monsoon rainfall. *Journal of Geophysical Research*, 108(D4), 4131, doi:10.1029/2002JD002286.
- Rodell M., P.R. Houser, U. Jambor, J. Gottschalck, K. Mitchell, C.J. Meng, K. Arsenault, B. Cosgrove, J. Radakovich, M. Bosilovich, J.K. Entin, J.P. Walker, D. Lohmann, et D. Toll (2004) The Global Land Data Assimilation System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85(3), 381-394.

- Rodwell M.J., D.P. Rowell et C.K. Folland (1999) Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic oscillation and European climate. *Nature*, 398, 320–323.
- Roesch A., M. Wild, H. Gilgen et A. Ohmura (2001) A new snow cover fraction parameterization for the ECHAM4 GCM. *Climate Dynamics*, 17, 933–946.
- Roesch A. (2006) Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models. *Journal of Geophysical Research*, 111, D15111, doi:10.1029/2005JD006473.
- Roesch A. et E. Roeckner (2006) Assessment of Snow Cover and Surface Albedo in the ECHAM5 General Circulation Model. *Journal of Climate*, 19, 3828–3843.
- Roesch A. (2007) Reply to comment by Ross D. Brown et Allan Frei on “Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled models”. *Journal of Geophysical Research*, 112, D22103, doi:10.1029/2007JD008964.
- Rogers J. (1984) The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 112, 1999–2017.
- Ropelewski C.F., A. Robock et M. Matson (1984) Comments on « An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon ». *Journal of Applied Meteorology*, 23, 341–342.
- Rowell D. P. (1998) Assessing potential seasonal predictability with an ensemble of multidecadal GCM simulations. *Journal of Climate*, 11, 109–120.
- Rudolf B., C. Beck, J. Grieser et U. Schneider (2005) Global Precipitation Analysis Products. Global Precipitation Climat,ology Centre (GPCC), DWD, Internet publication, 1-8.
- Sadershmukh P.D. et B.J. Hoskins (1988) The generation of global rotational flow by steady, idealized tropical divergence. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 1228–1251.
- Sahai A.K., A.M. Grimm, V. Satyan et G.B. Pant (2003) Long-lead prediction of Indian summer monsoon rainfall from global SST evolution. *Climate Dynamics*, 20, 855–863.
- Sahai A.K., R. Chattopadhyay et B.N. Goswami (2008) A SST based large multi-model ensemble forecasting system for Indian summer monsoon rainfall, *Geophysical Research Letters*, 35, L19705, doi:10.1029/2008GL035461.
- Saint-Martin D., D. Cariolle et H. Douville (2010) Sensitivity of the Northern hemisphere winter circulation to the equatorial stratosphere. *Climate Dynamics*, soumis.
- Saito K., J. Cohen et D. Entekhabi (2001) Evolution of Atmospheric Response to Early-Season Eurasian Snow Cover Anomalies. *Monthly Weather Review*, 129, 2746–2760.
- Salas y Mélia D. (2002) A global coupled sea ice-ocean model. *Ocean Modelling*, 4, 137–172.
- Sankar-Rao M., M.K. Lau et S. Yang (1996) On the relationship between Eurasian snow cover and the Asian summer monsoon. *International Journal of Climatology*, 16, 605–616.
- Saravanan R. et J.C. McWilliams (1997) Stochasticity and spatial resonance in interdecadal climate fluctuations. *Journal of Climate*, 10, 2299–2320.
- Saunders M.A. et B. Qian (2002) Seasonal predictability of the winter NAO from north Atlantic sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, 29(22), 2049, doi:10.1029/2002GL014952.

- Saunders M.A., B. Qian et B. Lloyd-Hughes (2003) Summer snow extent heralding of the winter North Atlantic Oscillation, *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1378, doi:10.1029/2002GL016832.
- Scaife A.A. et I.N. James (2000) Response of the stratosphere to interannual variability of tropospheric planetary waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 275–297.
- Scaife A.A., J.R. Knight, G.K. Vallis et C.K. Folland (2005) A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Schiffer R.A. et W.B. Rossow (1983) The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): The First Project of the World Climate Research Programme. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 64, 779-784.
- Schlosser C. A. et D. M. Mocko (2003) Impact of snow conditions in spring dynamical seasonal predictions. *Journal of Geophysical Research*, 108(D16), 8616, doi:10.1029/2002JD003113.
- Scott R.K. et L.M. Polvani (2004) Stratospheric control of upward wave flux near the tropopause. *Geophysical Research Letters*, 31, L02115, doi:10.1029/2003GL017965
- Sheffield J., G. Goteti et E.F. Wood (2006) Development of a 50-Year High-Resolution Global Dataset of Meteorological Forcings for Land Surface Modeling. *Journal of Climate*, 19, 3088–3111.
- Shinoda M. (2001) Climate memory of snow mass as soil moisture over central Eurasia. *Journal of Geophysical Research*, 106, 33393–33403.
- Shongwe M.E., C.A.T. Ferro, C.A.S. Coelho, G.J. van Oldenborgh (2007) Predictability of cold spring seasons in Europe. *Monthly Weather Review*, 135, 4185-4201.
- Sobolowski S., G. Gong et M. Ting (2010) Modeled Climate State and Dynamic Responses to Anomalous North American Snow Cover. *Journal of Climate*, 23(3), 785.
- Stephenson D.B., F. Chauvin et J.F. Royer (1998) Simulation of the Asian Summer Monsoon and its dependence on model horizontal resolution. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 76, 237-265 .
- Stoner A.M.K., K. Hayhoe et D.J. Wuebbles. (2009) Assessing General Circulation Model Simulations of Atmospheric Teleconnection Patterns. *Journal of Climate*, 22(16), 4348-4372.
- Straus D.M. et J. Shukla (2002) Does ENSO force the PNA? *Journal of Climate*, 15, 2340–2358.
- Takahashi M. (1996) Simulation of the stratospheric quasi-biennial oscillation using a general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 23, 661–664.
- Terray P., P. Delecluse, S. Labattu et L. Terray (2003) Sea surface temperature associations with the late Indian summer monsoon. *Climate Dynamics*, 21, 593–618.
- Terray L. et C. Cassou (2000) Modes of low-frequency climate variability and their relationships with land precipitation and surface temperature : application to the Northern Hemisphere Winter climate. *Environmental Research and Risk Assessment*, 14, 339-369.
- Terray L. et C. Cassou (2002) Atlantic Sea Surface Temperature forcing of interannual climate variability over the North Atlantic-Europe region. *Journal of Climate*, 22, 3170-3178.
- Thompson D.W.J. et J.M. Wallace (1998) The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters*, 25(9), 1297–1300.
- Thompson D.W.J. et J.M. Wallace (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *Journal of Climate*, 13, 1000-1016.

- Torrence C. et G.P. Compo (1998) A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79, 61-78.
- Trenberth K.E. et J.W. Hurrell (1994) Decadal Atmosphere-Ocean Variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9, 303-319.
- Trenberth K. E. (1997) The Definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 2771-2777.
- Trenberth K. E., G.W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N-C. Lau, et C. Ropelewski (1998) Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 103 (special TOGA issue), 14291-14324.
- Trenberth K.E. et J.M. Caron (2001) Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transport. *Journal of Climate*, 14, 3433-3443.
- Turner A.G. et J.M. Slingo (2010) Using idealized snow forcing to test teleconnections with the Indian summer monsoon in the Hadley Centre GCM. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-010-0805-3.
- Ueda H., Shinoda M. et Kamahori H. (2003) Spring northward retreat of Eurasian snow cover relevant to seasonal and interannual variations of atmospheric circulation. *International Journal of Climatology*, 23, 615-629.
- Uppala S.M. et others (2005) The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131, 2961-3012.
- Valcke S., E. Guilyardi et C. Larsson (2005) PRISM and ENES: A European approach to Earth system modelling. *Concurrency et Computation: Practice and Experience*, 17, 1-16.
- Vautard R. (1990) Multiple weather regimes over the North Atlantic. Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, 118, 2056-2081.
- Vavrus S. (2007) The role of terrestrial snow cover in the climate system. *Climate Dynamics*, 29(1), 73-88, doi: 10.1007/s00382-007-0226-0.
- Vernekar A., J. Zhou et J. Shukla (1995) The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *Journal of Climate*, 8, 248-266.
- Verseghy D., N. McFarlane et M. Lazare (1991) CLASS: A Canadian Land Surface Scheme for GCMs. I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 13, 111-133.
- Vimont D.J., D.S. Battisti et A.C. Hirst (2001) Footprinting: A seasonal link between the mid-latitudes and tropics. *Geophysical Research Letters*, 28(20), 3923-3926.
- Vimont D.J., J.M. Wallace et D.S. Battisti (2003) The Seasonal Footprinting Mechanism in the Pacific: Implications for ENSO. *Journal of Climate*, 16(16), 2668-2675.
- Von Storch H. et F.W. Zwiers (1999) *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press (ISBN 0 521 45071 3), 484pp.
- Walker G.T. (1910) On the meteorological evidence for supposed changes of climate in India. *Indian Meteorological Memoirs*, 21, 1, Part 1, 1-21.
- Walker G.T. et E.W. Bliss (1932) World weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*, 4, 53-84.
- Walker G.T. (1924) Correlations in seasonal variations of weather. I. A further study of world weather.

Memoirs of Indian Meteorological Department, 24, 275-332.

Wallace J.M. et D.S. Gutzler (1981) Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*, 109, 784-812.

Walland D. J. et I. Simmonds (1997a) Modelled atmospheric response to changes in Northern Hemisphere snow cover. *Climate Dynamics*, 13, 25-34

Walland D.J. et I. Simmons (1997b) Association between modes of variability of January Northern Hemisphere snow cover and circulation. *Theoretical Applied Climatology*, 58, 187-210.

Walsh J. E. et B. Ross (1988) Sensitivity of 30-day dynamical forecasts to continental snow cover. *Journal of Climate*, 1, 739-754.

Wang B. et Q. Ding (2006) Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. *Geophysical Research Letters*, 33, L06711, doi 10.1029/2005GL025347.

Wang B., J.-Y. Lee et co-authors (2009) Advance and Prospect of Seasonal Prediction: Assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980-2004). *Climate Dynamics*, 33, doi: 10.1007/s00382-008-0460-0.

Ward J.H. (1963) Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association*, 58, 236-244.

Warren S.G. (1982) Optical properties of snow. *Review of Geophysics, Space Physics*, 20, 67-89.

Watanabe M. et T. Nitta (1998) Relative impacts of snow and sea surface temperature anomalies on an extreme phase in the winter atmospheric circulation. *Journal of Climate*, 11, 2837-2857.

Webster P.J. et S. Yang (1992) Monsoon and ENSO: Selectively Interactive Systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 118, 877-926.

Woeikof A. (1885) Influence of accumulation of snow on climate. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 11, 299-309.

Wu R. et B.P. Kirtman (2005) Near-annual SST variability in the equatorial Pacific in a coupled general circulation model. *Journal of Climate*, 18, 4454-4473.

Wu R. et B.P. Kirtman (2003) On the impacts of the Indian summer monsoon on ENSO in a coupled GCM. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 129B, 3439-3468.

Yanai M., C. Li et Z. Song (1992) Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70, 189-221.

Yang S. (1996) ENSO-Snow-Monsoon associations and seasonal interannual predictions. *International Journal of Climatology*, 16, 125-134.

Yasunari T., A. Kitoh et T. Tokioka (1991) Local and Remote Responses to Excessive Snow Mass over Eurasia Appearing in the Northern Spring and Summer Climate. A Study with the MRI GCM. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 69, 473-487.

Ye H.C. et C.H. Bao (2001) Lagged teleconnections between snow depth in northern Eurasia, rainfall in Southeast Asia and sea-surface temperatures over the tropical Pacific. *International Journal of Climatology*, 21, 1607-1621.

Yeh T. C., R. T. Wetherald et S. Manabe (1983) A model study of the short-term climate and hydraulic effects

of sudden-snow cover removal. *Monthly Weather Review*, 111, 1013–1024.

Zhang Y., T. Li et B. Wang (2004) Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: the associated circulation and influence of the east asian summer monsoon. *Journal of climate*, 17, 2870-2793.

Zhao P., Z. Zhou et J. Liu (2007) Variability of Tibetan Spring Snow and Its Associations with the Hemispheric Extratropical Circulation and East Asian Summer Monsoon Rainfall: An Observational Investigation. *Journal of climate*, 20, 3942-3955.

Zhao H. et R. Fernandes (2009) Daily snow cover estimation from Advanced Very High Resolution Radiometer Polar Pathfinder data over Northern Hemisphere land surfaces during 1982–2004. *Journal of Geophysical Research*, 114, D05113, doi:10.1029/2008JD011272.

Zwiers F.W. (1993) Simulation of the Asian Summer Monsoon with the CCC GCM-1. *Journal of climate*, 6, 469–486.