HAL open science

Influence de la stratosphère sur la variabilité et la prévisibilité climatique

Gaëlle Ouzeau

To cite this version:

Gaëlle Ouzeau. Influence de la stratosphère sur la variabilité et la prévisibilité climatique. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2012. Français. NNT : 2012INPT0100 . tel-00983111v2

HAL Id: tel-00983111

https://theses.hal.science/tel-00983111v2

Submitted on 13 Nov 2023

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.

Université de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :
Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, Atmosphère et Surfaces continentales

Présentée et soutenue par :
Gaëlle Ouzeau

le : mercredi 28 novembre 2012

Titre :

Influence de la stratosphère sur la variabilité
et la prévisibilité climatique

Ecole doctorale :
Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :
CNRM - GAME (URA1357)

Directeur(s) de Thèse :
Hervé Douville
David Saint-Martin

Rapporteurs :

Hervé Le Treut
François Lott

Membre(s) du jury :

Sylvain Coquillat
Christophe Cassou
Chiara Cagnazzo

Remerciements

Cette thèse s'est déroulée au sein du Centre National de Recherches Météorologiques, dans le Groupe de Météorologie de Grande Échelle et Climat. Ces quelques paragraphes sont dédiés aux remerciements des personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à faire de ces trois années une belle expérience.

Mes premiers remerciements vont bien sûr à Hervé, pour m'avoir permis de faire cette thèse, et qui m'a suivie tout au long de ces trois ans. Je remercie également David, qui m'a accompagnée durant cette thèse, et qui a toujours su trouver les mots pour me rassurer, m'encourager, voire me remotiver. Travailler à leurs côtés fut un plaisir.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude à Hervé Le Treut, François Lott, Christophe Cassou et Chiara Cagnazzo pour avoir accepté d'évaluer mon travail et pour leur participation au jury de soutenance. Merci à Sylvain Coquillat d'avoir présidé ce jury. Je remercie également Gwendal Rivière pour m'avoir conseillée, notamment dans le cadre du comité de thèse. Merci à la fondation AXA, qui m'a permis de faire ce doctorat, et en particulier à Isabelle Delaporte et Michela Mori qui ont montré un vif intérêt pour mon travail.

Un grand merci à toute l'équipe du second étage du CNRM, du loft, et autres participants à la traditionnelle pause café. Merci à Sophie, Aurore et Michel pour leur soutien concernant la partie informatique et modélisation. Je remercie Martine pour son aide pour les missions, pour avoir contribué au bon déroulement de la soutenance, et bien plus encore ! Merci aux collègues de bureau Julien et John Py, avec lesquels j'ai partagé les joies du sauna au travail, et à ceux du bureau d'à côté, Yannick et Bertrand. Ce fut un réel plaisir de travailler aux côtés de Lauriane et Matthieu, de découvrir le petit dragon grâce à Milou. Boutheina et Gwendoline, je n'oublierai pas notre folle nuit dans l'aéroport de Munich en compagnie de monsieur Poster. On se refait un choco cookie quand vous voulez ! Je tiens à remercier toutes les personnes côtoyées durant cette thèse : Agathe, Pierre, Marania, Ramdane, Jeanne, Clotilde, Samuel, Eric, Gilles, Aurélien, Fabrice... et à ceux que j'oublie, pour tous les bons moments passés avec eux.

Une pensée à tous les amis toulousains, pictaviens ou saintais, que j'aurais aimé voir plus souvent. Merci aux chers ludiens pour tous ces moments improvisés ! Ils ont été une vraie soupape, j'ai aimé jouer avec eux ou décompresser à l'Évasion en leur compagnie.

Pour finir, j'adresse un grand merci à ma famille, à mes parents et mon frère, qui ont toujours cru en moi et m'ont soutenue, en particulier pendant ces trois années.

Résumé

Les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord sont caractérisées par une forte variabilité climatique en hiver, incluant l'occurrence d'évènements extrêmes tels que les vagues de froid ou les tempêtes, et présentent une faible prévisibilité aux échéances mensuelle à saisonnière dans les systèmes opérationnels. Un nombre croissant d'études montre qu'au-delà du couplage océan-atmosphère, le couplage troposphère-stratosphère contribue également à la variabilité climatique à ces échelles de temps. Cette thèse vise à mieux comprendre l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale à nos latitudes, et à quantifier sa contribution potentielle à la prévisibilité climatique saisonnière en comparaison de la contribution océanique.

Dans un premier temps, un état des lieux des connaissances sur le couplage troposphère-stratosphère est dressé et la variabilité inter-annuelle du vortex stratosphérique polaire est revisitée par le biais d'analyses composites sur la base des réanalyses atmosphériques du CEPMMT. Ensuite, les principaux outils de cette thèse sont présentés et validés, à savoir le modèle ARPEGE-Climat et la technique de « *nudging* » permettant de relaxer (guider) le modèle vers les réanalyses. Comme beaucoup de modèles, les versions 4 et 5 d'ARPEGE-Climat en configuration T63L31 simulent un vortex stratosphérique polaire nettement décalé vers le sud, ce qui peut avoir des conséquences négatives sur la variabilité simulée via la modification des interactions ondes-écoulement moyen. Si la faible résolution verticale dans la stratosphère est souvent mise en avant pour expliquer le manque de prévisibilité dans les modèles, nos travaux sur la version 5 d'ARPEGE-Climat montrent que l'augmentation de la résolution verticale et l'élévation du toit du modèle à 0.1 hPa ne suffisent pas pour obtenir un climat plus réaliste, que ce soit en termes d'état moyen, de variabilité ou de prévisibilité à l'échelle saisonnière.

C'est pourquoi, tout au long de cette thèse, la technique de la relaxation de la stratosphère vers les réanalyses issues du CEPMMT a été exploitée afin de montrer, de manière idéalisée, sa forte influence sur la variabilité climatique hivernale aux extra-tropiques de l'hémisphère nord, par rapport au seul forçage par les températures de surface de la mer observées. L'étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010 via la réalisation de simulations d'ensemble avec et sans *nudging* a permis de confirmer la contribution de la stratosphère à la phase négative de la NAO et aux fortes anomalies négatives de température observées sur l'Europe du nord. La généralisation des ensembles à la période 1958-2007 (avec initialisation au 1er Novembre) confirme l'impact positif du *nudging* extra-tropical mais montre un effet très limité du *nudging* équatorial qu'il conviendrait d'évaluer de manière plus précise en augmentant la taille des ensembles.

Ainsi, si elle confirme l'importance de la stratosphère pour la prévision saisonnière hivernale à nos latitudes, cette thèse ouvre de nombreuses perspectives concernant les mécanismes qui sous-tendent le couplage troposphère-stratosphère et l'intérêt d'une prévision statistico-dynamique consistant à relaxer le modèle ARPEGE-Climat vers une stratosphère prévue de manière statistique.

Abstract

In the Northern Extratropics, winter climate shows a large inter-annual variability compared to other regions and seasons, with the occurrence of extreme weather events such as cold spells, heavy snowfall and wind storms. Unfortunately, current dynamical seasonal forecasting systems still show low predictability in the northern mid-latitudes. Besides ocean-atmosphere coupling, there is growing observational and numerical evidence that troposphere-stratosphere coupling also contributes to climate variability on a wide range of scales. The aim of this thesis is to evaluate this additional forcing by focusing on the stratospheric polar vortex influence on the wintertime climate variability in the northern mid-latitudes at inter-annual and intra-seasonal timescales.

We first make a synthesis of the knowledge about troposphere-stratosphere coupling. The inter-annual variability of the stratospheric polar vortex is assessed using composite analysis of atmospheric ECMWF reanalysis. Then, the main tools used during this thesis are described, namely the ARPEGE-Climat model and the nudging of the stratosphere towards the ECMWF reanalysis. Like many other models, ARPEGE-Climat has a polar jet which is too weak and displaced southward compared to reanalysis data, regardless his version, which could have negative consequences on the wintertime variability. Although the poorly resolved stratosphere is often suggested to explain the lack of previsibility in the models, our results show that, in the ARPEGE-Climat V5 model, the improved vertical resolution is not sufficient to simulate a more realistic climate variability and predictability.

For these reasons, throughout this thesis, the stratospheric relaxation towards the reanalysis data from the ECMWF is used in order to compare his relative contribution to the tropospheric extra-tropical climate variability, compared to the sea surface temperature forcing. Case studies have been carried out for the 1976-1977 and 2009-2010 winters though ensemble simulations with free or nudged stratosphere. Results confirm the relative contribution of the stratosphere to the negative phase of the NAO and the temperature anomalies over the northern Europe. Similar initialized ensemble simulations over the 1958-2007 period confirm the positive impact of the extra-tropical nudging, but show a limited influence of the equatorial nudging, that needs to be analyzed more precisely with a larger ensemble.

In conclusion, this thesis shows the importance of a realistic stratosphere in the extra-tropical seasonal forecast in winter, but a lot of questions remains opened, like mechanisms related to the troposphere-stratosphere coupling, and the interest of a statistico-dynamical forecast including a relaxation towards a statistical stratosphere.

Table des matières

Chapitre 1 - Introduction **1**

Chapitre 2 - Couplage troposphère-stratosphère et variabilité climatique hivernale **7**

1 Quelques rappels de climatologie....8
1.1 La circulation générale atmosphérique....8
1.2 Les spécificités des moyennes latitudes....9
1.3 Les principaux modes de variabilité à l'échelle globale....10

2 Quelques éléments de climatologie et de variabilité stratosphérique....15
2.1 La circulation en moyenne zonale....15
2.2 QBO et ondes équatoriales....16
2.3 RSS et ondes planétaires 17
2.4 Influence de la stratosphère polaire sur la troposphère....18

3 Variabilité inter-annuelle du vortex stratosphérique polaire....20
3.1 Influence de la QBO et du cycle solaire....20
3.2 Influence de l'ENSO et non-linéarités des effets ENSO-QBO....22
3.3 Forçage volcanique....25
3.4 Influence de l'enneigement sibérien....26

4 Influence sur la variabilité climatique hivernale....29
4.1 Variabilité climatique aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord....29
4.2 Signatures intra-saisonnières : impact troposphérique des RSS....33
4.3 Signatures inter-annuelles : vortex fort versus faible....34

5 Prévisibilité à longue échéance de la stratosphère....35
5.1 Motivations, état de l'art et méthodes....35
5.2 Travaux préliminaires sur la prévision de la QBO et du vortex polaire....36

6 En résumé....37

Chapitre 3 - Méthodologie et validation du modèle ARPEGE-Climat **41**

1 Observations et réanalyses....41
1.1 Les réanalyses ECMWF....41
1.2 Autres jeux de données....42

2 Méthodes statistiques et diagnostiques....42
2.1 Techniques linéaires....42
2.2 Techniques non linéaires....43
2.3 Autres diagnostics....44

3 Le modèle ARPEGE-Climat....46
3.1 Description du modèle....46
3.2 Éléments de validation....48

4 Relaxation de la stratosphère....62
4.1 Principe de la méthode....62
4.2 Tests préliminaires....63

Synthèse du chapitre 3....73

Chapitre 4 - Étude des hivers 2009-2010 et 1976-1977 77

1 L'hiver 2009-2010....78
1.1 Motivations et protocole expérimental....78
1.2 Article publié dans Geophysical Research Letters....81
1.2.1 Article : « European winter 2009-2010 : How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE-Climat model? »....82
1.2.2 Principaux résultats....89
1.3 Test de sensibilité au profil vertical de relaxation....89

2 L'hiver 1976-1977....91
2.1 Motivations et protocole expérimental....91
2.2 Reproductibilité des anomalies observées....93
2.3 Test de sensibilité à la résolution....95

3 Étude dynamique....97

4 Profil vertical de relaxation....103

Synthèse du chapitre 4....107

Chapitre 5 - Prévisions d'ensemble avec TSM observées sur la période 1958-2007 111

1 Motivations et protocole expérimental....111

2 Effet de la configuration high-top....113
2.1 Impact sur la climatologie et les modes de variabilité....113
2.2 Impact sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle....116
2.3 Évaluation du score quotidien pour les expériences C31 et C41....120

3 Effet de la relaxation stratosphérique sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle....122

4 Composites ENSO et QBO....130

Synthèse du chapitre 5....138

Chapitre 6 - Conclusion 141

Annexe – Récapitulatif des expériences 149

Liste des acronymes 151

Bibliographie 154

Chapitre 1

Introduction

Au-delà des échelles caractéristiques de la prévision du temps (1 à 2 semaines), il existe une prévisibilité climatique de seconde espèce liée aux interactions entre la troposphère et les composantes «lentes» du système climatique que représentent les conditions aux limites océanique, continentale ou stratosphérique. Ces «forçages» peuvent être suffisamment persistants pour représenter une source de prévisibilité climatique à l'échelle saisonnière. La prévision à une échéance mensuelle à saisonnière constitue un challenge grandissant pour la communauté climatique, en particulier parce qu'elle revêt un intérêt majeur pour une grande variété de secteurs socio-économiques, et constitue de ce fait un élément important pour les décideurs, notamment dans le contexte de l'adaptation au changement climatique.

- **Principe de la prévision saisonnière: au-delà du chaos...**

La prévision d'un système dynamique consiste à intégrer dans le temps un système d'équations qui formalisent le fonctionnement de ce système (dX/dt). Un premier pré-requis est la formalisation mathématique des règles physiques qui permettent de décrire le système à un instant donné et son évolution temporelle. La plupart des règles qui régissent le fonctionnement dynamique et thermodynamique du système climatique sont connues depuis plusieurs décennies. Cependant, la nature même du système impose un certain nombre de contraintes. Le système climatique est chaotique, et à ce titre, imprévisible du point de vue déterministe. La prévisibilité du système climatique est bornée par la connaissance limitée des conditions aux limites qui déterminent non pas la trajectoire précise du fluide atmosphérique mais les caractéristiques statistiques de l'attracteur dans lequel celui est susceptible d'évoluer (figure 1).

Figure 1: Attracteurs de Lorenz d'un système chaotique.

- **Bref historique des prévisions statistique et dynamique**

Il est difficile de dater les premières prévisions statistiques à longue échéance. On peut citer les travaux de W.T. Blanford à la fin du 19ème siècle qui mit en évidence un lien statistique entre les chutes de neige sur les versants himalayens en hiver et au printemps et le cumul des précipitations de mousson en Inde l'été suivant. Ou encore ceux de G. Walker

au début du 20ème siècle qui découvrit l'oscillation australe en cherchant d'autres prédicteurs de la mousson indienne. Ces deux pionniers ont donc suggéré dès les premiers pas des prévisions statistiques que des anomalies climatiques continentales (ici enneigement) et/ou océaniques (température de surface de la mer) pouvaient avoir un effet durable sur la circulation atmosphérique et ainsi représenter une source potentielle de prévisibilité à l'échelle saisonnière. A ce stade, le rôle de l'atmosphère moyenne et plus précisément de la stratosphère n'est pas évoqué car il faudra attendre le début des années 1960 et notamment la découverte de la QBO[1] pour s'interroger sur les effets possibles de la variabilité stratosphérique sur le climat.

Concernant les prévisions numériques, on peut considérer que le milieu des années 1970 marque le véritable début de cette activité en mode opérationnel avec la première réalisation d'une analyse atmosphérique à l'échelle globale. Avant 1975, les analyses opérationnelles du NMC[2] couvraient au mieux l'hémisphère nord et ne permettaient pas d'initialiser un modèle global. A partir de 1979, le CEPMMT[3] produit à son tour des analyses globales grâce à un réseau d'observation renforcé suite à la première expérience mondiale du GARP[4] sous l'égide de l'Organisation Mondiale de la Météorologie. Ainsi, si les modèles de circulation générale (MCG) atmosphériques existent depuis les années 1960, il faudra attendre une douzaine d'années pour voir leur utilisation pour des prévisions climatiques à longue échéance. Gilchrist[5] (1977) fait figure de pionnier en réalisant des prévisions à 50 jours initialisées en partant de jours consécutifs pendant l'hiver 1975-76. Les résultats montrent une grande dispersion, mais une ressemblance avec les observations dans les ondes très longues, et témoignent d'une amélioration des prévisions en utilisant les températures de surface de la mer observées (TSM) plutôt que climatologiques. La prévision saisonnière dynamique, c'est-à-dire basée sur des modèles numériques de climat, est née. A ce stade, la résolution horizontale et verticale des MCG est cependant limitée et la stratosphère n'est pas résolue de manière explicite.

- **Un mot de méthodologie**

La prévision saisonnière vise donc à anticiper, de manière statistique ou à l'aide de modèles numériques, plusieurs mois à l'avance les grandes tendances du temps et en particulier des températures de surface et des précipitations.

La **prévision statistique** repose sur la modélisation des relations historiques entre les anomalies climatiques à prévoir X appelées prédictands, et les mécanismes de forçages sous-jacents Y, appelés prédicteurs. Ces prédicteurs sont en général déterminés à partir des observations des variables climatiques, et des téléconnexions qui leur sont associées.

[1] Quasi-Biennial Oscillation, oscillation basse-fréquence du vent zonal dans la stratosphère équatoriale
[2] Précurseur du NCEP (National Centers for Environmental Predictions) aux USA
[3] Centre Européen de Prévisions Météorologiques à Moyen terme (ECMWF en anglais)
[4] Global Atmospheric Research Programme
[5] Gilchrist, A., 1977 : An experiment on extended range prediction using a general circulation model and including the influence of sea surface anomalies. Beitr. Phys. Atmosph., 50, 25-40.

Des prédictands classiques incluent la température moyenne saisonnière ou les précipitations cumulées, et sont typiquement prévues en utilisant les TSM antécédentes, principalement dans les océans tropicaux. Les prévisions sont basées sur l'hypothèse que les observations historiques fournissant les relations s'appliquent dans le futur. Plusieurs conditions sont nécessaires pour qu'une telle hypothèse soit valable, incluant le besoin de données de bonne qualité pour assurer que les liens historiques mesurés sont robustes, et la nécessité que ces liens aient une base physique solide. Du fait de la possibilité de relations purement stochastiques entre les prédicteurs et les prédictands, le modèle statistique doit être testé sur des données indépendantes. La plupart des modèles statistiques sont basés sur des schémas de régression linéaire multiple, qui fournissent une "meilleure estimation possible". Une autre méthode possible implique la recherche des analogues de la situation de Y dans une "librairie" historique et l'estimation de la réponse de X dans ces cas-là. 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 statistiques en se basant sur les résultats de plusieurs modèles empiriques (Sahai et al. 2008). Un des défauts de la prévision statistique du climat est que 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. Deux exemples flagrants de ces dernières années sont l'affaiblissement des liens ENSO-mousson (Kumar et al. 1999) et neige-mousson (Peings et Douville 2009) depuis les années 1990.

Les **prévisions dynamiques** ont fortement progressé durant les vingt dernières années avec l'amélioration des MCG et de la compréhension des téléconnexions de grande échelle. Les premiers succès de la prévision dynamique concernent l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), qui constitue le principal mode de variabilité inter-annuelle dans le Pacifique tropical et exerce une influence dans de nombreuses régions du globe, 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 prévues. La prévision de ces TSM peut être elle-même dynamique, via la mise en œuvre d'un modèle couplé océan-atmosphère, ou bien statistique. Bien que la seconde méthode permette de s'affranchir des biais des modèles couplés, elle présente le désavantage de négliger les rétroactions entre l'atmosphère et l'océan, qui jouent un rôle primordial dans certains processus comme l'ENSO et la mousson (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. Le problème réside dès lors dans l'initialisation de la circulation et des températures océaniques, au vu du nombre limité d'observations disponibles. L'amélioration des techniques d'assimilation de données et l'avènement de l'altimétrie spatiale vont donc jouer un rôle essentiel dans le développement de la prévision dynamique. Un palier semble avoir été franchi à la fin des années 1990, avec des prévisions satisfaisantes du fort événement El Niño de 1997 (Barnston et al. 1999).

Depuis le début du XXIème 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 légèrement différentes. Considérer la moyenne de plusieurs simulations d'un ensemble permet en quelques sortes de "filtrer" les composantes "imprévisibles" de petite échelle, tout en fournissant une estimation de l'incertitude via la dispersion d'ensemble. De plus, afin de s'affranchir des biais caractéristiques de chaque modèle, une approche multi-modèle a été adoptée. Cette approche offre l'avantage de prendre à la fois en compte l'incertitude sur les conditions initiales et celle sur la formulation de chacun des modèles. 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), et depuis juin 2005 au système opérationnel EUROSIP centralisé au CEPMMT. 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 reproduire de manière satisfaisante. Ces téléconnexions motivent également l'utilisation de méthodes empiriques (ou statistiques) qui n'ont pas dit leur dernier mot dans le contexte de la prévision saisonnière (ex : Cohen et Fletcher 2007).

Si les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord sont caractérisées par une forte variabilité climatique en hiver (incluant l'occurrence d'évènements extrêmes tels que les vagues de froid ou les tempêtes), celles-ci présentent une faible prévisibilité à une échéance mensuelle à saisonnière dans les systèmes opérationnels actuels. Les scores de prévision obtenus restent très limités dans de nombreuses régions du globe, notamment sur l'Europe, où les anomalies de TSM tropicales ont un impact limité sur la variabilité. Cette constatation nous incite à explorer d'autres sources potentielles de prévisibilité, en particulier dans les couches de l'atmosphère situées entre 10 et 50 km environ, qui constituent la stratosphère, dont l'influence sur la variabilité climatique extra-tropicale fait l'objet d'un nombre croissant d'études (e.g. Baldwin et Dunkerton 1999, Douville 2009). Cette thèse s'inscrit dans cette perspective, et vise à mieux comprendre l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale à nos latitudes, et à quantifier sa contribution potentielle à la prévisibilité climatique aux échelles mensuelle à saisonnière (en comparaison de la contribution océanique).

- **Articulation du manuscrit**

Après cette mise en contexte et cet aperçu des méthodes actuelles utilisées pour la prévision saisonnière, le **chapitre 2** se propose de dresser un bilan des connaissances sur la variabilité stratosphérique et son influence sur la variabilité climatique hivernale (inter-annuelle et intra-saisonnière) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Le **chapitre 3** décrit les données et outils utilisés durant cette thèse, ainsi que la méthodologie adoptée. Il est consacré à la validation du modèle ARPEGE-Climat du Centre National de Recherches Météorologiques en termes d'état moyen et de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière, et donne des premiers éléments de validation de la technique de *nudging* (relaxation du modèle vers les réanalyses du CEPMMT) utilisée tout au long de cette thèse.

Le **chapitre 4** illustre l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale sur deux études de cas en utilisant la technique de *nudging* stratosphérique : les hivers 1976-1977 et 2009-2010, qui furent exceptionnels en termes de température et de dynamique. Il se propose également d'étudier les mécanismes dynamiques à l'origine de la transmission d'information de la stratosphère vers la troposphère.

Le **chapitre 5** vise à évaluer l'influence de la stratosphère via des expériences de prévisions d'ensemble en mode "hindcast" sur 50 ans, forcées par les TSM observées. Il s'agit dans ce chapitre d'étudier d'une part l'impact de l'élévation du toit du modèle et du nombre de niveaux dans la stratosphère, et d'autre part l'impact d'une stratosphère parfaite via la relaxation de la stratosphère globale ou équatoriale.

Enfin, une synthèse des principaux résultats sera présentée dans le **chapitre 6**, accompagnée d'une discussion des limites de nos travaux et des perspectives qu'ils ouvrent au-delà de cette thèse.

Chapitre 2

Couplage troposphère-stratosphère et variabilité climatique hivernale

Depuis les travaux pionniers initiés dans les années 60, il est aujourd'hui établi que la troposphère exerce une forte influence dynamique sur la stratosphère, essentiellement par le biais de la propagation verticale d'ondes de Rossby de grande échelle (ou ondes planétaires basse-fréquence) et d'ondes d'inertie-gravité de plus haute fréquence et plus petite échelle. Cette influence s'explique par la théorie de l'interaction ondes-écoulement moyen et fait notamment intervenir le critère de propagation verticale des ondes de Rossby de Charney-Drazin (1961). Cette théorie a été confortée à la fois par des simulations numériques utilisant une hiérarchie de modèles dynamiques, et par diverses observations témoignant par exemple des contrastes saisonnier et inter-hémisphérique de la dynamique stratosphérique.

Néanmoins, des zones d'ombre subsistent dans notre compréhension de l'influence de la troposphère sur la stratosphère, en particulier concernant les mécanismes sous-jacents aux réchauffements stratosphériques soudains (RSS), épisodes au cours desquels un réchauffement brutal et persistant de la stratosphère polaire hivernale peut aboutir à un renversement de la circulation zonale. Si certains précurseurs troposphériques ont été identifiés, ils semblent varier selon le type de RSS et ne relèvent pas d'un lien systématique avec la dynamique stratosphérique.

L'absence d'une théorie complète et consensuelle sur les RSS peut s'expliquer par le fait que l'influence de la troposphère sur la stratosphère ne relève pas d'un simple forçage mais d'un véritable couplage. Un nombre croissant de travaux basés aussi bien sur des réanalyses atmosphériques que sur des simulations plus ou moins idéalisées témoignent en effet d'une réponse de la troposphère à la variabilité stratosphérique, dans une large gamme d'échelles temporelles allant de quelques jours dans le cas des RSS, à quelques siècles dans le cas des scénarios climatiques et du rôle de l'ozone stratosphérique.

Dans la suite de ce chapitre, nous commencerons par rappeler les grandes lignes de la circulation générale atmosphérique avant de nous concentrer plus particulièrement sur la climatologie puis la variabilité stratosphérique, en nous intéressant d'une part à la dynamique équatoriale et à l'oscillation quasi-biennale (QBO), d'autre part à la stratosphère polaire de l'hémisphère Nord et aux RSS. Nous traiterons ensuite des mécanismes de la variabilité inter-annuelle du vortex stratosphérique polaire de l'hémisphère Nord en hiver, puis de son influence sur la troposphère avec un focus régional sur l'Atlantique Nord et l'Europe. A chaque étape, nous rappellerons brièvement l'état de l'art de la modélisation

climatique en nous appuyant essentiellement sur des publications concernant la génération CMIP3 des modèles couplés océan-atmosphère. Enfin, nous discuterons de la prévisibilité à longue échéance de la stratosphère et de ses implications pour la prévision saisonnière aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord.

Avant de se pencher précisément sur la climatologie et la variabilité dans la stratosphère, rappelons les grandes lignes de la circulation générale troposphérique et des principaux modes de variabilité.

1 Quelques rappels de climatologie

1.1 La circulation générale atmosphérique

Le bilan énergétique du système Terre-Atmosphère repose sur l'équilibre entre le rayonnement solaire absorbé par la surface, et le rayonnement infrarouge émis vers l'espace, complété par des processus non radiatifs. Le soleil nous envoie un rayonnement composé d'ultraviolets, de lumière visible et d'infrarouges. 30% de ce rayonnement est directement réfléchi par les nuages, l'atmosphère et la surface terrestre. Les 70% restants sont absorbés par les gaz à effet de serre, le sol et les océans. La moitié du rayonnement solaire initial arrive à la surface et permet de réchauffer l'atmosphère et la surface terrestre. En retour, l'atmosphère et la surface vont retransmettre une partie de cette énergie absorbée sous forme de chaleur sensible et latente, et de rayonnement infrarouge, dont 90% restent piégés dans l'atmosphère par les gaz à effet de serre : c'est l'effet de serre.

A l'échelle de la planète, le climat résulte d'un déséquilibre énergétique entre l'équateur et les pôles. Du fait de la sphéricité de la Terre, le rayonnement reçu est maximal à l'équateur, et minimal aux pôles. Cet excédent d'énergie aux tropiques est redistribué vers les régions déficitaires via les circulations océaniques et atmosphériques. Ce transport méridien d'énergie utilise des mécanismes très différents entre les extratropiques et les régions tropicales, et s'effectue sur différentes échelles de temps. Aux latitudes tropicales, plus de la moitié du transport total est réalisé par les circulations océaniques, et les échanges atmosphériques sont dominés par les mouvements verticaux. Aux moyennes et hautes latitudes, c'est l'atmosphère qui devient l'acteur principal du mélange. Le transport des masses d'air nord-sud se fait via les dépressions synoptiques se déplaçant dans un flux moyen d'ouest. Les caractéristiques zonales et tourbillonnaires de la circulation atmosphérique aux moyennes latitudes s'expliquent par l'action de la force de Coriolis (qui n'entre pas en jeu près de l'équateur), qui tend à dévier vers l'est les particules fluides en mouvement vers le pôle, et inversement.

Dès le XVIIe siècle, **Hadley** évoque l'existence de cellules méridiennes hémisphériques dans la troposphère. Il suggère une ascendance thermique (convection) au-dessus des tropiques, une advection en altitude de cette chaleur vers les pôles, et une subsidence au-dessus des régions froides. Ces cellules seront discutées par **Ferrel** au XIXe siècle, qui suggèrera une subsidence intermédiaire au-delà des tropiques. Enfin, **Walker** introduira des circulations zonales dans les tropiques, du fait des contrastes de

températures entre d'une part les océans et continents, et d'autre part les bassins est/ouest des océans. Ces circulations maintiennent en particulier des vents d'est réguliers en surface, connus sous le nom d'Alizés. Finalement, si le terme de cellules de Hadley persiste encore aujourd'hui pour désigner la circulation méridienne, il est exclusivement réservé à la bande tropicale.

1.2 Les spécificités des moyennes latitudes

- **Courant-jets**

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. 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 large flux zonal d'ouest traduit en surface par les **westerlies**. La saisonnalité du déséquilibre thermique méridien, qui pilote l'intensité des cellules de Hadley, détermine également la position et la force de ce courant zonal, qui est ainsi renforcé et proche de l'équateur dans l'hémisphère d'hiver. Aux alentours de 30-40°N/S, les forts contrastes de température et de pression entre air tropical et extra-tropical créent un cisaillement vertical du profil de vent qui confine les vents d'ouest les plus forts dans un tube zonal relativement étroit et situé sous la tropopause. Ce fort courant d'altitude, pouvant dépasser localement les 100 $m.s^{-1}$, est connu sous le nom de **jet stream** ou **courant-jet**. Nous verrons dans la section 2.1 qu'un autre courant-jet s'observe en hiver dans la stratosphère des hautes latitudes, autour de 60°N, qui constitue le vortex polaire.

Contrairement aux cellules de Hadley, le jet stream des moyennes latitudes est instable, et par conséquent soumis à des fluctuations permanentes. Ces fluctuations zonales et temporelles, appelées **ondes stationnaires** et **perturbations baroclines**, constituent une grande part de la variabilité climatique extratropicale en hiver. Pour bien comprendre de quoi il s'agit, il est nécessaire de rappeler qu'un champ météorologique α peut se décomposer en la somme de sa moyenne temporelle $\bar{\alpha}$ et de l'écart à cette moyenne α' .

$$\alpha(\lambda,\Phi,z,t)=\bar{\alpha}(\lambda,\Phi,z)+\alpha'(\lambda,\Phi,z,t)$$

avec λ,Φ,z et t respectivement la latitude, la longitude, l'altitude et le temps. Le terme α' représente la circulation transitoire atmosphérique, caractéristique de l'échelle météorologique. Ce sont ces anomalies autour de la moyenne temporelle qui définissent 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 $\bar{\alpha}$ peut se décomposer à un endroit et à un instant donné comme la somme entre sa moyenne zonale $[\alpha]$ et l'écart par rapport à cette moyenne zonale α^o , couramment désignée comme l'activité des ondes stationnaires.

$$\bar{\alpha}(\lambda,\Phi,z)=[\alpha](\Phi,z)+\alpha^{o}(\lambda,\Phi,z)$$

- **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. Ces ondes sont couplées avec les ondes troposphériques forcées par la topographie et par le chauffage diabiatique résultant du contraste thermique terre-mer. Elles sont responsables des structures quasi-statiques de la circulation atmosphérique des moyennes latitudes (dépression d'Islande, anticyclone des Açores, etc...). La propagation verticale des ondes planétaires dépend fortement de l'état moyen de l'atmosphère, et selon la théorie des interactions ondes-état moyen elles l'influencent également en retour (Charney et Drazin 1961, Eliassen et Palm 1961, Andrews 1985). Nous reviendrons sur ces interactions ondes-état moyen, ainsi que sur le rôle des ondes stationnaires dans la variabilité stratosphérique polaire dans la section 2.4.

- **Perturbations transitoires**

L'atmosphère extratropicale est marquée par de fortes instabilités dynamiques, qui se manifestent par l'existence de perturbations du flux zonal moyen, appelées perturbations transitoires, ou **baroclines**, 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. 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 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.

Ces deux types d'ondes participent activement au transport de chaleur méridien vers les pôles, puisqu'elles donnent au jet stream zonal une composante méridienne qui prolonge les efforts des cellules de Hadley des sub-tropiques jusqu'aux cercles polaires. Le domaine nord-Atlantique-Europe est directement exposé à l'influence des fluctuations du jet stream, qui façonnent la variabilité quotidienne à inter-annuelle du climat des moyennes latitudes. Ces fluctuations dynamiques tendent à s'organiser selon des états préférentiels, nommés modes de variabilité, qui sont décrits à l'échelle globale dans la section suivante.

1.3 Les principaux modes de variabilité à l'échelle globale

- **El Niño Southern Oscillation (ENSO)**

À l'échelle globale, le principal mode de variabilité de la circulation atmosphérique se situe dans la bande tropicale du bassin Pacifique et répond au nom de l'El Niño Southern Oscillation (**ENSO**) (Neelin et al., 1998). Il s'exprime selon une oscillation quasi-périodique

(de période non constante variant entre 3 et 7 ans) des températures de surface de la mer (Sea Surface Temperatures, SST) de la langue pacifique tropicale, et s'associe à un phénomène de bascule des pressions atmosphériques entre l'Est et l'Ouest du bassin perturbant les circulations de Walker (Walker, 1924). On parle alors d'oscillation « couplée océan-atmosphère». Ce couplage qui fait intervenir l'inertie des conditions océaniques confère à l'ENSO une nature déterministe, ce qui permet notamment sa prévision à l'échéance d'une saison, voire d'une année .

Lors du printemps boréal, le Pacifique tropical est le siège d'un renforcement saisonnier des vents alizés. Certaines années, ce renforcement saisonnier des vents est toutefois moins marqué et l'on peut assister à une inversion des alizés, conduisant à la phase négative **El Niño**. 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 l'est du bassin, et une diminution sur sa partie ouest (figure 1).

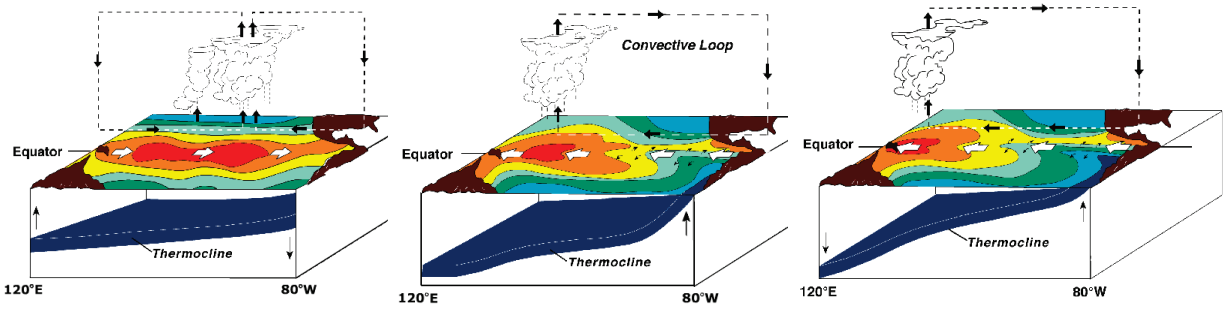


Figure 1: Représentation schématique des différentes phases de l'ENSO.

La phase positive de l'ENSO, appelée **La Niña**, correspond à l'inverse au renforcement marqué des alizés conduisant à un réchauffement à l'est du bassin Paficique et à un upwelling côtier sur la partie ouest.

Outre les modifications locales sur les régions proches du Pacifique tropical, les effets de l'ENSO peuvent se répercuter à l'échelle planétaire via les cellules de Hadley puis les jet streams, illustrant le jeu des téléconnexions tropiques - extratropiques. Si les impacts planétaires d'un Niño sont globalement chauds, ils ne sont pas systématiques, notamment sur l'Europe. En particulier, dans les variations journalières à inter-annuelles du climat des moyennes latitudes, le signal ENSO est largement modulé par les fluctuations « chaotiques ».

- **Oscillation Arctique (AO)**

Les régions extratropicales sont dominées par un mode de variabilité annulaire caractérisé par une oscillation des différences de pressions entre les pôles et les moyennes latitudes nommé **Oscillation Arctique** (AO, pour « Arctic Oscillation »). L'AO a été proposée par Thompson et Wallace (1998) et est définie comme le premier mode de l'ACP (Analyse en Composante Principale, voir le chapitre 3) réalisée sur la pression au niveau de

la mer au nord de 20°N. Notons que l'AO est couramment désignée comme le **Northern Annular Mode** (NAM) du fait de son caractère zonal et hémisphérique. En réalité, le NAM est plus précisément utilisé pour désigner le mode observé sur toute la couche atmosphérique. L'AO décrit quant à elle l'oscillation dans la basse troposphère, et est caractérisée dans sa phase positive (négative) par une intensification (diminution) des vents d'ouest (figure 2).

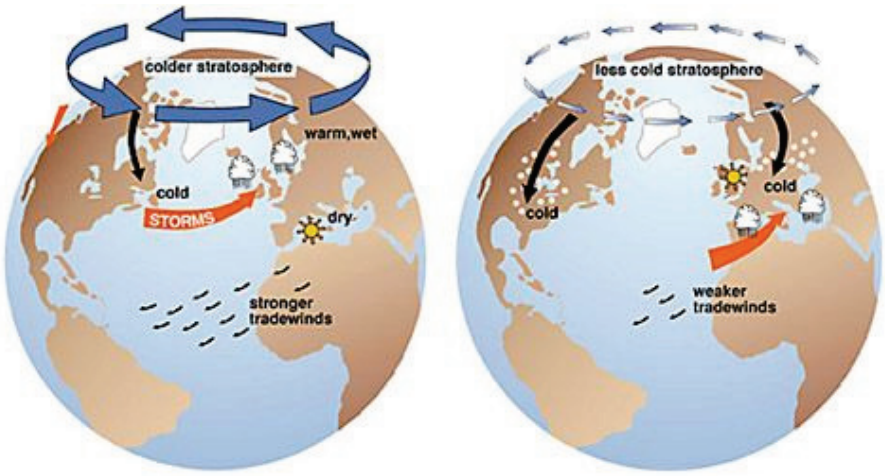


Figure 2: L'oscillation arctique, ou mode annulaire: a) phase positive; b) phase négative.

La réalité d'un mode annulaire dans la troposphère fait débat (Ambaum et al. 2001), notamment dans l'hémisphère Nord où l'AO classiquement obtenue par la technique de l'ACP relève en fait de l'existence de modes de variabilité régionaux régionaux, la North Atlantic Oscillation (NAO) et le Pacific North America « pattern » (PNA), sur les bassins Atlantique Nord et Pacifique Nord. Ces deux modes ne montrent pas de corrélations significatives à l'échelle inter-annuelle, et peuvent même être anti-corrélés à certaines sous-périodes des réanalyses atmosphériques ou dans des simulations climatiques du 20ème siècle (Pinto et al. 2011).

Le PNA se caractérise dans sa phase positive (négative) par une baisse (hausse) des pressions atmosphériques sur la Floride et le Pacifique nord, et une hausse (baisse) sur le Canada et le Pacifique subtropical (Figure 3). Il exerce 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.

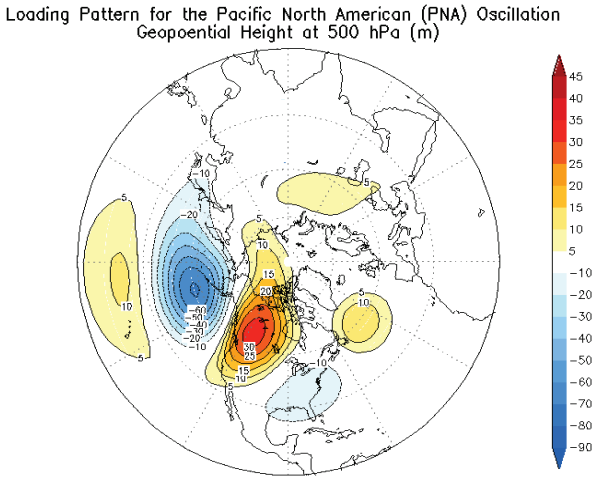


Figure 3: Centres d'action de l'oscillation PNA (ici correspondant à une phase positive) à partir de la régression du géopotentiel à 500 hPa sur l'indice PNA. D'après http://www.cpc.noaa.gov.

La NAO est le principal mode de variabilité du géopotentiel à 500 hPa (Z500) et de la pression au niveau de la mer (Pmer) sur la région Nord Atlantique-Europe (Figure 4). Elle se caractérise par un dipôle orienté Nord-Ouest/Sud-Est et, sans faire appel à une analyse en composantes principales, peut être simplement caractérisée par le différentiel de Pmer entre l'Islande et le Portugal. La phase positive de la NAO correspond donc à un renforcement de l'anticyclone des Açores et à un creusement simultané de la dépression d'Islande. La circulation géostrophique associée se traduit par un renforcement des vents d'Ouest entre 40 et 50°N et des alizés dans l'Atlantique tropical. Les transports de chaleur associés induisent des anomalies chaudes (hiver « doux ») sur le nord de l'Europe et froides (hiver « frais ») sur le pourtour méditerranéen. La phase négative montre des anomalies de circulation *grosso modo* symétriques et favorise notamment l'occurrence de vagues de froid sur le nord de l'Europe.

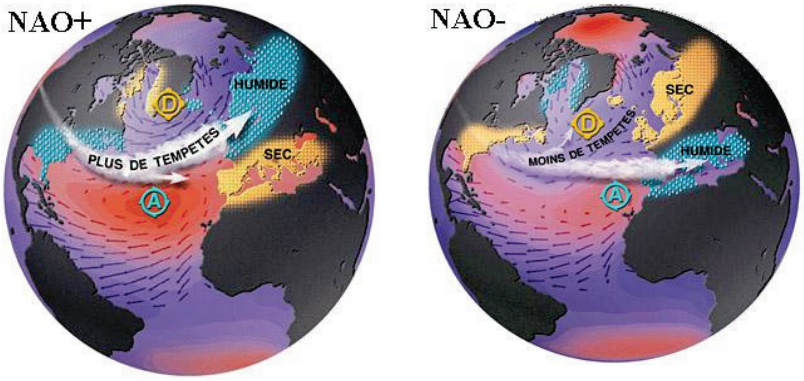


Figure 4: Représentation schématique de la NAO et de son influence, pendant les phases positive et négative. Sources: Lamont-Doherty Earth Observatory.

Comme le suggère un très grand nombre d'études à son sujet (Hurrell, 1995; Kapala et al., 1998), la NAO constitue un acteur majeur du climat européen, particulièrement pendant la saison d'hiver où les activités de la dynamique sont les plus intenses. Cependant, l'ensemble de la variabilité NAE ne se résume pas à cette oscillation. En réalité, le bassin Atlantique possède également une variabilité de type ondes de Rossby synoptiques qui vient moduler le signal NAO et interagir avec les conditions climatiques à la surface de l'Europe. Cette variabilité de la région NAE s'organise selon des états préférentiels appelés régimes de temps. Le paradigme des régimes de temps (e.g., Reinhold and Pierrehumbert, 1982) stipule que la dynamique atmosphérique possède un certain nombre d'états (ou configurations) préférentiel(le)s, qui résultent des interactions entre ondes planétaires et synoptiques. Les fluctuations de la circulation atmosphérique NAE peuvent alors se traduire en termes d'alternance entre ces régimes, faisant intervenir les notions de persistance ou de transition (Vautard, 1990). Ces régimes de temps sont généralement déterminés à l'aide d'algorithmes de classification d'une variable décrivant la circulation atmosphérique (pression de surface ou géopotentiel) (Michelangeli et al., 1995), sur lesquels nous reviendrons dans le chapitre 3. Bien que le nombre de régimes choisis dépend de l'analyse et de l'interprétation que l'on souhaite mener, il est admis que quatre régimes sont pertinents pour l'étude de la variabilité climatique du bassin NAE (e.g. Cassou et al., 2004, 2005). Ces régimes sont illustrés sur la figure 5 par les anomalies de hauteur géopotentielle à 500 hPa, accompagnées du pourcentage de variabilité que chacun explique durant l'hiver. De la même manière que les phases de la NAO influencent la position du jet stream et modifient la provenance des masses d'air et les trajectoires des dépressions atteignant l'Europe, chaque régime de temps est lié à une structure dynamique particulière qui influence la météo européenne.

- **Le régime de blocage (« Blocking »)** est caractérisé par un fort anticyclone centré sur les îles britanniques. La circulation atmosphérique associée à cette anomalie canalise les coulées d'air sibérien sec et glacial vers l'Europe du centre et de l'ouest. Il est responsable des vagues de froid européennes.

- **Le régime de dorsale Atlantique (« Atlantic Ridge »)** correspond à un gonflement de l'anticyclone des Açores recouvrant tout le bassin atlantique. Il favorise des descentes d'air polaires du nord-ouest s'enroulant autour de cet anticyclone, et amenant des conditions froides sur le sud-ouest de l'Europe. Le nord-est est quant à lui légèrement chaud.

- **Le régime NAO+**, correspondant à la phase positive de la NAO, repousse le jet stream au nord de la Scandinavie, conduisant à des conditions douces sur l'Europe.

- **Le régime NAO-**, appelé également « régime zonal », affaiblit le jet stream et le dévie vers le sud, créant un fort gradient méridien de température sur l'Europe, chaud au sud et froid au nord.

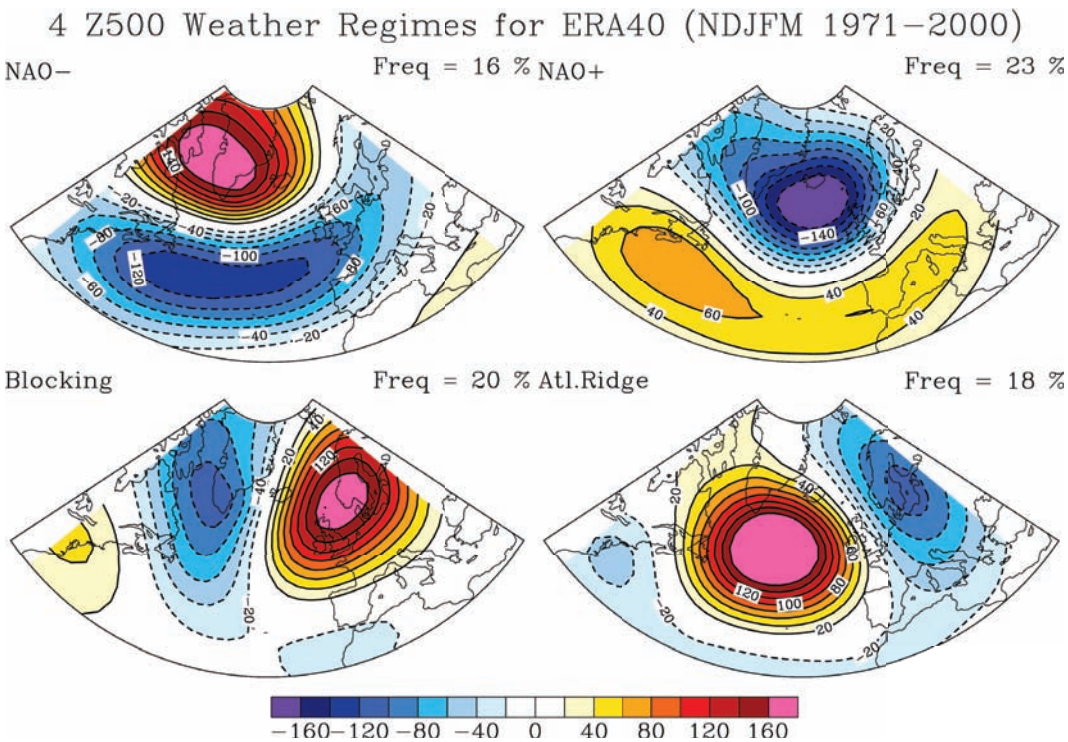


Figure 5: Régimes de temps en hiver (NDJFM) sur la région Atlantique Nord Europe à partir des réanalyses du CEPMMT. Géopotentiel à 500 hPa (m), période 1971-2000. les pourcentages indiquent la fréquence d'occurrence de chaque régime durant l'hiver.

2 Quelques éléments de climatologie et de variabilité stratosphérique

2.1 La circulation en moyenne zonale

Un 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 (figure 6b). L'absence de rayonnement solaire refroidit considérablement la stratosphère, et crée des gradients de température et de 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 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 de RSS (voir la description dans la section 2.3), durant lesquels l'intensité du vortex s'effondre subitement.

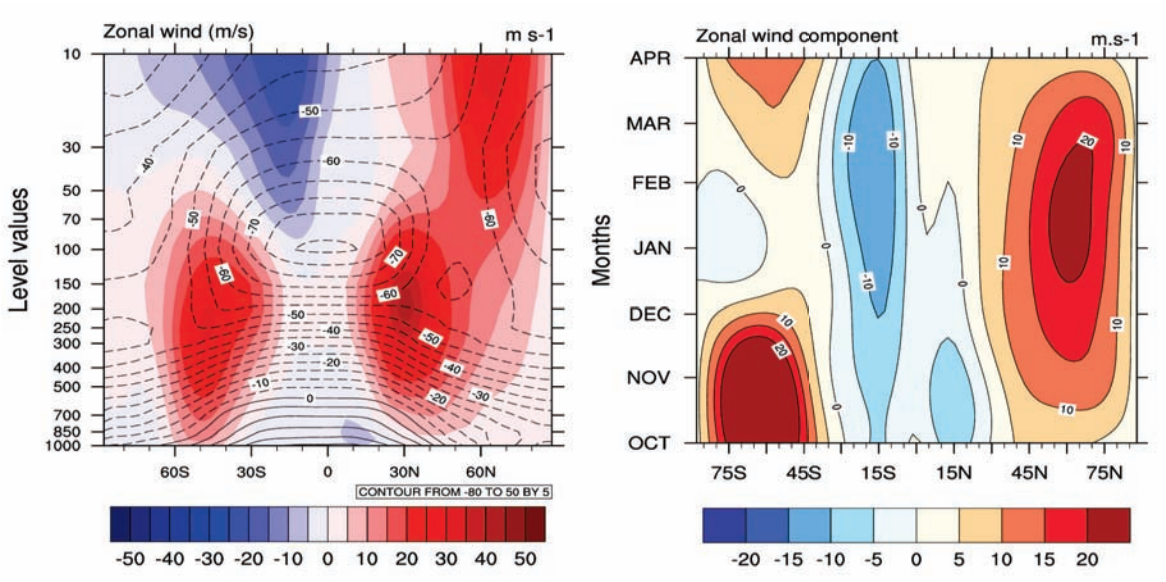


Figure 6: a) Climatologie DJF du vent zonal (plages colorées, en m/s) et de la température (contours noirs, en °C). b) Coupe latitude-temps du vent zonal en moyenne zonale à 50 hPa. Données: Réanalyses du CEPMMT.

La génération CMIP3 des modèles de climat reproduit correctement les principales caractéristiques de la climatologie de la stratosphère (Cordero et Forster 2006). Néanmoins, la plupart de ces modèles ne décrivent que la basse stratosphère avec une résolution verticale limitée qui se traduit généralement par un biais froid, notamment à la tropopause équatoriale. De nombreux centres ont fait le choix d'une résolution verticale accrue et d'une élévation du « toit » du modèle - on parle alors de modèles « high-top » - pour CMIP5, mais il est encore trop tôt pour tirer un bilan des progrès réalisés en matière de simulation de la stratosphère.

2.2 QBO et ondes équatoriales

Au delà de cette climatologie, la stratosphère est l'objet d'une importante variabilité à différentes échelles de temps. Dans la basse stratosphère équatoriale, le cycle saisonnier est piloté en moyenne zonale par une alternance des régimes de vent d'est et d'ouest, avec des périodes moyennes allant de 24 à 34 mois, que l'on appelle Oscillation Quasi-Biennale. L'amplitude maximale de l'oscillation est de l'ordre de 20 à 30 $m.s^{-1}$ vers 30 hPa. L'explication la plus probable de ce phénomène propose le pilotage par des ondes, plutôt de grande échelle, forcées dans la troposphère équatoriale et se propageant verticalement. La QBO résulterait alors d'interactions non-linéaires entre ces ondes et l'écoulement moyen.

Bien qu'étant un phénomène tropical, cette oscillation a un impact non négligeable sur les régions extra-tropicales, notamment à travers la modulation du vortex polaire. Dans l'atmosphère moyenne équatoriale, au-dessus de 35 km d'altitude, le cycle saisonnier se caractérise par une oscillation semi-annuelle du vent zonal moyen (SAO). L'oscillation est maximale près de la stratopause d'une part et près de la mésopause d'autre part. L'amplitude maximale à la stratopause est de l'ordre de 30 $m.s^{-1}$. Le maximum de vent d'ouest se produit juste après l'équinoxe, celui du vent d'est juste après le solstice. L'accélération d'ouest débute à la stratopause et se propage vers le bas à une vitesse de 10 km par mois : le mécanisme associé implique des ondes équatoriales de grande échelle.

La plupart des modèles de climat peinent encore à simuler ne serait-ce qu'une amorce de QBO, même si quelques succès dans ce sens ont été enregistrés au cours des deux dernières décennies. En 1996, Takahasi met en œuvre la première simulation de la QBO dans un modèle de circulation générale, mais avec une période trop courte. Les difficultés à reproduire une QBO réaliste et d'amplitude satisfaisante sont dues à une combinaison complexe de plusieurs facteurs. Parmi eux, la résolution verticale du modèle doit être suffisante pour reproduire les interactions ondes-écoulement moyen, et le schéma convectif du modèle doit générer suffisamment d'ondes équatoriales pour piloter la QBO. En 2000, Scaife et al. montrent que la paramétrisation des ondes de gravité, non résolues dans la plupart des modèles, permet d'améliorer la simulation climatique par la génération d'une QBO réaliste dans la stratosphère. En 2012, Lott et al. proposent une nouvelle paramétrisation stochastique des ondes de gravité non orographiques, qui permet à la fois de simuler une QBO réaliste, et d'améliorer la représentation des ondes équatoriales de grande échelle.

2.3 RSS et ondes planétaires

Concernant les hautes latitudes de l'hémisphère Nord, les RSS représentent le phénomène le plus marquant à l'échelle intra-saisonnière. De manière sporadique, en hiver et essentiellement dans l'hémisphère nord, le vortex polaire peut subitement s'effondrer, avec une décélération importante des vents d'ouest qui disparaissent et laissent place à un régime d'est. La première observation de ce phénomène fut reportée par Scherhag (1952), et une première explication théorique fut proposée par Matsuno (1971). L'origine des RSS est dynamique: elle est reliée à la propagation verticale des ondes stationnaires d'échelle planétaire. La convergence des flux de chaleur et de quantité de mouvement associés à l'amplification des ondes planétaires transitoires conduit à une augmentation de la température dans la stratosphère, qui peut aller jusqu'à une dizaine de degrés Celsius par jour. Les ondes stationnaires d'échelle planétaire responsables du réchauffement stratosphérique soudain, générées dans la troposphère, sont souvent associées à une situation de blocage troposphérique (Martius et al. 2009), dont les caractéristiques spatiales diffèrent selon le type de RSS. En effet, deux types de RSS sont généralement distingués : les événements « scindés » (« splitted » en anglais) qui consistent en une scission du vortex polaire et les événements « décalés » (« shifted » en anglais) qui correspondent à un déplacement du vortex vers les moyennes latitudes. Alors que les événements «décalés » semblent presque toujours précédés par un blocage sur le bassin atlantique uniquement, les évènements « scindés » sont quant à eux précédés par un blocage sur le bassin pacifique ou sur les deux bassins simulta-

nément. Cependant si la plupart des RSS sont précédés d'un blocage troposphérique, les blocages sont beaucoup plus fréquents et ne sont pas systématiquement suivis d'un RSS (Taguchi 2008).

Plus récemment, la théorie de l'interférence linéaire a été proposée pour affiner la compréhension de la modulation inter-annuelle des ondes stationnaires climatologiques par les ondes planétaires (Smith et al. 2010, Smith et Kushner 2012). Ce processus joue un rôle dominant dans la variance de la composante verticale du flux d'Eliassen-Palm entre la troposphère et la stratosphère, notamment lorsque les ondes planétaires sont d'amplitude limitée par rapport aux ondes climatologiques et peuvent malgré tout interférer de manière constructive (amplification) ou destructive (atténuation) avec elles. Ce processus est particulièrement actif dans les cas de RSS "décalés" alors que les événements « scindés » sont plutôt associés à des processus non-linéaires (Smith et al. 2010).

Dans la génération CMIP3 des modèles de climat, l'amplitude de la variabilité du vortex polaire dépend de celle des ondes stationnaires et certains précurseurs relativement robustes apparaissent dans la troposphère, notamment au dessus du continent eurasiatique (Kolstad et al. 2011), associés notamment à de larges anomalies de propagation d'ondes stationnaires dans la basse stratosphère.

2.4 Influence de la stratosphère polaire sur la troposphère

Si les RSS ont donc vraisemblablement des précurseurs troposphériques, de nombreuses études témoignent, à l'inverse, d'une influence de la stratosphère sur la variabilité troposphérique. Certains de ces travaux seront brièvement discutés dans la section 3 et nous nous limiterons ici à mentionner les différents mécanismes dynamiques qui ont été proposés pour expliquer une telle influence. La figure 7 propose un schéma récapitulatif relativement complet du couplage troposphère-stratosphère et revêt deux aspects : **(a)** comment se fait la propagation verticale de l'information, **(b)** comment la réponse troposphérique est-elle amplifiée ?

Considérons dans un premier temps le premier aspect **(a)** de ce couplage. Un mécanisme proposé, parfois nommé « downward control » (Haynes et al. 1991), met en jeu l'inversion non locale du tourbillon potentiel et le réarrangement de la vorticité potentielle (PV) dans la stratosphère. Tout changement dans la distribution de la PV dans la basse stratosphère conduit à des modifications du vent et de la température dans la troposphère. Si l'on s'intéresse uniquement aux champs de vent zonal, cette hypothèse d'inversion de PV non locale verticalement revient à dire qu'un forçage par les ondes localisé dans la stratosphère donnera lieu, à travers la circulation méridienne induite, à une accélération du vent dans la troposphère.

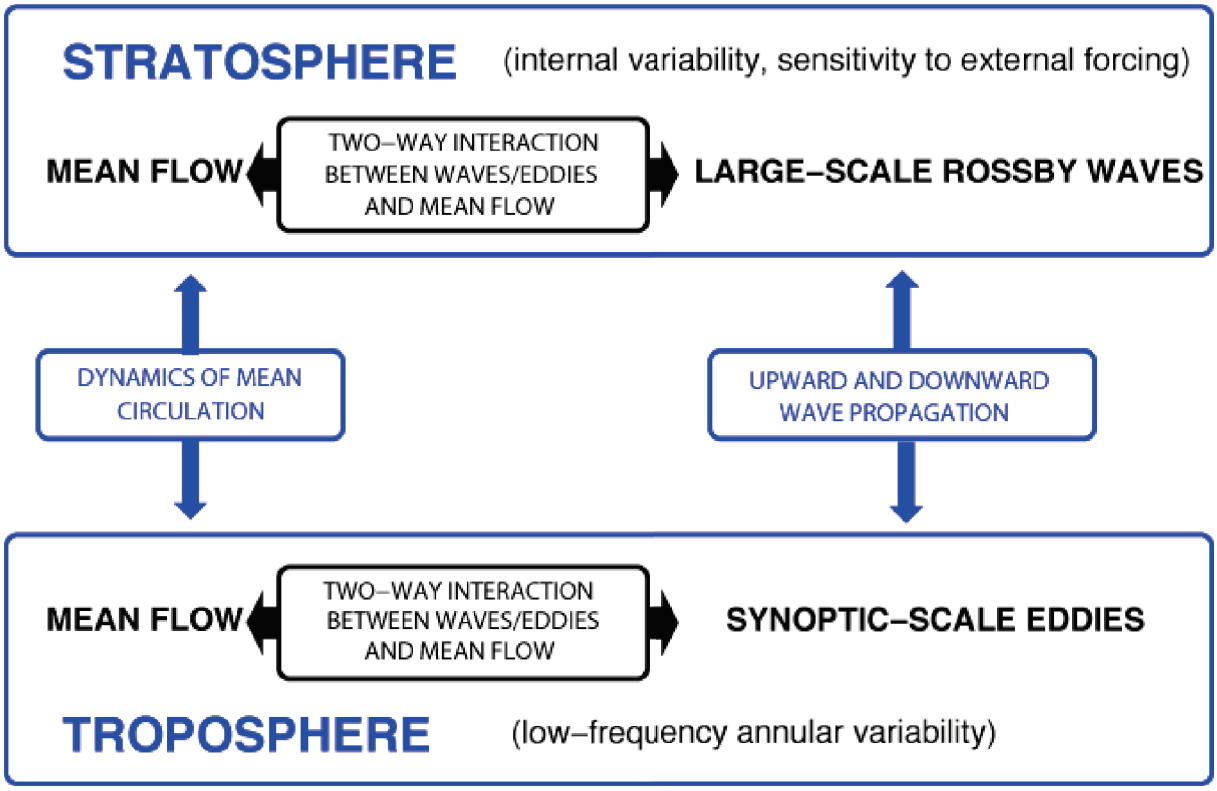


Figure 7: Schéma synthétique du couplage troposphère-stratosphère et des mécanismes dynamiques associés (d'après la newsletter SPARC n°25).

Un second mécanisme proposé pour expliquer la propagation verticale de l'information fait intervenir la propagation d'ondes de Rossby. Cette propagation d'ondes de Rossby hors de la troposphère pourrait être sensible à la variation des propriétés "refractives" de la circulation dans la basse stratosphère (Hartmann et al., 2000, Limpasuvan and Hartman 2000). Les travaux de Perlwitz et Harnik (2003) suggèrent par ailleurs que la réflexion verticale des ondes planétaires dans la haute stratosphère peut contribuer à la propagation verticale des anomalies stratosphériques.

Un troisième mécanisme permettant d'expliquer cette propagation verticale de l'information concerne l'interaction ondes-écoulement moyen. Cette double interaction entre les ondes planétaires et l'écoulement zonal, qui conduit à la propagation des anomalies de vent dans la stratosphère (Christiansen, 1999), peut continuer dans la troposphère et atteindre la surface de proche en proche lorsque l'amplitude des ondes stratosphériques est suffisamment élevée. La dynamique d'interaction ondes-écoulement moyen devient alors largement non linéaire, et des perturbations imposées dans la stratosphère peuvent avoir des effets significatifs sur les niveaux inférieurs.

Intéressons-nous à présent au second aspect **(b)** du couplage stratosphère-troposphère. La double interaction entre les ondes baroclines et l'écoulement moyen dans la troposphère qui donne lieu à un mode de variabilité annulaire peut également constituer un 'amplificateur' des forçages externes (incluant le forçage dynamique de la stratosphère)

(Hartmann et al. 2000). D'après Robinson (1991), les modes annulaires sont des modes intrinsèques libres associés à la dynamique non linéaire troposphérique, qui peuvent répondre significativement à de faibles forçages stratosphériques.

Rassemblant les aspects **(a)** et **(b)**, Song et Robinson (2004) suggèrent que l'anomalie stratosphérique, à travers le mécanisme de «downward control» par les circulations secondaires, force un mode AO intrinsèque préexistant. La réponse au forçage stratosphérique est à la fois amplifiée et modifiée dans la troposphère par interaction avec les perturbations transitoires dans la basse atmosphère. Ils nomment ce mécanisme "downward control with eddy feedback". Cependant, des études plus récentes de Song et Robinson montrent que cela ne suffit pas à expliquer totalement les effets des perturbations stratosphériques sur la circulation troposphérique observée. En particulier, ils montrent que cet effet est beaucoup plus faible quand les ondes de Rossby dans la stratosphère sont artificiellement amorties suggérant par conséquent que ces ondes jouent un rôle important dans la communication verticale de l'information.

Malgré les incertitudes sur les mécanismes, de nombreux modèles de climat semblent capables de simuler la propagation d'un mode annulaire de la stratosphère vers la troposphère. En particulier, Gerber et al. (2009) ont reproduit la réponse troposphérique à un affaiblissement du vortex polaire lors d'épisodes de RSS dans des simulations d'ensembles idéalisées effectuées avec un modèle de circulation générale. Cependant, cette réponse demeure faible en amplitude, et est donc facilement masquée par la variabilité troposphérique, et dépend fortement de la puissance du RSS.

3 Variabilité inter-annuelle du vortex stratosphérique polaire

3.1 Influence de la QBO et du cycle solaire

La mise en évidence d'une influence de la QBO sur le vortex polaire date des travaux de Holton et Tan (1980). La phase est (ouest) de la QBO est généralement associée à un affaiblissement (renforcement) du vortex polaire. Selon McIntyre (1982), cet effet serait lié à un rétrécissement du guide d'ondes de l'hémisphère Nord pendant la phase Est, qui favoriserait la réfraction des ondes planétaires vers le pôle et ainsi la perturbation du vortex. Des travaux plus récents semblent toutefois invalider cette hypothèse. Naoe et Shibata (2010) ne constatent pas ce phénomène dans un modèle atmosphérique simulant une QBO réaliste, ni même dans les réanalyses ECMWF. Une analyse composite du flux d'EP ne montre pas, dans la stratosphère des moyenne latitudes, une propagation vers le pôle pendant la phase Est de la QBO, ceci malgré l'affaiblissement du vortex polaire. Étant donnée la propagation à la fois méridienne et verticale des ondes planétaires et le possible effet parasite de l'activité solaire (cf. paragraphe ci-dessous), il est finalement difficile de comprendre le couplage dynamique entre la QBO et le vortex polaire. Néanmoins, certains

travaux suggèrent un rôle important de la haute stratosphère équatoriale, pouvant justifier le recours à des MCG atmosphériques de type « high-top » et/ou une analyse dynamique plus fine des RSS selon la phase de la SAO (Pascoe et al., 2005).

À la fin des années 80, Labitzke et van Loon (1988) indiquent une possible interaction entre la QBO et le cycle solaire à 11 ans dans la stratosphère extra-tropicale de l'hémisphère nord. En lien avec la présence d'ozone et son absorption du rayonnement dans l'ultra-violet, le cycle à 11 ans de l'activité solaire représente une source potentielle de variabilité inter-annuelle dans la basse stratosphère, mais cet effet serait fortement modulé selon la phase de la QBO. Ces travaux statistiques relativement anciens sont en partie confortés par la figure 8 qui montre une analyse en double-composites du géopotentiel extra-tropical à 10 hPa effectuée sur la période 1958-2007. On constate d'une part que l'affaiblissement du vortex polaire (correspondant à une forte anomalie du géopotentiel) associé à une plus forte activité solaire est plus marqué pour une phase est de la QBO, d'autre part que la réponse du vortex polaire à une moindre activité solaire serait inversée selon la phase de la QBO. Si ce dernier résultat traduit probablement une influence dominante de la QBO sur la stratosphère extra-tropicale, il n'en reste pas moins que le vortex polaire peut également répondre au forçage solaire via la forte interaction rayonnement-dynamique dans la stratosphère. Par ailleurs, il est important de noter que les relations statistiques ainsi mises en évidence ne signifient pas un effet systématique de ces forçages qui peuvent être contrecarrés par la variabilité interne de l'atmosphère (Labitzke et Kunze 2009).

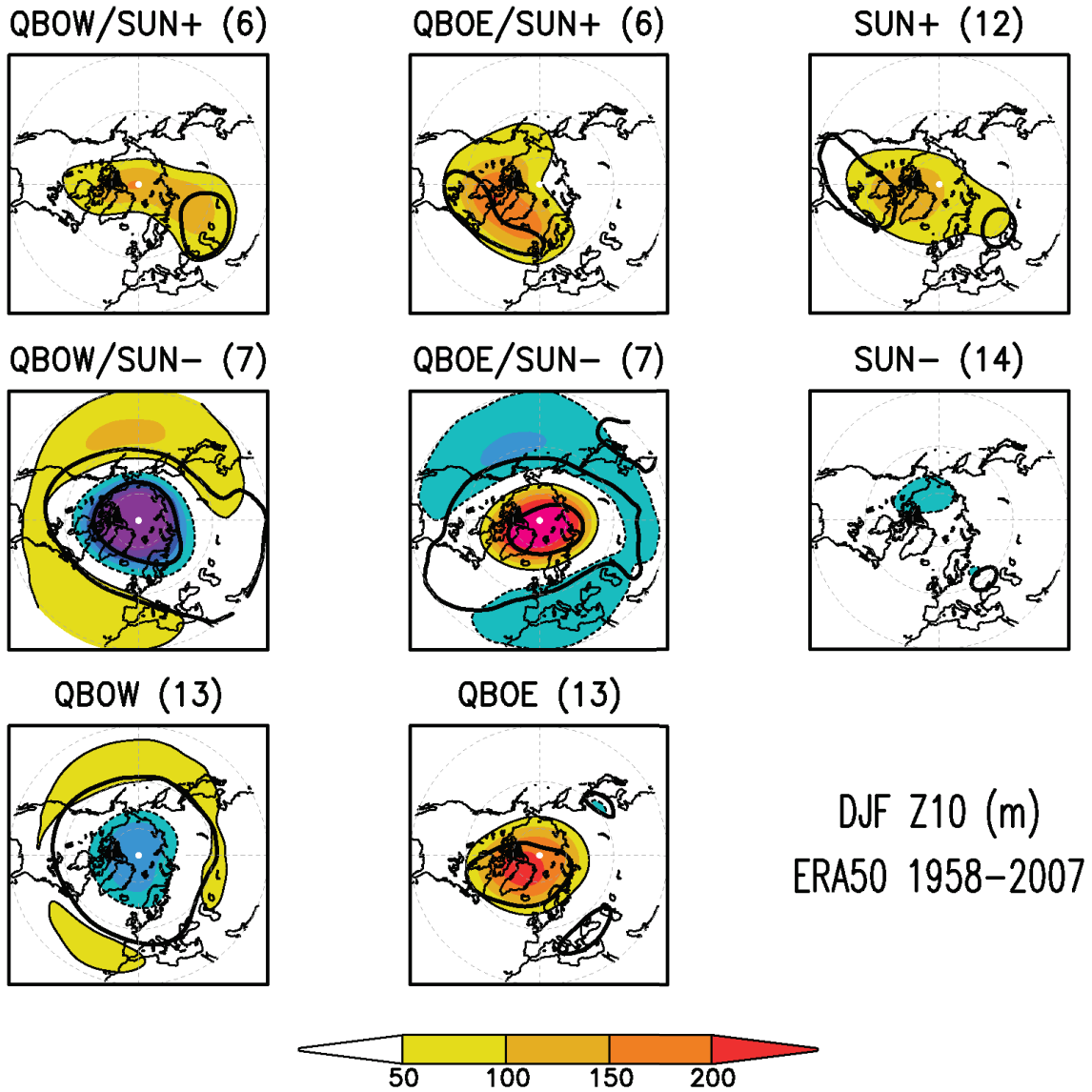


Figure 8: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 10hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et le flux solaire à 2800 MHz comme indice de l'activité solaire. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.

3.2 Influence de l'ENSO et non-linéarités des effets ENSO-QBO

L'influence de l'ENSO sur le vortex polaire a récemment connu un regain d'intérêt car la stratosphère pourrait être la courroie de transmission de l'influence significative de l'ENSO sur le climat européen en fin d'hiver (Cagnazzo et Manzini 2006, Ineson et Scaife 2009). Par ailleurs, les travaux de Calvo et al. (2009) basés sur des simulations longues d'un MCG atmosphérique ayant une QBO réaliste suggèrent une forte non-linéarité des

effets ENSO et QBO sur le vortex polaire.

La figure 9 montre sur la période 1958-2007 l'évolution des anomalies hivernales (DJF) du géopotentiel à 10 hPa moyenné au nord de 60°N (NPC Z10), ainsi que celle des anomalies de SST Niño3.4 (comme indice de l'ENSO) et du vent zonal à 30hPa moyenné entre 5°S et 5°N (comme indice de la QBO). D'éventuelles tendances linéaires ont été retirées de ces séries pour se concentrer sur la variabilité inter-annuelle. Les corrélations avec les SST Niño3.4 et la QBO sont de même amplitude mais de signe opposé. Elles traduisent qu'un événement chaud (froid) sur la Pacifique ou une phase Est (Ouest) de la QBO favorise un affaiblissement (renforcement) du vortex. Ce lien statistique est cependant relativement faible. Une analyse plus poussée de la figure 6 conforte les résultats de Calvo et al. (2009). C'est l'effet combiné d'un événement El Niño et d'une phase Est de la QBO (cercles rouges) ou d'un événement La Niña et d'une phase Ouest de la QBO (disques bleus) qui explique en grande partie les corrélations obtenues sur 50 ans.

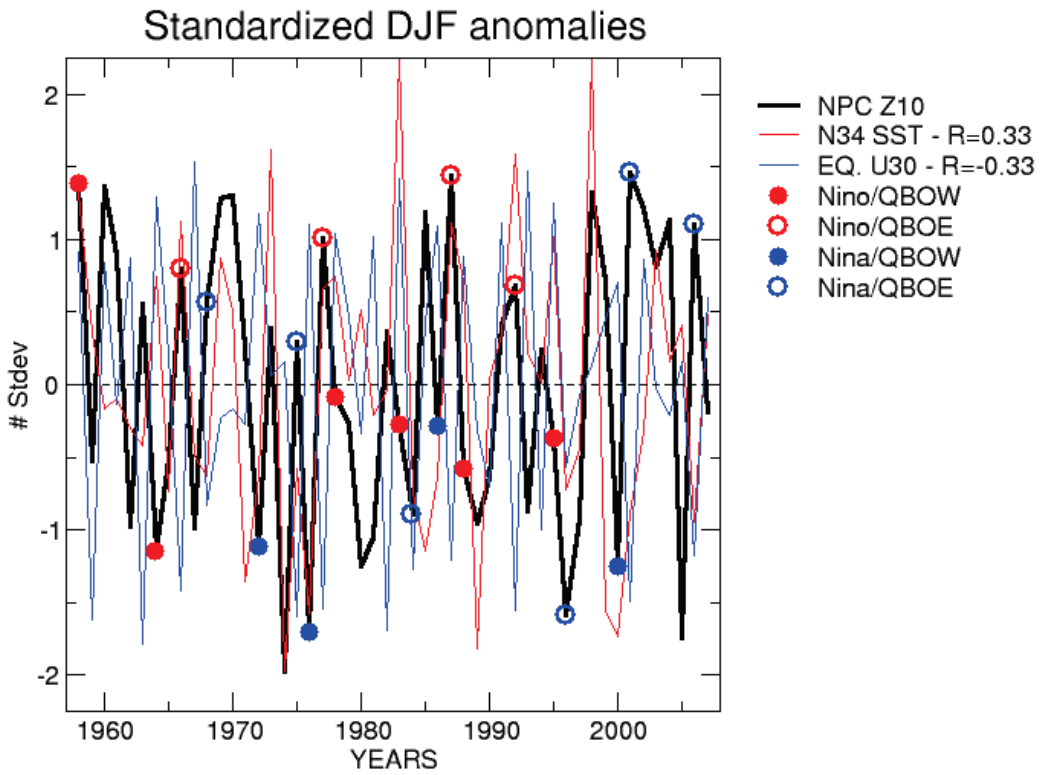


Figure 9: Anomalies hivernales (DJF) centrées et réduites (en nombre d'écarts-type) pour différents indices climatiques : géopotentiel à 10hPa au nord de 60°N (en noir), SST Niño3.4 (en rouge), vent zonal à 30 hPa entre 5°S et 5°N (en bleu). Les symboles (cercles et disques de couleur) superposés à la courbe en noir montrent les hivers utilisés pour construire des composites du géopotentiel sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour chacun des deux autres indices (ENSO et QBO).

La non-additivité des forçages ENSO et QBO est confirmée par une analyse en double composites du géopotentiel à 10 hPa sur la période 1958-2007 (Figure 10). La réponse de la stratosphère polaire est forte (et de signe opposé) pour les forçages QBOW/La Niña et QBOE/El Niño, alors que les réponses aux forçages individuels sont à peine significatives (pour l'ENSO) ou d'amplitude moindre (pour la QBO). Selon Calvo et al. (2009), cette non-linéarité tient d'une part aux changements de circulation zonale liés à la QBO, d'autre part à l'influence des ondes planétaires extratropicales liées à l'ENSO.

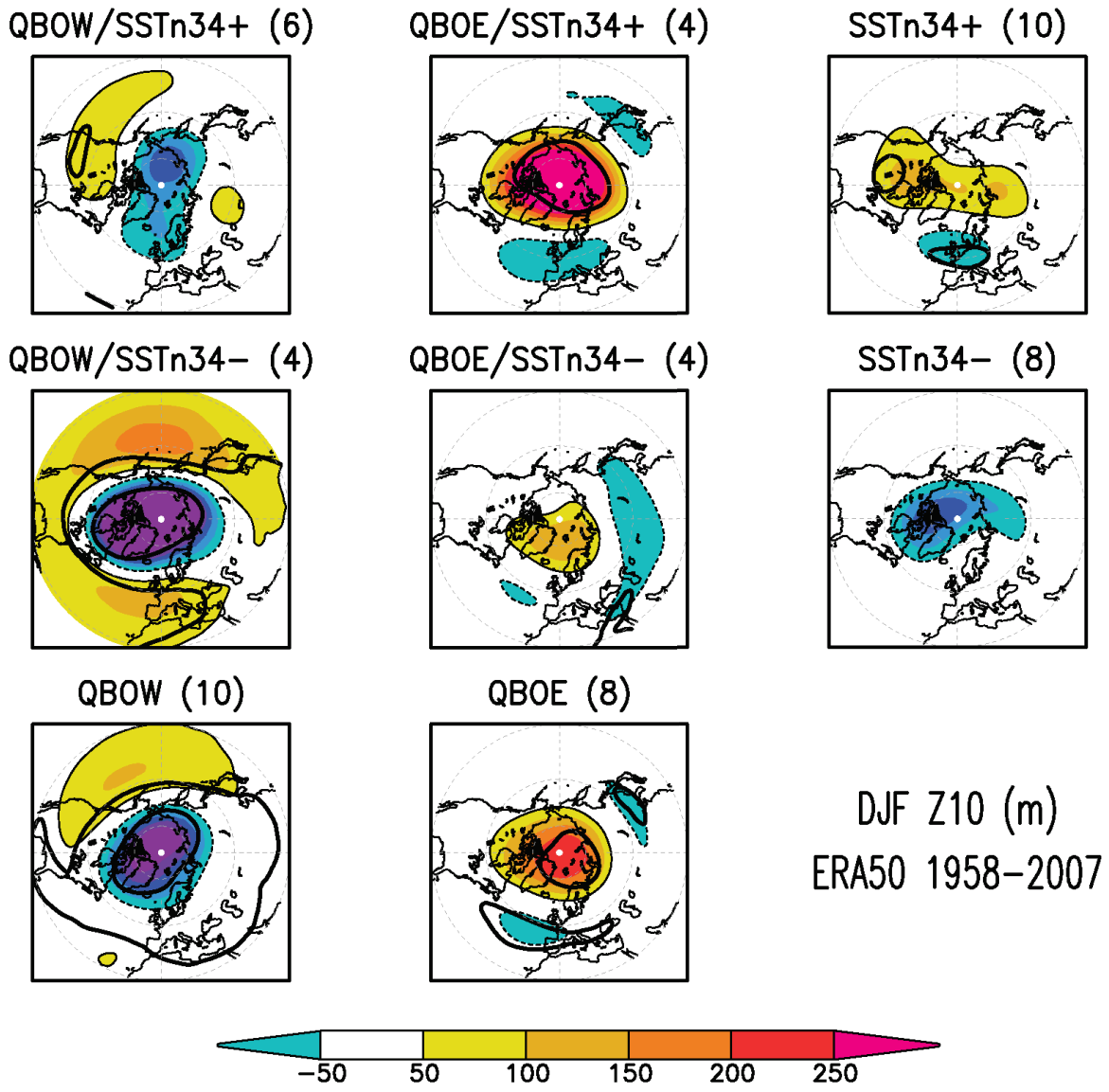


Figure 10: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 10hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et les SST Niño3.4 comme indice de l'ENSO. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.

3.3 Forçage volcanique

Une difficulté supplémentaire pour la compréhension de la variabilité interannuelle du vortex stratosphérique polaire est l'influence significative des principales éruptions volcaniques (Mont Agung en Indonésie en mars et mai 1963, El Chichon au Mexique en mars-avril 1982, Mont Pinatubo aux Philippines en juin 1991) qui ont marqué la seconde moitié du 20ème siècle (Mitchell et al. 2011). En injectant de fortes quantités d'aérosols à haute altitude, ces éruptions ont un effet radiatif important aboutissant à un réchauffement persistant de la basse stratosphère. Lorsqu'il est pris en compte, le forçage volcanique est souvent surestimé et se traduit par un réchauffement stratosphérique excessif dans les modèles CMIP3 (Cordero et Forster 2006). L'importance des éruptions volcaniques pour la compréhension de la variabilité naturelle du climat et les études de détection-attribution a toutefois conduit à une amélioration des modèles CMIP5 dans ce domaine, comme en témoigne en particulier le bon comportement du modèle CNRM-CM5 (Voldoire et al. 2012). Par ailleurs, Marshall et al. (2009) montre une prévisibilité accrue en hiver sur l'Europe à la suite des fortes éruptions tropicales observées au cours de la seconde moitié du 20ème siècle.

La coïncidence fortuite de ces éruptions avec des événements de type El Niño dans le Pacifique équatorial brouille encore un peu plus les pistes concernant l'influence de l'ENSO sur la variabilité stratosphérique. Les doubles composites du géopotentiel à 10 hPa de la figure 11 montrent en effet que la signature de l'ENSO sur le vortex polaire est très différente selon la présence ou non d'une forte charge d'aérosols volcaniques en moyenne globale. Les quelques hivers ayant suivi les éruptions majeures montrent un renforcement significatif du vortex polaire cohérent avec le réchauffement de la basse stratosphère tropicale. Ce signal est toutefois modulé par l'ENSO dont la signature stratosphérique est elle même très sensible au forçage volcanique. Ce constat conduit certains auteurs à écarter les années post-volcaniques dans les études statistiques sur la variabilité stratosphérique.

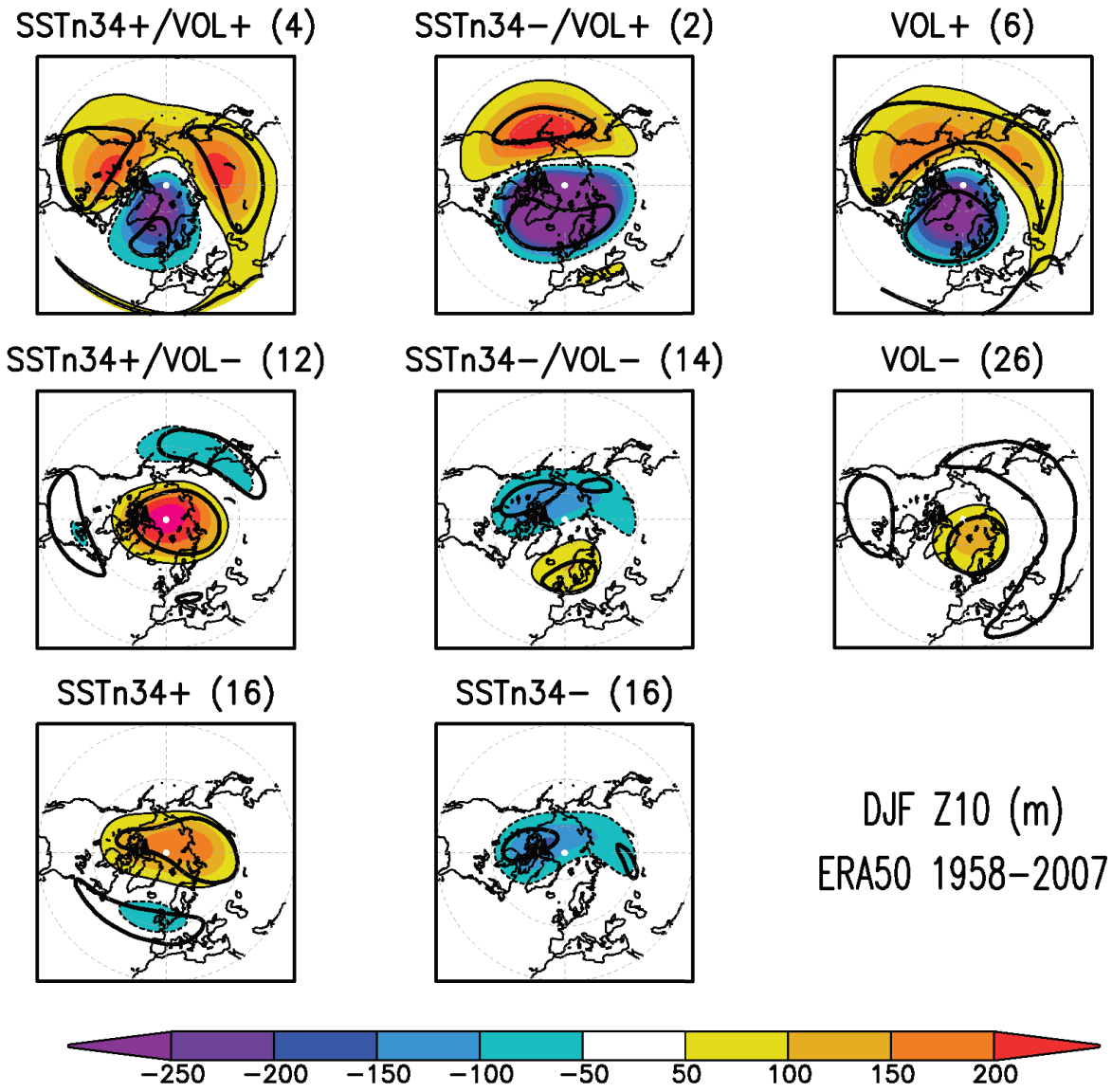


Figure 11: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 10hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour les SST Niño3.4 et selon la présence ou non d'une forte charge d'aérosols volcaniques. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.

3.4 Influence de l'enneigement sibérien

Au-delà des SST notamment dans le Pacifique équatorial, les surfaces continentales sont également susceptibles d'exercer un forçage persistant sur la troposphère (Watanabe et Nitta 1998, Douville 2010, Peings et al. 2011) voire la stratosphère (Saito et al. 2001, Cohen et al. 2007, Peings et al. 2012). Nous avons vu que les RSS étaient souvent précédés d'anomalies troposphériques quasi-stationnaires sur le Pacifique Nord et l'Est de l'Europe,

ces ondes planétaires pouvant être forcées en partie par l'ENSO et les anomalies de couverture neigeuse sur le continent eurasiatique (Garfinkel et al. 2010). Il existe en effet une variabilité inter-annuelle de la couverture de neige eurasienne, plus importante au printemps et en automne. La figure 12 illustre cette variabilité en montrant les anomalies d'étendue de neige en millions de km² pour chaque saison depuis 1966. Le record est obtenu avec une anomalie positive de 7.7 millions de km² pour l'automne 1976, année qui présente un mode AO fortement négatif comme nous le verrons dans le chapitre 4.

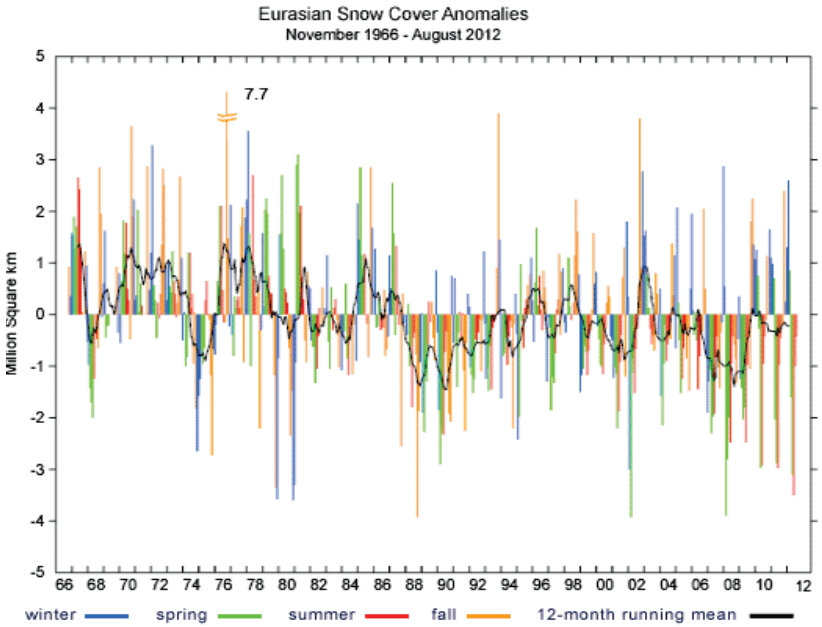


Figure 12: Anomalies mensuelles de couverture de neige sur l'Eurasie. D'après http://climate.rutgers,edu/snowcover.

Plusieurs études suggèrent l'influence de l'enneigement sibérien d'automne sur la variabilité extratropicale de l'hémisphère nord en hiver (Cohen et Entekkabi 1999, Cohen et al. 2007). 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. 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.

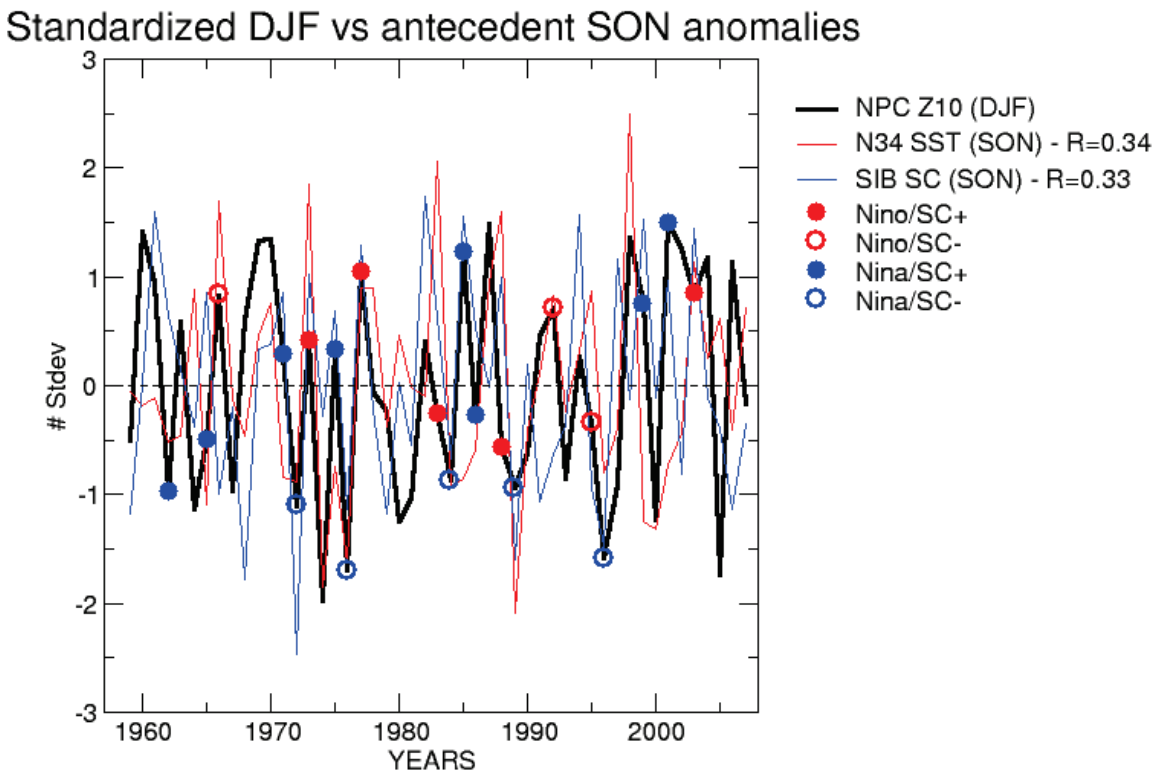


Figure 13: Anomalies hivernales (DJF) centrées et réduites (en nombre d'écarts-type) pour différents indices climatiques : géopotentiel à 10hPa au nord de 60°N (en noir), SST Niño3.4 (en rouge), étendue de la couverture neigeuse sur la Sibérie (en bleu). A noter que les anomalies de SST et de neige sont moyennées sur l'automne (SON) précédent l'hiver sur lequel on moyenne le géopotentiel. Les symboles (cercles et disques de couleur) superposés à la courbe en noir montrent les hivers utilisés pour construire des composites du géopotentiel sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour chacun des deux autres indices (ENSO et neige).

La figure 13 montre sur la période 1958-2007 l'évolution des anomalies hivernales (DJF) du géopotentiel à 10 hPa moyenné au nord de 60°N (NPC Z10), ainsi que celle des anomalies de SST Niño3.4 et de la couverture neigeuse sur la Sibérie moyennées sur l'automne (SON) précédent l'hiver sur lequel on moyenne le géopotentiel. La corrélation avec l'anomalie de couverture neigeuse, d'amplitude équivalente à celle des SST Niño3.4, traduit un affaiblissement (renforcement) du vortex polaire en lien avec des anomalies positives (négatives). Si la réponse du vortex polaire aux anomalies automnales positives de couverture neigeuse n'est pas sensible à la phase du signal ENSO (figure 14), sa réponse à un déficit de couverture de neige sibérienne est largement modulée par la phase de l'ENSO.

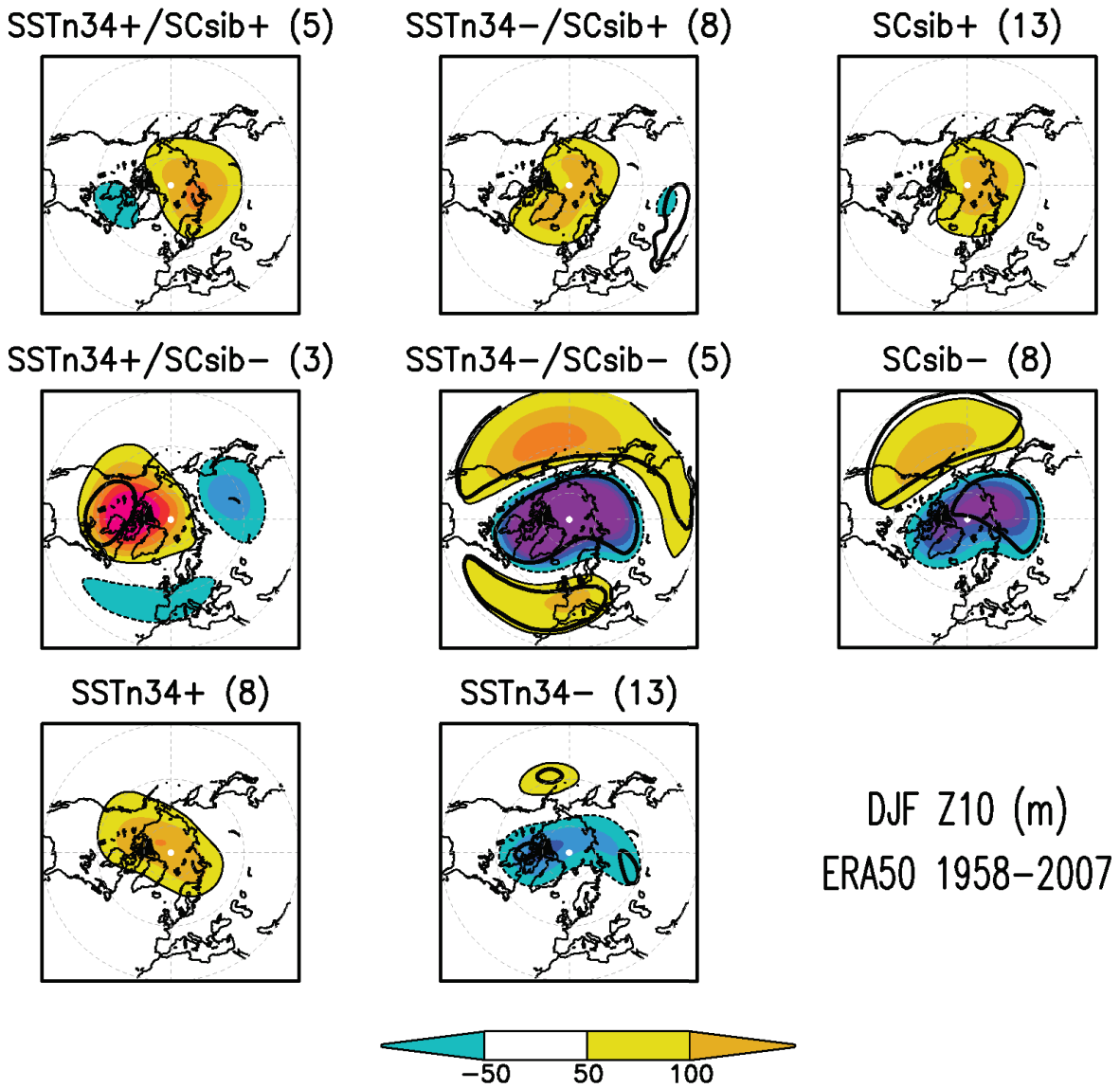


Figure 14: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 10hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type les SST Niño3.4 et l'étendue de la couverture neigeuse sur la Sibérie. A noter que les anomalies de SST et de neige sont moyennées sur l'automne (SON) précédent l'hiver sur lequel on moyenne le géopotentiel. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.

4 Influence sur la variabilité climatique hivernale

4.1 Variabilité climatique aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord

i. Modes annulaires

L'influence dynamique de la stratosphère sur la troposphère a fait l'objet de nombreuses expériences numériques depuis les premiers travaux de Boville (1984) consistant à imposer une perturbation de la stratosphère dans un MCG atmosphérique. Un regain d'intérêt pour cette thématique a été initié par la mise en évidence de modes annulaires (NAM et SAM respectivement au Nord et au Sud) dans la variabilité extratropicale des deux hémisphères, aussi bien dans la troposphère (Thompson et Wallace 2000) que dans la stratosphère (Baldwin et Dunkerton 1999). Ces modes annulaires, encore appelé Arctic Oscillation (AO) dans le cas de l'hémisphère Nord, sont associés à des variations dans l'intensité et la position des jets d'Ouest (cf figure 2) mais relèvent de processus différents selon qu'il s'agit du jet stratosphérique ou troposphérique. Dans la troposphère, c'est l'interaction entre les perturbations baroclines et le jet des moyennes latitudes qui est mise en avant pour expliquer les modes annulaires (Robinson 1991, Feldstein et Lee 1998, Hartmann et Lo 1998). Néanmoins, la mise en évidence de fortes corrélations entre la variabilité stratosphérique et troposphérique (Thompson et Wallace, 2000) et d'une propagation possible du mode annulaire de la stratosphère vers la troposphère (voir la figure 15 d'après Baldwin et Dunkerton 2001) pose notamment la question de la modulation de l'AO par la variabilité stratosphérique (cf. section 2.4).

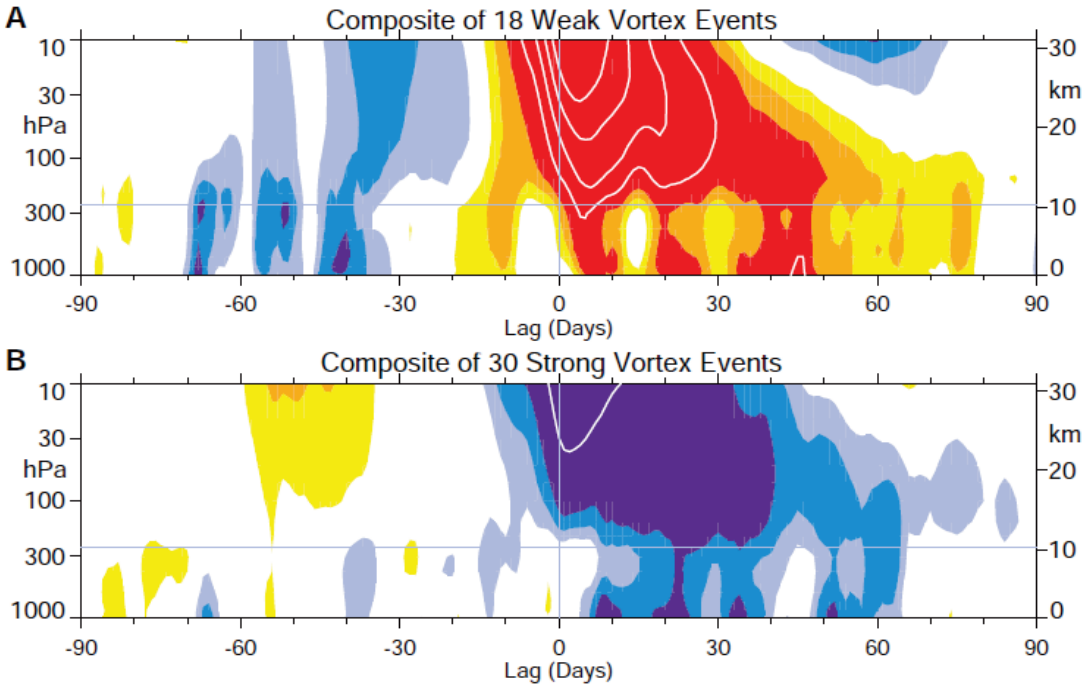


Figure 15: Coupes temps-pression des composites du mode annulaire pour (A) 18 évènements "vortex faible" et (B) 30 évènements "vortex fort". Les évènements sont déterminés par les dates pour lesquelles le mode annulaire à 10 hPa dépasse les écart-types 3.0 et 11.5, respectivement. Les indices sont adimensionalisés; l'intervalle de contour pour les plages colorées est de 0.25, et de 0.5 pour les contours blancs. Les valeurs entre 20.25 et 0.25 ne sont pas tracées. La ligne horizontale indique la limite approximative entre la troposphère et la stratosphère (d'après Baldwin et Dunkerton 2001).

Une analyse composite du NAM stratosphérique montre une structure annulaire cohérente dans la troposphère ainsi qu'une signature du flux EP cohérente avec la théorie de la propagation des ondes et de leur interaction avec le vent zonal (voir la figure 16 d'après Hartmann et al. 2000). Pour autant, la figure 15 d'après Baldwin et Dunkerton (2001), régulièrement utilisée pour illustrer la propagation vers la surface du mode annulaire stratosphérique, signifie t'elle que la variabilité stratosphérique est directement responsable du signal troposphérique qui suit ? Pas nécessairement. Dans le cas de la QBO, Plumb (1977) montre par exemple à l'aide d'un modèle dynamique simplifié que la circulation en deçà d'un niveau donné ne dépend pas des niveaux supérieurs malgré la propagation apparente du signal de la haute vers la basse stratosphère. Dans la théorie des ondes, il faut en effet distinguer vitesse de phase et vitesse de groupe, seule la seconde étant directement associée à la propagation de l'information. Plus récemment, Plumb et Semeniuk (2003) ont utilisé un modèle simplifié plus adapté aux extratropiques pour montrer qu'une perturbation de la basse stratosphère pouvait donner lieu à une propagation apparente (sans réelle propagation d'information) de la haute vers la basse stratosphère.

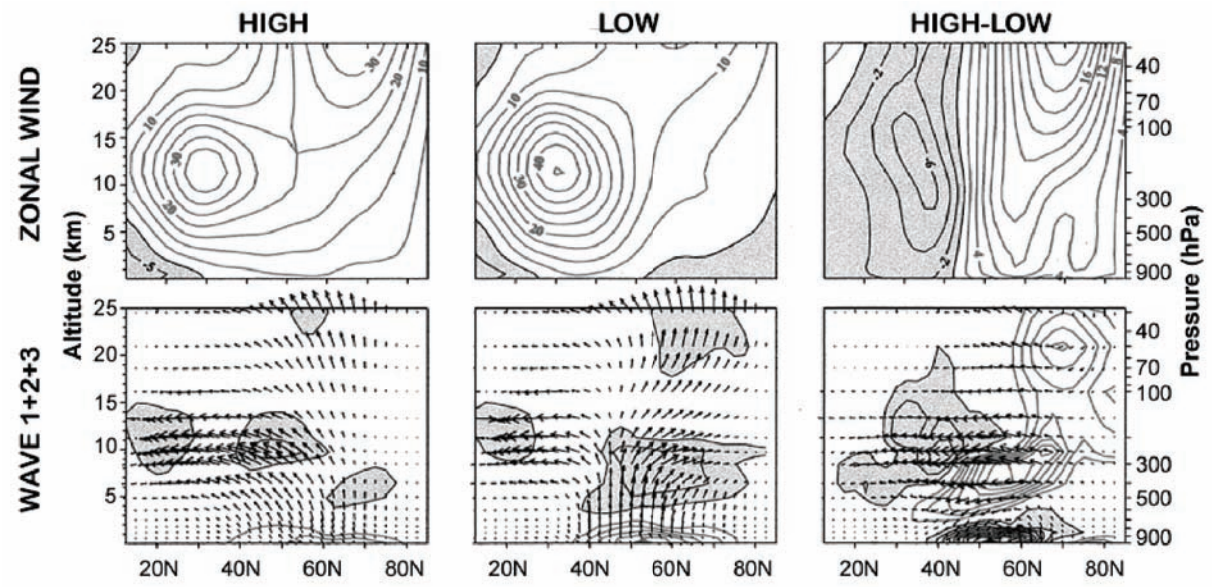


Figure 16: Composites pour les indices NAM forts vs faibles et leur difference (à gauche, au centre et à droite, respectivement) du vent zonal (en haut) et du flux d'Eliassen-Palm, qui indique la propagation des ondes et le transport de quantité de mouvement, et sa divergence, qui indique le forçage par les ondes. Les contours positifs sont en gris, les contours négatifs en noir, avec les régions négatives en plages grisées. Le flux d'Eliassen-Palm est calculé uniquement pour les nombres d'onde zonale 1, 2 et 3. Dans la phase "high" les flux tendent à s'orienter vers l'Equateur dans la troposphère et à converger dans la troposphère subtropicale, alors que dans la phase "low" les flux tendent à être orientés verticalement vers la stratosphère et à converger, impliquant un forçage de quantité de mouvement, aux moyennes et hautes latitudes dans la stratosphère (d'après Hartmann et al. 2000).

Néanmoins, il existe de nombreuses expériences numériques idéalisées témoignant d'une réponse de la troposphère à une perturbation stratosphérique. En 1990, Kodera et al. montrent qu'un renforcement des vent d'ouest dans la haute stratosphère en décembre (imposé par un réglage du chauffage solaire ultraviolet) conduit à un jet polaire plus persistant dans la basse stratosphère, et des vents d'ouest dans la troposphère polaire plus forts en février. En 2003, Norton montre qu'une suppression artificielle de la variabilité stratosphérique dans un modèle atmosphérique aboutit à une modification du spectre du NAM troposphérique (moins de variabilité basse-fréquence). A l'échelle d'une dizaine de jours, Charlton et al. (2004) examinent les changements transitoires dans la troposphère consécutifs à des changements de conditions initiales stratosphériques, et montrent une influence significative sur les systèmes troposphériques d'échelle synoptique.

Dans la génération CMIP3 des modèles de climat, les modes annulaires troposphériques (NAM et SAM) sont en général relativement bien reproduits, notamment en terme de structure spatiale (Miller et al. 2006). Néanmoins, la contribution de ces modes à la variabilité extratropicale est en général surestimée et le réalisme de l'AO est assez variable d'un modèle à l'autre.

ii. NAO

De nombreux travaux témoignent d'une influence de la stratosphère sur la NAO, et ceci à de multiples échelles de temps. Scaife et Knight (2008) ont montré sur l'étude de l'hiver 2005-2006, via des simulations d'ensemble où une perturbation de la stratosphère a été imposée pour mimer l'occurrence d'un RSS, que le RSS de janvier 2006 est probablement en cause dans les conditions de type NAO- qui se sont mises en place sur le domaine Atlantique Nord-Europe, associées à des températures froides sur l'Europe. En utilisant un guidage de la stratosphère extratropicale, Douville (2009) montre l'impact du vortex stratosphérique polaire sur la variabilité de la NAO à l'échelle interannuelle. Enfin, à l'échelle multi-décennale, Scaife et al. (2005) montrent que la tendance de la NAO observée des années 70 aux années 90 ne peut être simulée en imposant simplement les SST observées dans le MCG atmosphérique du Met Office, mais devient réaliste lorsqu'on impose également un forçage stratosphérique.

Concernant les modèles couplés océan-atmosphère, Stoner et al. (2009) montrent une grande disparité dans la capacité des modèles CMIP3 à reproduire la structure spatiale et le comportement temporel (spectre) des principaux modes de variabilité interannuelle, notamment pour le principal mode tropical que constitue l'ENSO. La NAO est en général bien reproduite en terme de structure spatiale, mais son comportement temporel reste peu satisfaisant dans de nombreux modèles. Sur la base du Z500 quotidien simulé en hiver aux moyennes latitudes de l'hémisphère Nord, Lucarini et al. (2007) montrent que l'activité des ondes baroclines est généralement surestimée dans les modèles CMIP3, alors que les ondes planétaires sont à l'inverse sous-estimées. S'appuyant uniquement sur deux configurations « low-top » et « high-top » du modèle CMIP5 du Met Office, Hardiman et al. (2012) suggèrent que l'accroissement de résolution verticale dans la stratosphère se traduit essentiellement par une meilleure simulation des téléconnexions du climat de surface.

Concernant le climat de surface sur l'Europe, Cattiaux et al. (2012) montrent que les modèles CMIP5 reproduisent correctement la structure spatiale et la fréquence climatologique des principaux régimes de temps observés sur l'Atlantique Nord, mais qu'il existe encore malgré tout des biais de température importants en moyenne sur l'hiver. Analysant les mêmes modèles, Peings et al. (2012) montrent que les caractéristiques des vagues de froid sont plus ou moins bien reproduites, même si les erreurs de SST sur l'Atlantique nord et/ou de couverture neigeuse sur l'Europe du nord peuvent contribuer à biaiser leur sévérité.

4.2 Signatures intra-saisonnières : impact troposphérique des RSS

Si les mécanismes d'influence des anomalies stratosphériques hivernales, en particulier les RSS, sur la troposphère sont encore mal compris, il n'en reste pas moins un impact visible et non négligeable à l'échelle intrasaisonnière. La figure 17 illustre cette influence de la variabilité à l'échelle intrasaisonnière par une coupe temps-pression des composites des composites du mode annulaire en moyenne après les épisodes de RSS, la date d'apparition du RSS correspondant au lag 0. En accord avec l'analyse de Baldwin et Dunkerton (2001, voir la figure 12), on y constate une signature du NAM troposphérique jusqu'à 45 jours après le RSS. Cette signature se traduit en surface par des températures froides sur le continent eurasien, et chaude sur l'Amérique du nord, avec une structure caractéristique marquée par un dipôle de pression au niveau de la mer sur le pôle et les moyennes latitudes.

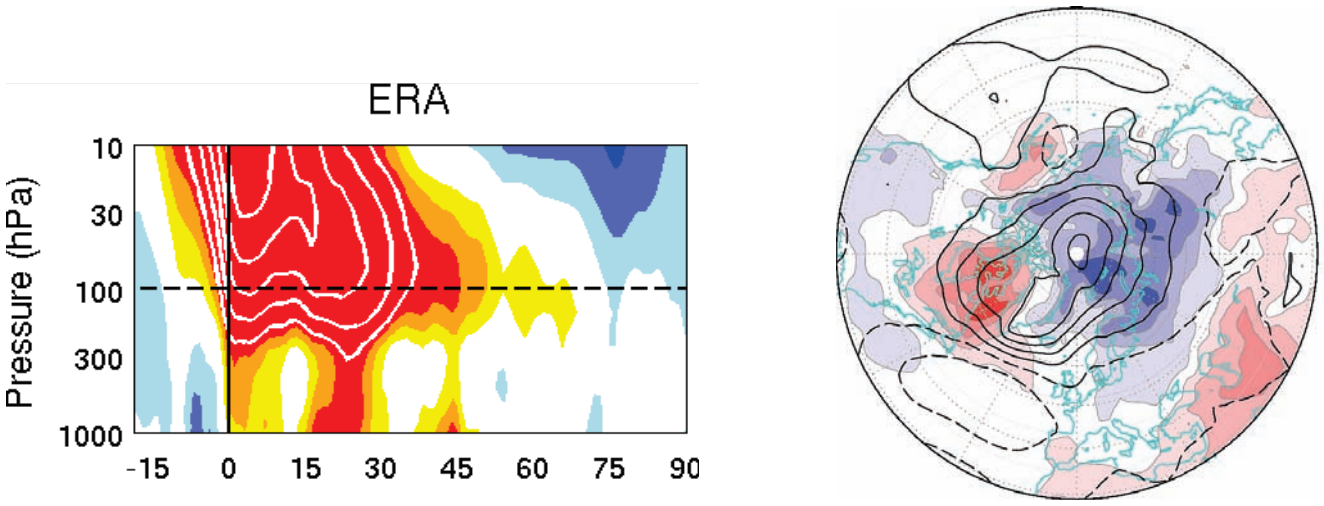


Figure 17: Signature des réchauffements stratosphériques soudains (RSS) sur la troposphère: a) Coupe temps-pression des composites du mode annulaire après les RSS; b) Composites des champs de température de surface (plages colorées) et de pression au niveau de la mer (contours noirs) observés en moyenne dans les deux mois suivant les RSS. D'après M. Sigmond, Workshop SSW du 24 février 2012, article en préparation.

4.3 Signatures inter-annuelles : vortex fort versus faible

Sur la période 1958-2007, les réanalyses du CEPMMT et les températures en surface du CRU montrent des réponses hivernales (DJF) significatives à la variabilité interannuelle du vortex stratosphérique polaire. L'analyse composite de la figure 18 montre que la réponse troposphérique à un vortex stratosphérique faible (Z10+) se projette sur une structure de type NAO, associée en surface à des anomalies négatives de température sur l'Eurasie, et de signe opposé sur l'Amérique du nord. La signature troposphérique d'un vortex fort (Z10-), de signe opposé, est plus faible et moins significative.

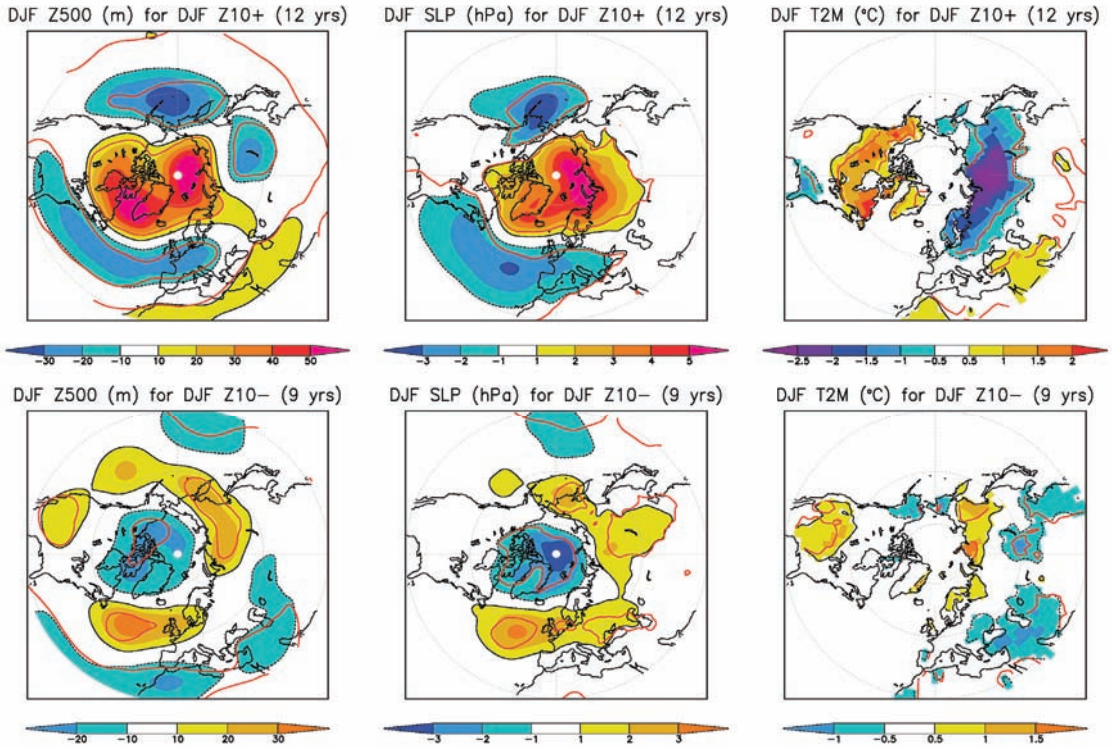


Figure 18: Analyse composite des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 500hPa (à gauche, en m), de pression au niveau de la mer (au milieu, en hPa), et de température de l'air à 2m (à droite, en °C) associées à un affaiblissement (en haut) ou un renforcement (en bas) du vortex polaire (anomalies DJF du géopotentiel à 10 hPa moyennées au nord de 60°N supérieures à un écart-type). Le trait rouge épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.

5 Prévisibilité à longue échéance de la stratosphère

5.1 Motivations, état de l'art et méthodes

L'ensemble de ces forçages potentiels et leur caractère persistant soulève la question de la prévisibilité du vortex stratosphérique polaire à quelques semaines voire quelques mois d'échéance. Les forçages radiatifs solaire et volcanique (une fois l'éruption réalisée) peuvent en effet être anticipés plusieurs mois à l'avance. C'est également le cas pour la QBO et l'ENSO dont les anomalies mensuelles montrent une forte auto-corrélation temporelle. Les anomalies de neige sur la Sibérie sont moins persistantes, mais nous avons vu qu'elles montrent une corrélation maximale avec l'intensité hivernale (DJF) du vortex polaire à l'automne (SON) précédent. Elles représentent donc une autre source potentielle de prévisibilité du vortex à l'échelle saisonnière. Garfinkel et al. (2010) estiment par exemple que l'influence combinée de l'ENSO, la QBO et l'enneigement eurasiatique pourrait expliquer 40% de la variabilité inter-annuelle du vortex polaire en hiver (NDJF) sur la période 1958-2007, augurant ainsi d'une certaine prévisibilité à l'échelle saisonnière.

Les premiers travaux sur la prévisibilité du vortex polaire ont toutefois porté sur des échelles de temps beaucoup plus courte, en lien avec les précurseurs possibles des RSS (voir section 2.3). Deux écoles peuvent être distinguées : la prévision dynamique, c'est-à-dire basée sur des MCG atmosphériques éventuellement étendus à la haute stratosphère, et la prévision statistique, s'appuyant généralement sur des relations statistiques observées. Bien qu'elle soit beaucoup moins lourde à mettre en œuvre, précisons d'emblée que cette seconde école reste faiblement représentée. Ceci s'explique en partie par les séries temporelles limitées dont on dispose pour caler de tels schémas, mais sans doute aussi par le caractère non-linéaire des interactions entre les différents forçages précédemment identifiés.

Concernant les schémas statistiques, l'idée d'exploiter la variabilité stratosphérique pour améliorer les prévisions en surface date seulement du début des années 2000 avec la mise en évidence d'une propagation vers le bas du mode annulaire (Baldwin et al. 2003). Christiansen (2005) concrétise cette idée via un schéma de régression linéaire multiple. Les scores obtenus au delà de 5 jours sur la température du nord de l'Europe sont comparables à ceux de l'état de l'art en mode dynamique et nettement supérieurs à ceux d'une régression uniquement basée sur des prédicteurs troposphériques. Les échéances analysées restent cependant inférieures à 60 jours. En 2012, Folland utilise des prédicteurs potentiels tels que les températures de surface de la mer, les éruptions volcaniques tropicales et la QBO dans une régression multiple et trouve une prévisibilité de la température du nord de l'Europe une saison avant plus élevée que les systèmes de prévisions dynamiques actuels.

A l'échelle saisonnière, de nombreux travaux statistiques existent concernant par exemple la prévision des moussons, mais l'application de ces techniques à la stratosphère est à notre connaissance quasi inexistante. L'ENSO est pourtant une source de prévisibilité commune aux moussons d'été et au vortex polaire d'hiver dans l'hémisphère Nord. Dans les

deux cas, le problème est que le lien statistique maximal est synchrone et n'est donc pas directement exploitable pour la prévision. Cependant, s'il existe une barrière de printemps à la prévisibilité de l'ENSO, nous avons vu que les anomalies d'automne montrent déjà des corrélations significatives avec la variabilité du vortex stratosphérique en hiver. En effet, la plupart des événements de type El Niño se déclenchent avant le début de l'hiver. Des analyses récentes basées sur les observations (Ren et al. 2012) suggèrent que les corrélations du vortex polaire avec l'ENSO seraient encore plus fortes un an après la phase de maturité de l'ENSO, ce qui laisserait augurer d'une certaine prévisibilité près de 12 mois à l'avance.

Sur le plan des prévisions dynamiques, les travaux sont également peu nombreux dans la mesure où la plupart des systèmes opérationnels ont pendant longtemps été basés sur des modèles de type « low-top » et se sont surtout focalisés sur le couplage océan-atmosphère (en particulier l'ENSO) comme source de prévisibilité. Des simulations en mode modèle parfait portant sur l'initialisation de la stratosphère (Gerber et al. 2009) montrent une prévisibilité accrue à la suite d'un RSS, suggérant l'intérêt d'une telle initialisation pour la prévision à moyenne échéance (de l'ordre de 10 jours) voire la prévision mensuelle. Dans un contexte plus proche de la prévision opérationnelle, Maycock et al. (2011) indiquent que les modèles couplés océan-atmosphère montrent encore des biais systématiques importants dans la stratosphère, et une absence totale de prévisibilité à l'échelle saisonnière. La raison invoquée est la faible résolution verticale de ces modèles mais aucun résultat probant ne corrobore pour le moment cette hypothèse, même si certains travaux du Met Office suggèrent que l'utilisation d'un modèle « high-top » permet de mieux anticiper les RSS à moyenne échéance et de mieux reproduire leur influence sur le climat européen (Marshall et Scaife 2010).

5.2 Travaux préliminaires sur la prévision de la QBO et du vortex polaire

Concernant la QBO, et étant donné son influence sur le vortex polaire (voir la section 3.1), la question des performances comparées de la prévision statistique et dynamique se pose de manière aigüe. Si certains modèles sont capables de simuler la QBO de manière spontanée et/ou de la prévoir à quelques mois d'échéance une fois correctement initialisée (Boer et Hamilton, 2008), les scores obtenus à de telles échéances sont-ils supérieurs à ce qu'un schéma statistique pourrait donner de manière beaucoup moins coûteuse?

La figure 19 montre les scores obtenus avec un schéma autorégressif d'ordre 3 (AR3), utilisé pour la prévision de l'indice QBO basé sur le vent zonal à 30 hPa moyenné sur le domaine [5°S-5°N;180°W-180°E], de 1 à 4 mois d'échéance à partir du 1er novembre, en comparaison avec les prévisions dynamiques low-top C31 et high-top C41 qui seront présentées au chapitre 5. Le schéma statistique AR3 donne de meilleurs scores tout au long de la prévision par rapport aux prévisions dynamiques, avec une erreur quadratique moyenne plus faible.

Ce résultat montre l'importance de disposer de schémas statistiques simples (persistance ou schémas auto-régressifs) pour juger des performances des systèmes dynamiques. Il suggère également la faisabilité d'une prévision statistico-dynamique de la stratosphère.

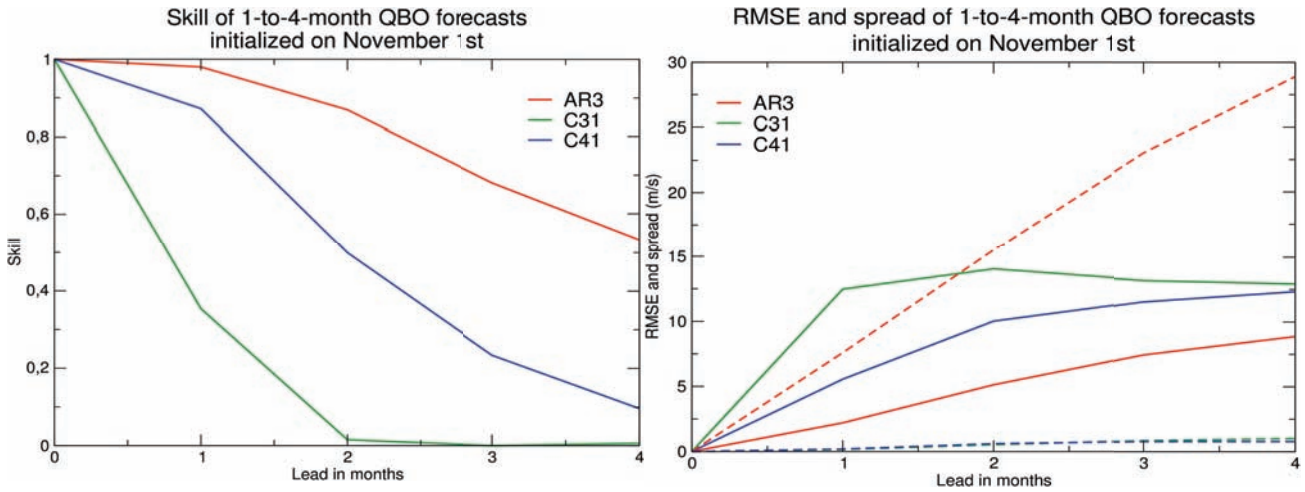


Figure 19: Scores sur l'indice QBO basé sur le vent zonal à 30 hPa moyennée sur la boîte [5°S-5°N;180°W-180°E] de 1 à 4 mois d'échéance à partir du premier novembre pour le schéma auto-régressif d'ordre 3 (AR3) et les prévisions dynamiques low-top (C31) et high-top (C41): a) Corrélation avec les réanalyses du CEPMMT, b) RMSE et dispersion (en pointillés).

Concernant la prévision du vortex polaire, des tests préliminaires proposant un modèle basé sur une régression multiple de l'indice VSI (Vortex Strength Index, basé sur l'anomalie de géopotentiel à 10 hPa) ont montré des résultats encourageants. Les prédicteurs potentiels utilisés correspondent aux forçages connus tels que la QBO, l'ENSO ou encore le cycle solaire. Cependant, au vu du nombre importants de prédicteurs potentiels et des effets non-linéaires de ces forçages mis en évidence précédemment, ce type de modèle n'est pas nécessairement adapté. Une régression de type LASSO (pour Least Absolute Shrinkage Selection Operator), introduite par Tibshirani (1996), pourrait être proposée pour permettre d'introduire un très grand nombre d'estimateurs de façon moins couteuse et plus efficace.

6 En résumé

L'influence possible de la stratosphère sur la troposphère a des implications pour de nombreux aspects de la variabilité climatique hivernale aux moyennes latitudes de l'hémisphère nord et pour sa prévisibilité à plus ou moins longue échéance. Le cycle solaire à 11 ans, certaines éruptions volcaniques, mais aussi l'ENSO et la QBO pilotent en partie la variabilité du vortex polaire, lui conférant ainsi une certaine prévisibilité à l'échelle saisonnière. Bien que les mécanismes responsables de ces forçages, mais aussi et surtout de la propagation vers la surface du mode annulaire stratosphérique, soient encore mal

compris, il existe à l'évidence un couplage troposphère-stratosphère qui représente une source potentielle de prévisibilité encore peu ou mal exploitée dans la plupart des systèmes statistiques ou dynamiques de prévision saisonnière.

Parmi les mécanismes identifiés, l'interaction ondes-écoulement moyen joue à l'évidence un rôle important aussi bien dans la troposphère que la stratosphère. D'autres mécanismes sont probablement en jeu et leur compréhension nécessite l'utilisation d'une hiérarchie de modèles atmosphériques plus ou moins simplifiés. D'ores et déjà, de nombreuses expériences numériques consistant à perturber la stratosphère montrent des réponses significatives dans la troposphère et jusqu'en surface. La plupart de ces simulations sont cependant idéalisées et consistent à isoler un forçage particulier alors que la variabilité climatique observée relève de l'interaction entre de nombreux forçages naturels (activité solaire, éruptions volcaniques) et anthropiques (notamment gaz à effet de serre) ainsi que d'une forte variabilité interne au système climatique. De longues simulations ou de grands ensembles de simulations plus courtes sont donc nécessaires pour affiner notre compréhension de la variabilité stratosphérique et de son influence sur la variabilité climatique. De telles études se heurtent cependant aux différents biais systématiques des MCG atmosphériques et la modélisation statistique apparaît comme une alternative plausible à l'amélioration des scores de prévision saisonnière dans la stratosphère, voire dans la troposphère (Cohen et Fletcher 2007, Folland et al. 2012) via une éventuelle combinaison avec les méthodes dynamiques.

Chapitre 3

Méthodologie et validation du modèle ARPEGE-Climat

1 Observations et réanalyses

En océanographie et météorologie, les prévisions dépendent largement de l'estimation de l'état initial du système. Les observations dont nous disposons sont nombreuses mais réparties de manière hétérogène sur la surface terrestre, et souvent biaisées par des incertitudes de mesure. Il est donc nécessaire de combiner les différentes sources d'information, de pouvoir utiliser la partie la plus fiable des observations et la propager dans le temps grâce aux modèles physiques. L'assimilation de données est une technique qui vise à estimer l'état d'un système dynamique en combinant ces informations d'origines diverses. Les réanalyses résultent de l'assimilation d'observations dans un modèle de prévision à courte échéance, avec des sorties généralement toutes les six heures. Le modèle est guidé par les observations là où les données sont disponibles, et assurent la cohérence physique des différents paramètres en simulant l'état atmosphérique ou océanique ailleurs. Les réanalyses permettent ainsi d'avoir une couverture plus complète du système climatique sur le globe, et de décrire la structure verticale de l'atmosphère. Cependant, du fait de l'évolution du nombre d'observations et de leur répartition, et des techniques d'assimilation, des hétérogénéités peuvent apparaître dans certains jeux de données qui doivent être prises en considération.

1.1 Les réanalyses ECMWF

Au cours de cette thèse, les réanalyses utilisées viennent principalement du Centre Européen de Prévision à Moyen Terme (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) :

- La réanalyse ERA-40 couvre la période 1958-2001 (Uppala et al., 2005). Elle est issue du modèle IFS (Integrate Forecasting System) utilisé avec une troncature T159 (résolution horizontale 2.5° x 2.5°). Les données sont disponibles toutes les six heures, avec 60 niveaux pression de 1000 hPa à 0.1 hPa.

- La réanalyse ERA-Interim couvre la période 1979-2011 et bénéficie d'une nouvelle méthode d'assimilation (4D-Var), et d'une plus haute résolution horizontale (T255, 1.5° x 1.5°).

1.2 Autres jeux de données

Des jeux de données supplémentaires ont parfois été utilisés au cours de cette thèse :

- Les données du CRU (Climate Research Unit) de température et de précipitations couvrent la période 1901-2009, et sont disponibles sur une grille 0.5° x 0.5°. Elles sont fournies à l'échelle mensuelle et ne couvrent que les surfaces continentales.
- Les Températures de Surface de la Mer (TSM), provenant du jeu de données HadSST2 du Hadley Center, ont été utilisées dans cette thèse pour le forçage de certaines simulations. Ce jeu de données mensuelles couvre la période 1850-2010, et est disponible sur une grille 5° x 5°.

2 Méthodes statistiques et diagnostiques

2.1 Techniques linéaires

- Corrélations et régressions

Une des statistiques les plus simples pour établir un lien entre deux paramètres climatiques est la corrélation. Elle permet d'estimer la concordance entre deux séries temporelles. L'utilisation de corrélations asynchrones permet de mettre en évidence des liens qui seraient décalés dans le temps, et d'avoir une première estimation de liens de cause à effet. Les corrélations peuvent être calculées sur des champs, pour estimer la corrélation des séries temporelles en chaque point de grille (Anomaly Correlation Coefficient, ACC). Dans ce manuscrit, on pourra également tracer les séries temporelles des coefficients de corrélation spatiale entre deux champs et voir ainsi l'évolution temporelle de leur concordance. La régression linéaire, quant à elle, est basée sur le principe de corrélation, et permet d'évaluer la relation entre une variable « prédictive » et une variable « réponse ». Cependant, ces statistiques de base ne fournissent qu'une première estimation, et ne donne aucune information sur l'amplitude des signaux, ni sur leur structure spatiale.

- Analyse en composante principale (ACP)

Les structures spatiales caractéristiques de la variabilité peuvent être, dans le modèle, bien représentées mais décalées dans l'espace par rapport à la référence. Pour prendre cette problématique en considération, il est d'usage d'utiliser la méthode d'ACP (EOF en anglais). C'est une méthode de statistique multivariée qui est basée sur la décomposition en valeurs singulières de la matrice de variance-covariance d'un champ. Elle consiste à transformer des variables corrélées en nouvelles variables décorrélées les unes des autres. Ces nouvelles variables sont nommées « composantes principales ». Ces composantes principales décrivent l'évolution temporelle des structures spatiales (ou modes de variabilité, qui correspondent aux vecteurs propres) qui maximisent la variance du champ. Les valeurs propres associées à chaque vecteur propre donnent le pourcentage de variance expliquée par le mode. Les principaux modes de variabilité hivernale de l'hémisphère nord que sont l'AO et la NAO sont généralement représentés en utilisant cette méthode sur différents champs et domaines.

2.2 Techniques non linéaires

- Analyse en composites

Il est important de prendre en compte la non-linéarité de certains phénomènes climatiques, due par exemple à la polarité des anomalies. En effet, deux modes opposés d'un événement climatique n'aboutissent pas nécessairement à des réponses exactement opposées du système climatique. En particulier, il est nécessaire de pouvoir distinguer la réponse correspondant à un événement La Niña de celle correspondant à un événement El Niño. L'analyse en composites permet de prendre ces effets non-linéaires en considération, et de regrouper et moyenner plusieurs occurrences d'un même événement climatique. Dans ce manuscrit, on pourra par exemple être amenés à distinguer la propagation et la réponse en surface d'une anomalie stratosphérique polaire positive (vortex fort) d'une anomalie négative (affaiblissement du vortex stratosphérique polaire).

- Régimes de temps

Une autre manière d'aborder la non-linéarité de certains évènements climatiques consiste à en effectuer une classification automatique. Dans le cas de la région Nord-Atlantique, par exemple, nous considérons que la NAO oscille entre sa phase positive et sa phase négative. En fait, le bassin Nord Atlantique possède une variabilité associée aux ondes de Rossby synoptiques qui viennent moduler le signal NAO et interagir avec les conditions climatiques en Europe (voir le chapitre 2 pour une explication plus détaillée). Cette variabilité aux échelles quotidiennes à inter-annuelle peut être décrite par l'analyse en régimes de temps. En effet, la dynamique atmosphérique possède un certain nombre de configurations préférentielles. Les fluctuations de la circulation dans le domaine Nord-Atlantique-Europe peuvent alors se traduire en termes d'alternances entre ces régimes (Vautard, 1990). Ces régimes

de temps peuvent être déterminés par des algorithmes de classification d'une variable décrivant la circulation atmosphérique (dans cette thèse, nous utiliserons le géopotentiel à 500 hPa). La méthode de classification que nous utilisons s'appuie sur l'algorithme du k-means, décrite dans Michelangeli et al. (1995), et expliquée en annexe. Il est aujourd'hui admis qu'une classification en quatre régimes est pertinente pour l'étude de la variabilité hivernale dans le domaine Nord-Atlantique-Europe, et c'est donc ce nombre qui sera utilisé dans cette thèse.

2.3 Autres diagnostics

- Vagues de froid

Nous avons vu que la variabilité dans le bassin Nord-Atlantique peut interagir avec les conditions climatiques en Europe. En particulier, le régime NAO- est caractérisé par un affaiblissement de la dépression d'Islande, l'anticyclone des Açores étant moins marqué. Le jet stream est donc décale vers le sud au niveau du bassin Atlantique Ouest, ce qui entraîne des conditions froide sur l'Europe, et en particulier l'Europe du Nord, avec un fort gradient méridien de température et une anomalie chaude sur l'Europe du sud et le bassin méditerranéen. En particulier, pour l'étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010, l'occurrence de vagues de froids a été quantifiée via la fréquence de jours très froids pour chacun des hivers, définie comme le nombre de jours pour lesquels l'anomalie de température minimale quotidienne se situe sous le quantile 10 de la distribution hivernale de température minimale sur la période 1971-2000.

- Indice de blocage

L'un des états préférentiels décrits précédemment se caractérise par une forte anomalie anticyclonique en Europe, centrée sur les îles britanniques et la Scandinavie. Cet anticyclone bloque les entrées d'air maritime et permet à des conditions chaudes de se développer sur l'Europe de l'ouest. Le sud-est de l'Europe est quant à lui touché par des conditions froides. Ces processus de blocage ont un rôle crucial sur la variabilité atmosphérique basse fréquence, et sont par conséquent largement étudiés en météorologie et climatologie. Pour caractériser les configurations d'ondes synoptiques susceptibles de favoriser des régimes bloqués, plusieurs indices existent, qui prennent en compte les fluctuations méridiennes du courant-jet dans la haute troposphère. Parmi eux, l'indice de blocage de Tibaldi et Molteni (1990), qui fut calculé à partir de l'indice plus ancien de Lejenäs-Økland, permet de calculer des gradients méridiens d'altitude géopotentielle pour chaque longitude λ :

$$GHGS(\lambda)=\frac{Z(\lambda,\phi_0)-Z(\lambda,\phi_s)}{(\phi_0-\phi_s)}$$

$$GHGN(\lambda)=\frac{Z(\lambda,\phi_n)-Z(\lambda,\phi_0)}{(\phi_n-\phi_0)}$$

où :

$\phi_n=80°N+\Delta$,
$\phi_0=60°N+\Delta$,
$\phi_s=40°N+\Delta$,
$\Delta=-4°,0°,ou\,4°$.

Une longitude est localement identifiée comme bloquée à une date donnée si, pour au moins une des trois valeurs de Δ, les deux conditions suivantes sont remplies :
(1) $GHGS(\lambda) > 0$,
(2) $GHGN(\lambda) < -10$ m/deg lat.

- Activité des ondes stationnaires

Un diagnostic couramment utilisé pour étudier la propagation verticale des ondes planétaires et leur interaction avec l'état moyen est le flux d'Eliassen-Palm (Eliassen et Palm, 1961). Il est défini comme une combinaison des flux de chaleur et de quantité de mouvement produits par les systèmes synoptiques quasi-géostrophiques, et permet de mesurer l'activité des ondes en moyenne zonale sur la verticale. En considérant une approche quasi-géostrophique, le flux peut être écrit de la manière suivante :

$\vec{F}=[0,F_y,F_p]$, avec $F_y=-\overline{v'u'}$ et $F_p=f\,\overline{v'\theta'}/\bar{\theta}_p$,

où u et v sont les composantes zonale et méridienne du vent, θ est la température potentielle, et f le paramètre de Coriolis. La composante méridienne F_y correspond au flux de quantité de mouvement associé aux tourbillons, et la composante verticale F_p représente le flux de chaleur. La divergence du flux d'Eliassen-Palm, $\nabla F=\frac{\partial F_y}{\partial y}+\frac{\partial F_p}{\partial p}$, indique les zones de forçage des ondes sur le flux moyen (Andrews et al. 1987).

- Tests de significativité

Tout au long de ce manuscrit, nous utiliserons principalement le test de Student (t-test) pour tester la significativité des anomalies, ou des différences entre les ensembles de simulations, où l'hypothèse nulle sera basée sur l'égalité des moyennes des deux populations testées. Ces deux populations sont supposées suivre une loi normale, et avoir des variances différentes.

3 Le modèle ARPEGE-Climat

3.1 Description du modèle

Le modèle ARPEGE est un modèle de circulation générale atmosphérique spectral développé en collaboration avec le Centre Européen de Prévision pour la prévision numérique du temps. La version ARPEGE-Climat en est une adaptation pour l'étude du climat qui a été développée dans les années 90 (Déqué et al., 1994). Le modèle ARPEGE-Climat est devenu au cours du temps la composante atmosphérique du modèle « système terre » du CNRM, CNRM-CM3 puis CNRM-CM5, dédié principalement à la réalisation de scénarios climatiques pour les différents rapports du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat). Ce dernier est constitué de plusieurs modèles, ou composantes, couplés via le coupleur OASIS, développé au CERFACS (Centre Européen de Recherche et de Formations Avancée en Calcul Scientifique) :

- Le modèle d'atmosphère ARPEGE-Climat.
- Le modèle NEMO pour l'océan (Madoc et al. 1992).
- Le modèle GELATO pour la glace de mer (Salas y Melia, 2002).
- Le modèle ISBA pour les surfaces continentales (Mahfouf et al. 1995).
- Le modèle TRIP pour le routage des fleuves (Oki et Sud, 1998).

Les versions 4 et 5 d'ARPEGE-Climat ont été successivement mises en place au CNRM pour les 4e et 5e rapports du GIEC, et toutes deux ont donc naturellement été utilisées au cours de cette thèse. Elles diffèrent principalement par :

- L'ajout du flux océan-atmosphère au schéma de surface ISBA, donnant naissance à la composante **SURFEX** (SURFace EXTernalisée : Decharme et al. 2010).
- Le schéma radiatif : Dans la version 4, le schéma de rayonnement utilisé est le schéma de Fouquart-Morcrette-Rayonnement (FMR), développé par Morcrette (1990). Pour la version 5, le schéma de radiation de grande-ondes Rapid Radiative Transfer Model (RRTM), développé par Morcrette et al. (2001), a été utilisé. (Voir la documentation ARPEGE pour davantage d'informations).
- Le coefficient de trainée des ondes de gravité orographique, GWDSE, qui passe de 0.1 à 0.003.
- Les forçages par les TSM, provenant soit du jeu de données HadISST en version 5, soit du jeu de données Amip en version 4.

Nous nous intéresserons dans cette thèse à des processus essentiellement atmosphériques, et utiliserons le modèle en mode forcé, c'est à dire en prescrivant les TSM, ce qui permet de simplifier la compréhension des mécanismes mis en jeu. Dans chacune des deux versions, le modèle sera le plus souvent utilisé avec une troncature

spectrale T63, avec 31 ou 41 niveaux selon les expériences. La résolution horizontale correspond à une grille de Gauss, soit environ 2.8° (Déqué et al. 1999). Ce chapitre fournit quelques éléments de validation du modèle ARPEGE-Climat utilisé pour cette thèse, avec une comparaison des versions 4 et 5, ainsi qu'une étude de l'effet de la résolution verticale stratosphérique dans la version 5. Les principales caractéristiques des expériences effectuées pour cette validation sont les suivantes (un tableau récapitulatif des différentes expériences est fourni en annexe) :

- L'expérience L31V4 correspond à la version 4 du modèle, utilisée en configuration 31 niveaux répartis du niveau 1000 hPa au niveau 10 hPa. Les TSM sont forcées vers les TSM HadISST. Le coefficient de trainée des ondes de gravité orographiques est fixé à 0.1. Enfin, cette version n'inclut pas le module SURFEX.
- L'expérience L31V5 correspond à la version 5 du modèle, utilisée en configuration 31 niveaux répartis du niveau 1000 hPa au niveau 10h Pa. Les TSM sont forcées vers les TSM Amip. Le coefficient de trainée des ondes de gravité orographiques est fixé à 0.003. Cette version inclut le module SURFEX et le nouveau code radiatif.
- L'expérience L41V5 contient les mêmes réglages que l'expérience L31V5, mais avec une configuration 41 niveaux, répartis du niveau 1000 hPa au niveau 0.1 hPa (voir illustration ci-après).

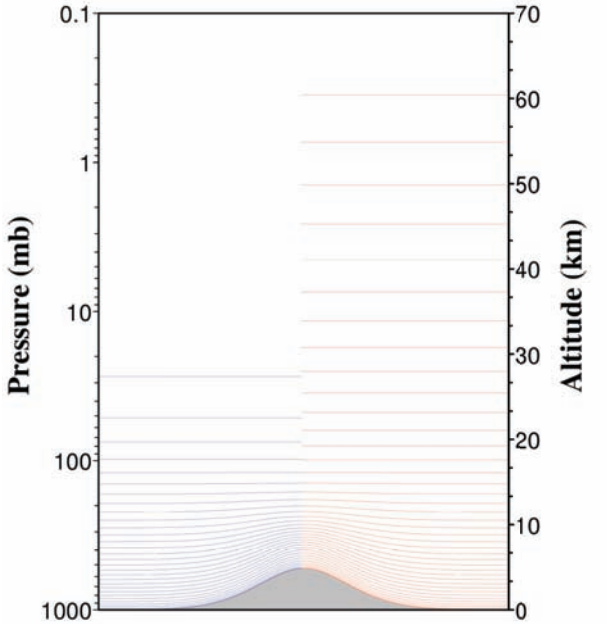


Illustration 1: Répartition des niveaux pression pour les configurations low-top L31 et high-top L41.

3.2 Éléments de validation

Cette section est consacrée à l'évaluation du modèle ARPEGE-Climat en terme d'état moyen et de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière. Les versions 4 et 5 seront comparées, et la configuration high-top sera évaluée pour la version 5.

- **Climatologie hivernale (DJF)**

La figure 1 montre une coupe latitude-temps du cycle hivernal moyen du vent zonal quotidien en moyenne zonale à 50hPa, pour les expériences décrites précédemment, et les réanalyses ERA-40, et permet d'identifier la localisation en latitude du jet stratosphérique polaire. Un aperçu du jet polaire de l'hémisphère d'été est visible sur cette figure, mais ne fait pas l'objet de notre étude. Le cœur du jet stratosphérique polaire de l'hémisphère nord se forme en janvier, autour de 60°N. La version 4 du modèle (expérience L31V4) simule une bonne saisonnalité du vortex, avec apparition du jet à partir de mi-octobre, mais celui-ci est décalé d'une quinzaine de degrés vers le sud par rapport aux réanalyses, avec une intensité moindre (non montré ici, ce biais est associé à un biais froid dans la stratosphère). Ce décalage du **vortex polaire** est un problème récurrent dans la modélisation du climat hivernal, et continue d'apparaître aujourd'hui dans beaucoup de modèles, comme l'a montré Maycock et al. en 2011. L'expérience L31V5 montre que la version 5 permet d'améliorer l'intensité et la position du vortex polaire (voir figure 1c), notamment de mi-janvier à mars. Comme le confirme la figure 1d, la configuration 41 niveaux retrouve un biais stratosphérique polaire, avec un vortex toujours décalé vers le sud.

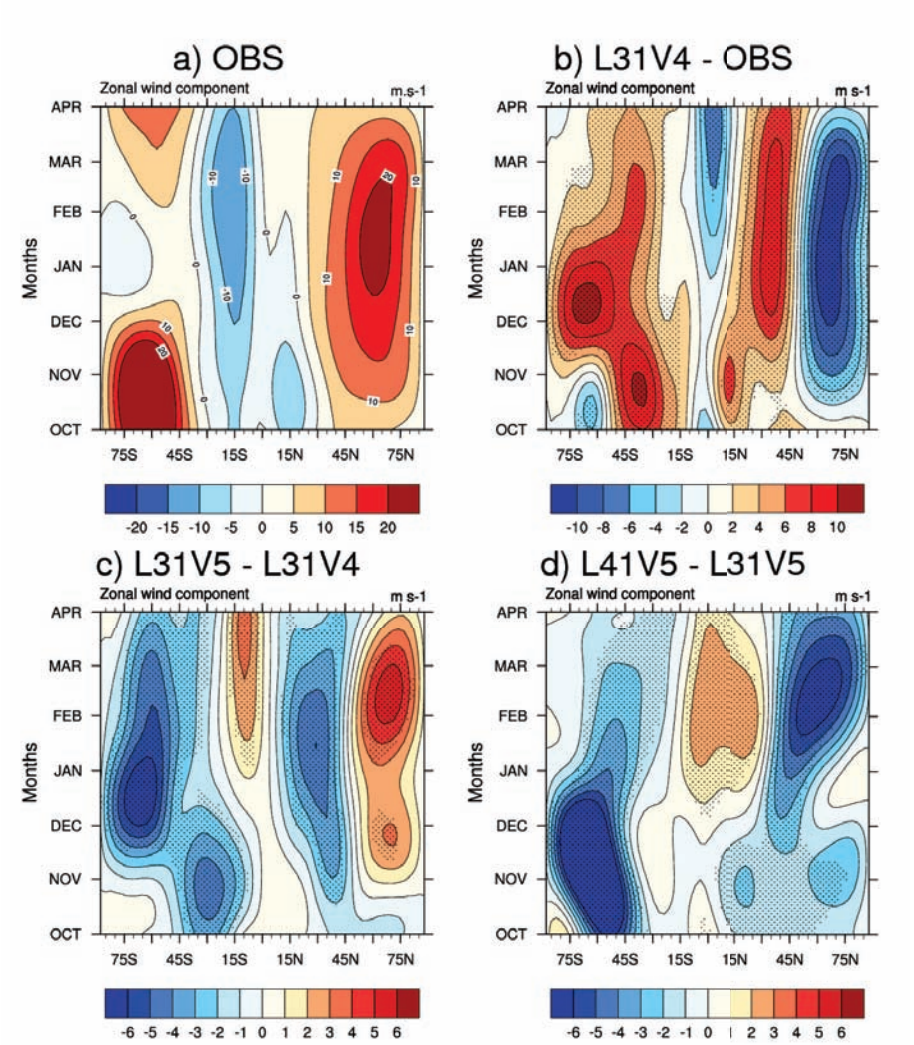


Figure 1: Coupe latitude-temps du vent zonal en moyenne zonale à 50hPa. Significativité à 99% en pointillés.

Ce décalage de la position climatologique du jet stratosphérique peut avoir un effet sur la variabilité stratosphérique via la modification des interactions des ondes avec l'écoulement moyen. Par ailleurs, un vortex polaire trop faible peut résulter d'une mauvaise représentation de la propagation verticale des ondes planétaires troposphériques dans le modèle. En effet, le déferlement des ondes planétaires conduit à un dépôt de quantité de mouvement dans la stratosphère polaire et aboutit à un affaiblissement de la circulation zonale orientée est-ouest.

Pour étudier l'activité des ondes dans un plan méridien, le **flux d'Eliassen-Palm** (EP) nous permet d'analyser la dynamique d'interaction entre les ondes planétaires et l'écoulement moyen. La figure 2a montre la climatologie hivernale des composantes méridienne et verticale du flux d'EP, accompagnées de sa divergence (contours rouges), ainsi que le vent zonal en moyenne zonale (contours noirs), calculés à partir des réanalyses ERA-40 sur la période 1971-2000. On peut noter une première branche du flux qui part verticalement de la surface et s'oriente vers

l'équateur dans la haute troposphère subtropicale. D'après ce qui a été montré en section 2.2, cette branche méridienne montre l'importance du flux de quantité de mouvement associé aux transitoires dans la haute troposphère subtropicale. Cette convergence de flux souligne le forçage par le flux zonal de quantité de mouvement sur l'écoulement moyen. Elle est associée au courant jet hivernal des moyennes latitudes qui joue un rôle important dans la formation et l'intensification des dépressions hivernales des moyennes latitudes (lesquelles assurent un transport de chaleur sensible et latente, ainsi que de quantité de mouvement des régions subtropicales vers les plus hautes latitudes). Cette aspect ne fait cependant pas l'objet de cette étude, qui concerne les flux dans la stratosphère. Une seconde branche du flux d'EP part de la basse troposphère et s'oriente verticalement jusqu'à la basse et moyenne stratosphère. Cette branche ascendante montre la prédominance des flux de chaleur entre la troposphère extra-tropicale et la stratosphère, et souligne l'importance de l'énergie barocline. La divergence de flux (contours rouges pointillés) visible dans la stratosphère polaire est associée à une accélération du vent zonal (non montré), cohérente avec la formation hivernale du vortex stratosphérique polaire.

La figure 2b montre que ce transfert d'énergie vers la stratosphère est trop faible dans le modèle. On y voit une convergence des flux d'EP (par rapport aux réanalyses), ce qui traduit un ralentissement du vent dans la stratosphère polaire, cohérent avec un affaiblissement du jet d'hiver, qui est associé à un biais négatif du **vent thermique** (figure 3a). Par ailleurs, les biais de divergence du flux d'EP dans la stratosphère extra-tropicale sont cohérents avec le décalage vers le sud du vortex polaire. Comme il a été constaté sur la figure 1, la version 5 du modèle permet de corriger l'intensité du vortex polaire jusqu'à 10 $m.s^{-1}$ entre 20 et 10 hPa, mais ne contribue que faiblement à un repositionnent vers le nord. Cette amélioration semble davantage être due à des effets radiatifs qu'à une correction du transport vertical d'énergie de la troposphère vers la stratosphère. La configuration high-top L41V5 retrouve un biais stratosphérique équivalent à l'expérience L31V4, visible sur le vent zonal et la divergence du flux d'Eliassen-Palm. Cette dégradation est associée à un biais négatif du vent thermique dans la stratosphère.

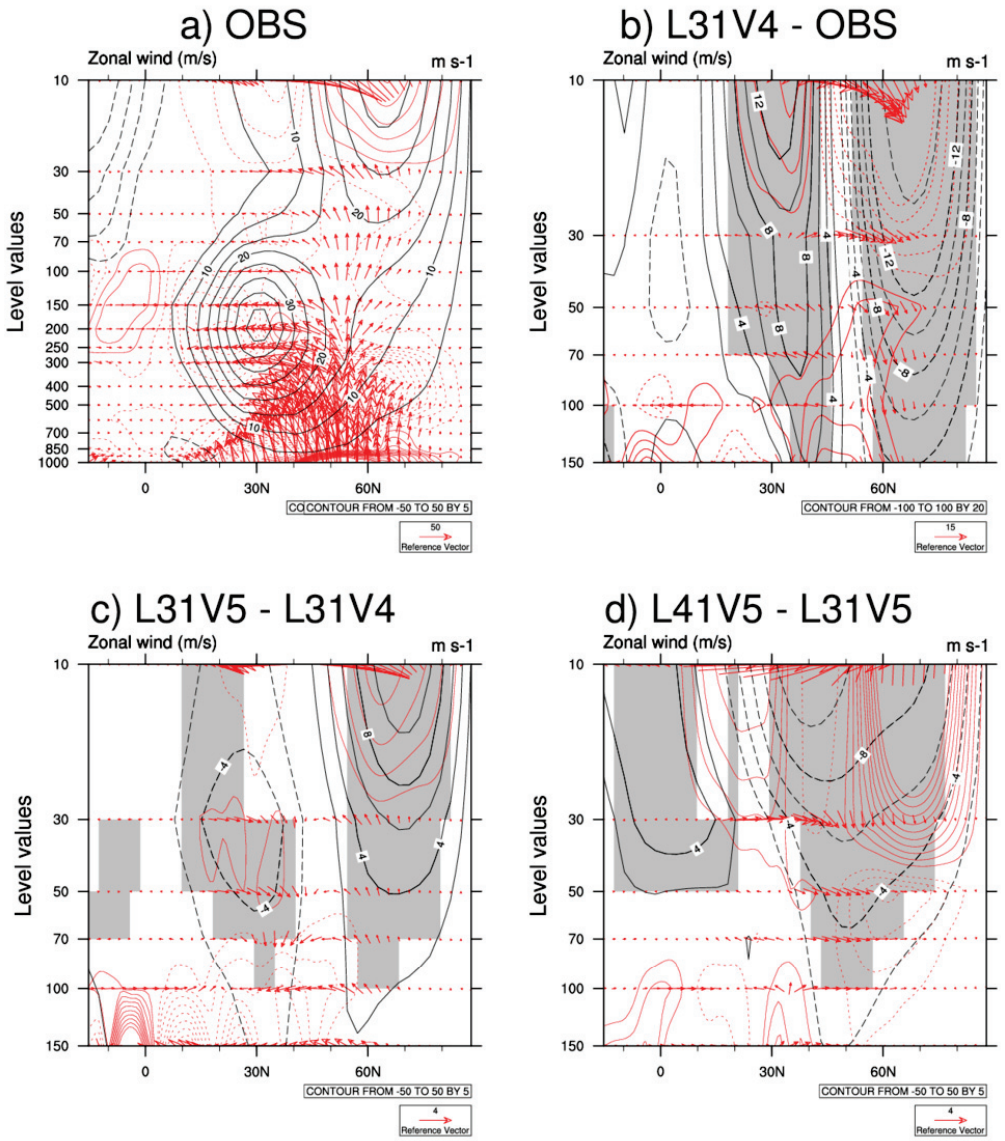


Figure 2: Coupe latitude-pression du vent zonal (contours noirs, significativité à 99% en grisé), du flux d'Eliassen-Palm (flèches rouges) et de sa divergence (contours rouges).

La position du jet stratosphérique d'hiver est importante pour la représentation de l'activité des ondes dans la stratosphère, et joue un rôle certain dans la variabilité stratosphérique hivernale. La figure 4 montre l'écart-type inter-annuel hivernal du vent zonal et de la température. Le modèle manque effectivement de variabilité stratosphérique, et ce quelle que soit la version/configuration utilisée. De plus, on observe un manque de variabilité dans la stratosphère équatoriale qui traduit une difficulté pour le modèle à reproduire l'Oscillation Quasi Biennale.

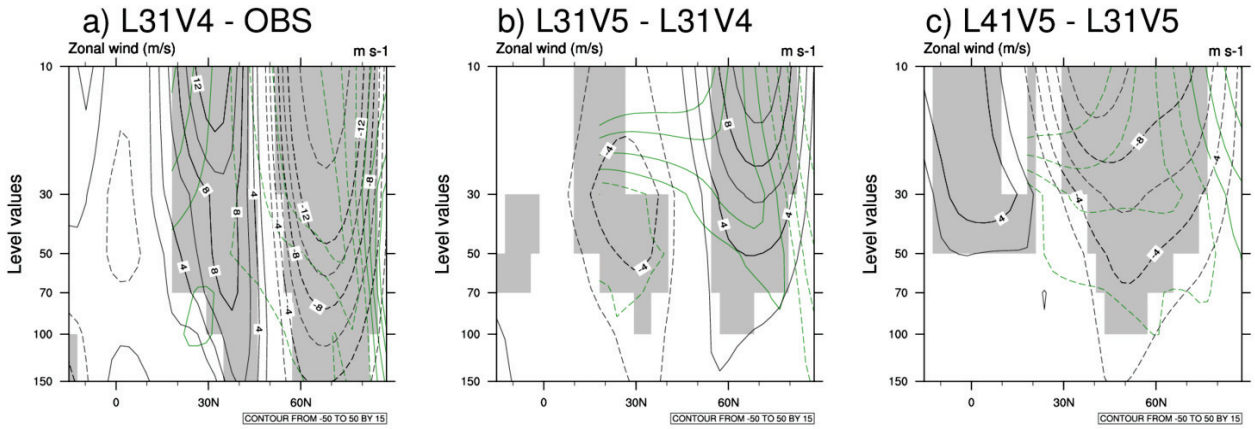


Figure 3: Coupe latitude-pression du vent zonal (contours noirs, significativité à 99% en grisé) et du vent thermique (contours verts).

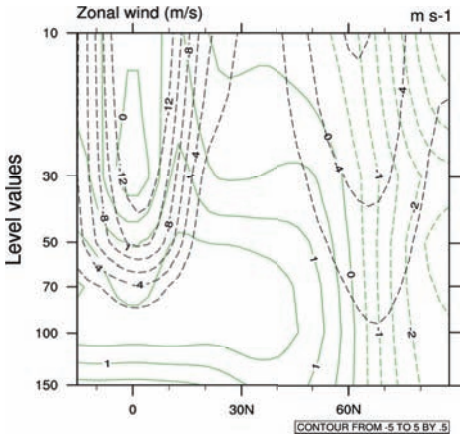


Figure 4: Coupe latitude-pression de l'écart-type inter-annuel du vent zonal (contours noirs) et de la température (contours verts). Différence entre l'expérience L31V4 et les réanalyses.

Nous avons décrit jusqu'à présent les principaux biais stratosphériques dans un plan méridien, qui se traduisent par un vortex polaire trop faible et décalé vers le sud. Évaluons maintenant la capacité du modèle à reproduire la climatologie hivernale (DJF) de l'hémisphère nord dans la troposphère. La version 4 présente un biais positif significatif de géopotentiel à 500hPa (figure 5b), centré sur le Groenland, et un dipôle négatif sur l'Atlantique nord et la région Alaska-Sibérie. La version 5 d'ARPEGE-Climat permet une réduction significative de ce biais, avec cependant un renforcement du biais négatif sibérien, qui semble corrigé en configuration high-top. Concernant la variabilité, la figure 6 montre l'erreur sur l'écart-type inter-annuel du géopotentiel à 500 hPa dans l'hémisphère nord.

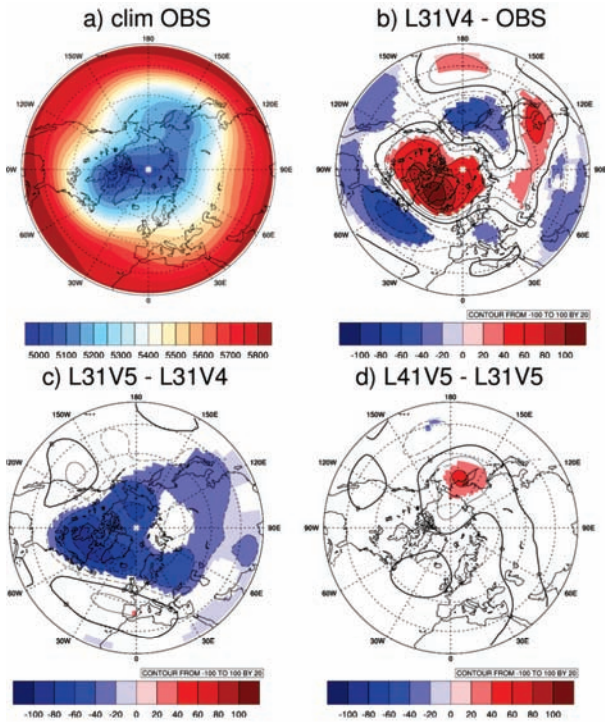


Figure 5: Erreur sur la moyenne du géopotentiel à 500hPa dans l'hémisphère nord - Climatologie DJF . Test de significativité à 99% .

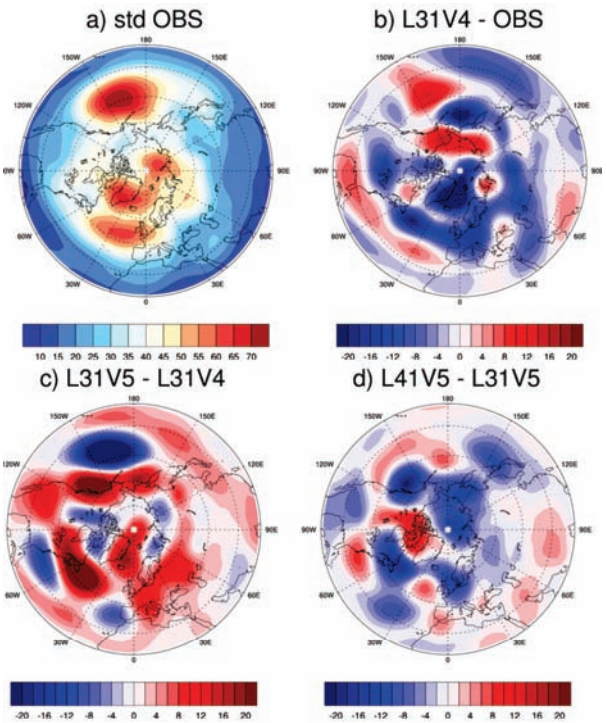


Figure 6: Erreur sur l'écart-type inter-annuel du géopotentiel à 500hPa dans l'hémisphère nord .

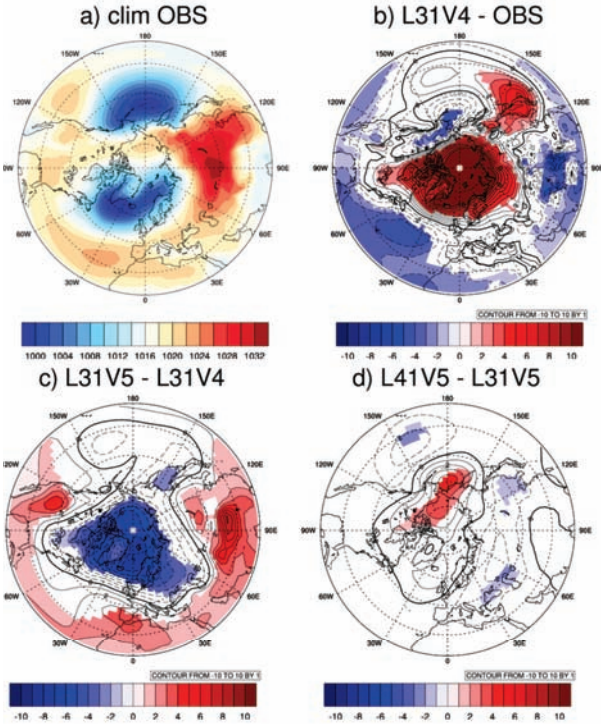


Figure 7: Erreur sur la Pmer dans l'hémisphère nord - Climatologie DJF . Test de significativité à 99% .

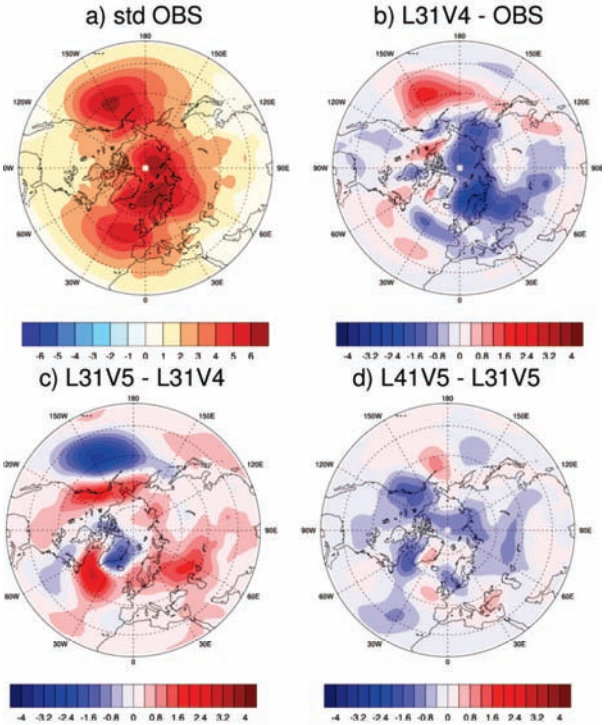


Figure 8: Erreur sur l'écart-type inter-annuel de Pmer dans l'hémisphère nord .

L'expérience L31V4 manque de variabilité sur les régions Atlantique Nord et Groenland qui correspondent aux centres d'action de l'oscillation AO/NAO. L'erreur sur l'écart-type inter-annuel est diminuée lorsque l'on passe à la version 5 en configuration 31 niveaux qui permet également de corriger la variabilité sur le Pacifique Nord, qui correspond à la signature du mode de variabilité PNA. En moyenne hémisphérique, la configuration high-top semble quant à elle revenir à un défaut de variabilité.

En surface, l'expérience L31V5 montre une nette amélioration du biais de pression au niveau de la mer (Figure 7) présent sur toute la région polaire dans la version 4, la configuration high-top n'apportant pas de valeur ajoutée. L'expérience L31V4 manque de variabilité inter-annuelle en surface aux hautes latitudes, en particulier sur l'Europe du Nord, et également sur l'Atlantique Nord. La version 5 permet de l'améliorer, et corrige également une erreur sur l'écart-type visible sur le Pacifique Nord.

On est amené à s'interroger sur l'origine de cette nette amélioration de l'état moyen par la version 5, tant dans la stratosphère que dans la troposphère jusqu'en surface. Rappelons que les principales différences entre les 2 versions tiennent à l'utilisation de la composante SURFEX dans la version 5 (qui correspond à une représentation des flux océan-atmosphère), ainsi qu'au nouveau schéma radiatif. Ce dernier est probablement en cause dans l'amélioration de l'intensité du vortex polaire dans la stratosphère. Concernant la réduction des biais dans la troposphère, l'ajout de SURFEX a d'abord permis de corriger un biais chaud de température à deux mètres dans les régions polaires et sub-polaires et d'en corriger la variabilité (figure 9). Cela permet également d'améliorer l'état moyen et la variabilité du géopotentiel à 500 hPa (figure 10).

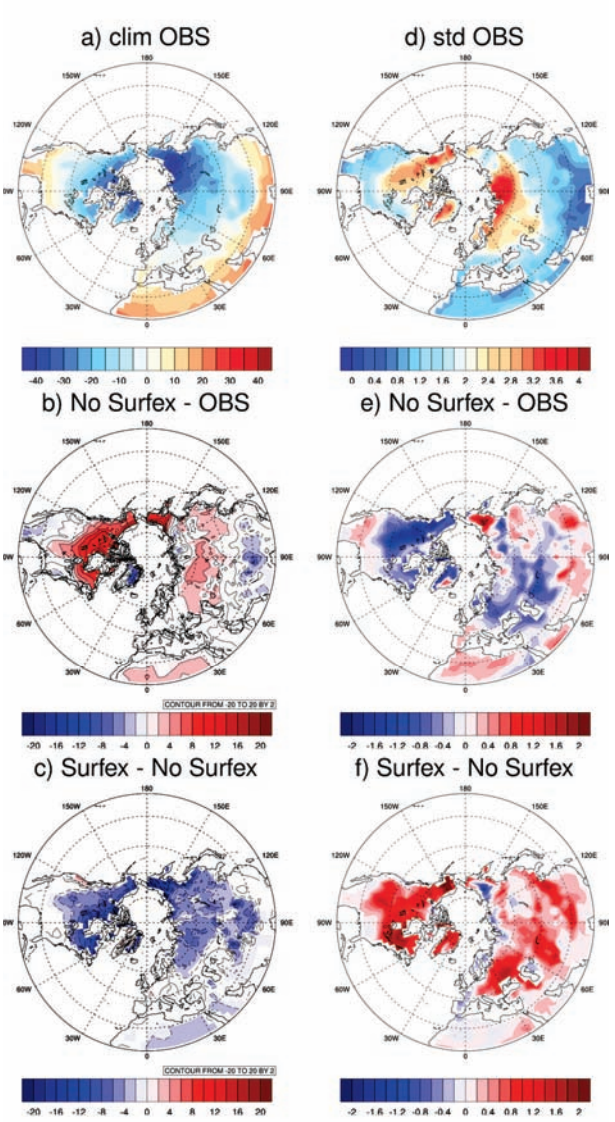


Figure 9: Erreur sur la moyenne DJF (à gauche) et l'écart-type inter-annuel (à droite) de la température à deux mètres dans l'Hémisphère Nord. Significativité à 99% .

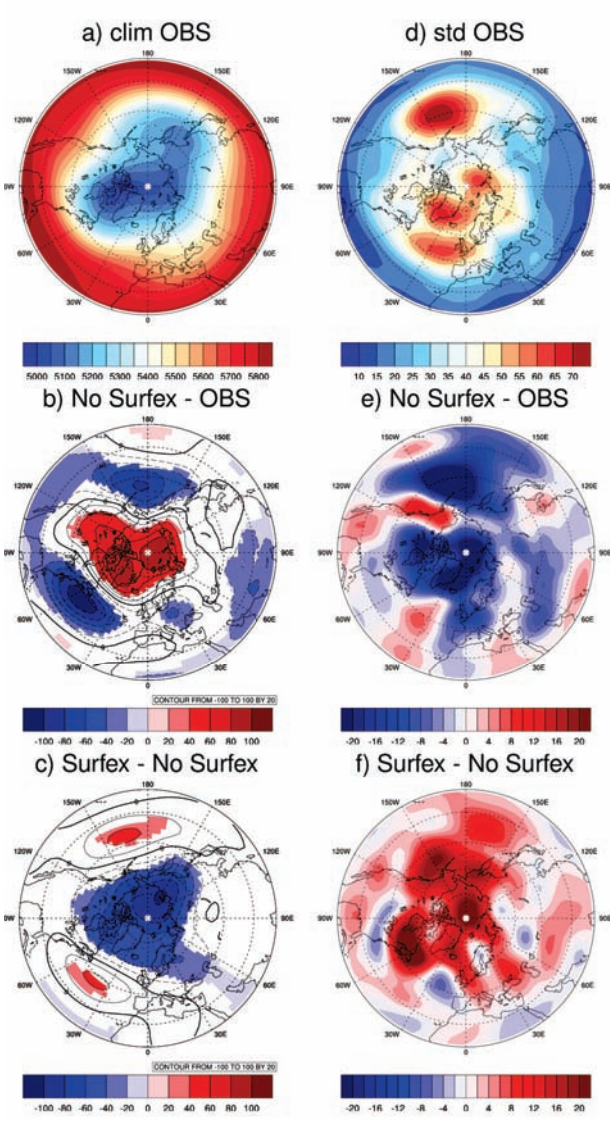


Figure 10: Erreur sur la moyenne DJF (à gauche) et l'écart-type inter-annuel (à droite) du géopotentiel à 500 hPa dans l'Hémisphère Nord. Significativité à 99% .

- **Variabilité inter-annuelle**

La suite de cette section est consacrée à l'évaluation du modèle en terme de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière. Comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, la variabilité hivernale de l'hémisphère nord est en grande partie pilotée par les modes AO et NAO. L'AO sera ici définie comme la première composante de l'EOF (voir la section 2.3 de ce chapitre) calculée sur la pression au niveau de la mer (Pmer) sur les extra-tropiques de l'hémisphère nord (> 20°N). La structure de l'AO peut être retrouvée en effectuant une régression de la Pmer sur la première composante de cette EOF. La figure 11 permet de retrouver la signature de l'AO en surface avec les deux centres d'action caractéristiques aux latitudes polaires et extra-tropicales. Cette signature est bien reproduite par le modèle en version 4, et en version 5 en configuration high-top,et l'on retrouve le décalage des centres d'actions dans l'expérience L31V5. La structure de la NAO est quant à elle définie en régressant le géopotentiel à 500 hPa (Z500) sur la première composante de l'EOF calculée sur le Z500 dans le domaine Nord-Atlantique-Europe. La version 5 du modèle présente une structure décalée qui correspond peu à la signature de la NAO (figure 12). La configuration high-top permet toutefois une bonne amélioration du pattern, avec une corrélation de 0.80 avec les réanalyses. Dans la stratosphère, la signature des modes AO/NAO est caractérisée par une anomalie du géopotentiel aux latitudes polaires. Cette réponse du vortex polaire est identifiée en régressant le géopotentiel à 10hPa sur les indices AO (figure 13) et NAO (figure 14). La version 4 du modèle ne renvoie pas de réponse significative. Dans la version 5, seule la configuration high-top permet de capturer un signal significatif aux hautes latitudes.

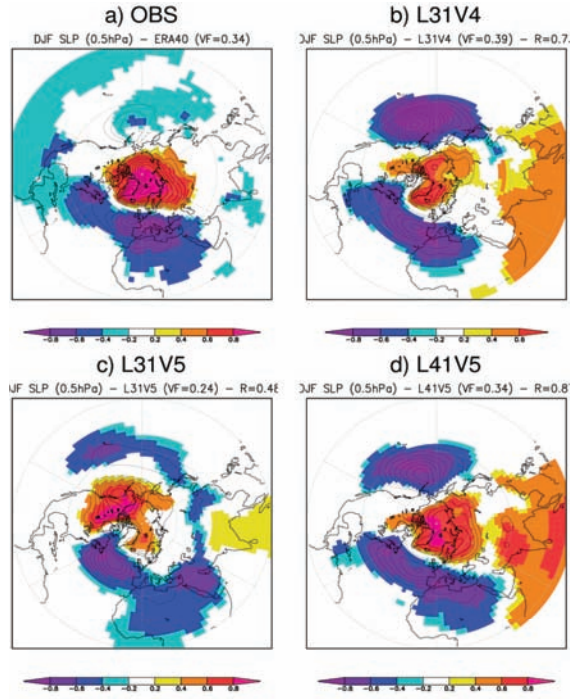


Figure 11: Régression de la Pmer sur la première composante de l'EOF de la Pmer. VF est le pourcentage de variance expliquée, R est le coefficient de corrélation avec les réanalyses.

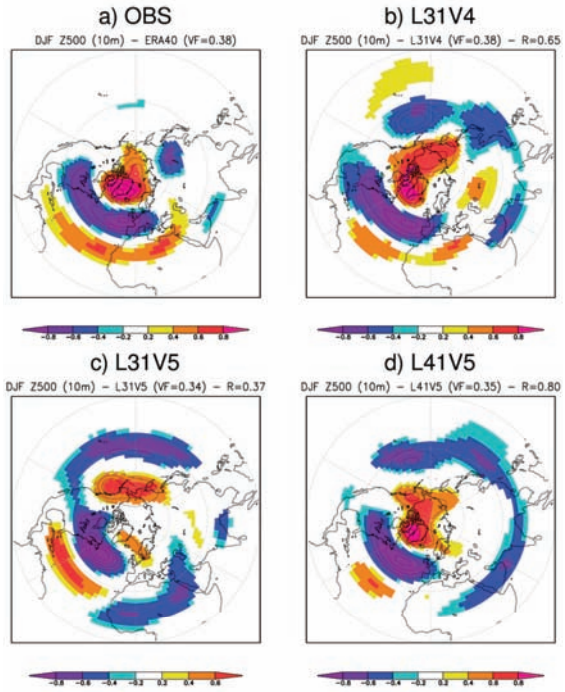


Figure 12 : Régression du géopotentiel à 500 hPa sur la première composante de l'EOF du géopotentiel calculée sur le domaine Nord-Atlantique-Europe.

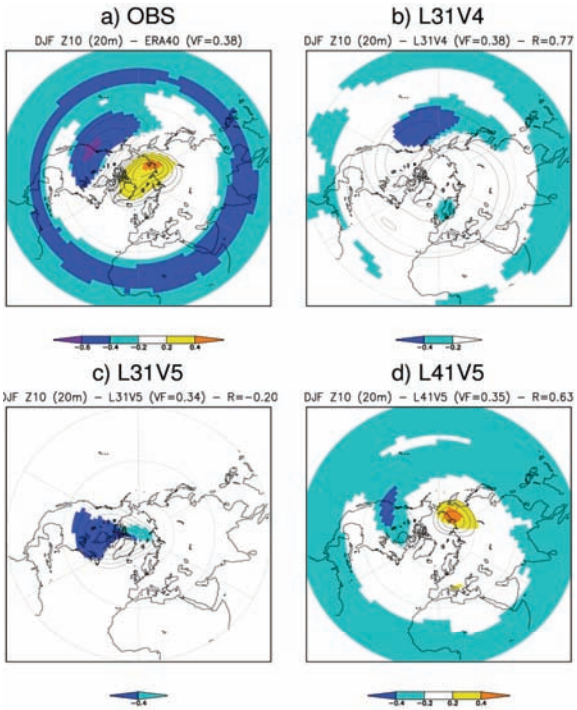


Figure 13: Régression du géopotentiel à 10 hPa sur la première composante de l'EOF du géopotentiel à 500 hPa.

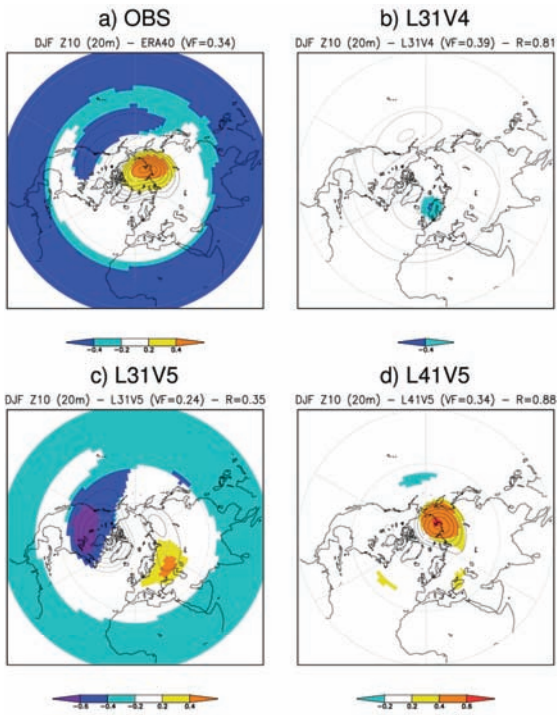


Figure 14: Régression du géopotentiel à 10 hPa sur la première composante de l'EOF de la Pmer.

- **Variabilité intra-saisonnière**

Pour estimer la variabilité stratosphérique du modèle, la figure 15 représente la distribution des anomalies quotidiennes de vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N, qui ont été centrées pour se libérer des biais montrés dans la figure 1. Comme pour la plupart des modèles de circulation générale (Maycock et al., 2011), ARPEGE-Climat montre une trop faible variabilité. Cette dispersion trop faible par rapport aux réanalyses traduit une difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère. La version 5, en particulier en configuration high-top, permet cependant une distribution plus réaliste du vent zonal dans la stratosphère polaire.

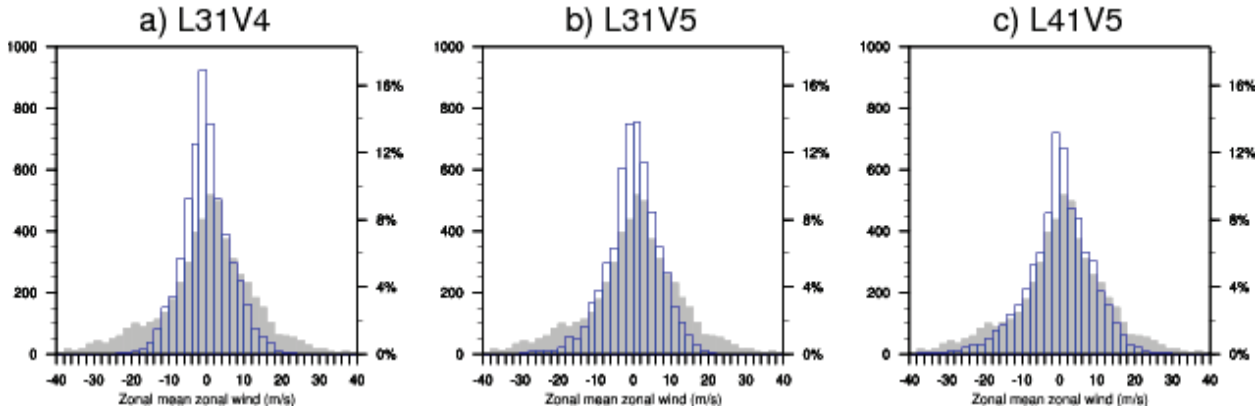


Figure 15: Distribution des anomalies quotidiennes centrées de vent zonal à 10hPa en moyenne zonale à 60°N sur la période ONDJFM 1971-2000. ERA-40 en gris, expériences en bleu.

Ce manque de variabilité est visible sur la fréquence des **réchauffements stratosphériques soudains** (RSS) avec peu ou pas de RSS en Décembre/Janvier dans la version 4 (figure 16). Ces fréquences sont plus réalistes dans la version 5, bien que sous estimées pour le mois de février. En moyenne saisonnière NDJFM, les 2 versions donnent une fréquence d'occurrences de RSS plutôt réaliste par rapport aux réanalyses. Cependant, ces occurrences semblent beaucoup trop élevées en configuration high-top. En réalité, ces résultats doivent être pris avec précaution car ce diagnostic est calculé à partir du vent zonal absolu, et l'on retrouve ici le biais stratosphérique que l'on avait vu précédemment (avec un décalage de la distribution de vent absolu).

La variabilité atmosphérique basse fréquence des moyennes et hautes latitudes est fortement liée aux processus de **blocage** qui peuvent avoir lieu sur ces régions, et qui peuvent persister de plusieurs jours à plusieurs semaines. Pour estimer la capacité du modèle à reproduire ces processus, la figure 17 montre la fréquence de blocage hivernal basée sur l'indice de Tibaldi et Molteni décrit dans la section 2.3, et tracée en fonction des longitudes. Les réanalyses montrent deux maxima typiques de blocage sur les régions Euro-Atlantiques et Pacifique. La fréquence de blocage est sous estimée de 10 à 15% dans toutes les configurations,

sur l'Atlantique et le Pacifique. La difficulté à reproduire les fréquences de blocage est récurrente dans la plupart des modèles de circulation générale, et serait généralement liée aux biais systématiques de ces modèles (Tibaldi et Molteni, 1990). On peut noter cependant une meilleure estimation sur l'Atlantique dans la version 4, ainsi que l'effet positif de la configuration high-top sur la fréquence de blocage dans le Pacifique.

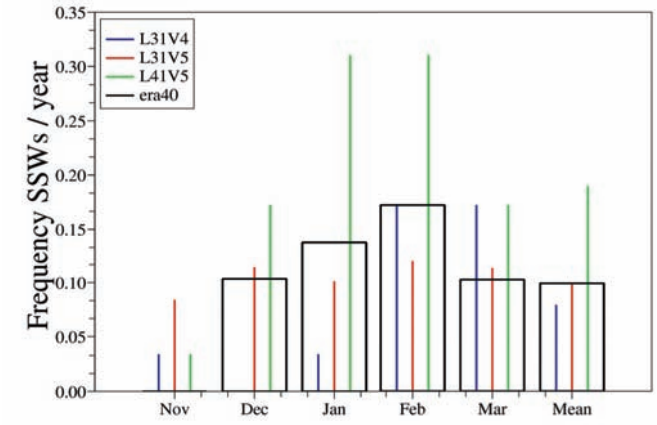


Figure 16: Fréquence de réchauffements stratosphériques soudains sur la période NDJFM 1971-2000, calculés à partir du vent zonal en moyenne zonale à 60°N, 10hPa.

L'utilisation d'indices tels que celui de Tibaldi-Molteni vise à étudier les processus de blocage de manière locale et instantanée, en analysant les fluctuations méridiennes du courant-jet dans la haute troposphère, et en se basant sur les gradients méridiens de géopotentiel à 500 hPa pour chaque longitude. Une limitation à l'utilisation de cet indice est qu'il ne donne pas réellement d'information sur la structure spatiale caractéristique de l'atmosphère pendant un phénomène de blocage et n'impose pas de critère de persistance du processus. Par ailleurs, cet indice donne une information sur la configuration méridienne du courant-jet qui peut favoriser un blocage, mais peut inclure d'autres configurations associées à d'autres états préférentiels caractéristiques, notamment dans le domaine Nord-Atlantique-Europe. Une des méthodes largement utilisée pour étudier ces états préférentiels de l'atmosphère dont le régime de blocage fait partie, et qui sont décrits dans le chapitre 2, est l'analyse en **régimes de temps** (voir la section 2.2 de ce chapitre pour une explication de la méthode).

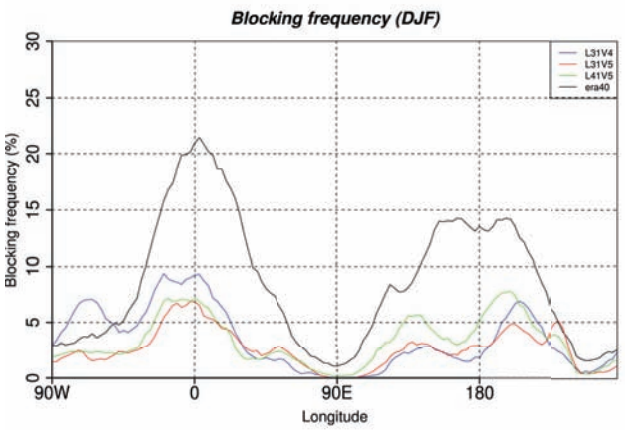


Figure 17: Fréquence de blocage (basée sur indice de Tibaldi et Molteni) en fonction des longitudes sur la période 1971-2000.

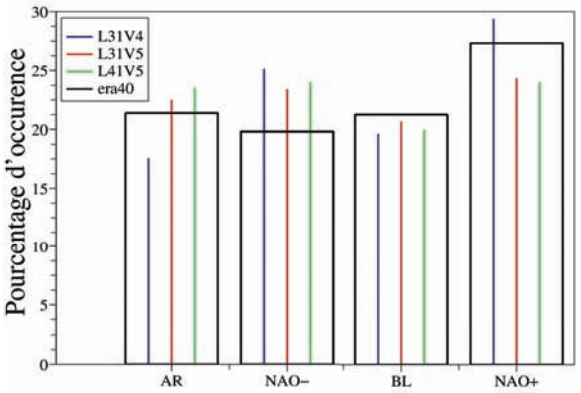


Figure 18: Fréquence d'occurrence moyenne des quatre régimes de temps sur l'Atlantique Nord, sur la période DJF 1971-2000.

Les fréquences d'occurrence moyennes sur la période 1971-2000 des quatre régimes de temps qui caractérisent la variabilité hivernale (DJF) dans le domaine Nord-Atlantique-Europe sont illustrées sur la figure 18. Le régime de blocage sur l'Atlantique, dont la fréquence d'occurrence est de 21% dans les réanalyses, semble relativement bien reproduite en moyenne dans les simulations, bien que sous-estimée de 1 à 3% selon la configuration. Cela signifie que la structure associée au blocage peut être bien simulée, mais si l'amplitude des centres d'action et les gradients méridiens sont trop faibles ou décalés, elle peut ne pas être identifiée comme un processus de blocage tel que défini par Tibaldi et Molteni. Le régime NAO-, appelé également régime zonal, est souvent identifiée comme un précurseur au régime de blocage. Il représente 21% des occurrences hivernales totales des quatre régimes, et est globalement surestimé de 4 à 5% dans le modèle.

Les anomalies zonales du vent zonal générées lors d'épisodes de réchauffements stratosphériques soudains se propagent de la haute stratosphère vers les régions polaires de la basse stratosphère et la troposphère, en renforçant une structure annulaire en surface (Kodera et al. 2000). Pour évaluer la capacité du modèle à propager une telle anomalie lors d'épisodes de réchauffements stratosphériques soudains, la figure 19 représente des coupes temps-pression des anomalies quotidiennes de géopotentiel (> 60°N) moyennées sur des épisodes de réchauffements stratosphériques. Dans les réanalyses (figure 19a), l'anomalie positive de géopotentiel associée au réchauffement stratosphérique persiste en moyenne une dizaine de jours dans la stratosphère. Ce diagnostic permet d'estimer le couplage stratosphère-troposphère, et montre ainsi la mise en place progressive de l'anomalie dans la troposphère. Une signature en surface apparaît environ 20 jours après le début de l'évènement dans la stratosphère, ce qui suggère la propagation verticale d'un signal NAM mise en évidence par Baldwin et Dunkerton (1999). Nous constatons dans une premier temps la difficulté pour le modèle en version 4 à

reproduire cette anomalie dans la stratosphère. Par ailleurs, il permet bien une propagation de l'anomalie dans la basse stratosphère, puis dans la troposphère, mais de manière décalée dans le temps, et sans réelle signature en surface. La version 5 semble simuler l'anomalie stratosphérique de manière plus satisfaisante, mais une signature en surface retardée à 30 jours après l'apparition dans la stratosphère. La configuration high-top en 41 niveaux semble retrouver les mêmes défauts que la version 4 du modèle.

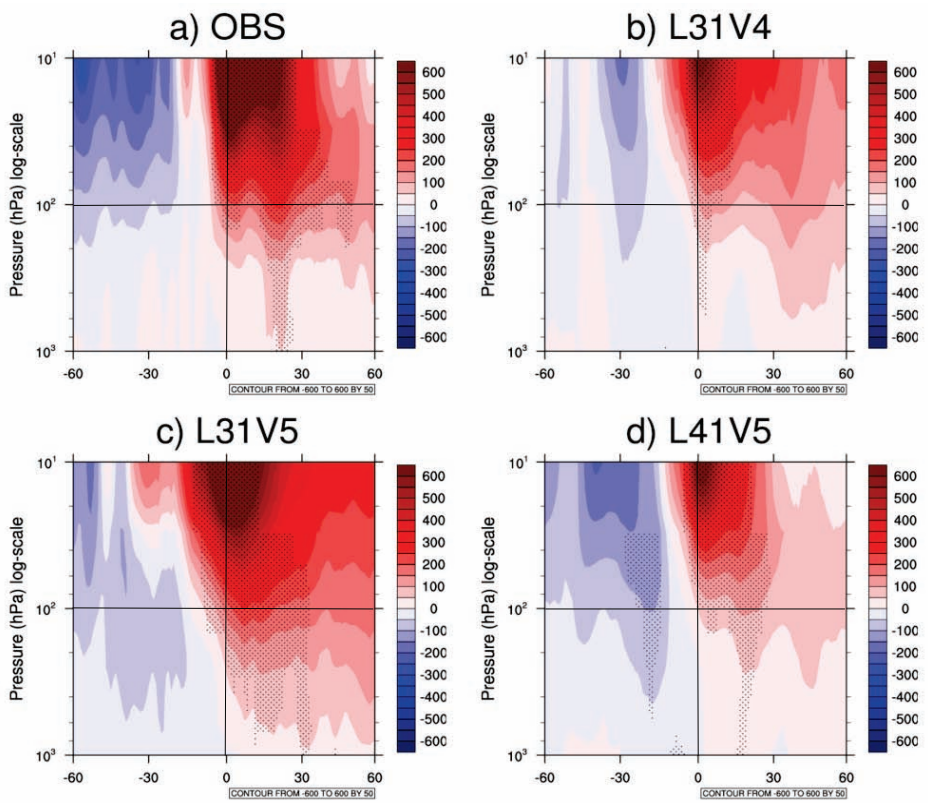


Figure 19: Coupes temps-pression des anomalies quotidiennes de géopotentiel moyennées sur les épisodes de réchauffements stratosphériques, dans le domaine North Polar Cap (> 60°N). Le jour 0 correspond à l'apparition d'un réchauffement stratosphérique, c'est à dire au renversement du vent zonal. Les pointillés représentent les anomalies significatives à 90 %.

En résumé

Les principales différences entre les versions 4 et 5 du modèle ARPEGE-Climat se résument à l'utilisation d'un nouveau schéma radiatif ainsi qu'à l'utilisation du module SURFEX dans la version 5. Ces modifications ont permis de corriger un biais systématique de température de surface aux hautes latitudes, et de diminuer les biais sur l'état moyen hivernal tant en surface et dans la troposphère que dans la stratosphère. Comme la plupart des modèles de circulation générale (Maycock et al., 2011), ARPEGE-Climat simule un vortex stratosphérique polaire d'intensité trop faible et décalé vers le sud, associé à une convergence des flux d'Eliassen-Palm traduisant l'affaiblissement du jet stratosphérique d'hiver. La version 5 permet de corriger ces biais, mais pas de repositionner le jet vers le pôle. Par ailleurs, le modèle montre une variabilité stratosphérique trop faible, qui souligne notamment la difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère, et qui est améliorée dans la version 5. A l'échelle intra-saisonnière, quelle que soit la résolution verticale, le modèle peine à simuler une stratosphère réaliste, à reproduire une bonne variabilité et à maintenir la persistance des fortes anomalies stratosphériques, ce qui peut avoir un effet sur la propagation en surface de tels signaux. Pourtant l'importance d'une stratosphère réaliste et son influence sur la variabilité hivernale a déjà été souligné. Une méthode pour avoir une stratosphère réaliste et ainsi pouvoir étudier son influence sur le climat de surface et les interactions stratosphère-troposphère est de la prescrire en utilisant la technique du *nudging*, utilisée notamment par Douville (2009) pour étudier l'influence du vortex polaire sur la variabilité hivernale dans l'hémisphère nord.

4 Relaxation de la stratosphère

Cette section est consacrée à l'analyse de tests préliminaires concernant l'influence de la relaxation stratosphérique sur la variabilité troposphérique et sa prévisibilité. Le but est de comparer, de manière idéalisée, l'influence relative des forçages océaniques (températures de surface de la mer) et stratosphériques (circulation et température au dessus de 100 hPa). Nous comparerons également les influences relatives des parties équatoriales et extra-tropicales de la stratosphère, ainsi que la variabilité haute fréquence (< 25 jours) par rapport à la variabilité basse fréquence (> 25 jours) dans la stratosphère.

4.1 Principe de la méthode

La technique du *nudging* consiste en une relaxation de certaines variables

pronostiques vers des valeurs de référence. Pour les expériences dites « *nudgées* », un guidage des composantes u et v du vent et de la température est imposé à chaque pas de temps en rajoutant aux équations pronostiques du modèle un terme en $-\lambda(x-x_r)$: $\frac{\partial x}{\partial t}=D(x)+P(x)-\lambda(x-x_r)$, où x est le champs que l'on souhaite guider, x_r est le champ de référence et $\lambda=1/\tau$ est le coefficient de relaxation, qui est une fonction de la longitude, de la latitude et du niveau de pression, et dont le profil est choisi de manière à assurer une transition progressive entre la troposphère libre et la stratosphère relaxée. Il est réalisé en point de grille et permet donc de choisir le domaine pour lequel on souhaite guider la stratosphère. Ainsi, le coefficient de relaxation sera nul aux latitudes $< 25°N$ pour le *nudging* extra-tropical, et au-delà de l'intervalle $[15°S;15°N]$ pour le *nudging* équatorial (voir la figure 20 pour une illustration des masques de *nudging*). τ est fixé à 5 heures pour le vent et 12 heures pour la température. Cette relaxation forte est nécessaire si l'on veut notamment imposer une QBO réaliste ou des RSS dans le modèle. Les champs de référence seront ici les réanalyses ERA-40 interpolées linéairement à chaque pas de temps du modèle.

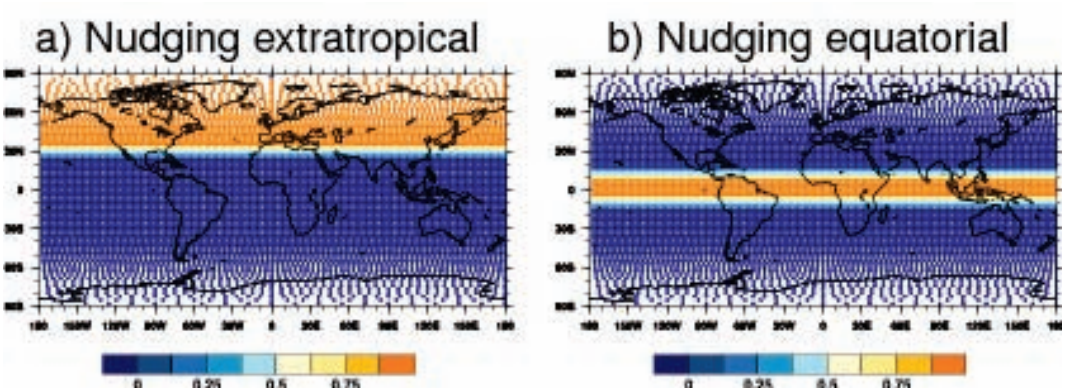


Figure 20: Masques de nudging : Coefficient intensité de la relaxation stratosphérique

4.2 Tests préliminaires

Cette étude sera effectuée sur des ensembles de cinq membres qui, pour chacun des ensembles, diffèrent uniquement par leurs conditions initiales atmosphériques au 1er janvier, et pour lesquels la version 4 (T63L31) du modèle a été utilisée, la version 5 n'étant pas encore figée au moment où ces simulations ont été lancées. Les principales caractéristiques des expériences effectuées sont les suivantes :

- L'expérience CTL correspond à une généralisation à 5 membres de l'expérience L31V4 décrite dans la section précédente. Pour rappel, Les TSM

sont forcées vers les TSM HadISST. Le coefficient de trainée des ondes de gravité orographiques est fixé à 0.1. Enfin, cette version n'inclut pas le module SURFEX.

- L'expérience EQN ne diffère de CTL que par son guidage de la stratosphère : Il s'agit d'un ensemble pour lequel la stratosphère équatoriale (au-dessus de 100 hPa, entre 15°S et 15°N) a été *nudgée* vers ERA40.
- L'expérience EXN bénéficie quant à elle d'une relaxation de la stratosphère extra-tropicale (au-dessus de 100 hPa, au nord de 25°N).
- L'expérience EXNC est un ensemble avec stratosphère extra-tropicale guidée vers une climatologie ERA-40.
- Enfin, l'expérience EXNF bénéficie d'une stratosphère extra-tropicale guidée vers des réanalyses ERA-40 dont la haute fréquence est filtrée (<25 jours).

Intéressons-nous dans un premier temps à la position du vortex polaire simulé par les expériences de contrôle et avec stratosphère parfaite (figure 21, les domaines *nudgés* sont mis en évidence par des cadres rouges). Par construction, l'expérience EXN corrige le biais stratosphérique polaire du modèle libre. Nous avons vu dans la section précédente que le modèle peine à reproduire la QBO, qui a pourtant une influence sur la variabilité extra-tropicale hivernale dans l'hémisphère nord. En effet, il a été montré que la QBO est un processus basse fréquence qui peut être lié à la variabilité troposphérique extra-tropicale via l'interaction avec les ondes planétaires (Boer and Hamilton, 2008). La figure 21c montre que le fait d'imposer une stratosphère équatoriale plus réaliste dans le modèle conduit à un déplacement du jet stratosphérique d'hiver vers le pôle. Nous verrons dans cette partie que l'ajout d'une stratosphère équatoriale parfaite permet d'améliorer tant l'état moyen stratosphérique et troposphérique que la variabilité hivernale des moyennes et hautes latitudes, par rapport à une simulation avec stratosphère libre, uniquement forcée par les températures de surface de la mer.

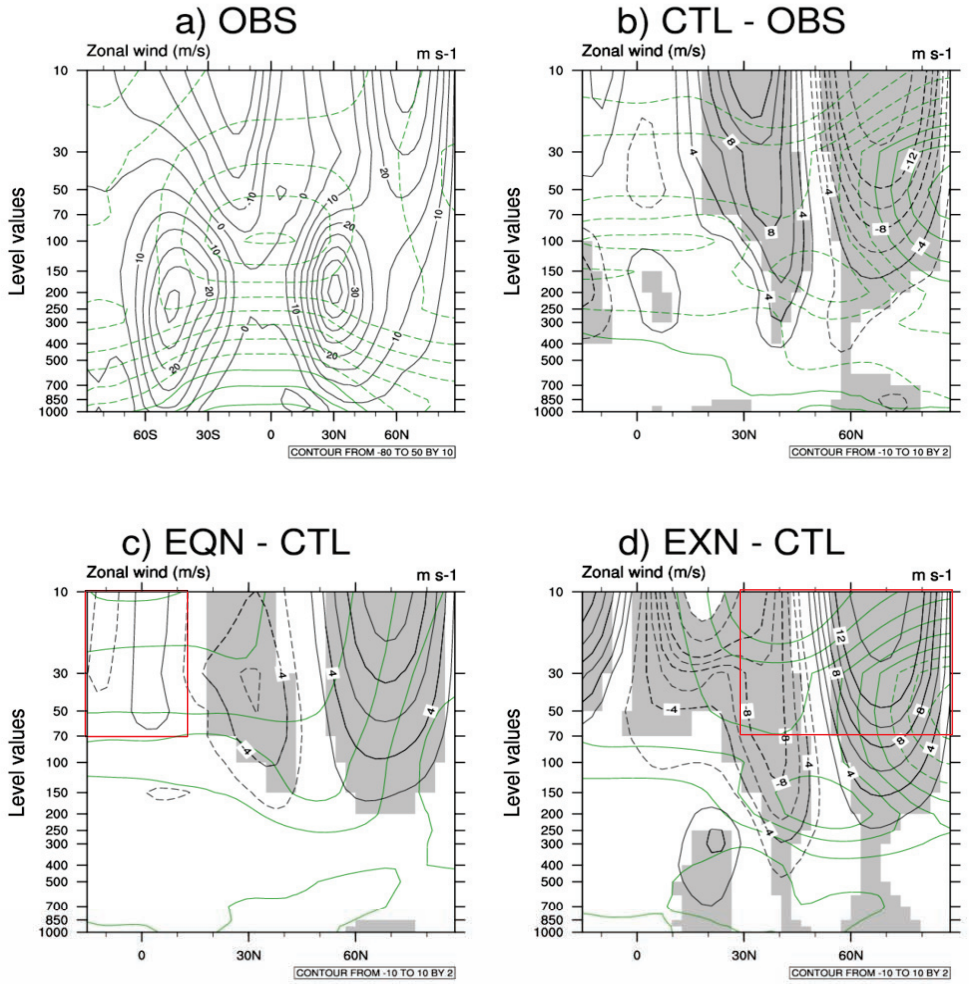


Figure 21: Coupe Pression-Latitude du vent zonal (contours noirs, significativité à 99% en grisé), et de la température (contours verts) .

Intéressons-nous maintenant à l'influence de la stratosphère extra-tropicale par rapport au forçage océanique sur la climatologie hivernale (DJF) de l'hémisphère nord dans la troposphère. La relaxation vers une stratosphère extra-tropicale réaliste montre une influence sur l'état moyen jusque dans la troposphère. Elle permet en effet de corriger de manière significative le biais de géopotentiel à 500 hPa (figure 22) que l'on avait décrit dans la section précédente. Elle permet également de corriger l'erreur sur l'écart-type inter-annuel visible sur le Groenland et le domaine Atlantique nord (figure 23), zones qui correspondent à la signature de la NAO. Par ailleurs, elle améliore la variabilité dans la zone Pacifique/Amérique du nord, qui est une signature du mode PNA, mais qui ne constitue pas l'objet de notre analyse. La figure 22c nous montre qu'une stratosphère équatoriale réaliste permet également, dans une moindre mesure, de corriger le biais de géopotentiel à 500 hPa sur la région Groenlandaise par rapport au forçage océanique seul, et améliore la variabilité de la zone Atlantique nord. Nous vérifierons dans la suite de cette section

si les contributions du forçage par les stratosphères équatoriale et extra-tropicale permettent effectivement une meilleure simulation des modes AO/NAO.

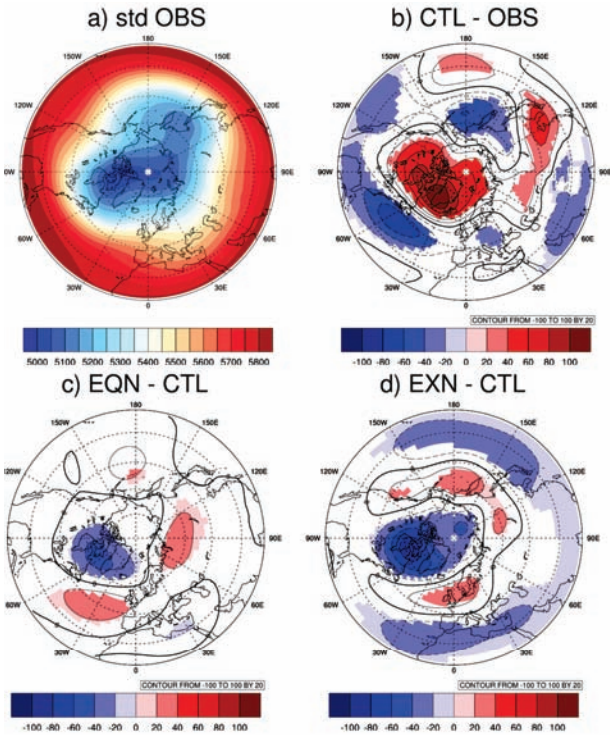


Figure 22: Biais sur la moyenne du géopotentiel à 500hPa dans l'hémisphère nord - Climatologie DJF . Test de significativité à 99% .

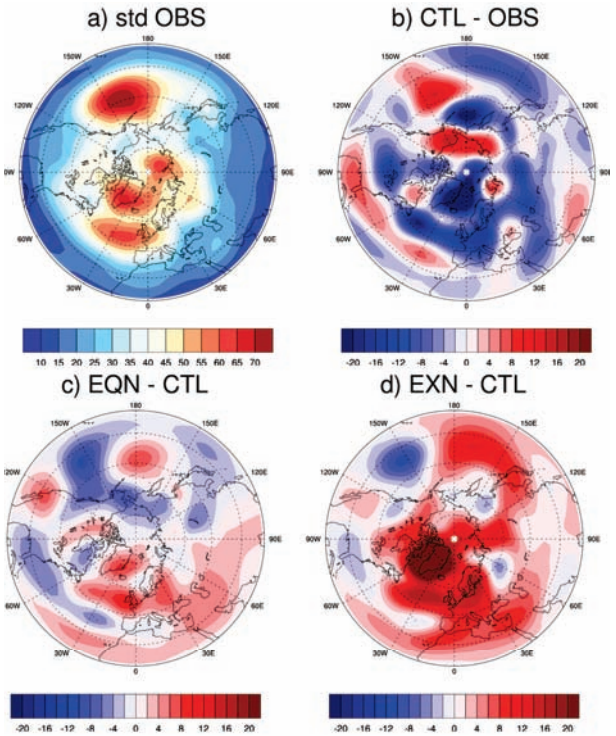


Figure 23: Erreur sur l'écart-type inter-annuel du géopotentiel à 500hPa dans l'hémisphère nord.

L'ajout d'une stratosphère extra-tropicale réaliste a un impact jusqu'en surface puisqu'elle permet de corriger le biais de Pmer des hautes latitudes observé sur la simulation de contrôle (figure 24), et cet effet est visible également avec une stratosphère équatoriale. En terme de variabilité inter-annuelle, l'expérience EXN permet de corriger l'écart-type sur les régions polaires et l'Atlantique Nord (figure 25). La stratosphère équatoriale parfaite ne contribue que marginalement à cette amélioration.

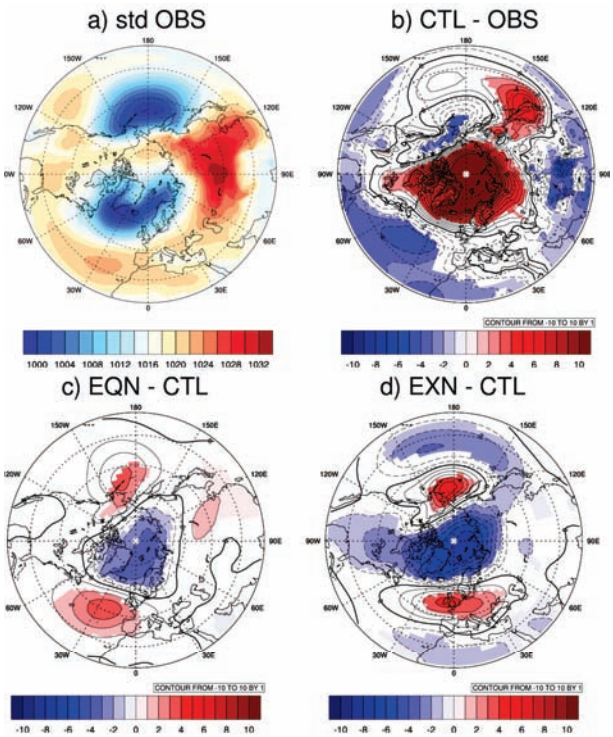


Figure 24: Biais de Pmer dans l'hémisphère nord - Climatologie DJF. Test de significativité à 99% .

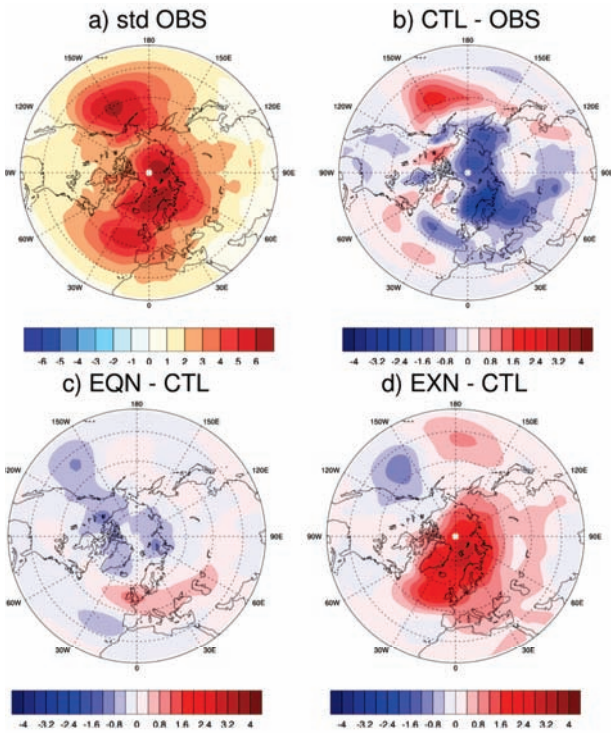


Figure 25: Erreur sur l'écart-type inter-annuel de Pmer dans l'hémisphère nord.

Au vu de ces résultats, nous sommes amenés à nous demander si le forçage par la stratosphère permet d'améliorer la simulation des modes de variabilité hivernale AO/NAO par rapport au forçage océanique seul. La structure hémisphérique de ces modes est typiquement retrouvée en calculant les EOFs sur la Pmer pour l'AO ou le Z500 pour la NAO, puis en régressant la Pmer/le Z500 sur la première composante de cette EOF. La figure 26 montre ainsi les centres d'action de l'oscillation NAO à partir de la régression du géopotentiel à 500 hPa sur la première composante de l'EOF du géopotentiel calculée sur le domaine Nord-Atlantique-Europe, pour chacune de nos simulations. L'expérience de contrôle montre un pattern réaliste, bien que décalé vers l'ouest et d'amplitude trop faible. Il explique 32% de la variance totale, et sa corrélation avec les réanalyses est de 0.63. Comme l'avaient suggéré les analyses précédentes sur l'écart-type inter-annuel, le forçage par la stratosphère extra-tropicale permet de mieux simuler la NAO (corrélation de 0.86 avec les réanalyses) avec un meilleur (bien que un peu élevé) pourcentage de variance expliquée (42%). Notons l'effet de la stratosphère équatoriale sur la variabilité hivernale extra-tropicale : même si l'effet reste secondaire devant le forçage par les TSM, l'expérience EQN permet de reproduire une structure de type NAO, qui explique 38% de la variance totale.

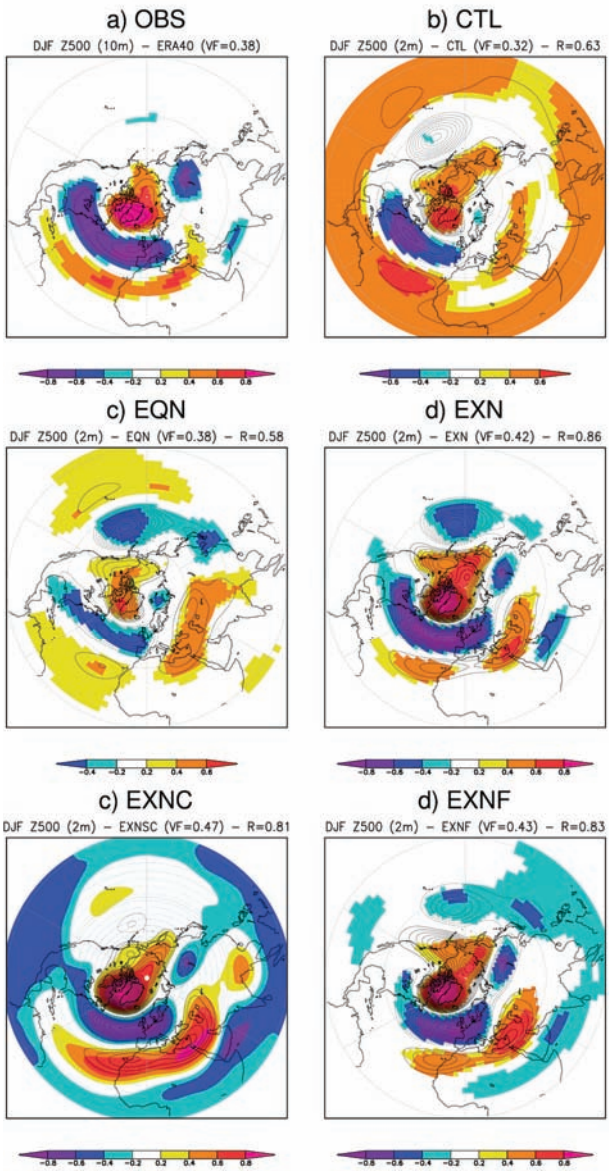


Figure 26: Régression du géopotentiel à 500 hPa sur la NAO (première composante de l'EOF du géopotentiel calculée sur le domaine Nord-Atlantique-Europe). VF est le pourcentage de variance expliquée, R est le coefficient de corrélation de la régression simulée avec la régression observée.

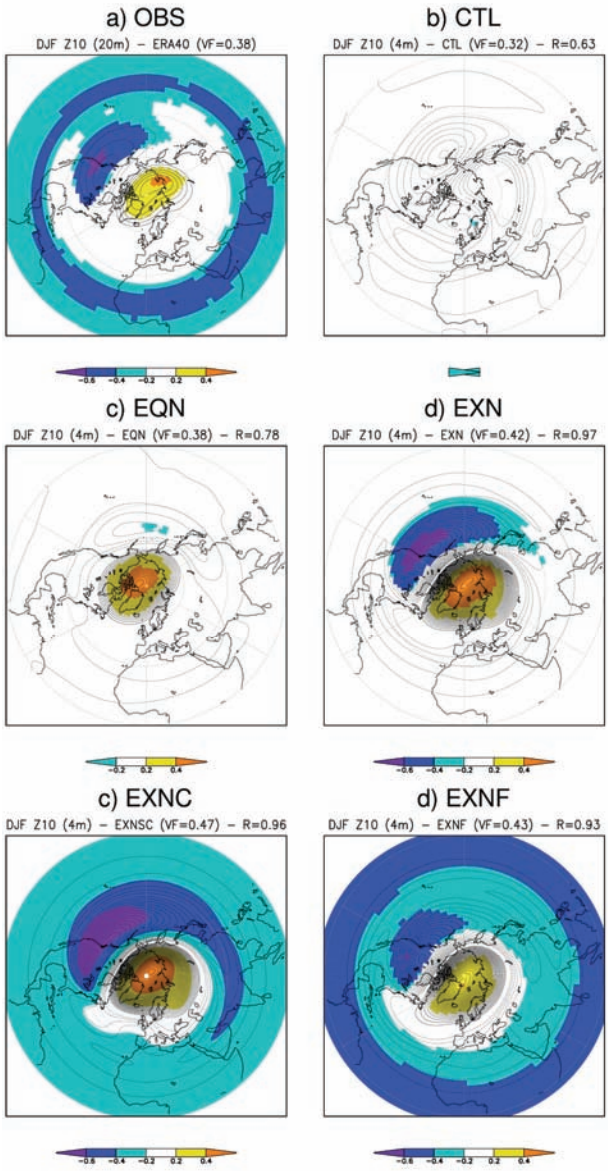


Figure 27: Régression du géopotentiel à 10 hPa sur la NAO (première composante de l'EOF du géopotentiel calculée sur le domaine Nord-Atlantique-Europe). VF est le pourcentage de variance expliquée, R est le coefficient de corrélation de la régression simulée avec la régression observée.

Nous venons de voir l'importance d'une stratosphère réaliste pour une bonne simulation de la variabilité hivernale extra-tropicale dans la version 4 du modèle ARPEGE-Climat. Quel est l'effet de la variabilité haute fréquence dans la stratosphère sur cette variabilité extra-tropicale ? Rappelons que l'expérience EXNF consiste en

une relaxation de la stratosphère extra-tropicale vers des réanalyses dont la haute fréquence est filtrée (< 25 jours). Elle permet de simuler le pattern NAO de manière équivalente à l'expérience EXN, ce qui laisse penser que la variabilité haute fréquence de la stratosphère extra-tropicale est peu importante dans la bonne simulation de la variabilité hivernale extra-tropicale. Par ailleurs, ajoutons qu'une stratosphère climatologique permet elle aussi une bonne reproduction de la NAO par rapport au forçage par les TSM, avec toutefois une variance expliquée un peu élevée (47%). La figure 27 montre les structures dans la stratosphère associées à l'oscillation troposphérique NAO, à partir de la régression du géopotentiel à 10 hPa sur la première composante de l'EOF calculée sur le géopotentiel à 500 hPa sur le domaine Nord-Atlantique-Europe. On peut constater que les deux centres d'action dans la région polaire et sur le Pacifique Nord ne sont pas reproduits par la simulation de contrôle : le forçage par les TSM ne permet pas une réponse du vortex polaire à la variabilité troposphérique. De manière attendue, une stratosphère extra-tropicale permet de bien reproduire la signature stratosphérique, et ce pour une stratosphère haute fréquence et climatologique également. Notons par ailleurs l'effet de la stratosphère équatoriale sur cette réponse, mieux reproduite que par le forçage océanique seul.

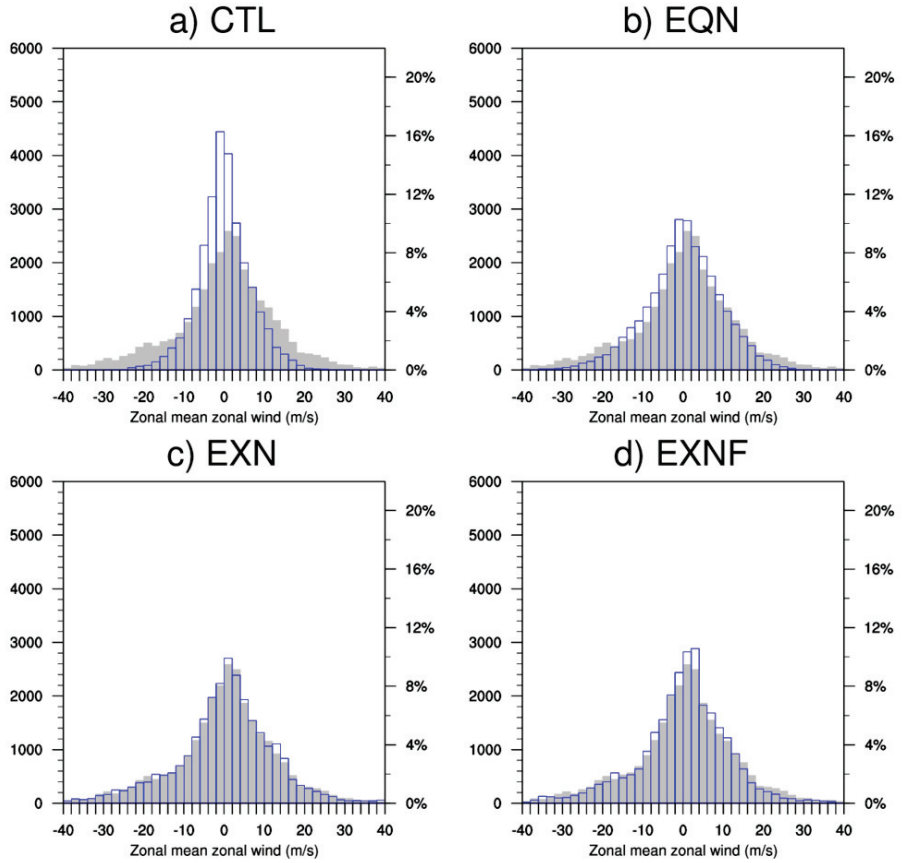


Figure 28: Distribution des anomalies quotidiennes de vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N sur la période ONDJFM 1971-2000.

Concernant la variabilité stratosphérique du modèle, on constate là encore l'effet positif de la relaxation de la stratosphère équatoriale sur la distribution des anomalies quotidiennes du vent zonal dans la stratosphère polaire (figure 28), la QBO agissant sur la variabilité du vortex polaire à travers la modulation de la propagation des ondes extra-tropicales (Baldwin et al., 2001). Cependant, l'expérience EQN simule une trop grande quantité de réchauffements stratosphériques soudains (figure 29). Une explication possible pourrait être une réponse trop forte de la variabilité intra-saisonnière polaire à la QBO, qui tend à augmenter le nombre de réchauffements pendant ses phases d'est (Holton and Austin, 1991). A l'inverse, imposer une stratosphère extra-tropicale basse fréquence permet d'élargir la distribution dans les extrêmes, sans toutefois aboutir à une fréquence correcte de RSS, qui est en moyenne parfaitement simulée par l'expérience EXN, dont la variabilité stratosphérique inclut les hautes et basses fréquences. Ces résultats sont toutefois à interpréter avec prudence, étant donné qu'un écart de 5% en fréquence ne représente en réalité que un ou deux RSS.

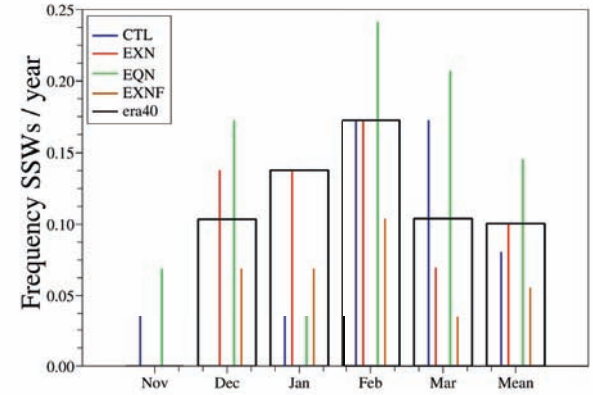


Figure 29: Fréquence de réchauffements stratosphériques soudains sur la période NDJFM 1971-2000, calculés à partir du vent zonal quotidien en moyenne zonale à 60°N, 10 hPa.

La stratosphère extra-tropicale a également un impact important sur la variabilité troposphérique, et ce même en filtrant la haute fréquence stratosphérique, puisqu'elle permet d'améliorer la fréquence de blocage sur le Pacifique, mais surtout sur la zone Atlantique-Europe (de 5 à 10% par rapport au forçage par les TSM, figure 30). De manière plus modeste, la relaxation de la stratosphère équatoriale semble également améliorer la simulation des processus de blocage sur l'Atlantique. Notons que ces améliorations sont visibles sur la fréquence d'occurrence du régime de blocage défini par l'analyse en régimes de temps (figure 31).

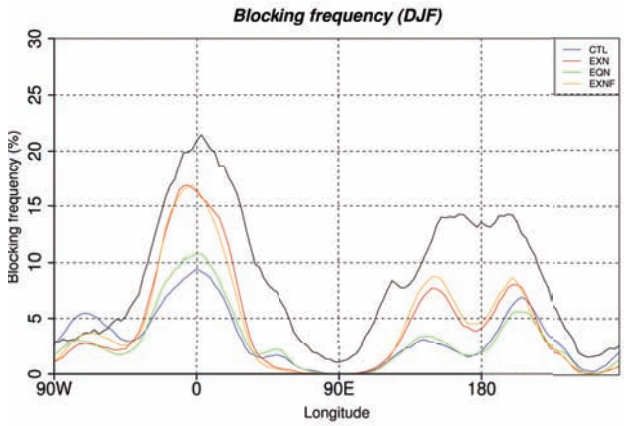


Figure 30: Fréquence de blocage (basée sur indice de Tibaldi et Molteni) en fonction des longitudes sur la période 1971-2000.

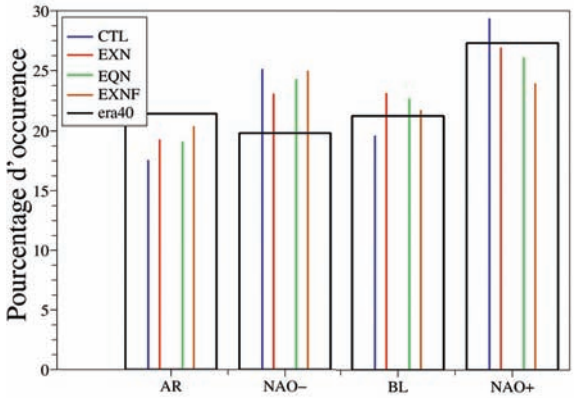


Figure 31 : Fréquence d'occurrence moyenne des quatre régimes de temps sur l'Atlantique Nord, sur la période DJF 1971-2000.

Intéressons-nous à présent aux **scores** de prévision extra-tropicale dans la troposphère sur la période 1971-2000. La figure 32 représente les coefficients de corrélation en point de grille (en anglais « Anomaly Correlation Coefficient », ACC) par rapport aux réanalyses pour le géopotentiel à 500 hPa. Sans surprise et mis à part sur les régions Pacifique et Amérique du nord, les corrélations restent relativement faibles et peu significatives pour l'expérience de contrôle. La figure 32c nous confirme l'effet positif du forçage stratosphérique extra-tropical, avec une amélioration significative du score, en particulier sur les domaine Nord-Atlantique et Groenlandais, avec une corrélation moyenne de 0.60 avec les réanalyses. Cette amélioration se retrouve également avec une stratosphère filtrée. De plus, la prescription d'une stratosphère climatologique permet déjà d'améliorer la prévisibilité du géopotentiel à 500 hPa par rapport à la contribution océanique, avec une corrélation moyenne de 0.48. Par ailleurs, même si elle reste limitée, la relaxation de la stratosphère équatoriale montre un effet positif sur le score moyen. L'impact du guidage stratosphérique est ressenti jusqu'en surface, puisque les scores de température à deux mètres sont significativement améliorés pour les expériences EXN et EXNF, en particulier sur l'Europe du nord (figure 33).

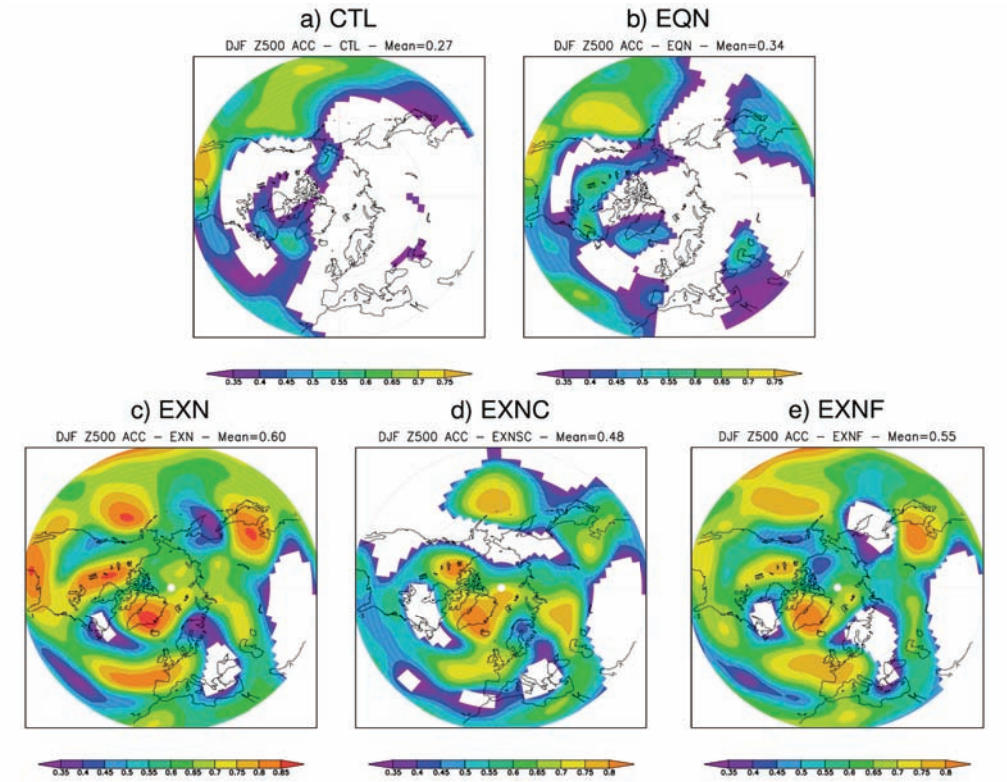


Figure 32: Distribution en points de grilles de la corrélation temporelle sur la période 1958-2000 entre les expériences et les anomalies observées pour le géopotentiel à 500 hPa.

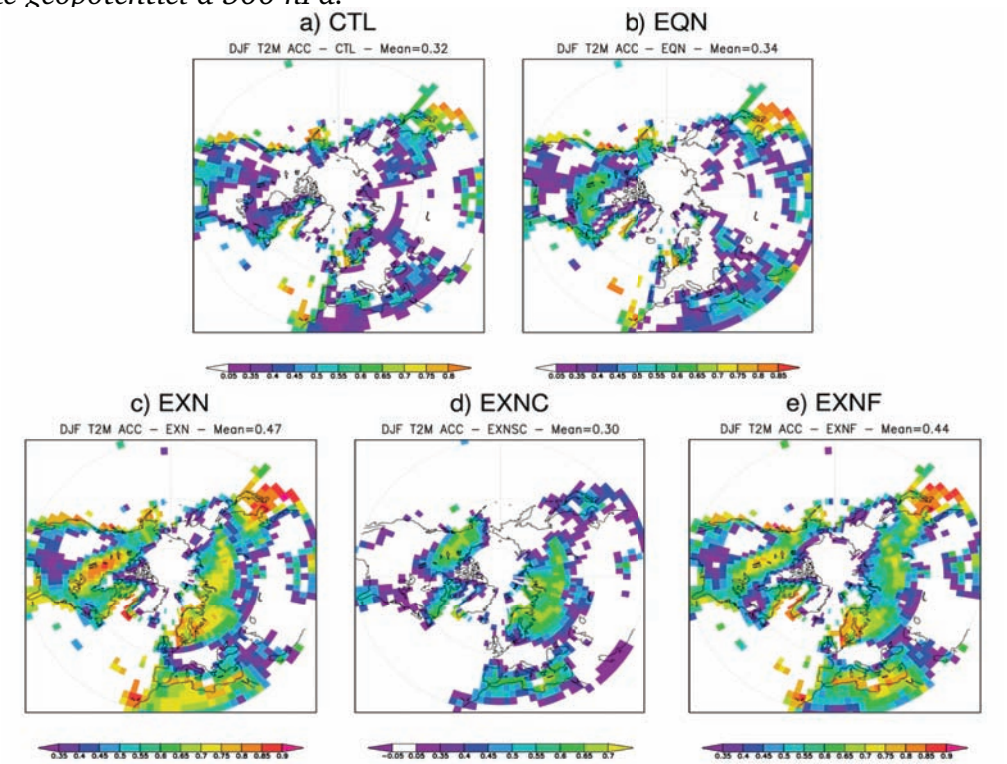


Figure 33: Distribution en points de grilles de la corrélation temporelle sur la période 1958-2000 entre les expériences et les anomalies observées pour la température à deux mètres.

Synthèse du chapitre 3

1 Objectifs

Outre la description des outils et diagnostics utilisés, ce chapitre est consacré aux aspects suivants:

- L'évaluation du modèle ARPEGE-Climat en termes d'état moyen et de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière. Les versions 4 et 5 sont comparées, et la configuration high-top est évaluée pour la version 5.
- L'analyse de tests préliminaires concernant la méthode de relaxation stratosphérique vers les réanalyses issues du CEPMMT.

2 Résultats obtenus

✔ Comme la plupart des modèles de circulation générale actuels (Maycock et al., 2011), ARPEGE-Climat simule un vortex stratosphérique polaire d'intensité trop faible et décalé vers le sud. La version 5 permet de corriger une partie de ce biais, mais pas de repositionner le jet vers le pôle. Par ailleurs, le modèle montre une variabilité stratosphérique trop faible, ce qui souligne notamment la difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère, et qui est améliorée dans la version 5. A l'échelle intra-saisonnière, quelque soit la résolution verticale, le modèle peine à simuler une stratosphère réaliste, à reproduire une bonne variabilité et à maintenir la persistance des fortes anomalies stratosphériques, ce qui peut avoir un effet sur la propagation en surface de tels signaux.

✔ Une méthode pour avoir une stratosphère réaliste et ainsi pouvoir étudier son influence sur la variabilité climatique est de la prescrire en la guidant vers les réanalyses (technique du *nudging*). La relaxation de la stratosphère extra-tropicale apporte une réelle valeur ajoutée par rapport au forçage océanique, tant sur l'état moyen que sur la variabilité troposphérique à différentes échelles. Simuler une stratosphère extra-tropicale "parfaite" permet en effet de corriger significativement l'état moyen et l'écart-type inter-annuel dans la troposphère jusqu'en surface. Cela permet également une bonne simulation des modes de variabilité hivernale AO/NAO. Par ailleurs, la relaxation vers une stratosphère climatologique permet déjà de reproduire des modes AO/NAO plus proches des réanalyses, suggérant que les biais systématiques du modèle ARPEGE-Climat en terme de climatologie stratosphérique pénalisent fortement la variabilité climatique simulée par ce modèle. A l'échelle intra-saisonnière, une stratosphère réaliste permet d'améliorer la simulation des processus de blocages, en particulier sur le domaine Atlantique-Europe, qui constituent une part importante de la variabilité atmosphérique sur ces régions. La relaxation de la stratosphère équatoriale, qui permet de reproduire la QBO non simulée par le modèle, a également un effet positif sur les biais du modèle, et conduit à un déplacement du jet stratosphérique d'hiver vers le pôle, via l'interaction avec la propagation des ondes extra-tropicales. Même si cela reste modeste, cela permet une augmentation de la variabilité stratosphérique hivernale, qui conduit à une réponse de la variabilité en surface proche de la structure de l'AO. Ces résultats nous incitent donc à pousser plus loin nos travaux sur la possibilité d'améliorer la prévisibilité hivernale du modèle ARPEGE-Climat en tentant de mieux représenter la stratosphère soit par accroissement de la résolution verticale, soit de manière statistique. Auparavant, afin de mieux comprendre les mécanismes en jeu, le chapitre suivant sera consacré à deux études de cas concernant les hivers 1976-1977 et 2009-2010, qui furent exceptionnels en terme de dynamique et de température, notamment sur l'Europe.

Chapitre 4

Étude des hivers 2009-2010 et 1976-1977

Nous avons vu dans le chapitre précédent l'importance d'une stratosphère extra-tropicale réaliste pour la représentation de l'état moyen et de la variabilité climatique aux échelles inter-annuelle à intra-saisonnière, qui permet en particulier de simuler des modes AO/NAO plus réalistes. Afin de mieux comprendre les mécanismes mis en jeu, intéressons-nous à présent à l'étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010. Ces deux hivers sont particuliers tant d'un point de vue dynamique que par les conditions extrêmes de températures auxquelles l'Europe fut confrontée. En particulier, tous deux présentent une très forte persistance du régime NAO-, associée à une descente d'air polaire sur l'Europe. La figure 1 nous montre en effet la fréquence d'occurrence hivernale (mois de Décembre à Février) des jours classés dans le régime NAO- sur le domaine Nord-Atlantique-Europe ("NAE"), pour les années 1958 à 2010. Les hivers 1976-1977 et 2009-2010 présentent clairement les fréquences les plus élevées des cinq dernières décennies. La similarité de ces deux hivers va nous permettre de les comparer et de voir notamment quelles conditions dynamiques ont pu influencer le climat extra-tropical et aboutir à ces anomalies.

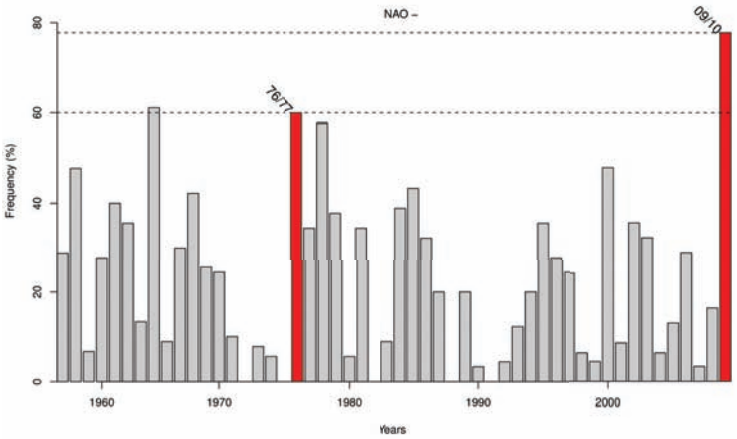


Figure 1: Fréquence d'occurrence hivernale (DJF) du régime NAO- sur le domaine Nord-Atlantique-Europe sur la période 1958-2010. Les hivers 1976-1977 et 2009-2010 sont en rouge. Données issues des réanalyses du CEPMMT.

Nous nous intéressons ici à l'analyse de ces deux hivers particuliers, via la réalisation de simulations d'ensemble conséquentes (30 membres, qui diffèrent uniquement par leurs conditions initiales atmosphériques) qui vont permettre à la fois d'effectuer des diagnostics plus poussés et robustes, et d'étudier les mécanismes dynamiques en utilisant notamment la dispersion d'ensemble. Ce chapitre se propose en particulier de répondre aux questions suivantes :

- Dans quel contexte dynamique s'est développée cette forte persistance d'une structure de type NAO- sur la région européenne, et quelles sont les caractéristiques stratosphériques associées ?
- Quelle est la capacité du modèle ARPEGE-Climat à reproduire ces anomalies et quel est l'impact de la résolution verticale/horizontale ?
- Quelle est l'influence de la stratosphère extra-tropicale sur la reproductibilité de ces anomalies en moyenne saisonnière et sur l'occurrence de vagues de froid sur l'Europe ?
- Comment et sous quelles conditions l'anomalie stratosphérique polaire se propage-t-elle jusque dans la basse troposphère ?

1 L'hiver 2009-2010

1.1 Motivations et protocole expérimental

L'hiver 2009-2010 fut l'un des hivers les plus froids et neigeux dans le domaine nord américain et sur l'Europe du nord depuis plusieurs décennies, résultant d'une NAO-persistante (Seager et al., 2010). Cette phase négative régionale reflète la **phase négative du NAM**, illustrée ici par l'anomalie de géopotentiel moyennée dans le domaine "North Polar Cap" (>60°N), et tracée sur les niveaux pression 10 hPa à 1000 hPa, pour les mois de décembre à avril. La plus forte anomalie positive apparaît à la fin du mois de janvier, et est visible de la stratosphère jusqu'en basse troposphère (figure 2).

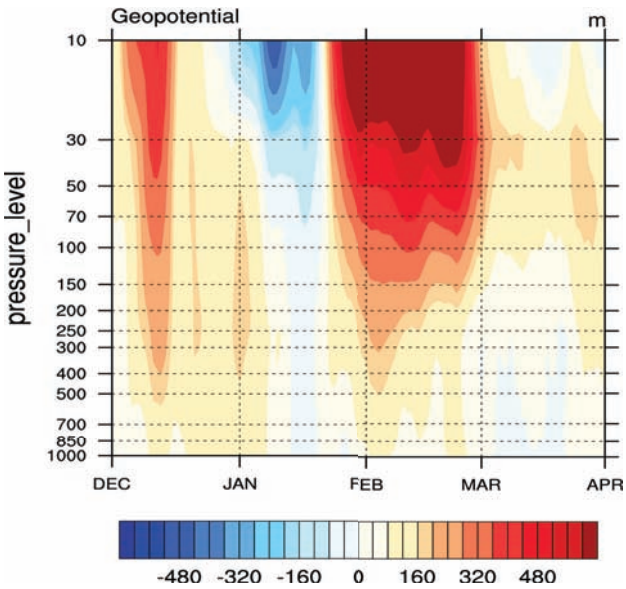


Figure 2: Coupe temps-pression de l'anomalie quotidienne (par rapport à la climatologie ERA-40 1971-2000) de géopotentiel moyennée sur la bande 60°N-90°N, pour les mois de décembre 2009 à mars 2010. Données Era-Interim.

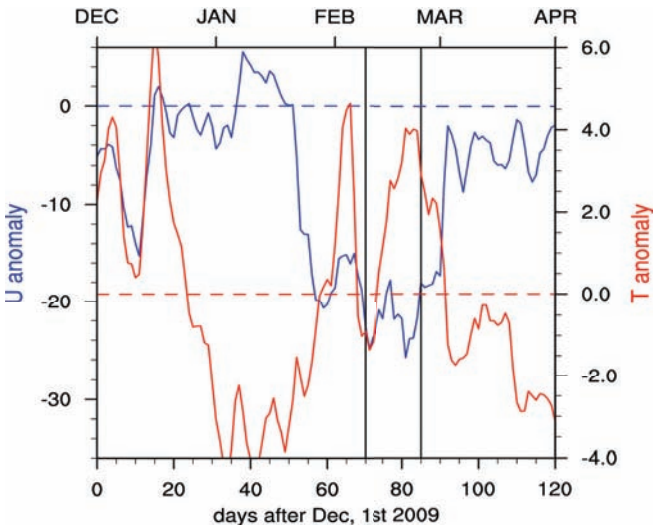


Figure 3: Série temporelle des anomalies quotidiennes (par rapport à la climatologie 1971-2000) de vent zonal (courbe bleue) et de température (courbe rouge) à 10 hPa, 60°N, et tracées au cours des mois de décembre 2009 à mars 2010. Les lignes verticales noires représentent les dates de début et de fin du renversement du vent zonal à 10 hPa. Données Era-Interim.

Dans la stratosphère, cette anomalie persiste tout le mois de février, avec un réchauffement stratosphérique associé à un affaiblissement du vortex polaire allant jusqu'au renversement du vent zonal à 10 hPa le 9 février 2010 (figure 3). Notons par ailleurs un premier épisode de réchauffement stratosphérique soudain de plus courte durée au cours du mois de décembre.

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 3, les **réchauffements stratosphériques soudains (RSS)** sont déclenchés par une propagation verticale des ondes planétaires générées dans la troposphère. Cette activité ondulatoire est illustrée sur la figure 4 par une coupe méridienne des anomalies de flux d'**Eliassen-Palm (EP)**, de la haute troposphère jusqu'à 10 hPa, calculés pendant la période de RSS, du 31 janvier au 28 février. Cette activité est relativement intense par rapport à la climatologie hivernale (présentée dans le chapitre 4). Elle présente une branche ascendante depuis la troposphère extra-tropicale orientée vers la stratosphère polaire. La convergence des flux ($\nabla F < 0$, indiquée en contours pointillés) indique une dissipation des ondes planétaires stationnaires, qui aboutit à une décélération des vents stratosphériques d'ouest, et donc à un affaiblissement du vortex polaire, que l'on voit ici par une forte anomalie négative du vent zonal au-delà de 60°N. Notons par ailleurs une anomalie négative du vent stratosphérique équatorial, qui illustre la phase Est de l'**Oscillation Quasi-Biennale (QBO)**, et une branche horizontale des flux d'EP orientés de la stratosphère équatoriale vers la stratosphère polaire. Cette branche semble indiquer une propagation d'ondes stratosphériques provenant des régions équatoriales, et contribuant également à l'affaiblissement du vortex polaire.

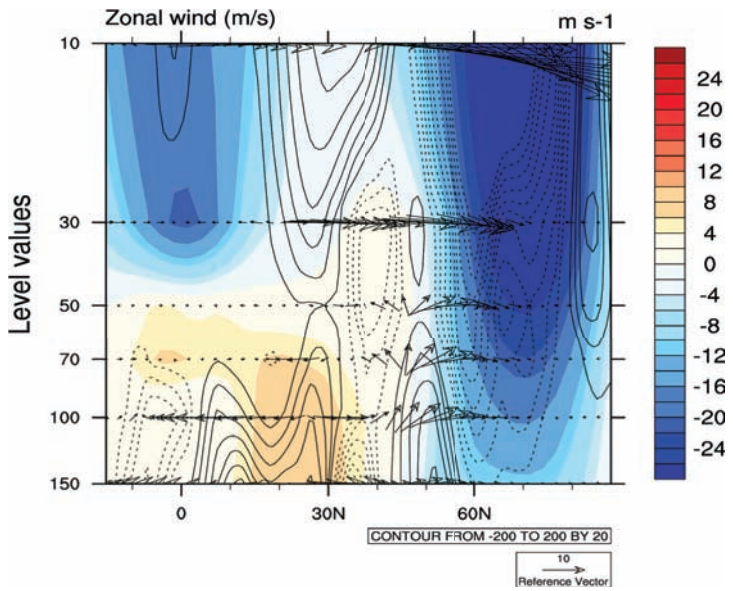


Figure 4: Anomalies de flux d'Eliassen-Palm (flèches noires, en m²/s²) au cours du réchauffement stratosphérique soudain. Les contours noirs représentent la divergence des flux (la convergence ∇F négative est en pointillés, et indique un ralentissement du vent). L'anomalie du vent zonal en moyenne zonale est représentée en plage colorée. Données Era-Interim.

Nous venons de décrire l'affaiblissement du vortex polaire, associé à un réchauffement stratosphérique soudain. Ce renversement des vents polaires stratosphériques semble avoir été provoqué d'une part par l'interaction des ondes planétaires originaires de la troposphère extra-tropicale avec l'écoulement moyen, et d'autre part par une influence dynamique de la stratosphère équatoriale. Ces conditions anticycloniques polaires s'étendent jusque dans la troposphère au cours du mois de février, avec une signature caractéristique de la phase négative de l'AO, associée à une forte anomalie froide et l'occurrence de vagues de froid sur l'Europe du nord (voir la figure 3 de l'article « *European winter 2009-2010 : How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE-Climat model?* » en section 1.2).

Plusieurs facteurs ont pu contribuer au renforcement de la phase négative de l'AO cet hiver-là:

- **Un Niño intense**

Comme il a été expliqué dans le chapitre 2, les réponses troposphérique et stratosphérique à un épisode Niño prennent respectivement la forme d'une NAO négative et d'un vortex polaire affaibli (Bell, 2009), le signal ENSO dans la stratosphère polaire impliquant la propagation et la dissipation d'ondes de Rossby aux moyennes latitudes et leur interaction avec l'écoulement zonal moyen (Manzini et al., 2006). L'hiver 2009-2010 est marqué par un fort Niño, qui a ainsi pu favoriser la phase négative de l'AO, mais une réponse de la

stratosphère polaire lors d'épisodes Niño est loin d'être systématique.

- **La phase Est de la QBO**

La QBO était dans sa phase Est pendant l'hiver 2009-2010. Quand les vents stratosphériques équatoriaux sont d'est, l'activité des ondes planétaires est confinée dans les hautes latitudes, conduisant à un affaiblissement du vortex polaire (Holton and Tan, [1980,1982])(voir le chapitre 2). Cependant, Jung et al. (2011) ont montré que la relaxation de l'atmosphère tropicale dans le modèle couplé du CEPMMT ne permet pas de simuler une structure NAO avec une amplitude suffisante. Bien que la QBO à elle seule ne permette pas d'expliquer la persistance extrême du régime NAO- au cours de l'hiver 2009-2010, elle peut toutefois avoir contribué à l'affaiblissement du vortex polaire et à la phase négative du NAM dans la stratosphère, d'autant plus qu'elle semble interagir de manière non linéaire avec l'ENSO (Calvo et al., 2009) (voir le chapitre 2).

- **La couverture neigeuse eurasienne en octobre**

L'anomalie de couverture neigeuse sur l'Eurasie a pu avoir une influence sur l'AO/NAO de l'hiver 2009-2010. Cohen et al. (2010) affirment en effet que le processus décrit précédemment est excité consécutivement à deux reprises dans une durée relativement courte, contribuant à l'AO très négative observée. Cependant, comme le montrent Jung et al. (2011) en relaxant les températures des basses couches pour reproduire les anomalies de températures induites par la couverture neigeuse, elle ne suffit pas à elle seule à expliquer les conditions extrêmes de NAO- dans le modèle couplé du CEPMMT. Jung et al. (2011) suggèrent que la variabilité interne de l'atmosphère est principalement en cause dans l'extrême persistance de l'anomalie négative de la NAO pendant l'hiver 2009-2010.

Voyons à présent comment, en relaxant la stratosphère extra-tropicale vers les réanalyses, et donc en imposant l'affaiblissement du vortex polaire et le réchauffement stratosphérique polaire qui ont eu lieu au cours de l'hiver, le modèle est capable de reproduire le signal NAO- en moyenne hivernale, et s'il peut reproduire les conditions extrêmes de température en surface qui ont été observées sur l'Europe du nord.

1.2 Article publié dans *Geophysical Research Letters*

Cet article se décompose en deux parties. La première partie met en évidence le caractère exceptionnel de cet hiver en effectuant une analyse des régimes de temps et de la température en Europe du nord, sur tout le 20e siècle (de 1891 à 2010). La seconde partie est quant à elle consacrée au caractère reproductible des anomalies saisonnières observées et de l'occurrence des vagues de froid par le modèle ARPEGE-Climat, et met en évidence l'importance d'une stratosphère extra-tropicale réaliste en comparant deux sets de simulations d'ensemble forcées par les TSM observées avec une stratosphère soit libre, soit guidée vers les réanalyses ERA-Interim.

1.2.1 Article : « European winter 2009-2010 : How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE-Climat model ? »

European cold winter 2009–2010: How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE-Climat model?

G. Ouzeau,[1] J. Cattiaux,[1] H. Douville,[1] A. Ribes,[1] and D. Saint-Martin[1]

Received 4 April 2011; revised 29 April 2011; accepted 30 April 2011; published 15 June 2011.

[1] Boreal winter 2009–2010 made headlines for cold anomalies in many countries of the northern mid-latitudes. Northern Europe was severely hit by this harsh winter in line with a record persistence of the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO). In the present study, we first provide a wider perspective on how unusual this winter was by using the recent 20th Century Reanalysis. A weather regime analysis shows that the frequency of the negative NAO was unprecedented since winter 1939–1940, which is then used as a dynamical analog of winter 2009–2010 to demonstrate that the latter might have been much colder without the background global warming observed during the twentieth century. We then use an original nudging technique in ensembles of global atmospheric simulations driven by observed sea surface temperature (SST) and radiative forcings to highlight the relevance of the stratosphere for understanding if not predicting such anomalous winter seasons. Our results demonstrate that an improved representation of the lower stratosphere is necessary to reproduce not only the seasonal mean negative NAO signal, but also its intraseasonal distribution and the corresponding increased probability of cold waves over northern Europe. **Citation:** Ouzeau, G., J. Cattiaux, H. Douville, A. Ribes, and D. Saint-Martin (2011), European cold winter 2009–2010: How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE-Climat model?, *Geophys. Res. Lett.*, *38*, L11706, doi:10.1029/2011GL047667.

1. Introduction

[2] In Northern extratropics, the wintertime climate shows large intraseasonal and interannual fluctuations compared to other regions and seasons. As experienced in Europe during the winter 2009/10, cold spells induce particularly strong socio-economic impacts (e.g., energy demand, transport, industry, emergency protection systems) and are likely to spur regional outbreaks of scepticism regarding climate change [*Gershunov and Douville*, 2009]. Both statistical analysis [e.g., *Cattiaux et al.*, 2010] and improvements in the predictability of such climate events [e.g., *Cohen et al.*, 2010] are therefore crucial challenges for scientists and decision makers.

[3] Current dynamical seasonal forecasting systems, based on either SST-driven atmospheric simulations or coupled ocean-atmosphere models, still show low predictability in Northern mid-latitudes [e.g., *Palmer et al.*, 2004; *Maycock et al.*, 2011] and do not necessarily outperform simple empirical forecasting tools [e.g., *Cohen and Fletcher*, 2007]. Besides SST and lower boundary conditions [e.g., *Douville*, 2009a; *Peings et al.*, 2010], additional sources of long-range climate predictability can lie in the middle atmosphere considered either as a potentially independent forcing [e.g., *Scaife and Knight*, 2008; *Douville*, 2009b] or as a pathway between the tropical SST and northern extratropics [e.g., *Ineson and Scaife*, 2009].

[4] In the northern latitudes, the weekly to monthly fluctuations of the stratospheric polar vortex (SPV) dominate the wintertime variability and are therefore a potential source for long-range climate predictability in the extratropics [*Thompson et al.*, 2002; *Charlton et al.*, 2007]. In particular, *Baldwin and Dunkerton* [2001] and *Gerber et al.* [2009] suggested a possible downward propagation of stratospheric zonal wind anomalies towards the troposphere. Using an empirical technique to weaken the SPV in their atmospheric GCM, *Scaife and Knight* [2008] highlighted the possible contribution of the stratosphere to the negative phase of the North Atlantic Oscillation (NAO) of winter 2005/06 and the associated European cold spells. More recently, *Douville* [2009b] confirmed and generalized the relevance of the polar stratosphere over the whole Northern extratropics by comparing the skill of two hindcasts of winters 1971–2000, with a relaxed versus interactive lower stratosphere.

[5] In this study we focus on the European winter of 2009/10. Section 2 carries on the weather-regime analysis done by *Cattiaux et al.* [2010] over the whole 20th century. Section 3 discusses the potential predictability of this anomalous winter season based on ensembles of global atmospheric simulations. Finally, results are summarized and consequences for both operational seasonal forecasting and 21st century climate scenarios are discussed in section 4.

2. How Unusual?

[6] *Cattiaux et al.* [2010] showed that European cold spells of winter 2009/10 can be explained by an extreme persistence of negative NAO conditions, from an analysis of North-Atlantic weather regimes over 1957–2010. Here we carry on this analysis over the whole 20th century by using the geopotential height at 500 hPa (Z500) of the 20th Century Reanalysis V2 over 1891–2006 (hereafter 20CR) [*Compo et al.*, 2011]. This new dataset is compared to former re-analyses provided by (i) NCEP/NCAR over 1948–2010 (NCEP) [*Kistler et al.*, 2001], (ii) NCEP/DOE over 1979–2010 (NCEP2) [*Kanamitsu et al.*, 2002], (iii) ERA-40 over 1957–2002 (ERA40) [*Uppala et al.*, 2005], and (iv) ERA-Interim over1989–2010 (ERAI) [*Uppala et al.*, 2008]. 20CR, NCEP and ERA-40 daily anomalies are computed relative to their respective smoothed

[1]CNRM-GAME, Toulouse, France.

Copyright 2011 by the American Geophysical Union.
0094-8276/11/2011GL047667

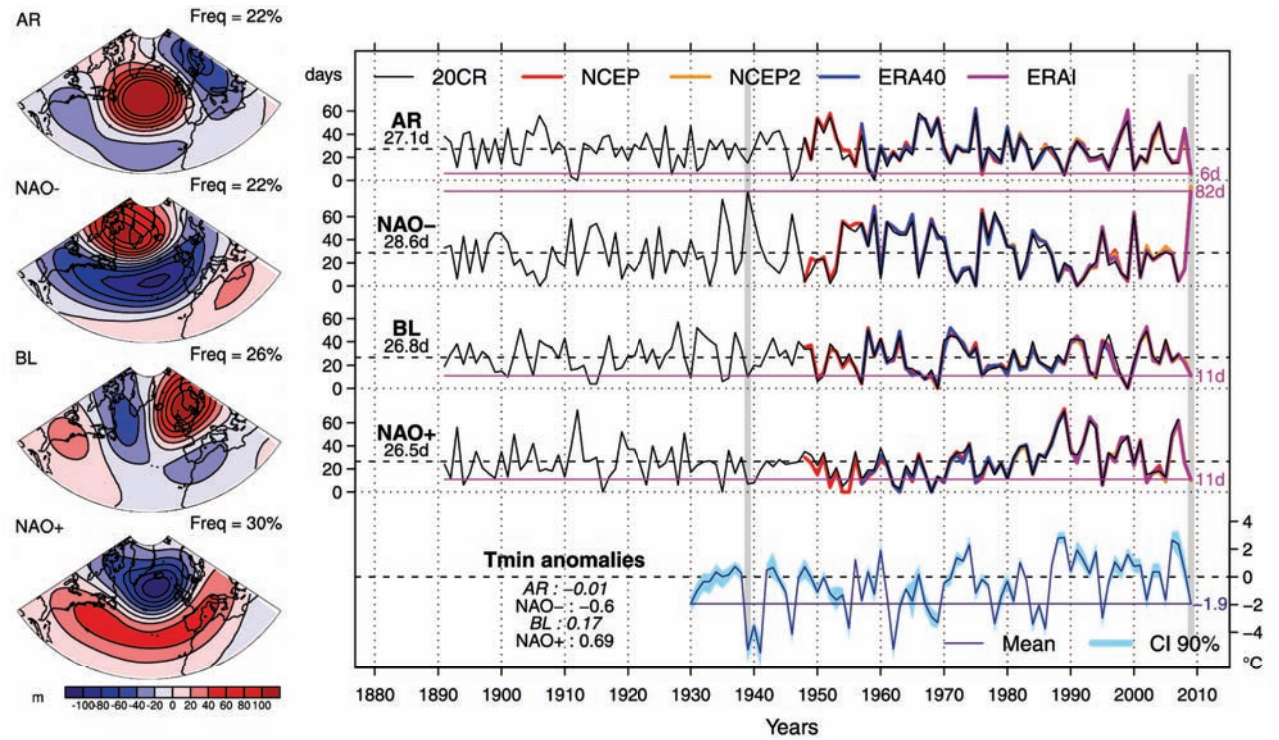


Figure 1. (left) DJFM weather regimes as computed from Z500 anomalies (see details in text): Atlantic Ridge, NAO−, Blocking and NAO+. Frequencies over the computational dataset (20CR-NCEP-ERA40 over 1971–2000) are indicated in %. (right) DJFM regimes' frequencies for each reanalysis, 20CR (black), NCEP (red), NCEP2 (orange), ERA40 (blue) and ERAI (purple), and Tmin anomalies over Northern Europe, with the 90% confidence interval given by a bootstrap test on ECA&D stations. Winter 2009/10 values are highlighted. Mean regimes' frequencies (over 1891/92–2009/10) and correlations with Tmin (over 1930/31–2009/10) are indicated. Italics stands for non-significant correlations.

(using a 15-day running average) 1971–2000 daily climatologies. NCEP2 (ERAI) anomalies are computed relative to the NCEP (ERA40) climatology.

[7] The intraseasonal to interannual variability of European temperatures is often described as an alternation between the preferential states of the North-Atlantic dynamics, known as "weather regimes" [e.g., *Vautard*, 1990], generally obtained by clustering daily Z500 anomalies [*Michelangeli et al.*, 1995]. Here we concatenate Z500 anomalies of 20CR, NCEP and ERA40 over the wintertime months (December-January-February-March, DJFM) of the period 1971–2000, and apply the "kmeans" algorithm on these 90 winters. We obtain the four often-used wintertime North-Atlantic weather regimes [e.g., *Cassou*, 2008; *Woolings et al.*, 2010]: Atlantic Ridge (AR), NAO−, Blocking (BL) and NAO+ (Figure 1, left). For all re-analyses, each day of DJFM is then classified into one regime by minimizing the Euclidean distance between its Z500 anomaly and the common regimes' centroids. Finally, a three-day persistence criterion is applied to the classification in order to only retain quasi-stationary patterns, which declassifies about 10% (sightly depending on the reanalysis) of DJFM days.

[8] We find an excellent agreement between all re-analyses in DJFM frequencies of regimes' occurrences (Figure 1, right). In particular, the 20CR reanalysis compares well with others over periods of overlap (all $r > 0.95$). Since assimilated data in this area do not change much along the whole 20CR reanalysis [*Compo et al.*, 2011], 20CR regimes' frequencies are likely to be reliable for 1891–1948. In the following we consider DJFM regimes' frequencies over the whole period 1891/92–2009/10 by concatenating 20CR (1891/92–2007/08) and ERAI (2008/09–2009/2010). Other combinations would not have changed our results in a significant manner. Consistently with *Cattiaux et al.* [2010], the winter 2009/10 stands out with a remarkable peak in NAO− occurrences (82 days over DJFM according to ERAI), which leads to weak occurrences of other regimes: 6 days in AR, 11 in BL and 11 in NAO+. The closest winter to 2009/10 in terms of DJFM regimes' frequencies is 1939/40, characterized by 82 days in NAO−, 15 in AR, 10 in BL and 7 in NAO+ according to 20CR. Such a 70-year-old analog provides an opportunity to put in prospect colds spells of winter 2009/10 relative to long-term trends in European temperatures.

[9] In-situ measurements of daily minimum temperature (Tmin) over Europe are provided by the ECA&D project [*Klein-Tank et al.*, 2002], after selecting 168 stations on the basis of (i) the availability of at least 90% of data over the period 1930–2010, and (ii) only one station per 0.5° × 0.5° grid cell, similarly as done by *Cattiaux et al.* [2010]. We focus on 1930–2010 in order to both retain a sufficient number of stations and include winters 1939/40 and 2009/10. As for Z500, anomalies are computed at each station relative to the smoothed 1971–2000 daily climatology. DJFM correlations between frequencies of NAO+ or NAO− and Tmin anomalies over Northern Europe (as defined as the average over the 56 stations included in 15°W–40°E, 50–75°N, see black rectangle in Figure 3) and the overlapping period (1930/31–2009/10) are highly significant ($r = 0.65$ and -0.6,

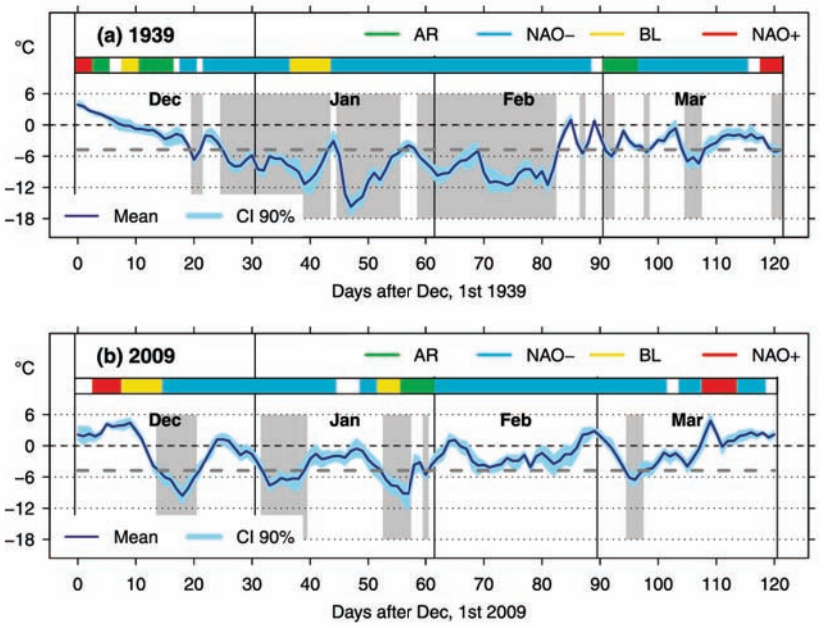


Figure 2. (a) Daily Tmin anomalies of winter 1939/40 over Northern Europe, with the 90% confidence interval given by a bootstrap procedure on ECA&D stations. 20CR regimes' occurrences are indicated by the color bar: Atlantic Ridge (green), NAO− (blue), Blocking (yellow) and NAO+ (red). Days in white are unclassified (regimes lasting less than 3 days). Light gray polygons indicate very cold days (VCD), i.e., colder than the 10th centile of Tmin anomalies over DJFM 1971–2000 (dashed gray line). (b) Same for winter 2009/10.

p-values $\ll$ 1% assuming independence from one winter to another, Figure 1), which confirms the NAO influence on the interannual variability of wintertime temperatures over Northern Europe [*Trigo et al.*, 2002]. Correlations between frequencies of AR or BL and Tmin are not significant. Despite equivalent regimes' frequencies, winters 1939/40 and 2009/10 differ by more than 2 degrees in Tmin anomaly: respectively −5.3(−4.6/−6.3)°C and −1.9(−1.7/−2.2)°C. Values between brackets indicate a 90% confidence interval obtained by a bootstrap procedure on stations (see Tmin range in Figure 1).

[10] At the intraseasonal time scale, winters 1939/40 and 2009/10 exhibit similar features: a first NAO− episode starting in mid-December, a very persistent second one (~40 days) near the mid-winter, and a shorter third one in March (Figure 2). During these episodes, daily anomalies of Tmin averaged over Northern Europe were much colder in 1939/40 (e.g., below −15°C in January 1940) than in 2009/10 (always above −10°C, Figure 2). In particular, the number of very cold days (VCD), as defined by a Tmin anomaly below the 10th centile of the DJFM 1971–2000 distribution (here −4.7°C), is much higher in 1939/40 than in 2009/10 (65 vs. 24). In terms of seasonal Tmin, that makes 1939/40 the 2nd coldest of winters 1930/31–2009/10, while 2009/10 is only the 15th.

[11] Can such a departure between temperatures of winters 1939/40 and 2009/10 be explained without invoking global warming? This question may be investigated by fitting the 1930/31–2009/10 Tmin time series with a linear regression model taking regimes' frequencies (f_i) and time (t) as predictors,

$$\mathrm{Tmin}(t) = \sum_{i=1}^{4} \alpha_i f_i(t) + \beta t + \epsilon(t) \qquad (1)$$

Within such a simple model, the estimated linear trend is close to 0.5°C/century, whereas the estimated standard deviation of the residual term ϵ is close to 0.5°C. So, the long-term trend is not expected to be identified as significant very often when comparing only two single winters. However, in the specific case of the 1939/40 and 2009/10 winters, the large difference of 3.3°C allows to reject the null hypothesis $\beta = 0$ (vs $\beta \neq 0$) at the 9 % significance level. It suggests that the winter 2009/10 would have been colder in the absence of a long-term warming trend in Europe.

3. How Reproducible?

[12] The potential predictability of the anomalous winter 2009/10 is assessed by performing two sets of control ("Control Free" CTF/"Control Nudged" CTN) and perturbed ("Cold Winter Free" CWF/"Cold Winter Nudged" CWN) experiments. CTF/CTN consist of five-member ensembles of 1971–2000 global atmospheric simulations driven by monthly-mean observed SST, only differing from atmospheric initial conditions. They provide a model climatology as well as a benchmark for evaluating potential seasonal predictability *Douville* [2009b]. CWF/CWN are 30-member ensembles of atmospheric simulations of October 2009 – March 2010, initialized from each year of the first member of the corresponding control experiment and driven by monthly-mean observed SST (from the ERAI dataset). CTN (CWN) only differ from CTF (CWF) by the additional implementation of a stratospheric relaxation towards ECMWF analyses north of 25°N. This original experimental design allows us to discriminate influences of global SST and of a more realistic Northern stratosphere on the potential predictability of the European cold winter

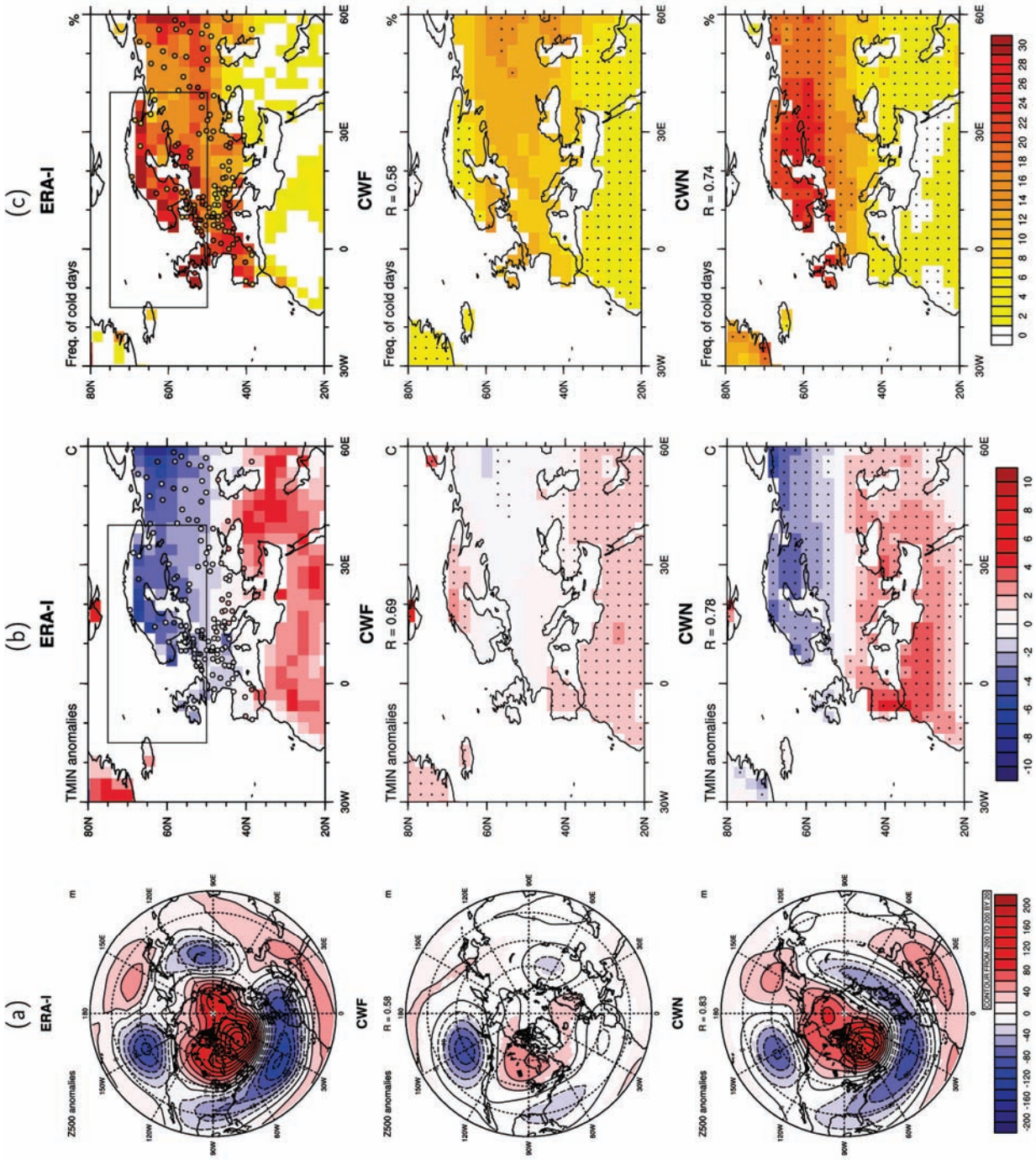

(a)
ERA-I
Z500 anomalies
m
CWF
R = 0.58
Z500 anomalies
m
CWN
R = 0.83
Z500 anomalies
m
(b)
ERA-I
TMIN anomalies
C
CWF
R = 0.69
TMIN anomalies
C
CWN
R = 0.78
TMIN anomalies
C
(c)
ERA-I
Freq. of cold days
%
CWF
R = 0.58
Freq. of cold days
%
CWN
R = 0.74
Freq. of cold days
%

Figure 3

2009/10. Similarly to Section 2, CWF/CWN anomalies of winter 2009/10 are computed relative to their respective CTF/CTN 1971–2000 climatology.

[13] All simulations are performed with a medium-resolution configuration (linear T63 truncation, reduced 128 by 64 Gaussian grid, 31 vertical levels) of the ARPEGE-Climat spectral model with a hybrid σ-pressure vertical coordinate [*Gueremy et al.*, 2005]. While such a vertical resolution is too coarse to explicitly resolve the stratosphere (only 5 vertical levels above 100 hPa), it is sufficient to simulate a realistic SPV using a simple nudging strategy. Here nudging is applied at each time step (every 30 min) to horizontal winds and temperature in the northern extratropical stratosphere (north of 25°N and above 100 hPa, see *Douville* [2009b] for nudging details). Reference fields are 6-hourly ECMWF re-analyses (ERA40 for CTF/CTN, ERAI for CWF/CWN) linearly interpolated at the model time step.

[14] The ERAI Z500 anomaly of DJFM 2009/10 exhibits a strong negative phase of the Arctic Oscillation (AO), which is poorly captured by the CWF ensemble simulation (Figure 3a): while the negative AO signature is reproduced over North Pacific as a well-known response [*Wallace and Gutzler*, 1981] to the intense El Niño event of winter 2009/10, no statistically significant response appears over North Atlantic. In contrast, CWN shows a reasonable agreement with ERAI over both North Pacific and North Atlantic, as indicated by an Anomaly Pattern Correlation (APC) of 0.83. Relaxing the Northern-extratropical stratosphere towards ERAI therefore leads to an improved NAO− pattern. Moreover, the analysis of daily Z500 outputs indicates that the winter 2009/10 observed anomaly of NAO− frequency (60 days more than the 1971–2000 average) is much better captured in CWN (69 ± 5 days more than the CTN average, p-values $\ll$ 1% assuming independence from one winter to another) than in CWF (12 ± 8 days more than the CTF average, p-value > 10%).

[15] In order to compare Tmin anomalies simulated by CWF/CWN with a reference gridded dataset, we use Tmin anomalies of ERAI reanalysis, which compare well with ECA&D observations used in Section 2 (Figure 3b). Not surprisingly, the CWF experiment poorly reproduces the Tmin meridional gradient, characterized by cold (warm) anomalies north (south) of 40°N, which is a well-known signature of the negative NAO [e.g., *Trigo et al.*, 2002; *Scaife and Knight*, 2008]. Despite an APC with ERAI of 0.69, the amplitude of the signal is strongly underestimated and most of the anomalies are not statistically significant at a 10% level. Relaxing the stratosphere towards ERAI again leads to a significantly improved simulation of the observed Tmin pattern, albeit still weaker than ERAI and slightly shifted northward (APC = 0.78), with unrealistic values over Iberia, France and Greenland.

[16] Beyond seasonal averages, the predictability of intraseasonal features such as cold spells constitutes a crucial issue. Figure 3 shows the frequency (in %) of VCD over the DJFM 2009/10 period, as defined in Section 2. While ERAI exhibits more than 20% of VCD over Europe, the CWF experiment does not show any significant signal. In contrast, the relaxation experiment CWN shows a consistent and significant response over Northern Europe, with more than 20% of VCD above 50°N.

[17] What happened in the stratosphere that helped the relaxation experiment show such a marked improvement? In the case of winter 2009/10, two sudden stratospheric warmings have occurred, possibly favored by both an El Niño event in the tropical Pacific [*Ineson and Scaife*, 2009] and a lower-than-normal Eurasian snow cover in October [*Cohen et al.*, 2010]. Assimilating these stratospheric warmings in the ARPEGE-Climat model via a relaxation towards ERAI improves the capacity of the model to reproduce the downward propagation of the zonal wind anomalies and the NAO signal and corresponding temperature anomalies over northern Europe.

4. Conclusions

[18] Our study first analyzes how unusual European winter 2009–2010 was, both in terms of large-scale circulation and temperatures. Thanks to the recent 20CR reanalysis, we show that one needs to get back to the winter of 1939/40 to find a dynamically-analogous DJFM season with more than 80 days in NAO− regime. However this winter 1939/40 was much colder than 2009/10 (by more than 2 degrees), the difference being better explained in a linear regression scheme framework by including a global warming effect rather than by circulation anomalies only. In line with *Douville* [2009b], we then use ensembles of atmospheric simulations to show that a perfect prediction of wintertime global SST does not guarantee a skilful hindcast of winter 2009–2010 North-Atlantic large-scale circulation and European surface temperatures. Through an original nudging technique, we also demonstrate that an improved simulation of the lower stratosphere is a key challenge for predicting not only the seasonal mean NAO, but also its intraseasonal distribution and the occurrence of cold waves over northern Europe. While our experimental design is highly idealized and does not tell much about the effective climate predictability that can be derived from a better representation of the stratosphere, both observational and modelling studies suggest that the stratospheric polar vortex can be influenced by low-frequency signals both in the stratosphere (e.g., volcanic aerosols, Quasi-Biennial Oscillation) or at the lower boundary conditions (e.g., ENSO in

Figure 3. (a) Daily Z500 anomalies averaged over winter 2009/10, relative to respective ERA40, CTF and CTN 1971–2000 climatologies. R is the anomaly pattern coefficient between CWF/CWN and ERA-I. Contour intervals are 20 meters. For CWF and CWN simulations significant patterns are shaded (5% significance level). (b) Daily Tmin anomalies of winter 2009/10 over Europe. ECA&D stations are superimposed (filled circles) over ERAI pattern. Grid points with significantly non-zero anomaly are indicated by black dots (10% significance level). (c) Frequency of very cold days (VCD) over the DJFM 2009/10 period (see details in text). Grid points where the 2009/10 frequency is significantly different from 10% are indicated by black dots (10% significance level. The autocorrelation of daily Tmin is taken into account considering an autoregressive process with a 0.8 lag1 autocorrelation coefficient). The black rectangle encompasses the area used for averaging Tmin over Northern Europe.

the tropical Pacific, Eurasian snow cover, Arctic sea-ice). Improving the troposphere-stratosphere coupling is therefore a real challenge for the dynamical forecasting community. It should be however emphasized that an increased vertical resolution at the tropopause and/or in the stratosphere is not sufficient for this purpose. Parallel ensembles of a high-top version of ARPEGE-Climat with 91 vertical levels (not shown) did not show a particular improvement of winter reproducibility compared to the low-top version used in the present study. Albeit not hopeless, the way towards improved monthly-to-seasonal predictions of wintertime climate over Europe is therefore still long and full of pitfalls.

[19] **Acknowledgments.** This work is partly supported by the AXA research fund. The authors truly thank all providers of reanalysis and observational datasets used in this study, especially the U.S. Department of Energy (DOE), the Office of Biological and Environmental Research (BER), and the National Oceanic and Atmospheric Administration Climate Program Office for their support for the Twentieth Century Reanalysis Project (http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/20thC_Rean/). The authors would also like to acknowledge Ricardo Trigo and two anonymous referees for insightful comments that helped clarify the manuscript.

[20] The Editor thanks Ricardo Trigo and anonymous reviewer for their assistance in evaluating this paper.

References

Baldwin, M., and T. Dunkerton (2001), Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, *294*, 581–584.

Cassou, C. (2008), Intraseasonal interaction between the Madden-Julian Oscillation and the North Atlantic Oscillation, *Nature*, *455*(7212), 523–527, doi:10.1038/nature07286.

Cattiaux, J., R. Vautard, C. Cassou, P. Yiou, V. Masson-Delmotte, and F. Codron (2010), Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L20704, doi:10.1029/2010GL044613.

Charlton, A., et al. (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations, *J. Clim.*, *20*, 470–487.

Cohen, J., and C. Fletcher (2007), Improved skill of Northern Hemisphere winter surface temperature predictions based on land-atmosphere fall anomalies, *J. Clim.*, *20*, 4118–4132.

Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones (2010), Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L17707, doi:10.1029/2010GL044256.

Compo, G., et al. (2011), The twentieth century reanalysis project, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1–28.

Douville, H. (2009a), Relative contributions of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability: A pilot study, *Clim. Dyn.*, *34*, 797–818, doi:10.1007/s00382-008-0508-1.

Douville, H. (2009b), Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L18703, doi:10.1029/2009GL039334.

Gerber, E. P., C. Orbe, and L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L24801, doi:10.1029/2009GL040913.

Gershunov, A., and H. Douville (2009), Extensive summer hot and cold spells under current and possible future climatic conditions: Europe and North America, in *Climate Extremes and Society*, pp. 74–98, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Gueremy, J.-F., et al. (2005), Actual and potential skill of seasonal predictions using the CNRM contribution to DEMETER: Coupled versus uncoupled model, *Tellus, Ser. A*, *57*, 308–319.

Ineson, S., and A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño, *Nat. Geosci.*, *2*, 32–36.

Kanamitsu, M., et al. (2002), NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*(11), 1631–1643.

Kistler, R., et al. (2001), The NCEP/NCAR 50-year reanalysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *82*(2), 247–268.

Klein-Tank, A., et al. (2002), Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European climate assessment, *Int. J. Climatol.*, *22*, 1441–1453, doi:10.1002/joc.773.

Maycock, A., et al. (2011), Stratospheric circulation in seasonal forecasting models: Implications for seasonal predictions, *Clim. Dyn.*, *36*, 309–321.

Michelangeli, P., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather regimes: Recurrence and quasi stationarity, *J. Atmos. Sci.*, *52*(8), 1237–1256.

Palmer, T., et al. (2004), Development of a European multimodel ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *85*(6), 853–872.

Peings, Y., et al. (2010), Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the 20th century, *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-010-0884-1.

Scaife, A., and J. Knight (2008), Ensemble simulations of the cold European winter of 2005–2006, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *134*, 1647–1659.

Thompson, D., M. Baldwin, and J. Wallace (2002), Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction, *J. Clim.*, *15*(12), 1421–1428.

Trigo, R. M., T. J. Osborn, and J. M. Corte-Real (2002), The North Atlantic Oscillation influence on Europe: Climate impacts and associated physical mechanisms, *Clim. Res.*, *20*, 9–17.

Uppala, S., et al. (2005), The ERA-40 reanalysis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *131*, 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.

Uppala, S., et al. (2008), Towards a climate data assimilation system: Status update of ERA-Interim, *ECMWF Newsl.*, *115*, 12–18.

Vautard, R. (1990), Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors, *Mon. Weather Rev.*, *118*(10), 2056–2081.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Weather Rev.*, *109*(4), 784–812.

Woolings, T., A. Hannachi, and B. Hoskins (2010), Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *136*, 856–868.

J. Cattiaux, H. Douville, G. Ouzeau, A. Ribes, and D. Saint-Martin, CNRM-GAME, 42 Avenue Coriolis, F-31057 Toulouse CEDEX 01, France. (gaelle.ouzeau@meteo.fr)

1.2.2 Principaux résultats

Grâce à l'utilisation de la réanalyse 20CR, nous avons pu montrer qu'il faut remonter jusqu'à l'hiver 1939-1940 pour trouver un analogue dynamique à l'hiver 2009-2010, avec une telle persistance du régime NAO- . Cependant, cet hiver fut bien plus froid que l'hiver 2009-2010, qui aurait vraisemblablement été plus froid en l'absence d'une tendance au réchauffement sur l'Europe du nord.

L'utilisation de simulations d'ensemble forcées par les TSM (un jeu avec stratosphère libre, et un autre avec une stratosphère extra-tropicale guidée vers les réanalyses ERA-Interim) nous permet de tirer deux conclusions importantes :

- Une représentation parfaite des TSM hivernales ne suffit pas pour pleinement représenter la circulation établie sur le bassin Atlantique-Nord pour cet hiver-là, ni pour reproduire les extrêmes de températures sur l'Europe du nord.
- Imposer une stratosphère extra-tropicale "parfaite" permet non seulement d'améliorer la reproduction du signal saisonnier NAO, mais a également un impact en surface sur la représentation des anomalies de température et l'occurrence de vagues de froid sur l'Europe du nord.

Cependant, il est légitime de s'interroger à propos de la technique de relaxation et du forçage implicite de la troposphère. En effet, Jung et al. (2011) ne parvient pas à reproduire le signal NAO observé avec une amplitude satisfaisante en guidant la stratosphère, que ce soit à partir de 30 hPa ou de 85 hPa, suggérant qu'une forte relaxation de la basse stratosphère est nécessaire pour reproduire un signal plus important dans la troposphère, en accord avec l'étude de Douville (2009). Cette comparaison des différents protocoles expérimentaux soulève le problème du forçage de la haute troposphère. La section suivante se propose donc de tester la sensibilité du modèle au profil vertical de relaxation.

1.3 Test de sensibilité au profil vertical de relaxation

Les diagnostics précédents ont été effectués avec une stratosphère pleinement guidée vers les réanalyses (coefficient de relaxation à 1) pour les niveaux 10 à 70 hPa, et une diminution progressive de la relaxation entre les niveaux hybrides situés entre 100 et 150 hPa environ. Testons à présent la capacité du modèle à reproduire les anomalies de l'hiver 2009-2010 avec une stratosphère guidée vers les réanalyses par un coefficient respectif de 1, 0.75, 0.5 et 0.25 pour les niveaux pression 10, 30, 50 et 70 hPa.

La figure 5a montre l'anomalie hivernale moyenne de géopotentiel à 500 hPa pour le nouveau profil vertical de relaxation. Le signal saisonnier NAO est reproduit de façon similaire au profil précédent, avec une corrélation de 0.84 avec les réanalyses, bien que l'anomalie négative du domaine NAE soit d'intensité moindre. En surface, les anomalies de température minimale sur l'Europe gardent une signature caractéristique de la NAO-, avec un gradient méridien de température marqué, chaud sur le pourtour méditerranéen et froid sur l'Europe du nord, avec toutefois une amplitude plus faible.

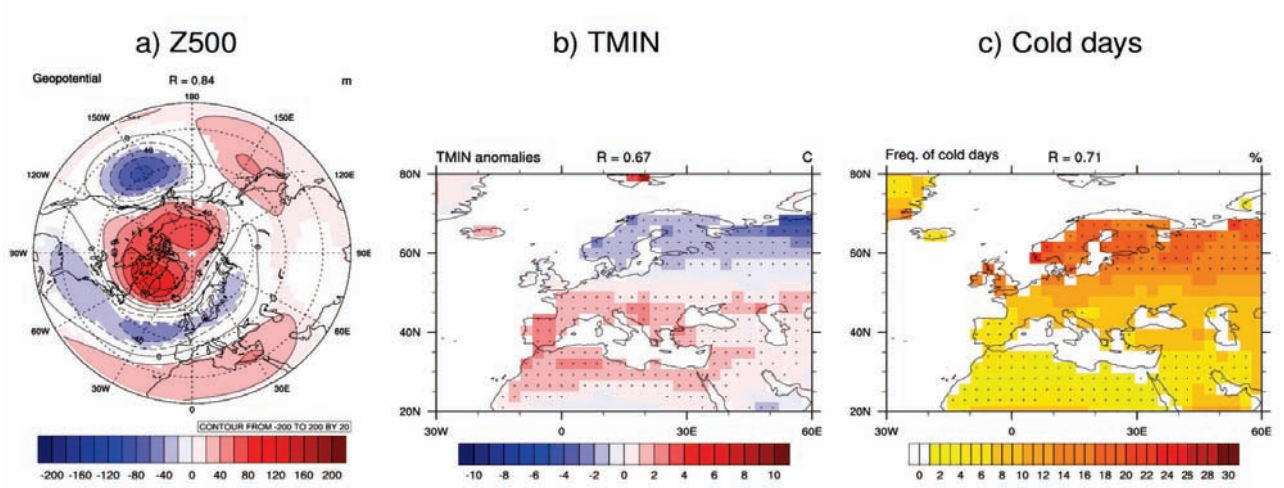


Figure 5: a) Anomalie quotidienne de géopotentiel à 500 hPa relative à la climatologie 1971-2000 en moyenne saisonnière (DJFM) pour l'ensemble nudgé avec le nouveau profil vertical de relaxation. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie simulée et les réanalyses. L'intervalle des contours est de 20 mètres, et les plages colorées correspondent aux anomalies significatives à 95%. b) Anomalie quotidienne de température minimale sur l'Europe. Les zones pointillées indiquent les anomalies significatives à 90%. c) Fréquence de jours très froids sur l'Europe, définis comme les jours dont l'anomalie de température minimale se situe sous le quantile 10 de la distribution 1971-2000.

Concernant la fréquence de jours très froids (figure 5c), le nouveau profil conduit à une légère sous-estimation du nombre de jours sur l'Europe du nord par rapport à l'ancien profil vertical de relaxation, mais permet toutefois une nette amélioration par rapport à la simulation « CWF », forcée uniquement par les TSM observées. Cette étude nous permet de montrer que l'amélioration du signal saisonnier NAO- et des anomalies de températures sur l'Europe n'est pas uniquement le résultat d'un forçage "direct" de la haute troposphère lorsque l'on guide pleinement les quatre niveaux stratosphérique au-dessus de 100 hPa. Une forte relaxation du niveau 10 hPa avec une transition progressive du guidage sur les trois autres niveaux stratosphériques permet également une bonne représentation des anomalies en moyenne saisonnière et de la fréquence de jours très froids, bien que l'amplitude des anomalies soit plus faible. Cela confirme l'origine stratosphérique de la variabilité hivernale troposphérique et en surface observée pendant l'hiver 2009-2010.

La section suivante s'intéresse à un hiver ayant montré des conditions dynamiques similaires : l'hiver 1976-1977. Nous verrons en particulier si les facteurs aboutissant au réchauffement stratosphérique soudain de janvier 1977 sont les mêmes que pour l'hiver 2009-2010, et analyserons là encore l'influence de la stratosphère extra-tropicale.

2 L'hiver 1976-1977

2.1 Motivations et protocole expérimental

L'hiver 1976-1977 présente un indice AO/NAO très négatif, avec une fréquence hivernale de jours dans la phase NAO- remarquablement élevée (voir la figure 1). Comme lors de l'hiver 2009-2010, un RSS majeur est apparu au cours du mois de janvier. L'affaiblissement du vent stratosphérique polaire débute dès le mois de décembre, jusqu'au renversement du vent le 9 janvier 1977, accompagné d'un réchauffement progressif de la stratosphère (figure 6). Sur la coupe verticale du géopotentiel moyenné au-delà de 60°N (figure 7), l'anomalie positive est maintenue dans la stratosphère durant tout le mois de janvier, et s'étend sur toute la colonne atmosphérique, jusqu'en surface où elle persiste pendant une dizaine de jours. Nous pouvons par ailleurs noter qu'un premier affaiblissement du vortex polaire apparaît à partir de mi-décembre.

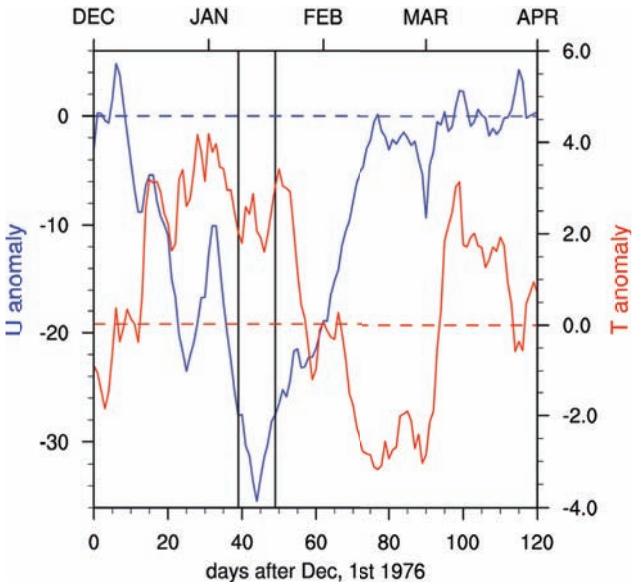


Figure 6: Série temporelle des anomalies quotidiennes (par rapport à la climatologie 1971-2000) de vent zonal (courbe bleue) et de température (courbe rouge) à 10 hPa, 60°N, et tracées au cours des mois de décembre 1976 à avril 1977. Les lignes verticales noirs représentent les dates de début et de fin du renversement du vent zonal à 10 hPa. Données ERA-40.

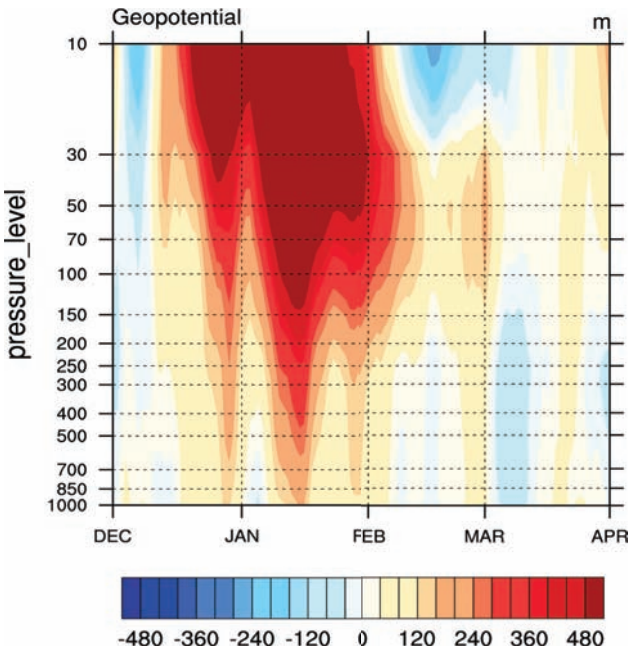


Figure 7: Coupe temps-pression de l'anomalie quotidienne (par rapport à la climatologie ERA-40 1971-2000) de géopotentiel moyennée sur la bande 60°N-90°N, pour les mois de décembre 1976 à avril 1977. Données ERA-40.

La figure 8 montre l'anomalie moyenne des flux d'EP au cours des phases de mise en place du RSS ([-21;0], le jour 0 correspondant au renversement du vent zonal à 60 °N et 10 hPa), d'affaiblissement du vortex polaire ([1;20]) et 20 à 40 jours après l'épisode de RSS

([21;40]). Au cours des 20 jours précédant le début du RSS, une branche ascendante provenant de la troposphère extra-tropicale (maximale autour de 60°N), et s'orientant vers la stratosphère polaire, montre la propagation verticale des ondes planétaires depuis la haute troposphère extra-tropicale. Le déferlement de ces ondes dans la stratosphère et leur interaction avec l'écoulement moyen est illustré par la convergence des flux d'EP (contours pointillés), et entraîne un affaiblissement du vortex polaire, qui se poursuit 20 jours après le renversement du vent à 10 hPa. Entre 21 et 40 jours après le début du RSS, la forte anomalie de vent zonal diminue dans la stratosphère, et les flux d'EP sont à présent orientés vers la troposphère extra-tropicale, traduisant la propagation vers le bas de l'anomalie par les ondes, et suggérant l'influence stratosphérique sur la troposphère après le RSS. Notons que lors de ces trois phases, une anomalie négative du vent dans la basse stratosphère équatoriale est visible et constante traduisant la phase Est de la QBO même si le signal est ici plus faible et plus confiné à la basse stratosphère que pendant l'hiver 2009-2010. Les flux d'EP au cours du RSS ne semblent d'ailleurs pas montrer d'influence directe de la stratosphère équatoriale sur les latitudes polaires.

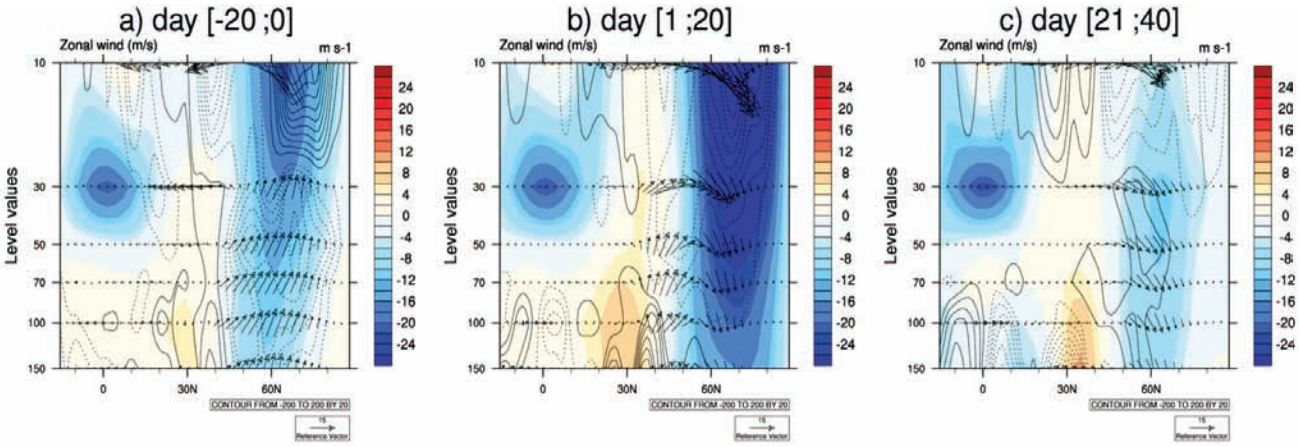


Figure 8: Anomalies de flux d'Eliassen-Palm au cours du réchauffement stratosphérique soudain (flèches noires, en m²/s²). Les contours noirs représentes la divergence des flux. L'anomalie de vent zonal (par rapport à la climatologie ERA-40 1971-2000, en m/s) est représentée en plage colorée. Données ERA-40.

L'évènement le plus remarquable de cet hiver réside dans la couverture neigeuse eurasienne. Le mois d'octobre 1976 présente en effet un fort excédent de neige sur l'Eurasie par rapport à la climatologie 1971-2000, avec une anomalie record de couverture neigeuse atteignant les 7.7 millions de km². Comme nous l'avons vu précédemment, cette anomalie au mois d'octobre a pu contribuer au renforcement de la phase négative de l'AO au cours de l'hiver, via le forçage des ondes planétaires en surface, et leur déferlement dans la stratosphère. Cette propagation est cohérente avec le flux vertical d'EP en provenance de la troposphère extra-tropicale précédant le RSS.

Afin de pouvoir localiser géographiquement la source de ces ondes, étudions le **WAF**

("Wave Activity Flux"), qui est une généralisation en trois dimensions des flux d'EP, et dont une explication plus détaillée est fournie dans le chapitre 3. La figure 9 représente donc les anomalies observées de la composante verticale du WAF quotidien, intégrées sur les niveaux pressions, et moyennées sur les 20 jours précédant le renversement du vent zonal à 10 hPa (période [-20;0]). On identifie une anomalie positive au niveau des régions Eurasie et Sibérie-Pacifique, confirmant une possible origine d'ondes stationnaires forcées par l'anomalie de couverture de neige.

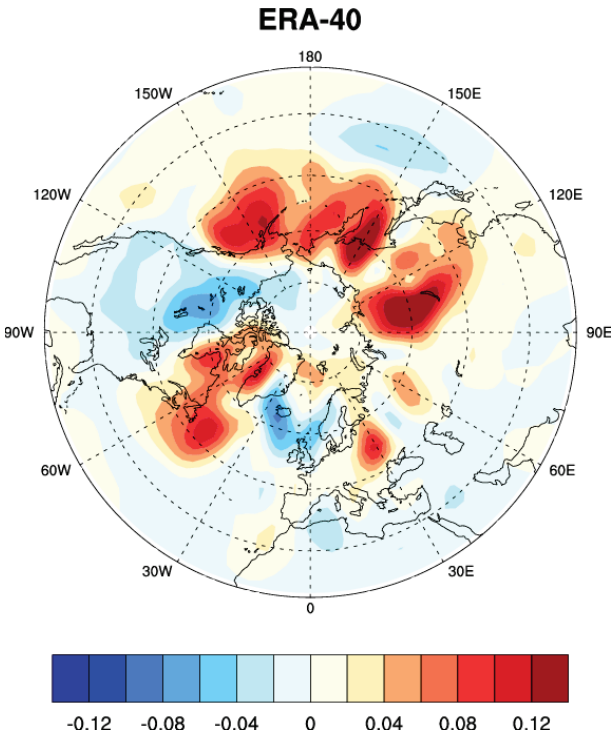


Figure 9: Anomalies de la composante verticale du WAF quotidien intégrée sur la verticale (entre 925 et 30 hPa, en m²/s²), moyennée sur les 20 jours précédant le renversement du vent zonal à 10hPa (période [-20;0]). Données NCEP.

2.2 Reproductibilité des anomalies observées

Comme pour l'hiver 2009-2010, le caractère reproductible de cet hiver par le modèle ARPEGE-Climat est évalué en effectuant deux jeux de simulations d'ensemble de trente membres forcées par les TSM observées, sur la période d'octobre 1976 à mars 1977. Ces deux ensembles diffèrent par leurs forçages stratosphériques : l'expérience CWF est la simulation de contrôle avec une stratosphère libre, et l'expérience CWN a une contrainte supplémentaire sur la stratosphère extra-tropicale, qui est guidée vers les réanalyses ERA-40 (relaxation au-dessus de 100 hPa, pour les latitudes supérieures à 25°N, avec le profil

vertical de relaxation standard soit quatre niveaux stratosphériques pleinement nudgés).

L'anomalie saisonnière moyenne du géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord est illustrée sur la figure 10, et montre une structure caractéristique de la phase négative de l'AO. Cette signature n'est pas simulée de manière significative par l'ensemble CWF. L'anomalie négative du Pacifique nord, qui correspond à une réponse au signal El Niño, est reproduite de manière significative (bien que surestimée), et une réponse trop faible apparaît sur le secteur NAE. La difficulté à reproduire cette structure AO peut être liée à l'absence de sensibilité à la neige, qui, comme nous l'avons vu précédemment, semble être un facteur déterminant pour l'apparition de la phase négative de l'AO. Peings et al. (2011) explique l'absence de cette sensibilité à la neige par les biais climatologiques du modèle dans la représentation du vortex polaire. Il montre que la relaxation de la stratosphère équatoriale, qui permet de repositionner le vortex (effet de la QBO sur la stratosphère polaire), améliore la réponse du modèle à l'anomalie de neige sibérienne.

La relaxation de la stratosphère extra-tropicale (expérience CWN) permet d'améliorer significativement la reproduction du signal AO, avec une réponse réaliste à la fois sur le Pacifique nord et sur l'Atlantique nord (corrélation spatiale de 0.84 avec les réanalyses).

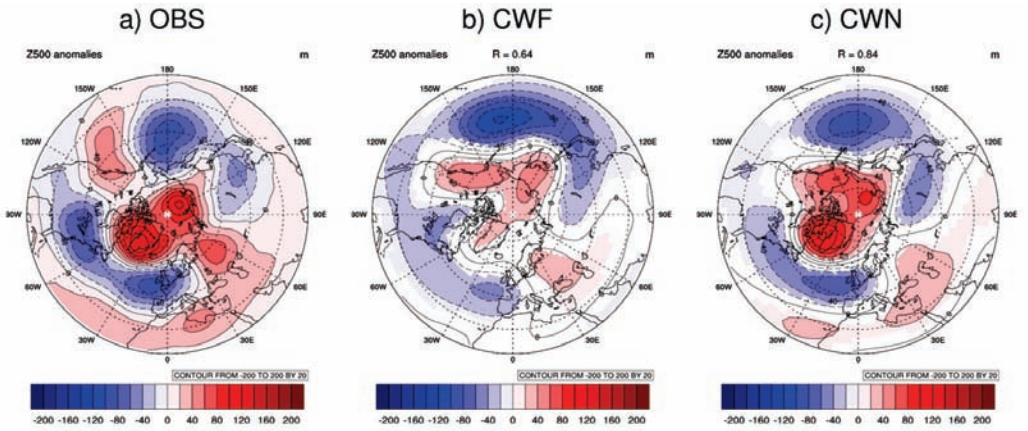


Figure 10: Anomalies de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord pour l'hiver DJFM 1976-1977, calculées par rapport à la climatologie 1971-2000, pour: a) les réanalyses ERA-40, b) l'expérience CWF et c) l'expérience CWN. L' intervalle des contours est de 20 mètres. Les plages colorées représentent les anomalies significatives à 95%. R est le coefficient de corrélation spatiale entre les anomalies simulées et les réanalyses.

Ce signal AO se caractérise en surface par une anomalie de température minimale (Tmin, figure 11) négative sur l'Europe du nord, et une anomalie chaude sur l'Europe du sud. Notons que la réponse en surface du signal AO/NAO est moins nette que pour l'hiver 2009-2010. Cette structure n'est pas représentée de manière significative par l'ensemble CWF, qui montre un gradient de température décalé vers le sud, et une corrélation de 0.25

avec les réanalyses. La relaxation de la stratosphère extra-tropicale permet d'améliorer ce gradient de température, mais surestime l'anomalie froide sur l'Europe du nord, et montre une corrélation de 0.42 avec les réanalyses.

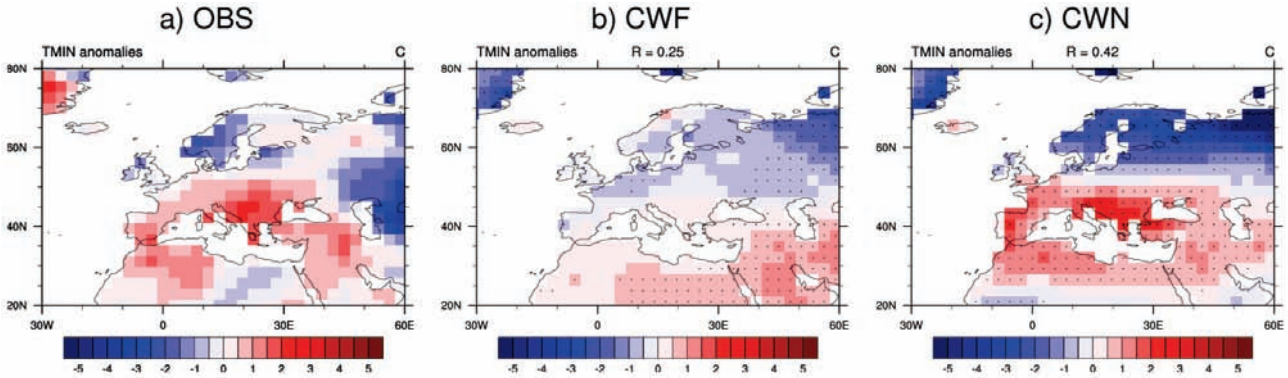


Figure 11: Anomalies de température minimale sur l'Europe pour l'hiver DJFM 1976-1977, calculées par rapport à la climatologie 1971-2000, pour: a) les réanalyses ERA-40, b) l'expérience CWF et c) l'expérience CWN. Les zones pointillées représentent les anomalies significatives à 90%. R est le coefficient de corrélation entre les anomalies simulées et les réanalyses.

2.3 Test de sensibilité à la résolution

La question de la reproductibilité des anomalies observées au cours des hivers 2009-2010 et 1976-1977 par le modèle ARPEGE-Climat a été abordée à travers l'analyse de simulations d'ensemble en configuration T63L31, c'est-à-dire avec une résolution horizontale d'environ 2.8° et 31 niveaux verticaux. De nombreuses études mettent en cause la faible résolution horizontale et verticale des modèles pour la modélisation du climat hivernal. Nous avons vu dans le chapitre 4 qu'une configuration « high top » avec un ajout de niveaux verticaux dans la stratosphère n'améliore que marginalement la simulation de la variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière hivernale. Cette section se propose d'étudier l'effet de la résolution pour la reproductibilité des anomalies observées lors de l'hiver 1976-1977. Pour ce faire, des simulations d'ensemble (30 membres) ont été réalisées, différant des précédentes uniquement par la configuration utilisée, T159L60, sans réglage particulier, notamment du drag des ondes de gravité. Elle correspond à une grille horizontale de 1.125°, avec 60 niveaux verticaux, soit 29 de plus répartis dans la troposphère et la stratosphère, de 10 hPa à 0.1 hPa. Les résultats suivants sont à analyser avec précaution, l'augmentation de résolution étant à la fois horizontale et verticale.

Il s'agit dans cette étude de voir si :

- Une meilleure résolution peut améliorer la simulation du signal AO/NAO saisonnier et des anomalies de températures sur l'Europe par le modèle ARPEGE-Climat.
- La relaxation de la stratosphère extra-tropicale vers les réanalyses dans cette configuration a encore un impact sur la représentation de ces anomalies.

- La valeur ajoutée d'une stratosphère extra-tropicale réaliste par rapport au forçage par les TSM observées seul est plus importante en configuration T159L60.

La figure 12 présente les anomalies de géopotentiel à 500 hPa et de température minimale pour les moyennes d'ensemble (de trente membres) des expériences avec stratosphère libre (« CWFT159L60 ») et nudgée (« CWNT159L60 »).

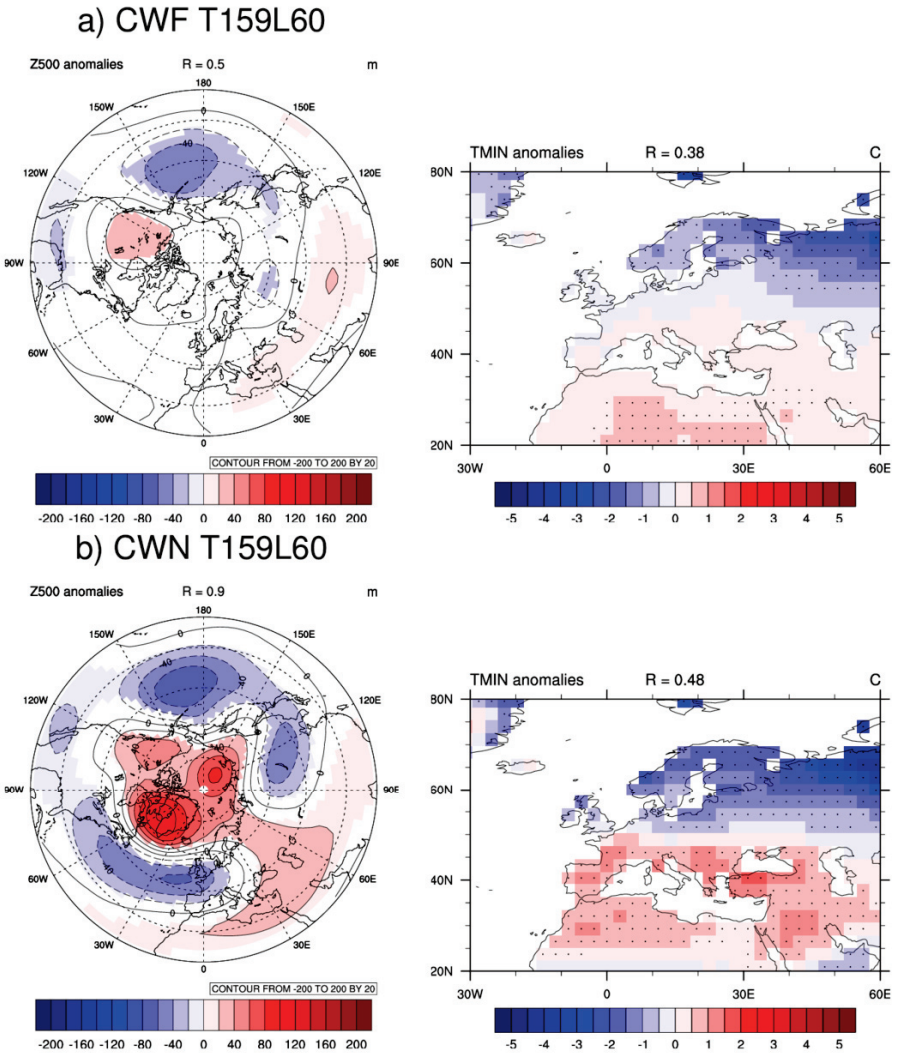


Figure 12: Anomalies de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord (à gauche) et de température minimale sur l'Europe (à droite) pour : a) l'expérience de contrôle CWFT159L60 et b) l'expérience nudgée CWNT159L60. Comme pour les figures précédentes, les plages colorées (pour les anomalies de géopotentiel) ou les zones pointillées (pour les anomalies de température minimale) correspondent aux anomalies significatives à 95% pour le géopotentiel, 90% pour la température.

L'augmentation de la résolution ne permet pas d'améliorer la simulation du signal AO en moyenne saisonnière dans l'ensemble CWF, qui ne représente qu'une faible réponse

sur le Pacifique nord. Elle semble en revanche avoir un effet positif sur l'expérience avec stratosphère extra-tropicale "parfaite".

L'augmentation de la résolution ne permet pas non plus d'améliorer significativement la représentation de l'anomalie de température minimale (Tmin), mis à part autour de la Norvège et la Suède. La relaxation de la stratosphère extra-tropicale permet une meilleure simulation des anomalies de Tmin, en particulier sur l'Europe du Nord, avec une diminution réaliste de l'amplitude sur le pourtour méditerranéen. On peut constater que l'apport du *nudging* en termes de corrélation, était de 0.17 en résolution T63L31, et passe à 0.10 avec la résolution T159L60. Par conséquent, même si la relaxation de la stratosphère extra-tropicale permet une meilleure simulation de l'anomalie de Tmin avec une meilleure résolution, une stratosphère mieux résolue n'apporte ici pas plus de valeur ajoutée par rapport au seul forçage par les TSM observées qu'en configuration T63L31.

3 Étude dynamique

Les mécanismes de mise en place des RSS par la propagation verticale d'ondes planétaires et leur interaction avec l'écoulement moyen sont relativement bien compris. Depuis une dizaine d'années, de nombreuses études s'intéressent davantage à la «branche descendante» du couplage stratosphère-troposphère lors des RSS, et à l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale. En particulier, Baldwin et al. (2001) ont montré qu'un signal stratosphérique de type AO négative tend à se propager dans la troposphère à l'échelle de plusieurs semaines. Bien que plusieurs théories se proposent d'expliquer ces mécanismes de transmission du signal stratosphérique vers la troposphère (voir le chapitre 2), les mécanismes physiques par lesquels la stratosphère influence la troposphère sont encore mal compris.

De plus, certaines études montrent qu'un fort signal stratosphérique ne se propage pas systématiquement dans la troposphère (Nakagawa et Yamazaki, 2006), et que certains facteurs extérieurs modulent le couplage stratosphère-troposphère pendant les RSS (Shiogama et Mukougawa, 2005). Ainsi, Nakagawa et Yamazaki (2006) ont étudié les facteurs affectant la propagation verticale des évènements RSS vers la troposphère via l'analyse composite de 45 années de réanalyses ERA40. Ils ont séparé les évènements en deux populations en se basant sur la propagation de l'anomalie de température polaire dans la troposphère: les évènements impliquant une **anomalie positive à 500 hPa en moyenne dans les 30 jours après le réchauffement** (dont la date est définie comme le maximum de température à 10 hPa) sont classés comme «**propagatifs**». Les évènements «**non propagatifs**» correspondent aux évènements ayant une anomalie négative. Ils ont montré notamment que les anomalies de la circulation dans la troposphère s'établissent pendant la phase de croissance du RSS, et prennent la forme d'une structure «Eurasienne» négative pour les membres propagatifs (structure dipolaire de géopotentiel à 500 hPa) centrée sur l'Europe du nord et l'Asie) positive pour les non-propagatifs.

Pour les deux hivers étudiés précédemment, nous avons vu que la structure NAM-

associée au RSS dans la stratosphère s'étend dans toute la colonne atmosphérique. Pourtant, les différents membres (30) de la simulation *nudgée*, qui ont tous la même variabilité dans la stratosphère (profil vertical de relaxation (1,1,1,1,0.75,0.5,0.25)) et présentent donc tous les RSS observés, ne répondent pas tous de la même manière dans la troposphère. En particulier, la dispersion d'ensemble pour l'hiver 2009-2010 (figure 13) est plus élevée entre 500 et 200 hPa, avec un maximum entre le 5 et le 25 janvier, soit jusqu'à 20 jours jours avant le début de l'affaiblissement du vortex polaire.

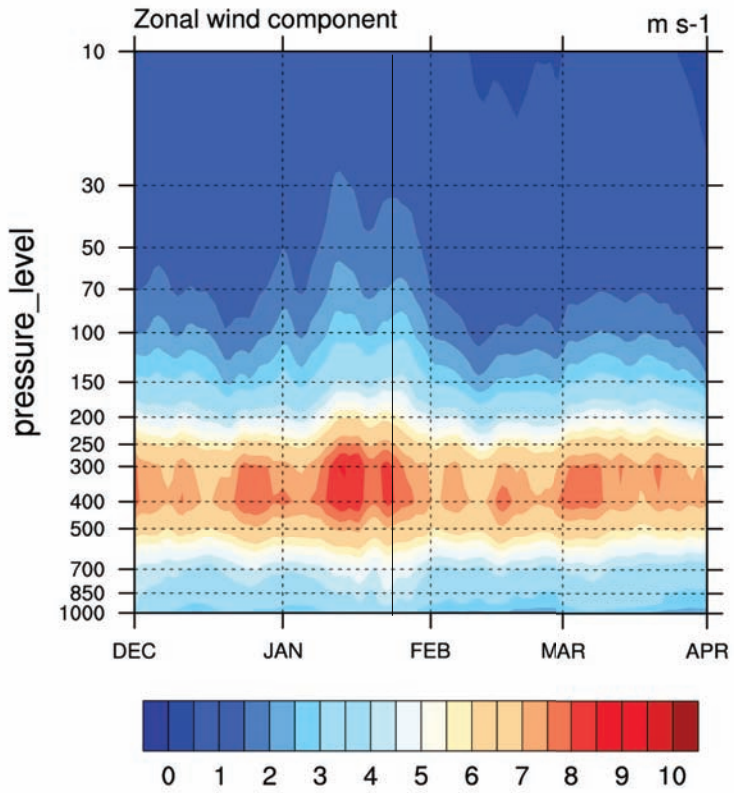


Figure 13: Coupe temps-pression de la dispersion d'ensemble (écart-type inter-membres) sur le vent zonal polaire, sur la période décembre 2009 à mars 2010. La ligne verticale noire représente la date de début d'affaiblissement du vortex stratosphérique polaire.

Cette constatation nous incite à nous interroger sur les conditions sous lesquelles la transmission du signal stratosphérique s'effectue, et sur un éventuel pré-conditionnement dans la troposphère (libre dans ces simulations) qui pourrait favoriser ou non la propagation du signal.

La difficulté de notre étude réside dans le choix d'un critère permettant de séparer les membres en deux populations « propagatives » et « non propagatives », qui soit le plus objectif possible tout en restant suffisamment discriminant.

Une difficulté supplémentaire est de savoir si l'on veut tester:

- La profondeur de propagation du signal: certains membres peuvent se propager plus bas que d'autres, amenant l'anomalie jusqu'en surface.
- L'amplitude du signal: certains membres peuvent transmettre l'anomalie dans la basse troposphère, mais avec une faible amplitude.
- Le délai de propagation: le signal peut se propager de manière plus ou moins rapide selon les membres.

Nous prenons ici le parti de concentrer notre intérêt davantage sur la « profondeur » de propagation du signal, et surtout son amplitude, en écartant le problème de la rapidité de propagation. Une possibilité est de choisir le même critère que Nakagawa et Yamazaki, en se basant sur l'anomalie moyenne de température à 500 hPa dans les 30 jours suivant l'apparition du RSS. Le jour d'apparition du RSS sera ici considéré comme le jour pour lequel la diminution de l'anomalie de vent zonal à 10 hPa et 60°N est maximale (maximum de la dérivée de l'anomalie), qui est le 22 janvier 2010. Nous avons ici séparé les 30 membres en terciles, avec la population "propagative" correspondant aux 10 membres ayant les anomalies les plus chaudes, et la population "non propagative" les 10 membres ayant les anomalies les plus froides.

La figure 14 montre l'anomalie de température polaire à 500 hPa pour les composites propagatifs et non propagatifs, et permet de valider le critère de classification, avec une anomalie généralement positive dans les trente jours suivant l'apparition du RSS pour les membres propagatifs, et une anomalie négative pour les membres non propagatifs.

Le ralentissement du vent associé au RSS est illustré par l'anomalie de vent zonal à 300 hPa pour les deux composites. De manière cohérente avec le critère de classification, les deux populations sont distinctes après le début du RSS, les membres propagatifs montrant une anomalie de vent plus négative.

Ces deux séries nous permettent de valider notre critère de discrimination des deux populations, mais ne met pas en évidence, pour ces champs-là, de différence significative avant le RSS.

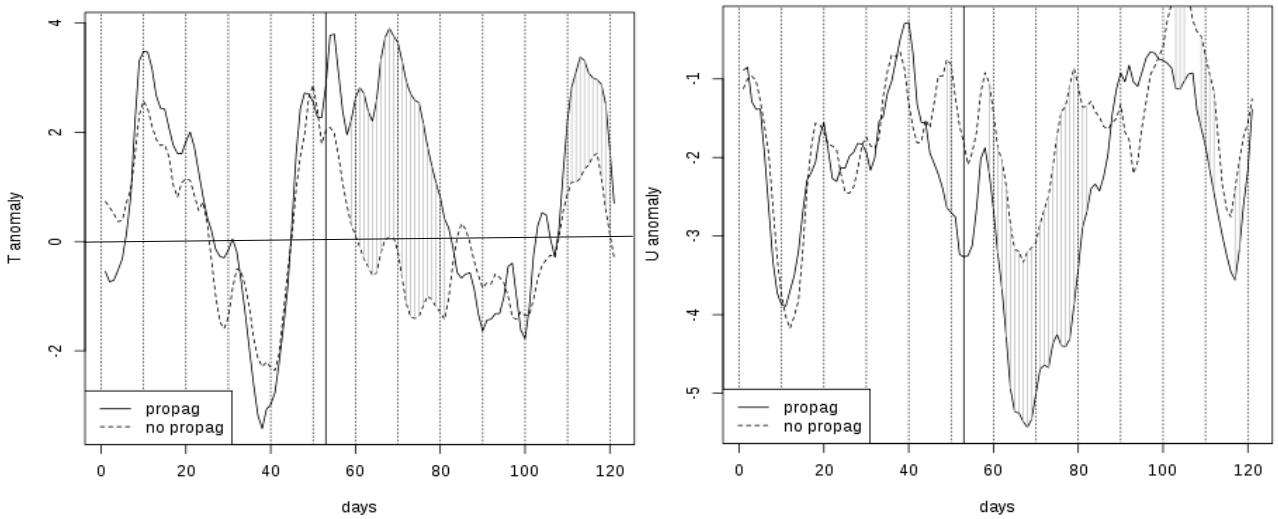
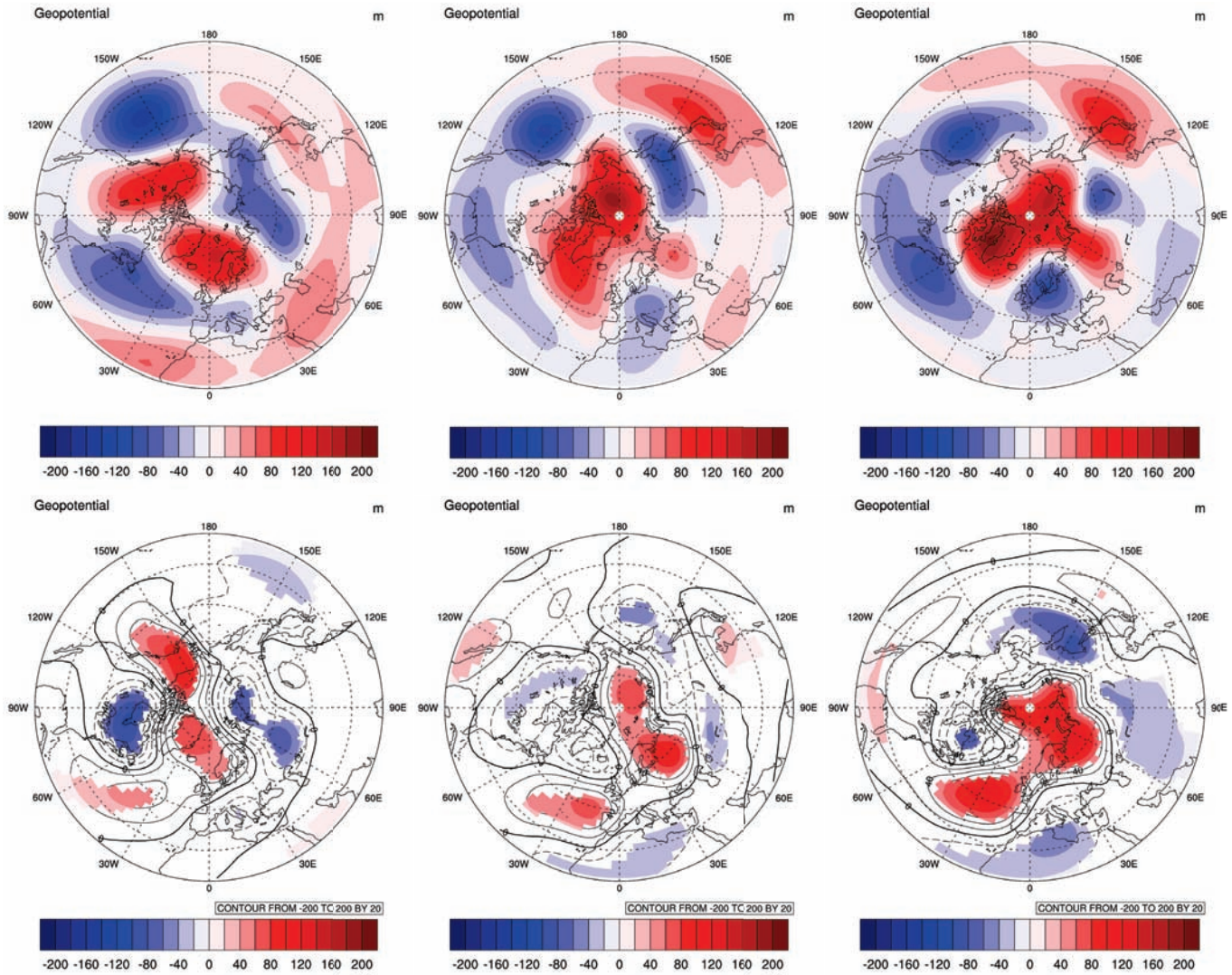


Figure 14: Série temporelle de l'anomalie de température (K) à 500 hPa moyennée sur la bande 80°N-90°N (à gauche) et de l'anomalie de vent zonal (m/s) à 300 hPa moyennée sur la bande 50°N-80°N, pour les composites « propagatifs » (ligne solide) et « non propagatifs » (ligne discontinue). Le début du RSS est indiqué par une ligne verticale continue. Les différences significatives à 90% entre les deux populations sont hachurées.

Si l'on s'intéresse plus précisément à la circulation dans la troposphère à 500 hPa (figure 15) pour les membres propagatifs entre dix jours avant le RSS et 20 jours après, on observe dans un premier temps la présence constante d'un tripôle d'anomalies de géopotentiel sur le Pacifique nord: il s'agit de la signature extra-tropicale du mode PNA. Après le début du RSS, une structure de type NAO semble se mettre en place. La différence entre les deux populations montre une structure persistante sur toute la période, qui de façon étonnante ne se projette pas sur une structure de type NAO, mais montre bien une anomalie plus importante au pôle, de manière cohérente avec notre critère de discrimination. Un autre critère possible pour séparer les membres selon leur propension à faire apparaitre une structure NAO sur le domaine Atlantique-Nord-Europe pourrait consister à calculer les occurrences du régimes NAO- sur les trente jours qui suivent le RSS.



Days [-10;0] Days [0;10] Days [10;20]

Figure 15: En haut : Géopotentiel à 500 hPa (m) pour la moyenne des membres propagatifs, moyenné sur des périodes de 10 jours allant (de gauche à droite) de 10 jours avant le RSS à 20 jours après le RSS. En bas : Différence avec les membres "non propagatifs".

La figure 16 montre les flux d'Eliassen-Palm pour les membres propagatifs en moyenne sur les dix jours précédant le RSS et les dix jours après, ainsi que leur différence avec la population non propagative. Avant le RSS, les membres propagatifs montrent une branche ascendante de flux d'Eliassen-Palm autour de 60°N dans la troposphère. Dans les dix jours qui suivent le début du RSS, ces flux verticaux s'étendent vers la stratosphère polaire, et entraînent un affaiblissement du vortex stratosphérique polaire (anomalie négative du vent zonal), qui aboutira à terme au renversement du vent zonal à 10 hPa. Bien que les deux populations ne présentent pas de différence significative sur le champ de géopotentiel à 500 hPa avant le début du RSS, on observe toutefois une nette différence des flux verticaux d'Eliassen-Palm. Cela suggère que même si les deux populations présentent

par construction toutes les deux un RSS et les mêmes conditions dynamiques dans la stratosphère, elles montrent tout de même une différence de propagation des ondes planétaires. En d'autres termes, les membres pour lesquels l'anomalie se propage dans la troposphère semblent être ceux-là même qui ont favorisé l'apparition du RSS.

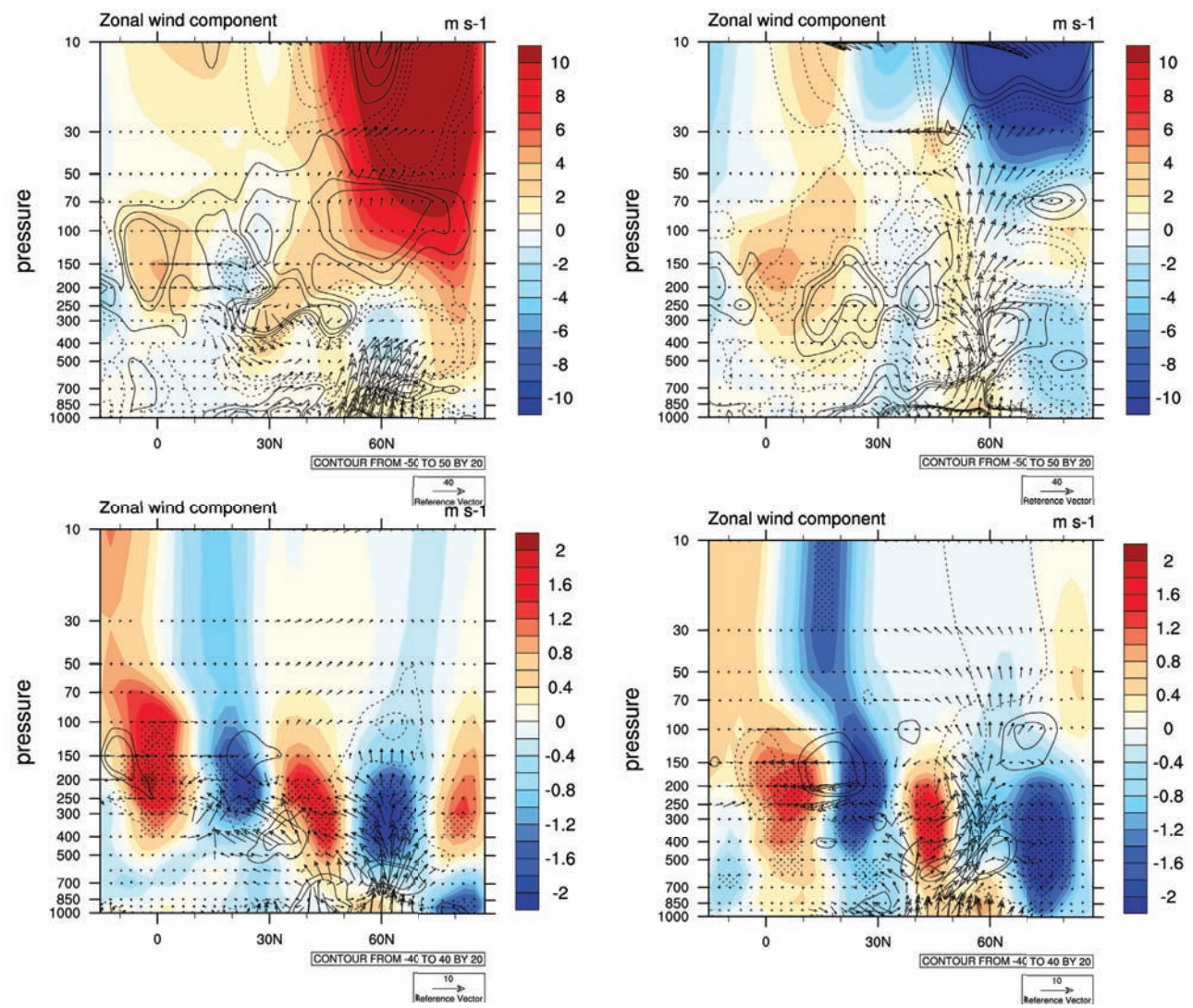


Figure 16: En haut : Flux d'Eliassen-Palm pour les membres « propagatifs » en moyenne 10 jours avant le RSS (à gauche) et 10 jours après le RSS (à droite). En bas : Différence de flux d'EP entre les membres "propagatifs" et "non propagatifs". Différence de vent zonal en plages colorées, significativité à 90% en pointillés.

L'interprétation de ces résultats est toutefois rendue délicate par plusieurs facteurs, parmi lesquels l'échelle de temps relativement courte sur laquelle s'effectue la dynamique de couplage stratosphère-troposphère. De plus la méthodologie utilisée n'est pas nécessairement idéale pour cette étude. Si utiliser la dispersion d'ensemble de la simulation

nudgée peut permettre de distinguer le comportement des membres qui répondent favorablement au RSS des autres, la technique de relaxation stratosphérique interfère avec le mécanisme de couplage, et peut aboutir à un comportement aberrant par rapport au forçage troposphérique par les ondes planétaires. Une autre méthode permettant d'analyser l'influence de la stratosphère sur la troposphère serait d'étudier les RSS dans les réanalyses et d'utiliser la diversité de comportements observés liés aux RSS en séparant les RSS en groupes propagatifs ou non propagatifs, soit en utilisant le même critère que dans cette étude sur l'anomalie de température à 500 hPa, soit en se basant sur une propagation instantanée de l'indice NAM, ou encore d'effectuer des ensembles de simulations avec stratosphère libre, initialisés plus ou moins longtemps avant le début du RSS.

4 Profil vertical de relaxation

Pour ces études de cas ainsi que pour les premiers tests sur la relaxation stratosphérique avec la version 4 du modèle ARPEGE-Climat dans le chapitre 3, le profil vertical de relaxation P_0=(1, 1, 1, 1, 0.75, 0.5, 0.25) a été appliqué aux niveaux (10 hPa, 30 hPa, 50 hPa, 70 hPa, 100 hPa, 150 hPa, 200 hPa), permettant une relaxation totale de la stratosphère au-dessus de 100 hPa, et assurant une transition douce avec la troposphère libre. Un test de sensibilité à ce profil vertical a été réalisé sur l'étude de cas 2009-2010, en guidant la stratosphère avec le profil P_1=(1, 0.75, 0.5, 0.25) aux niveaux (10 hPa, 30 hPa, 50 hPa, 70 hPa) afin d'évaluer l'impact sur la reproductibilité des signaux en moyenne saisonnière et des anomalies de température sur l'Europe.

Le chapitre suivant se penchera sur la reproductibilité de la variabilité hivernale via des simulations d'ensembles initialisées au premier novembre. Une difficulté pour évaluer l'impact d'une stratosphère réaliste est de trouver un compromis entre guider pleinement la stratosphère vers les réanalyses tout en évitant le plus possible d'impacter directement la troposphère via sa relaxation implicite. Un nouveau profil vertical P_2=(1, 1, 1, 0.5) appliqué aux niveaux pression (10 hPa, 30 hPa, 50 hPa, 70 hPa) est ici comparé au profil initial utilisé au chapitre 3 afin de détecter d'éventuels effets indésirables du *nudging*, plus ou moins marqués selon le profil utilisé. Cette section se propose d'identifier une éventuelle influence excessive sur la variabilité hivernale, notamment lors de signaux stratosphériques forts comme les RSS. Nous y comparons en particulier les profils P_0 et P_2 pour l'hiver 1976-1977, en se plaçant en mode « modèle parfait » (relaxation du modèle vers sa propre climatologie) sur deux ensembles de simulations *nudgées* vers les sorties d'une simulation de contrôle (que nous appellerons C31 dans le chapitre suivant) forcée uniquement par les TSM observées.

Si les deux profils de relaxation ne perturbent pas la dispersion d'ensemble sur le géopotentiel à 500 hPa, elles en modifient légèrement l'état moyen (figure 19). En particulier, le profil P_0 utilisé dans ce chapitre et dans le chapitre 3 diminue le géopotentiel de manière un peu plus significative que le nouveau profil P_2, d'une quinzaine de mètres sur l'Amérique de nord et l'Eurasie.

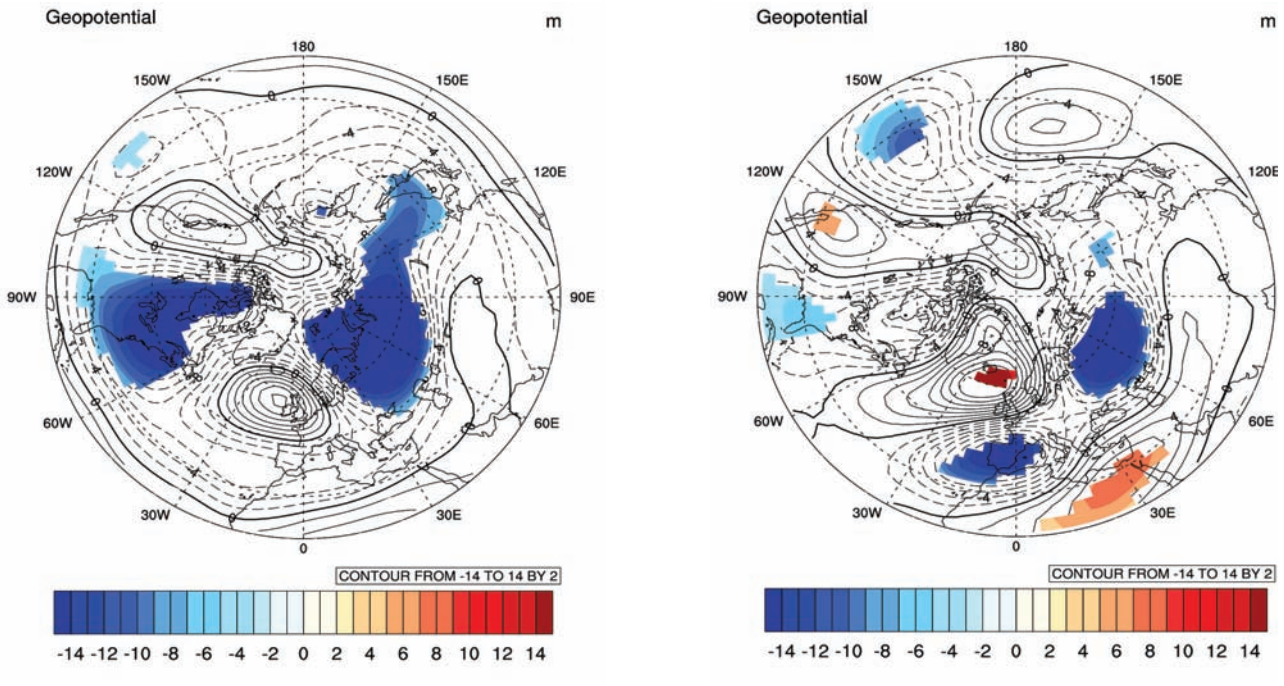


Figure 17: Différence de géopotentiel à 500 hPa pour la saison NDJF 1976-1977 entre la simulation de contrôle et la simulation guidée par cette même simulation avec: le profil P_0 (1,1,1,1,0.75,0.5,0.25) à gauche et le profil P_2 (1,1,1,0.5) à droite. Intervalles de contours 2 m. Les différences significatives à 90% sont en plages colorées.

Si l'on s'intéresse à la variabilité intra-saisonnière de l'hiver 1976-1977, les deux profils de relaxation ne modifie pas la structure spatiale des modes AO et NAO (figure 18). Concernant la persistance de ces deux modes, intéressons-nous dans un premier temps, et à titre indicatif, aux réanalyses issues du CEPMMT (figure 19). Pour l'hiver 1976-1977, la persistance du mode NAO ne semble pas dépasser cinq jours, et l'auto-corrélation ré-augmente autour de 15-20 jours. La fonction d'auto-corrélation superpose ici plusieurs échelles de temps: la persistance liée aux régimes de temps, dont la persistance n'excède pas une dizaine de jours, et l'auto-corrélation liée aux modes AO/NAO qui est plus élevée pour cet hiver que la moyenne des trente hivers de la période 1971-2000. L'expérience de contrôle forcée par les TSM observées (figure 22, en haut) simule un mode AO qui persiste une vingtaine de jours, et un mode NAO persistant quinze jours environ. Si le nouveau profil P_2 ne modifie pas l'auto-corrélation quotidienne du mode AO (figure 22, en bas) par rapport à l'expérience de contrôle (vers laquelle la stratosphère a été guidée), le profil utilisé précédemment renforce la persistance de l'AO d'une dizaine de jours de trop par rapport à la simulation de contrôle, ce qui semble excessif au vu de la persistance constatée dans les réanalyses. La persistance du mode NAO est légèrement trop forte pour les deux profils et l'est davantage pour l'ancien profil. Par conséquent, si la relaxation avec le profil P_0 peut donner de meilleurs résultats quant à la variabilité intra-saisonnière, cela peut davantage se faire de manière "artificielle" plutôt que grâce à un impact positif et réaliste sur le couplage stratosphère-troposphère. Le choix du profil P_2 semble donc être un bon

compromis pour l'étude des « prévisions » d'ensemble dans le chapitre suivant.

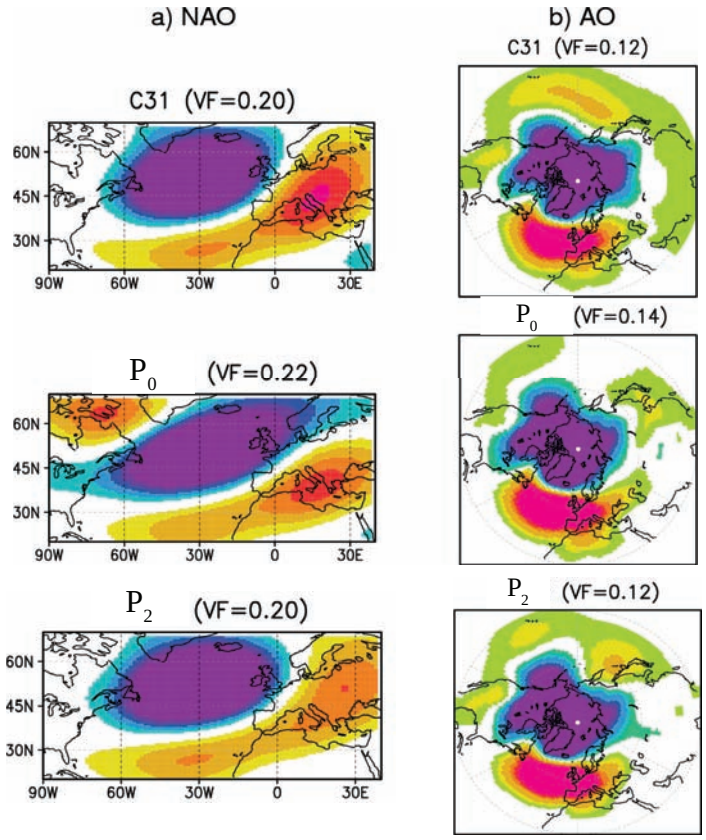


Figure 18: a) Première composante de l'EOF calculée sur la Pmer quotidienne, b) Première composante de l'EOF calculée sur le géopotentiel quotidien à 500 hPa, pour l'expérience de contrôle en haut, le profil P_0 au milieu, et le profil P_2 en bas.

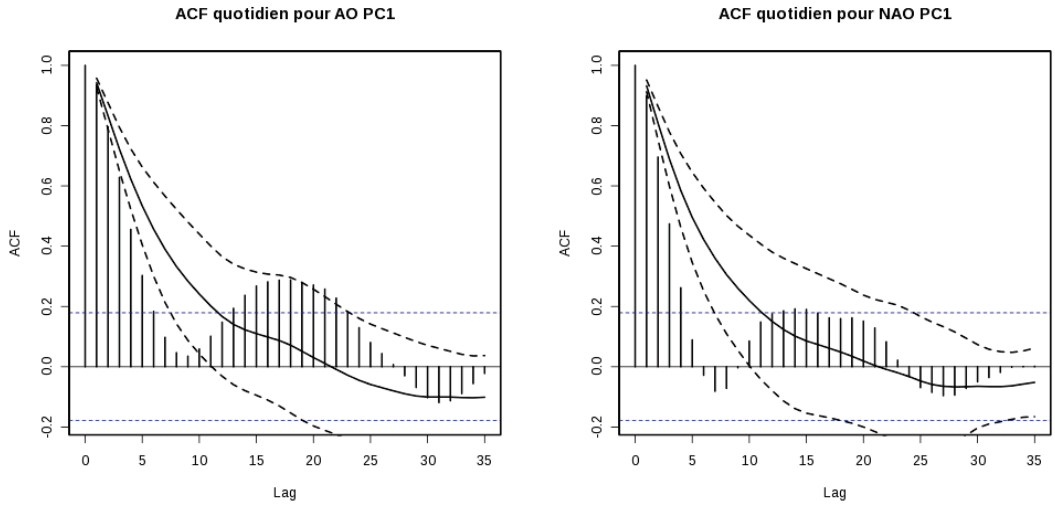


Figure 19: Fonction d'auto-corrélation quotidiennes pour les modes AO (à gauche) et NAO (à droite) pour l'hiver 1976-1977 pour les réanalyses issues du CEPMMT. Les traits pointillés bleus indiquent les auto-corrélations significatives au niveau de confiance 95 %. Les courbes pointillées noires représentent l'écart-type inter-annuel des auto-corrélations hivernales quotidiennes sur la période 1971-2000 autour de leur moyenne représentée par une courbe continue noire.

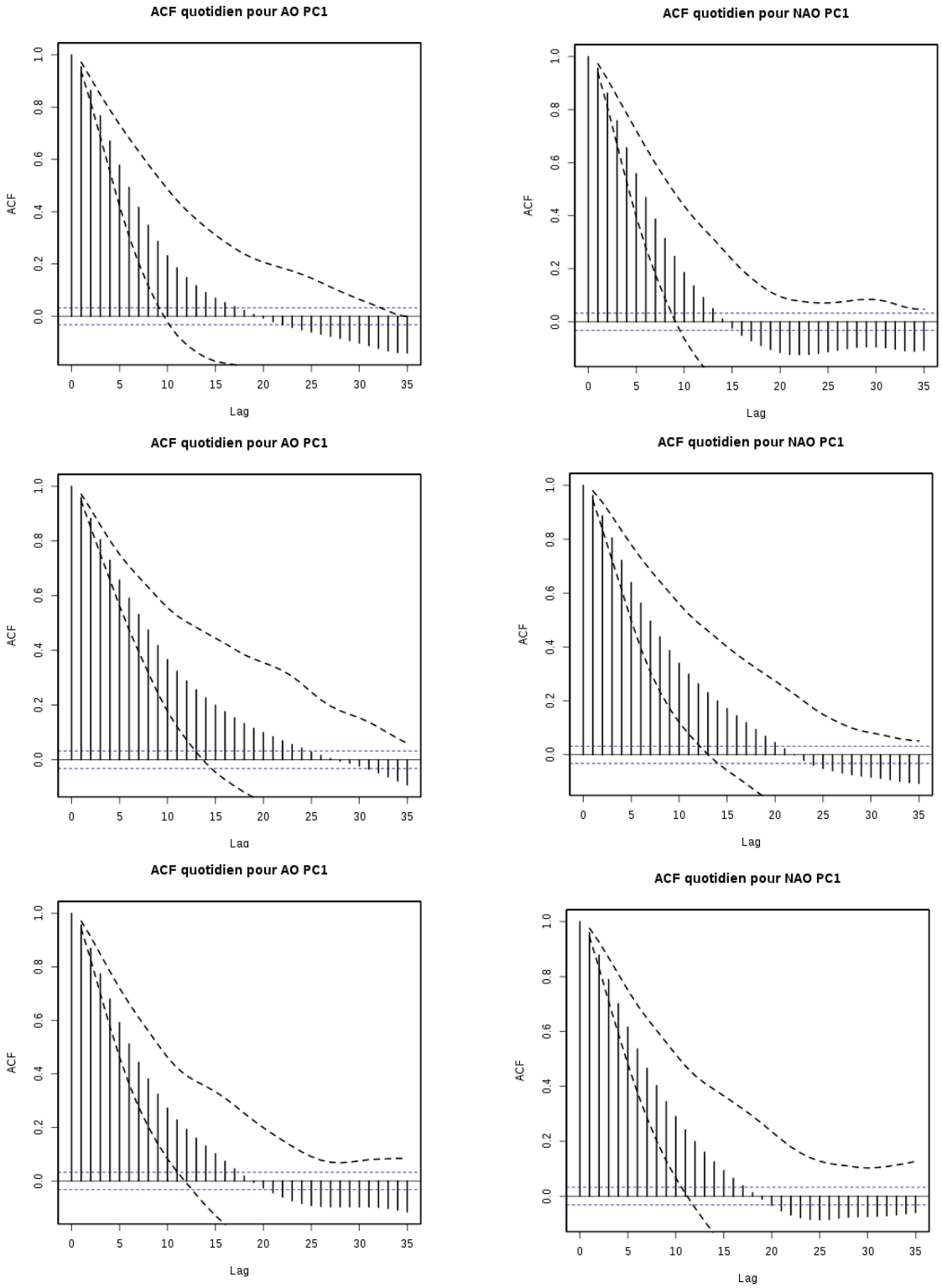


Figure 20: Fonction d'auto-corrélation quotidiennes pour les modes AO (à gauche) et NAO (à droite) pour l'hiver 1976-1977 pour: la simulation de contrôle en haut, l'ancien profil P_0 au milieu et le nouveau profil P_2 en bas. Les traits pointillés bleus indiquent les auto-corrélations significatives au niveau de confiance 95 %. Les courbes pointillées noires représentent la dispersion d'ensemble des auto-corrélations.

Synthèse du chapitre 4

1 Questions posées

- Quels sont les facteurs ayant pu contribuer à l'occurrence des réchauffements stratosphériques soudains et à la structure de type AO- au cours des hivers 1976-1977 et 2009-2010 ?
- Quel est la capacité du modèle ARPEGE-Climat à reproduire des anomalies et quel est l'impact de la résolution ?
- Quelle est l'influence de la stratosphère extra-tropicale sur la reproductibilité de ces anomalies en moyenne saisonnière et sur l'occurrence de vagues de froid sur l'Europe ?
- Quels sont les mécanismes de propagation verticale des anomalies stratosphériques dans la troposphère ?

2 Résultats obtenus

✔ Les deux hivers étudiés présentent des conditions dynamiques similaires avec renversement du vent stratosphérique à 10 hPa, réchauffement de la stratosphère polaire, et structure de type AO négative en surface. Néanmoins, les mécanismes à l'origine de cet affaiblissement du vortex polaire semblent quelque peu distincts:

Pour l'hiver 2009-2010, plusieurs éléments ont pu agir sur le vortex polaire. Tout d'abord, l'hiver 2009-2010 est marqué par un fort Niño qui a pu favoriser la phase négative de l'AO, même si la réponse de la stratosphère polaire lors d'épisodes Niño n'est pas systématique. Ensuite, l'anomalie de neige observée en octobre 2009 sur l'Eurasie a vraisemblablement forcé les ondes planétaires dans la troposphère, qui se sont ensuite propagées dans la stratosphère polaire. D'autre part, la phase Est de la QBO semble être à l'origine d'un confinement de l'activité ondulatoire dans les hautes latitudes. Ces différents forçages, mis en évidence par les flux d'Eliassen-Palm, ont probablement affecté la circulation zonale dans la stratosphère polaire.

Cependant, Jung et al. (2011) ne sont pas parvenus à isoler un forçage en particulier qui expliquerait à lui seul l'affaiblissement du vortex polaire et la persistance du régime NAO- cet hiver là, et supposent que la dynamique interne de l'atmosphère est très probablement en cause dans cette forte persistance. Une autre explication possible est la non-additivité de ces forçages du fait de leur interaction non linéaire.

Concernant l'hiver 1976-1977, l'analyse des flux d'Eliassen-Palm avant le renversement du vent zonal dans la stratosphère montre une activité ondulatoire provenant de la troposphère, et se propageant dans la stratosphère, où l'interaction ondes-écoulement moyen a abouti à un affaiblissement du vortex polaire.

L'anomalie positive de couverture neigeuse sur l'Eurasie au cours du mois d'octobre 1976, qui représente un record sur la période 1967-2011, semble être le principal forçage ayant contribué au réchauffement stratosphérique soudain, et expliquant la propagation des ondes planétaires décrites précédemment.

- ✔ Ces anomalies hivernales sont mal reproduites par le modèle ARPEGE-Climat forcé par les températures de surface de la mer observées, qui ne parvient qu'à capturer la réponse au signal ENSO sur le Pacifique. Il semble qu'augmenter la résolution n'ait que peu d'impact sur la simulation du signal AO dans la troposphère, avec même une dégradation constatée pour l'hiver 1976-1977. En revanche, l'augmentation de la résolution horizontale a un effet positif sur la représentation des anomalies de températures minimales sur l'Europe, probablement en lien avec une meilleure simulation des conséquences d'une anomalie de la circulation de grande échelle sur le climat régional.

- ✔ Dans ce chapitre, l'importance d'une stratosphère réaliste pour la variabilité hivernale a été mise en évidence pour ces deux hivers présentant des conditions dynamiques extrêmes. En particulier, la relaxation de la stratosphère extra-tropicale vers les réanalyses, qui a permis d'imposer les deux réchauffements stratosphériques soudains dans le modèle, permet une meilleure simulation du signal NAO- en moyenne saisonnière, ainsi que des anomalies de température et l'occurrence de jours très froids sur l'Europe. Cela confirme l'effet du forçage stratosphérique sur la variabilité hivernale par rapport au seul forçage océanique (voir le chapitre 3), met en évidence le couplage stratosphère-troposphère, et ce même en diminuant l'intensité de la relaxation dans la basse stratosphère. De plus, augmenter la résolution horizontale et verticale n'améliore pas l'effet bénéfique de la relaxation stratosphérique.

- ✔ L'expérience avec une stratosphère guidée vers les réanalyses pour l'hiver 2009-2010 montre une dispersion d'ensemble dans la troposphère qui peut être exploitée pour séparer les membres en deux populations selon leur réponse troposphérique au réchauffement stratosphérique soudain, qui est par construction imposé pour chacun des membres. Différents diagnostics ont été testés afin de voir si, pour une même variabilité stratosphérique, il existe ou non un pré-conditionnement dans la troposphère qui favoriserait une réponse troposphérique au réchauffement stratosphérique. Il s'avère qu'aucun pré-conditionnement flagrant n'a été révélé, bien qu'une différence de flux verticaux d'Eliassen-Palm avant le RSS soit observée entre les deux populations. La méthodologie utilisée, qui fait intervenir la relaxation de la stratosphère vers les réanalyses, permet d'isoler les différents comportements troposphériques pour des membres ayant une même variabilité dans la stratosphère, mais n'est pas nécessairement adaptée à cause des interactions à double-sens qui ont lieu dans une échelle de temps relativement courte entre la stratosphère et la troposphère lors d'évènements de type RSS. Une étude basée sur les différents RSS qui ont lieu dans les réanalyses, ou bien sur un ensemble de simulations avec stratosphère libre initialisées avant le début du RSS, pourrait être effectuée afin de laisser ces interactions libres, et étudier les mécanismes dynamiques associés.

Chapitre 5

Prévisions d'ensemble avec TSM observées sur la période 1958-2007

1 Motivations et protocole expérimental

Comme il a été montré dans le chapitre 3, la relaxation de la stratosphère extra-tropicale vers les réanalyses du CEPMMT apporte un bénéfice important par rapport au seul forçage océanique, tant sur l'état moyen que sur la variabilité troposphérique à différentes échelles. La relaxation de la stratosphère équatoriale permet quant à elle d'augmenter, de façon plus modeste, la variabilité stratosphérique hivernale, qui conduit à une réponse de la variabilité en surface se projetant sur une structure de type AO. De plus, l'étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010 dans le chapitre 4 a confirmé l'importance d'une stratosphère extra-tropicale réaliste pour la représentation du signal saisonnier NAO et des anomalies de température en surface sur l'Europe via le couplage dynamique stratosphère-troposphère, pour des conditions stratosphériques polaires marquées par l'occurrence de réchauffements stratosphériques soudains (RSS).

Ces résultats nous incitent à pousser plus loin nos travaux sur la possibilité d'amélioration de la prévisibilité hivernale du modèle ARPEGE-Climat, en tentant de mieux représenter la stratosphère, notamment via une meilleure **résolution verticale**. Certaines études font en effet l'hypothèse que le manque de variabilité dans les modèles est principalement dû à une stratosphère peu résolue. Bien que l'on commence depuis peu à analyser « proprement » l'effet d'une stratosphère mieux résolue sur le climat de surface dans les modèles (Hardiman et al., 2012), les études se sont jusque-là principalement concentrées sur l'impact aux tropiques (Boville et Randel, 1992) ou dans l'hémisphère sud (Roff et al., 2011), en augmentant le nombre de niveaux à la fois dans la stratosphère et la troposphère.

Dans ce chapitre, l'effet de la résolution verticale et l'impact de la **relaxation stratosphérique** sont étudiés pour la version 5 du modèle ARPEGE-Climat, sur des simulations hivernales d'ensembles conséquentes couvrant 50 hivers, et permettant des résultats plus robustes qu'au chapitre 3. Ces simulations hivernales sont **initialisées** au premier novembre. Pour autant, parler de « **prévisibilité** » est abusif étant donné que nos simulations sont forcées par les TSM observées. C'est pourquoi dans la suite de ce chapitre, nous parlerons plutôt de « **reproductibilité** » de la variabilité hivernale.

Ce chapitre se penche en particulier sur les questions suivantes :

- Quel est l'effet de la résolution verticale stratosphérique sur la variabilité hivernale aux échelles inter-annuelle à intra-saisonnière et sa reproductibilité sur la période 1958-2007 ?
- Quel est l'apport d'une relaxation stratosphérique globale ou simplement équatoriale ?
- Quelle est la nature des interactions entre les forçages océanique (ex : ENSO) et stratosphérique (ex : QBO) ?

Pour répondre à ces questions, plusieurs jeux de simulations d'ensemble initialisées au premier novembre sur les cinquante hivers (NDJF) des années 1958 à 2007 ont été réalisés. Ces simulations ont été effectuées avec la version 5 d'ARPEGE-Climat incluant le module SURFEX, avec les caractéristiques suivantes (un tableau récapitulatif des différentes expériences est fourni en annexe) :

- Grille horizontale tl63 (environ 300 km de résolution)
- Forçage par les TSM "AMIP" qui sont une combinaison de HadISST et des TSM de la NOAA (SURFEX ne fonctionnant pas sur banquise, les réanalyses du CEPMMT sont utilisées pour compléter les champs aux hautes latitudes).
- Forçage de l'ozone: la climatologie de Fortuin et Kelder (1998) est utilisée.
- Les gaz à effet de serre et les aérosols volcaniques suivent l'évolution observée pour la période considérée (1958-2007).
- Pour les autres types d'aérosols, une climatologie est imposée.
- Ensembles de 5 ou 31 membres en fonction de l'application ou non du *nudging*.

Au sein de chaque ensemble, les membres diffèrent uniquement par les états initiaux utilisés. Le premier membre est réalisé en utilisant un *restart* (fichier de conditions initiales) issu des réanalyses ERA40 ou ERA-Interim selon l'année. Pour les autres membres, les *restarts* atmosphériques perturbés sont issus d'une simulation d'une journée à partir du *restart* parfait, chaque simulation étant effectuée avec une *namelist* légèrement différente (coefficient de diffusion légèrement modifié). En surface, tous les *restarts* sont issus d'une seule et même simulation SURFEX *offline*.

Ce chapitre est dans un premier temps consacré à l'étude de l'effet de la résolution verticale de la stratosphère via la comparaison des ensembles C31 (version low-top, 31 niveaux, toit du modèle à 10 hPa) et C41 (version high-top, 41 niveaux, toit du modèle à 0.1 hPa). La seconde partie du chapitre est consacrée à l'étude de l'effet de la relaxation de la stratosphère soit globale (NGP), soit équatoriale (NEP, relaxation dans la bande [15°S-15°N]), avec le dernier profil de relaxation (1,1,1,0.5) testé au chapitre précédent .

2 Effet de la configuration high-top

2.1 Impact sur la climatologie et les modes de variabilité

- **Climatologie hivernale**

En termes de climatologie, l'effet de la configuration high-top est identique à ce qui avait été observé dans le chapitre 3. En particulier, la figure 1 permet d'identifier la localisation en latitudes du jet stratosphérique polaire, et montre que l'ensemble C31 simule une bonne saisonnalité du vortex, mais celui-ci est décalé d'une quinzaine de degrés vers le sud par rapport aux réanalyses, avec une intensité moindre. La configuration high-top semble amplifier le biais stratosphérique polaire, principalement en fin d'hiver.

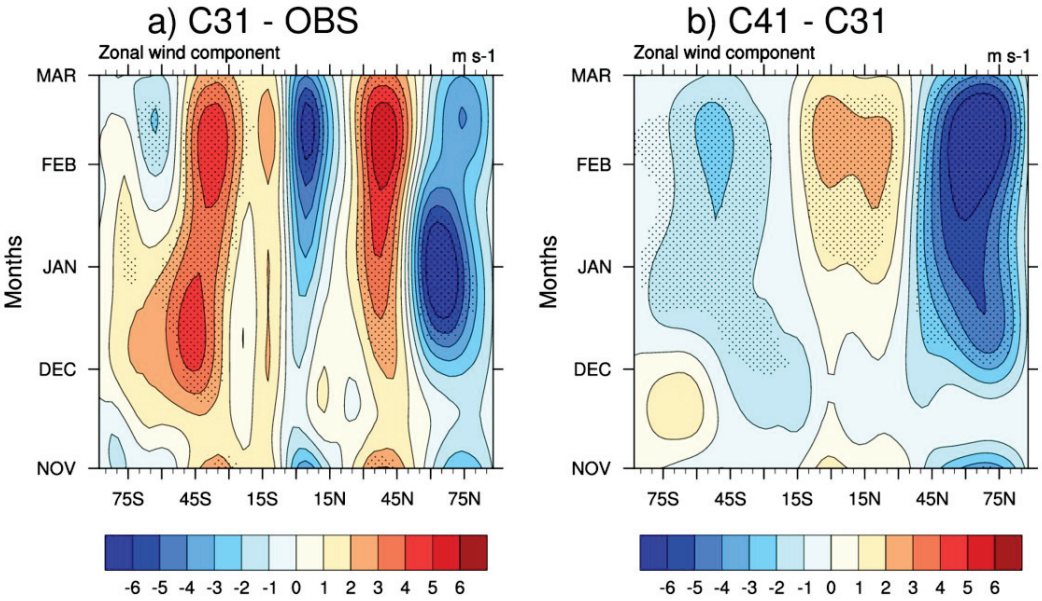


Figure 1: Coupe latitude-temps de la climatologie quotidienne du vent zonal en moyenne zonale à 50 hPa. a) Différence entre l'expérience C31 et les réanalyses issues du CEPMMT, b) différence entre C41 et C31. Significativité à 99% en pointillés.

Cela montre que l'initialisation de nos simulations ne modifie pas l'impact de la configuration high-top sur la climatologie du modèle ARPEGE-Climat. Cela signifie t'il que ces simulations d'ensemble convergent rapidement vers les biais systématiques du modèle ? Pour répondre à cette question, la figure 2 montre le cycle annuel du vent zonal à 50 hPa moyenné dans la bande [55°N-65°N;180°W-180°E] (qui sera utilisée dans la suite du chapitre pour définir l'indice « Polar Night Jet »), ainsi qu'à 30 hPa dans la bande

équatoriale (qui nous sert à définir la QBO), et permet de visualiser la rapidité de la dérive des simulations C31 et C41 dans la stratosphère polaire. On y constate d'une part que l'effet de l'initialisation persiste une vingtaine de jours, pendant lesquels les deux expériences restent proches des réanalyses. Les simulations retournent vers leurs climatologies respectives (L31V5 et L41V5) en l'espace d'un mois pour C41, et d'environ deux mois pour C31. D'autre part, l'expérience C31 reproduit une évolution du vent zonal plus fidèle aux réanalyses, non seulement parce que l'effet de l'initialisation semble un peu plus persistant, mais également parce que sa climatologie est déjà meilleure que celle de C41. Dans la bande équatoriale, l'ensemble low-top retourne vers sa climatologie au bout d'un mois. La configuration high-top se rapproche plus lentement vers sa climatologie et montre un cycle annuel bien plus fidèle aux réanalyses.

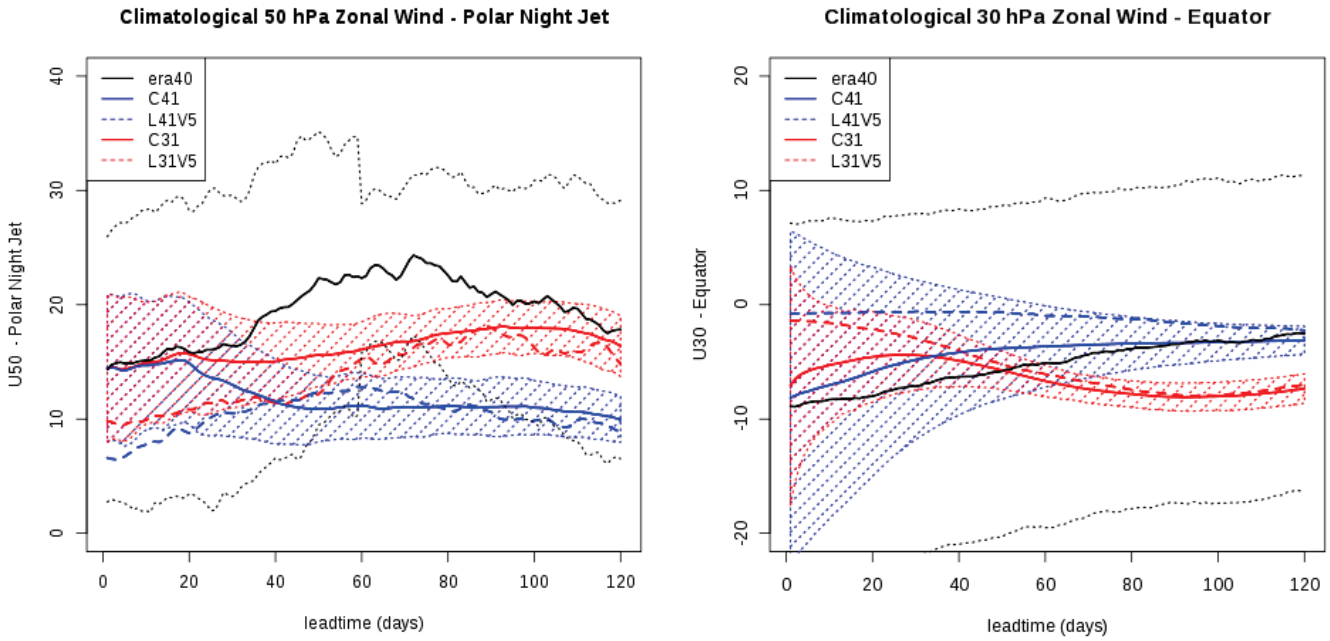


Figure 2: Cycle annuel moyen du vent zonal à 50 hPa moyenné sur la boîte [55°N-65°N;180°E-180°W] à gauche et du vent zonal à 30 hPa moyenné sur la boîte [5°S-5°N;180°E-180°W] à droite, pour les réanalyses era40 en noir, l'ensemble C41 en bleu, la simulation climatologique L41V5 en ligne discontinue bleue, l'ensemble C31 en rouge, et la simulation climatologique L31V5 en ligne discontinue rouge. Les lignes fines pointillées représentent les moyennes +/- un écart-type inter-annuel.

- **Variabilité inter-annuelle**

En termes de variabilité inter-annuelle, voyons comment nos simulations d'ensemble reproduisent les principaux modes de variabilité que sont l'AO et la NAO. Comme dans le chapitre 3, une analyse en EOF permet d'identifier ces modes de variabilité, mais de manière plus robuste sur 31 membres de 50 ans de simulation. La figure 3a montre la structure zonale caractéristique du mode AO, avec les centres d'actions sur les régions arctiques et les moyennes latitudes, qui explique 28% de la variance totale dans l'hémisphère nord. Cette structure est bien représentée par l'ensemble C31, bien que

décalée vers l'est. La configuration high-top donne une structure similaire, qui explique une part plus importante de variance totale. La NAO est quant à elle définie comme la première composante de l'EOF calculée sur le géopotentiel à 500 hPa sur le domaine Atlantique-Nord-Europe (figure 3b). La structure produite par les ensembles C31 et C41 n'est pas caractéristique de la NAO, qui semble correspondre à la seconde EOF (figure 3c).

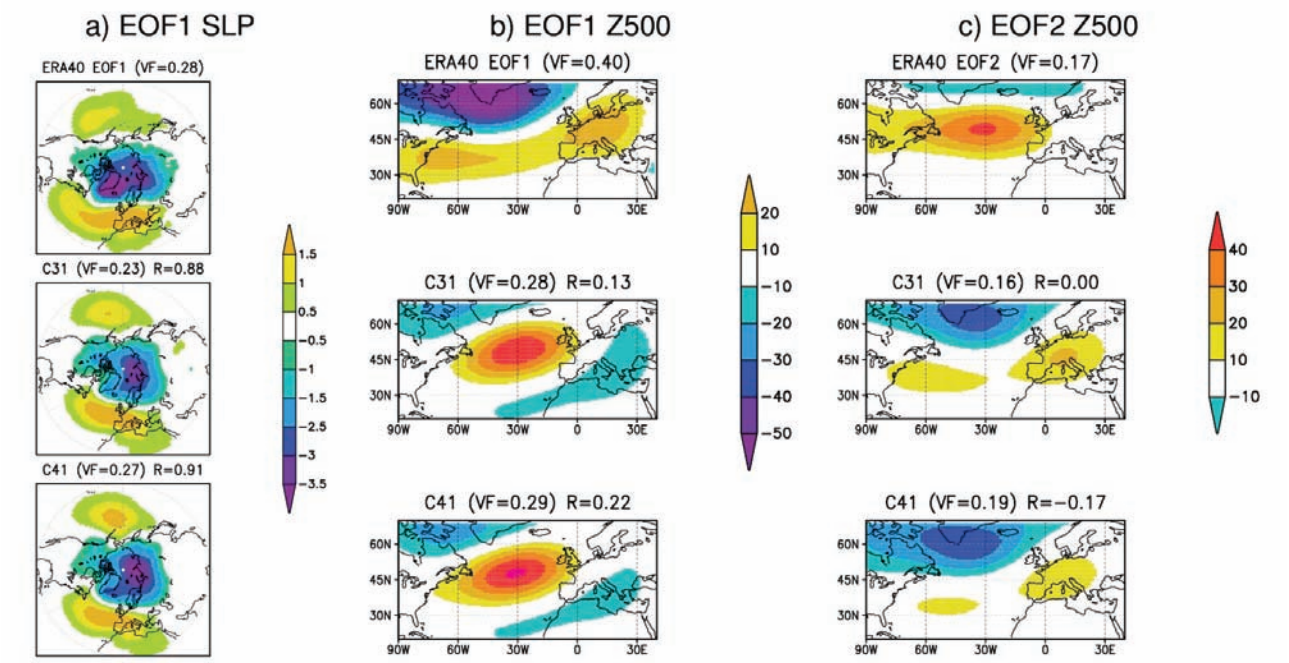


Figure 3: Modes de variabilité hivernaux dans l'hémisphère nord - Basés sur a) la première composante de l'EOF de la pression au niveau de la mer pour l'AO, b) la première et c) la seconde composante de l'EOF du géopotentiel à 500 hPa (domaine Atlantique Nord-Europe) pour la NAO.

- **Variabilité intra-saisonnière**

Pour évaluer la variabilité stratosphérique du modèle, la figure 4 représente la distribution des anomalies quotidiennes de vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N, qui ont été centrées pour s'affranchir des biais montrés dans la figure 1. Nous avons vu dans le chapitre 3 que le modèle montre une trop faible variabilité. Cette dispersion trop faible par rapport aux réanalyses traduit une difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère. L'ensemble C41 (en bleu), permet une distribution du vent zonal dans la stratosphère polaire plus réaliste que la version low-top C31. Ce manque de variabilité est visible sur la fréquence des réchauffements stratosphériques soudains (figure 5), qui est très faible dans l'ensemble C31. L'expérience C41 surestime la fréquence de RSS, mais cela illustre le biais stratosphérique que l'on avait vu précédemment, les fréquences étant

calculées à partir du vent zonal absolu.

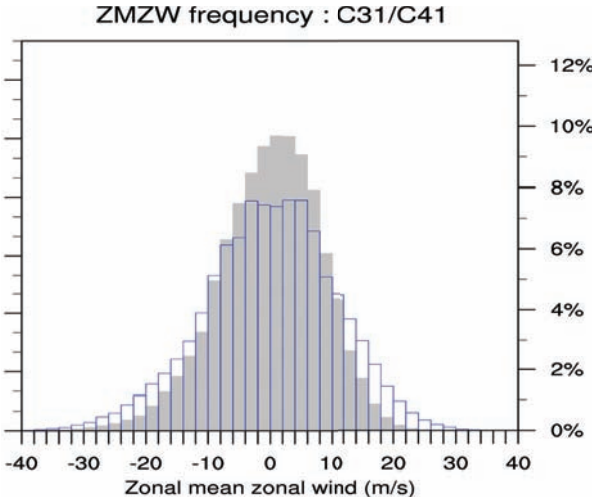


Figure 4: Distribution des anomalies quotidiennes centrées de vent zonal à 10hPa en moyenne zonale à 60°N sur la période NDJF. Expérience C31 en gris, C41 en bleu.

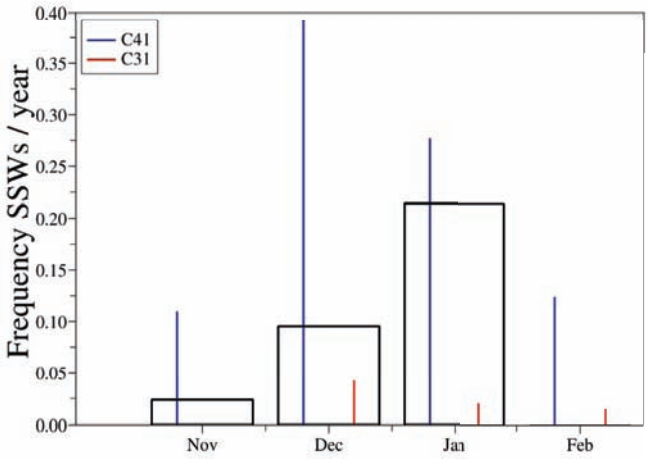


Figure 5: Fréquence de réchauffements stratosphériques soudains sur la période NDJF, calculés à partir du vent zonal à 10 hPa en moyenne zonale à 60°N. Réanalyses ERA-40 en noir, expérience C31 en rouge et C41 en bleu.

2.2 Impact sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle

Dans la stratosphère équatoriale, en raison de l'initialisation à partir des données du CEPMMT, les deux ensembles donnent une bonne représentation de l'indice QBO sur les mois de novembre 1958 à 2007 (figure 6), en particulier pour la configuration high-top qui montre à la fois une très bonne corrélation avec les réanalyses, et permet de conserver une meilleure amplitude de l'indice QBO que la version low-top. Durant la saison DJF, l'ensemble C31 ne parvient pas à simuler la QBO de manière satisfaisante, contrairement à l'expérience C41 qui maintient une bonne corrélation avec les réanalyses, malgré une amplitude trop faible. Ce résultat est cohérent avec la mise en évidence d'une dérive équatoriale plus lente dans une stratosphère mieux résolue (C41 vs C31) et de ce fait moins biaisée.

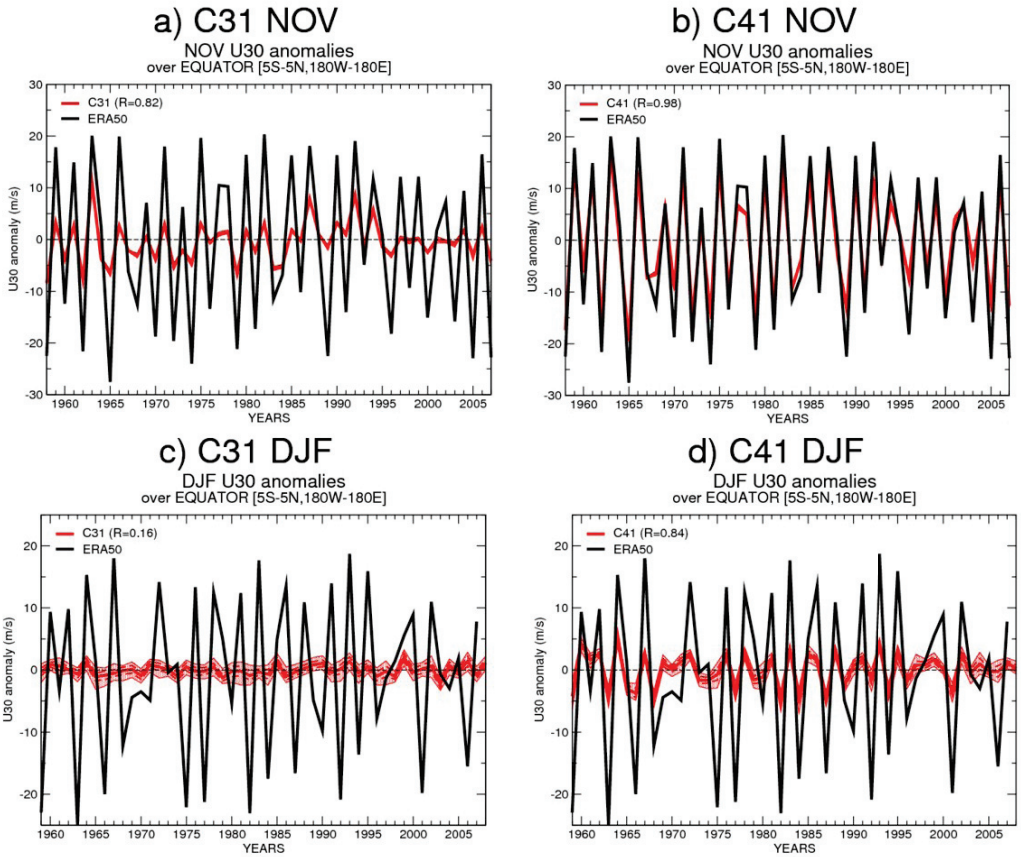


Figure 6: Séries temporelles de l'indice QBO sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 30 hPa moyenné sur la boîte [5°S-5°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut), et la saison DJF (en bas) pour les ensemble C31 (à gauche) et C41 (à droite). Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. L'année n correspond à l'hiver n-1/n. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

Dans la stratosphère polaire, la simulation de l'indice PNJ ("Polar Night Jet", basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa en moyenne sur la boîte [55°N-65°N;180°W-180°E]) est satisfaisante et équivalente au mois de novembre pour les deux ensembles (figure 7). Pour la saison DJF, les expériences C31 et C41 montrent en revanche une difficulté à reproduire l'évolution temporelle de l'indice PNJ, notamment les ralentissements du jet liés à l'occurrence de RSS. C31 semble avoir une dispersion moins importante, cohérente avec l'accroissement de variabilité identifié à 10 hPa dans C41 (voir les figures 4 et 5). Certaines anomalies semblent plus réalistes, en particulier lors de forçage ENSO forts (notamment

1971-1972 qui correspond à un Niño, et 1988-1989 qui présente un signal Niña).

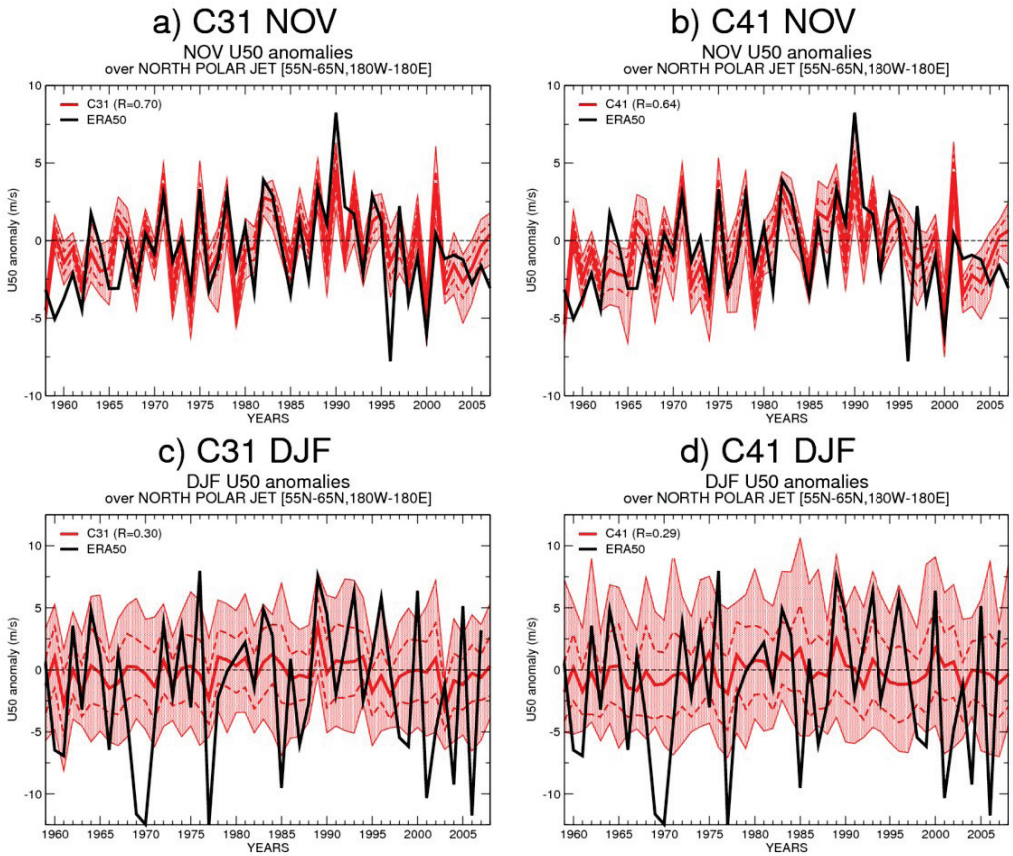


Figure 7: Séries temporelles de l'indice PNJ ("Polar Night Jet") sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa en moyenne sur la boîte [55°N-65°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut) et la saison DJF (en bas) pour les ensembles C31 et C41. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

La capacité du modèle à reproduire la variabilité stratosphérique pour les deux configurations est montrée séparément pour la saison DJF et le mois de novembre qui est le mois d'initialisation, mais les scores et dispersions d'ensemble évoluent sur la saison. La figure 8 montre l'évolution au cours de la saison de l'erreur quadratique moyenne et de la dispersion d'ensemble pour le géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap" , et à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical (>25°N). L'erreur quadratique moyenne est définie comme la moyenne des carrés des erreurs en points de grille par rapport aux réanalyses :

$MSE=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(\overline{X_{simu,i}}-X_{obs,i})^2$, où n est la taille de l'échantillon (nombre de pas de temps et de points de grilles) et $\overline{X_{simu}}$ et X_{obs} sont les anomalies simulées (en moyenne d'ensemble) ou observées par rapport à la climatologie. La dispersion d'ensemble D est quant à elle définie comme l'écart-type autour de la moyenne d'ensemble des champs de géopotentiel : $D=\sqrt{\frac{1}{m}\sum_{i=1}^{m}(X_i-\bar{X})^2}$, où m est le nombre de membres et $\bar{X}$ est la moyenne d'ensemble des champs de géopotentiel.

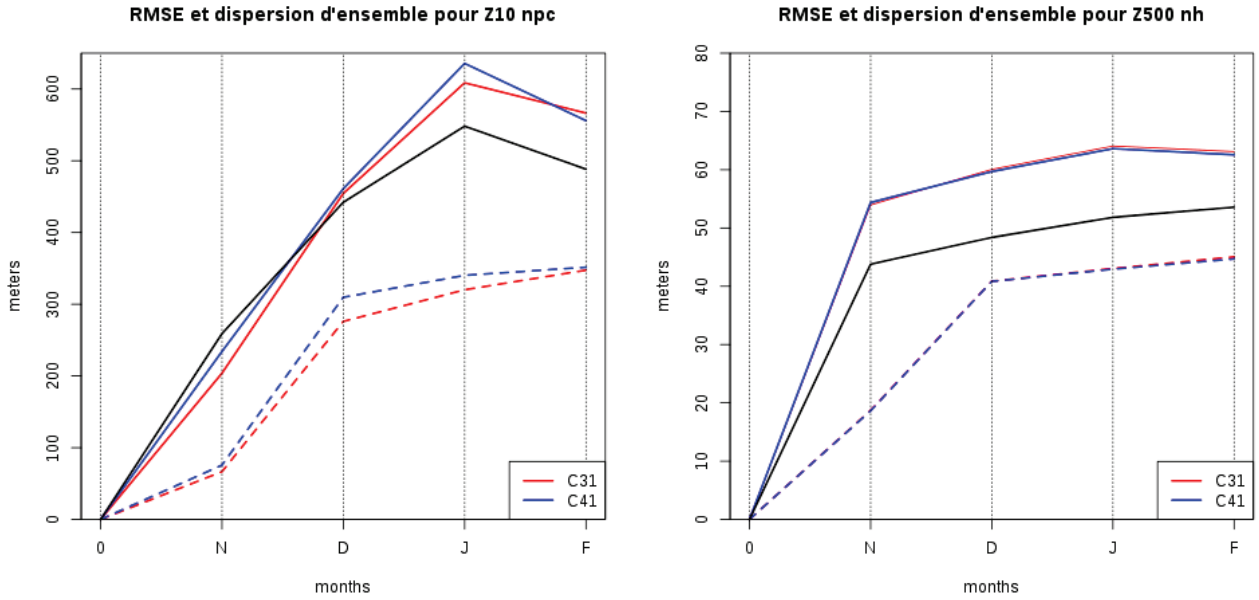


Figure 8: Évolution de l'erreur quadratique moyenne (en traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (en pointillés) des prévisions NDJF de géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap" (à gauche) et à 500 hPa sur le domaine hémisphère nord extra-tropical (à droite) par rapport aux réanalyses sur la période 1958-2007. La ligne noire correspond à l'écart-type inter-annuel observé.

L'erreur est plus élevée pour la configuration high-top tout au long de la saison, mise à part en fin d'hiver, et est maximale au mois de janvier. Si la dispersion d'ensemble de l'expérience C31 est moins élevée sur la saison DJF, elle tend à augmenter progressivement jusqu'à atteindre une dispersion équivalente à la version high-top. Notons par ailleurs que l'erreur des deux simulations est plus grande que la variabilité inter-annuelle observée à partir du mois de décembre. Dans la troposphère, les deux ensembles ont un comportement similaire en termes à la fois de dispersion et d'erreur quadratique, qui reste supérieur à l'écart-type observé tout au long de la simulation.

Mis à part dans la stratosphère équatoriale, où l'ensemble C41 parvient à maintenir

un signal QBO satisfaisant bien que de trop faible amplitude, la configuration high-top ne semble donc pas apporter de bénéfice dans la stratosphère sur la saison DJF. La section suivante s'intéresse à une évaluation plus précise des scores quotidiens pour les simulations C31 et C41.

2.3 Évaluation du score quotidien pour les expériences C31 et C41

Étant donné que la configuration high-top ne semble pas avoir d'effet majeur en moyenne sur la saison DJF, cette section se propose d'évaluer de manière comparative les scores quotidiens des expériences C31 et C41 dans la stratosphère, et de voir l'effet de l'initialisation en début de simulation.

L'évaluation du score basé sur le géopotentiel dans le domaine "North Polar Cap" est illustrée par la figure 9, qui montre l'évolution quotidienne du score relatif de C41 par rapport à C31 sur les niveaux pressions. Ce "*skill score*" est tel que défini par Roff et al. (2011), et fait intervenir le rapport des erreurs quadratiques moyennes de deux expériences *exp1* et *exp2* :

$$SS_{exp1/exp2} = 100 * \left(1 - \frac{MSE_{exp1}}{MSE_{exp2}}\right)$$

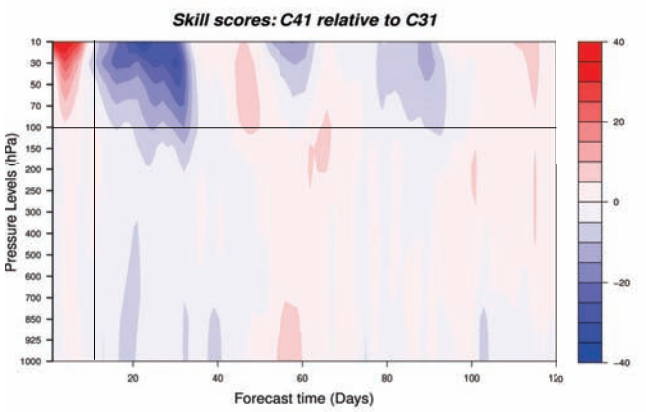


Figure 9: Skill score quotidien (en %) tel que défini par Roff et al. (2011) pour l'expérience C41 par rapport à C31, calculé sur le géopotentiel sur le domaine "North Polar Cap", tracé sur les niveaux pressions en fonction des jours.

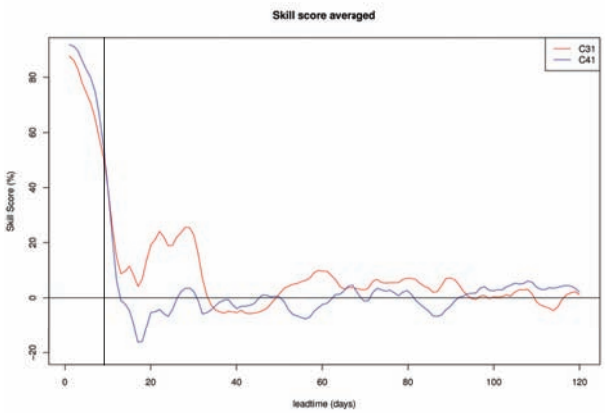


Figure 10: Skill score quotidien (en %) tel que défini par Roff et al. (2011) pour les expériences C41 (en bleu) et C31 (en rouge) par rapport au skill score climatologique, calculé sur le géopotentiel à 10 hPa sur le domaine "North Polar Cap", en fonction des jours.

Une valeur positive (rouge) du *skill score* indique donc une amélioration relative du score de C41 par rapport à C31. La figure 9 nous montre que les scores des deux ensembles sont équivalents dans la troposphère et au-delà du premier mois dans la stratosphère. En particulier, la configuration high-top ne montre un avantage dans la stratosphère polaire

que pendant les dix premiers jours de la simulation, avant d'être "dépassée" par l'expérience C31. Cette fenêtre de 10 jours correspond à la période pendant laquelle les scores de chacune des expériences tendent à se rapprocher de leurs scores relatifs à la climatologie (figure 10).

Ces diagnostics permettent une étude comparative des erreurs quadratiques des deux ensembles, mais ne donne pas d'informations sur leurs corrélations avec les réanalyses ni sur leurs variances respectives. Le diagramme de Taylor permet de rassembler ces différentes informations sur un même graphique, et résume le degré de correspondance entre les modèles et les réanalyses. Nous proposons ici d'évaluer, pour chaque jour et chaque simulation, le score basé sur la corrélation spatiale du géopotentiel sur le domaine « North Polar Cap ». Chaque point du diagramme est placé de manière à ce que la distance par rapport à l'origine soit égale à l'écart-type de la simulation d'ensemble. Sa position azimutale donne la valeur du coefficient de corrélation entre le modèle et les réanalyses (voir Taylor 2001 pour des informations plus détaillées). La figure 11 montre le suivi quotidien de ces informations sur les champs de géopotentiel à 10 hPa et 500 hPa, pour chacune des expériences C31 et C41. Le diagramme de Taylor présente donc ici quatre séries de valeurs (120) dont le premier jour (1er novembre) se situe aux alentours de l'arc d'écart-type 1. Comme nous l'avons constaté sur les diagnostics précédents, les scores de l'ensemble C41 dans la stratosphère (en bleu) sont meilleurs que C31 dans les 10 premiers jours, puisqu'ils présentent une plus forte corrélation avec les réanalyses et un écart-type normalisé plus proche de 1.

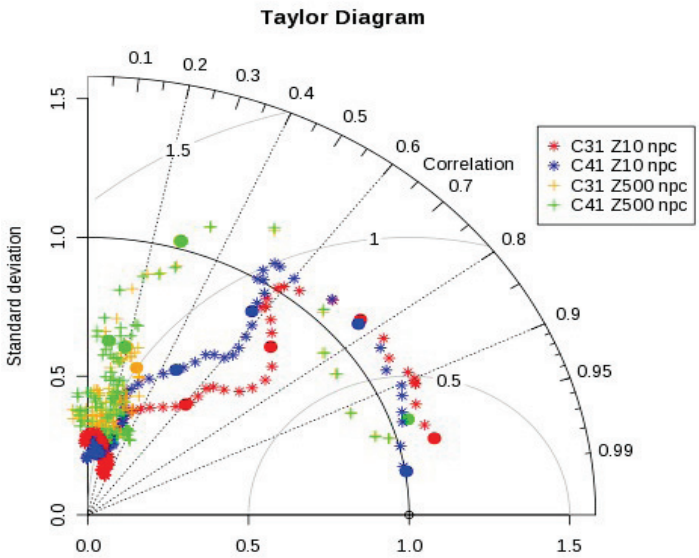


Figure 11: Diagramme de Taylor - Suivi quotidien des scores pour les expériences C31 et C41 basés sur les corrélations spatiales entre les simulations et les réanalyses, calculées pour le géopotentiel à 10 hPa et 500 hPa, sur le domaine "North Polar Cap". Les cercles pleins indiquent les jours 1,10,20 et 30.

Les deux configurations sont similaires sur quelques jours, puis se séparent ensuite, C31 se rapprochant d'une corrélation de 0,8. La version high-top présente donc un avantage dans la stratosphère polaire qui ne se maintient que les dix premiers jours, à la fois grâce à une meilleure corrélation et une meilleure variance. Dans la troposphère, les versions high-top et low-top sont similaires tout au long de la simulation.

En résumé

Comme l'avait suggéré le chapitre 3, la version high-top ne permet pas d'améliorer l'état moyen ni la variabilité hivernale du modèle aux latitudes extratropicales. L'effet de l'initialisation ne modifie pas ces conclusions, le modèle dérivant vers sa climatologie en l'espace de 1 à 2 mois dans la stratosphère selon la configuration, et de moins de vingt jours dans la troposphère. La version high-top n'a pas non plus d'impact sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle hivernale dans la stratosphère polaire. En revanche, elle permet de mieux reproduire l'indice QBO de novembre et pour la saison DJF par rapport à la version low-top. L'évaluation des scores quotidiens pour les deux ensembles montre que la version high-top présente un avantage dans la stratosphère polaire, qui ne se maintient que sur les dix premiers jours de la simulation. Dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat, l'augmentation de la résolution verticale ne semble donc pas être un moyen d'obtenir une stratosphère plus réaliste. Les configurations high-top et low-top ne diffèrent que par l'élévation du toit du modèle et le nombre de niveaux verticaux dans la stratosphère. Pour permettre une évaluation rigoureuse, nous avons pris le parti d'imposer les paramétrisations physiques dans les deux configurations. La version high-top aurait cependant probablement nécessité quelques réglages, notamment de la paramétrisation des ondes de gravité orographiques, mais les effets obtenus auraient alors pu davantage provenir de ce réglages que de la résolution verticale à proprement parler.

3 Effet de la relaxation stratosphérique sur la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle

Bien que l'on s'attende à retrouver des résultats similaires aux tests préliminaires effectués au chapitre 3 au vu de l'impact limité de l'initialisation atmosphérique, ces diagnostics sont effectués avec une nouvelle version d'ARPEGE-Climat, et avec un profil vertical de relaxation différent (voir le chapitre 4). De plus, le nombre d'hivers utilisés (50 ans) permet d'assurer des résultats plus robustes. Cette section se propose donc de comparer les scores de "prévision" saisonnière pour les ensembles libres et *nudgés* en termes de corrélations avec les réanalyses dans la troposphère et en surface. Nous comparerons d'une part l'effet de la relaxation stratosphérique globale (expérience NGP) par rapport au seul forçage par les TSM observées (expérience C31), et d'autre part l'effet de la relaxation de la stratosphère équatoriale et donc de la QBO (expérience NEP). Seule l'expérience C31 sera utilisée pour ces comparaisons, les configurations low-top et high-top étant très

proches.

a) ACC Z500 NOV b) ACC Z500 DJF

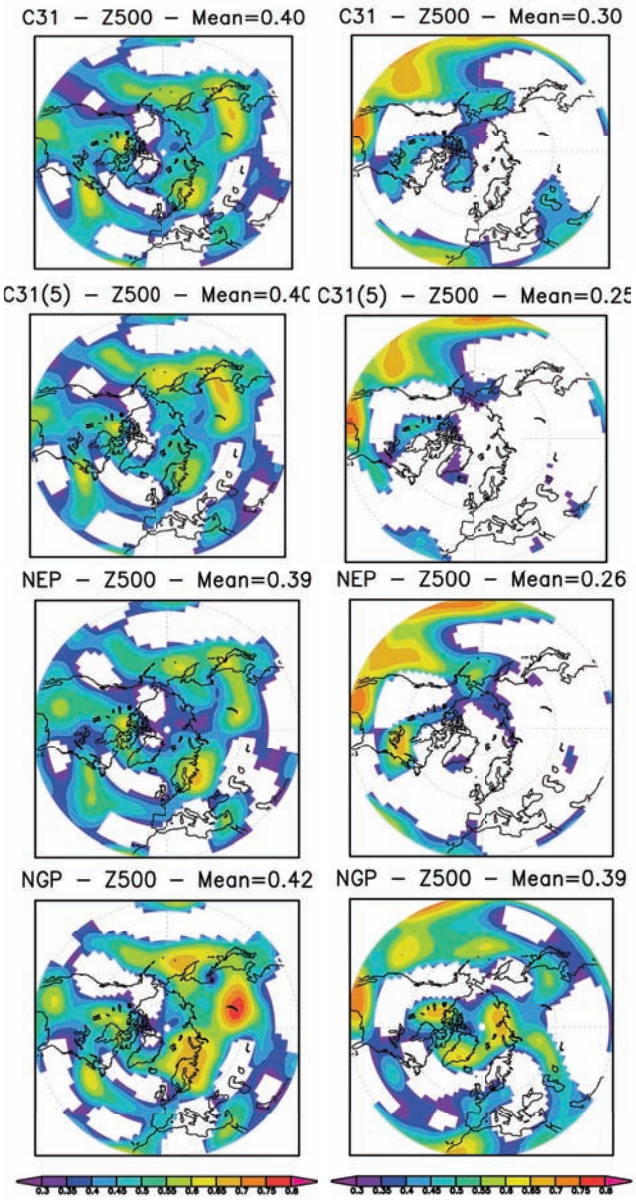


Figure 12: Distribution en points de grille de la corrélation temporelle sur la période 1958-2007 entre la moyenne d'ensemble des simulation C31 (31 et 5 membres), NEP et NGP et les anomalies observées pour le géopotentiel à 500 hPa. a) Anomalies du mois de novembre. b) Anomalies de l'hiver DJF. (Mean est la corrélation moyenne sur l'hémisphère nord).

a) ACC T2M NOV b) ACC T2M DJF

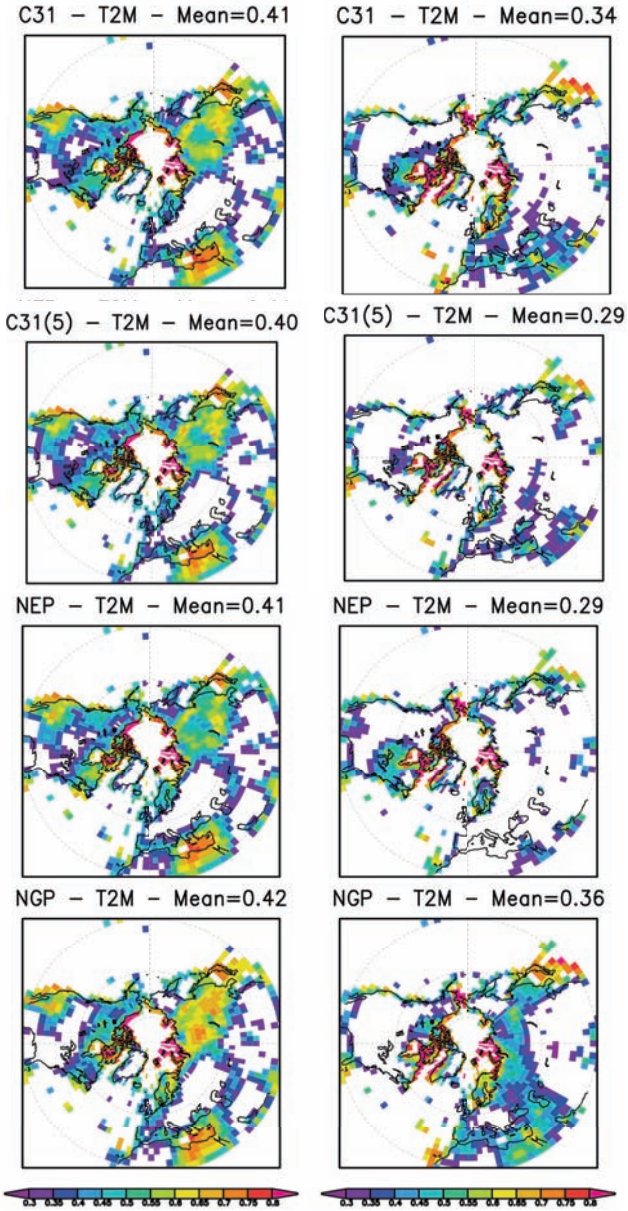


Figure 13: Distribution en points de grille de la corrélation temporelle sur la période 1958-2007 entre la moyenne d'ensemble des simulation C31 (31 et 5 membres), NEP et NGP et les anomalies observées pour la température à deux mètres. a) Anomalies du mois de novembre. b) Anomalies de l'hiver DJF. (Mean est la corrélation moyenne sur l'hémisphère nord).

La figure 12 montre la distribution spatiale de la corrélation temporelle en points de grille sur la période 1958-2007 calculée sur l'anomalie de géopotentiel à 500 hPa, pour le mois de novembre (colonne de gauche) et la saison DJF (colonne de droite). A nombre équivalent (5) de membres, les scores troposphériques ne montrent pas d'amélioration systématique entre C31 et NEP, la relaxation de la stratosphère équatoriale n'apportant pas de réelle valeur ajoutée pour la représentation des anomalies de géopotentiel à 500 hPa. En revanche, la relaxation globale de la stratosphère conduit à une amélioration de la simulation des anomalies de géopotentiel à 500 hPa sur les domaines Europe du Nord, Asie et Sibérie en novembre, et aux latitudes polaires pour DJF. Elle permet également un meilleur score sur la température à 2 mètres sur tout le secteur eurasien durant la saison DJF (figure 13), confirmant l'impact d'une stratosphère parfaite sur la représentation des anomalies saisonnières dans la troposphère et en surface, mais moins spectaculaire que les résultats obtenus dans le chapitre 3 avec la version 4 sur 30 ans de simulation sans initialisation. Notons que passer de 31 à 5 membres dans l'expérience C31 a un impact positif sur ces scores. Il convient par conséquent de prendre en compte la taille de nos ensembles dans la suite de notre analyse.

Nous avions déjà vu dans la section précédente que la simulation de l'indice PNJ dans la stratosphère polaire est satisfaisante dans l'expérience de contrôle pour le mois de novembre en raison de l'initialisation à partir des données du CEPMMT. Bien que la QBO ait un impact significatif sur la variabilité dans la stratosphère polaire, imposer la QBO « observée » dans le modèle donne une corrélation de l'indice PNJ équivalente, mais semble réduire de manière excessive (ensemble sous-dispersif) la dispersion d'ensemble de l'expérience (figure 14). Pour permettre une comparaison propre des expériences, nous montrons ici pour C31 les résultats issus à la fois des 31 membres et des 5 premiers membres pour DJF, la dispersion étant plus importante avec 31 membres. Le coefficient de corrélation avec les réanalyses est également plus faible que pour un ensemble de 31 membres. L'apport d'une stratosphère équatoriale parfaite est surtout visible sur la saison DJF, puisqu'elle permet d'améliorer légèrement la prévisibilité du PNJ au sens déterministe (moyenne d'ensemble), mais cette dernière reste faible. Nous ne montrons pas ici l'indice PNJ pour la simulation NGP puisque par construction, elle le reproduit parfaitement.

Afin d'évaluer la simulation de la circulation troposphérique dans le domaine Atlantique-Nord-Europe, la figure 15 montre les séries temporelles de l'indice NAO sur la période 1958-2007, pour le mois de novembre et la saison DJF. Alors que l'ensemble de contrôle C31 peine à reproduire l'évolution de l'indice NAO avec une forte dispersion pour la saison DJF, l'ensemble NGP permet une meilleure simulation de ce mode (corrélation de 0.62 avec les réanalyses), avec une amplitude plus élevée et une dispersion moindre (y compris à nombre équivalente de membres).

La relaxation stratosphérique apporte une valeur ajoutée jusqu'en surface puisqu'elle permet également d'améliorer la prévisibilité des anomalies saisonnières de température à deux mètres sur l'Europe du nord (figure 16). Ces résultats confirment l'importance d'une stratosphère réaliste pour la reproductibilité de la variabilité climatique hivernale dans l'hémisphère nord, avec en particulier un indice NAO et des anomalies de températures de surface plus réalistes, de manière cohérente avec les résultats de Douville (2009).

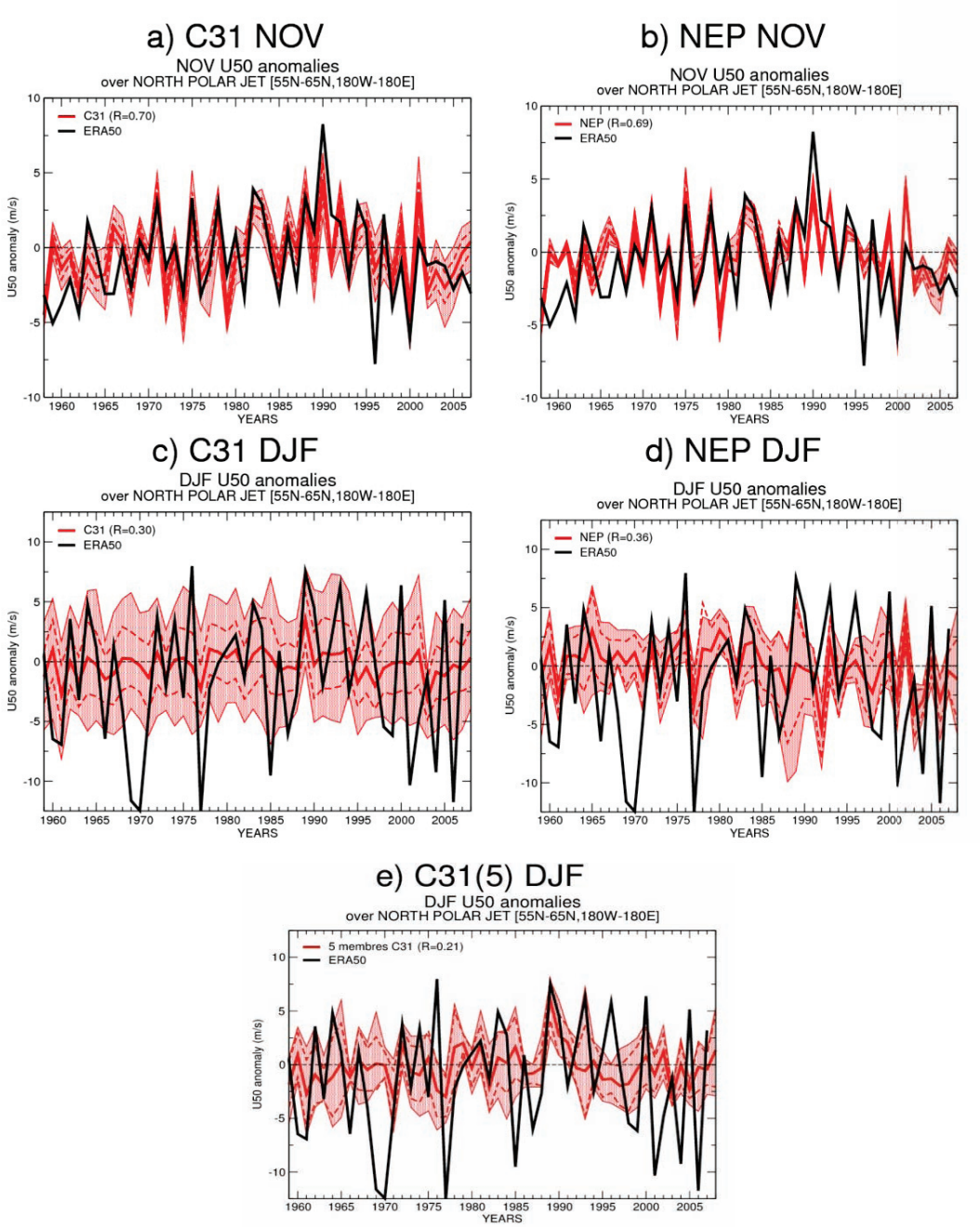


Figure 14: Séries temporelles de l'indice PNJ ("Polar Night Jet") sur la période 1958-2007, basé sur les anomalies de vent zonal à 50 hPa sur la boite [55°N-65°N;180°W-180°E] pour le mois de novembre (en haut) et la saison DJF (en bas) pour les ensembles C31 et NEP. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

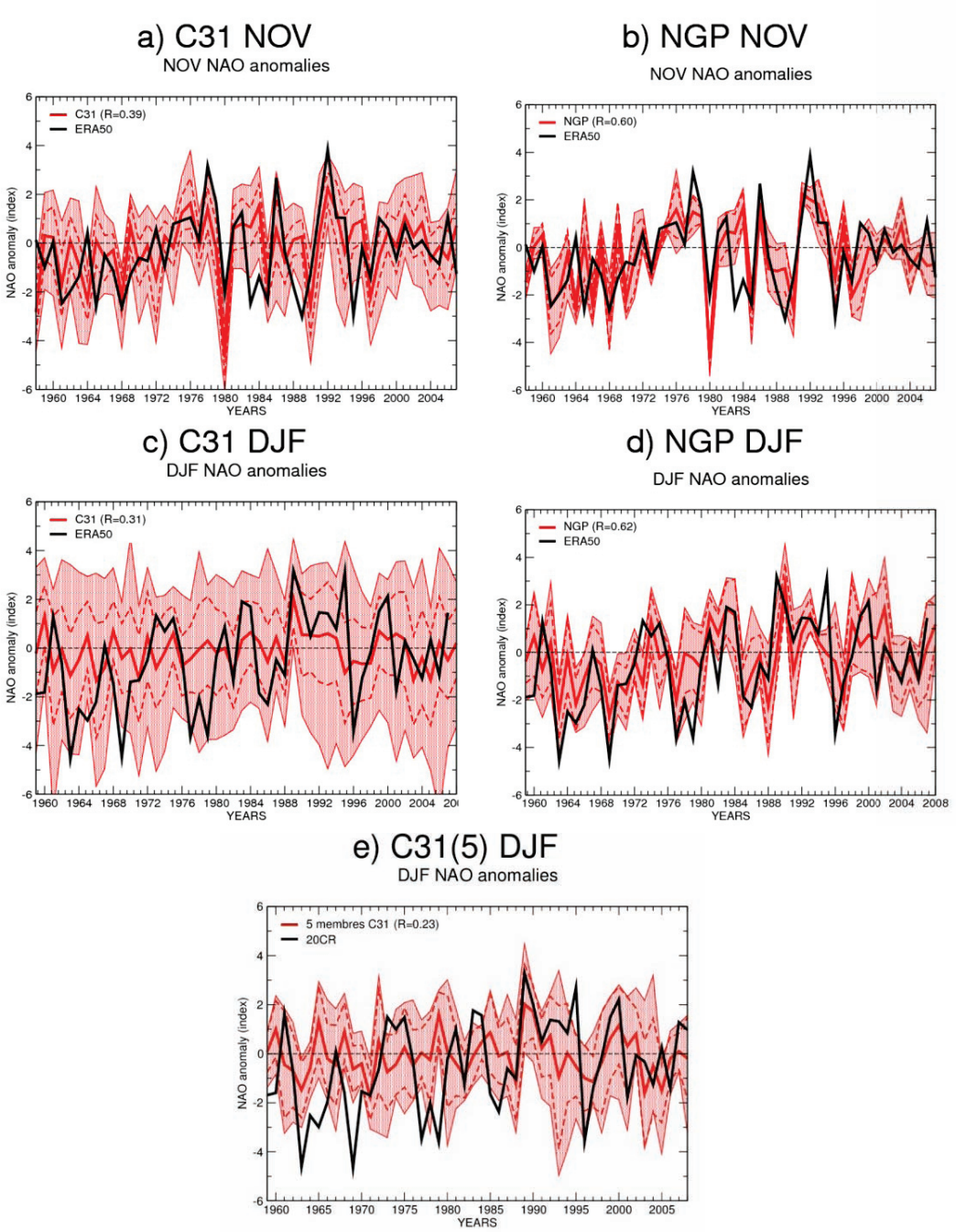


Figure 15: Séries temporelles de l'indice NAO sur la période 1958-2007 pour les expériences C31 et NGP, d'une part pour le mois de novembre et pour la saison DJF. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses ERA-40 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

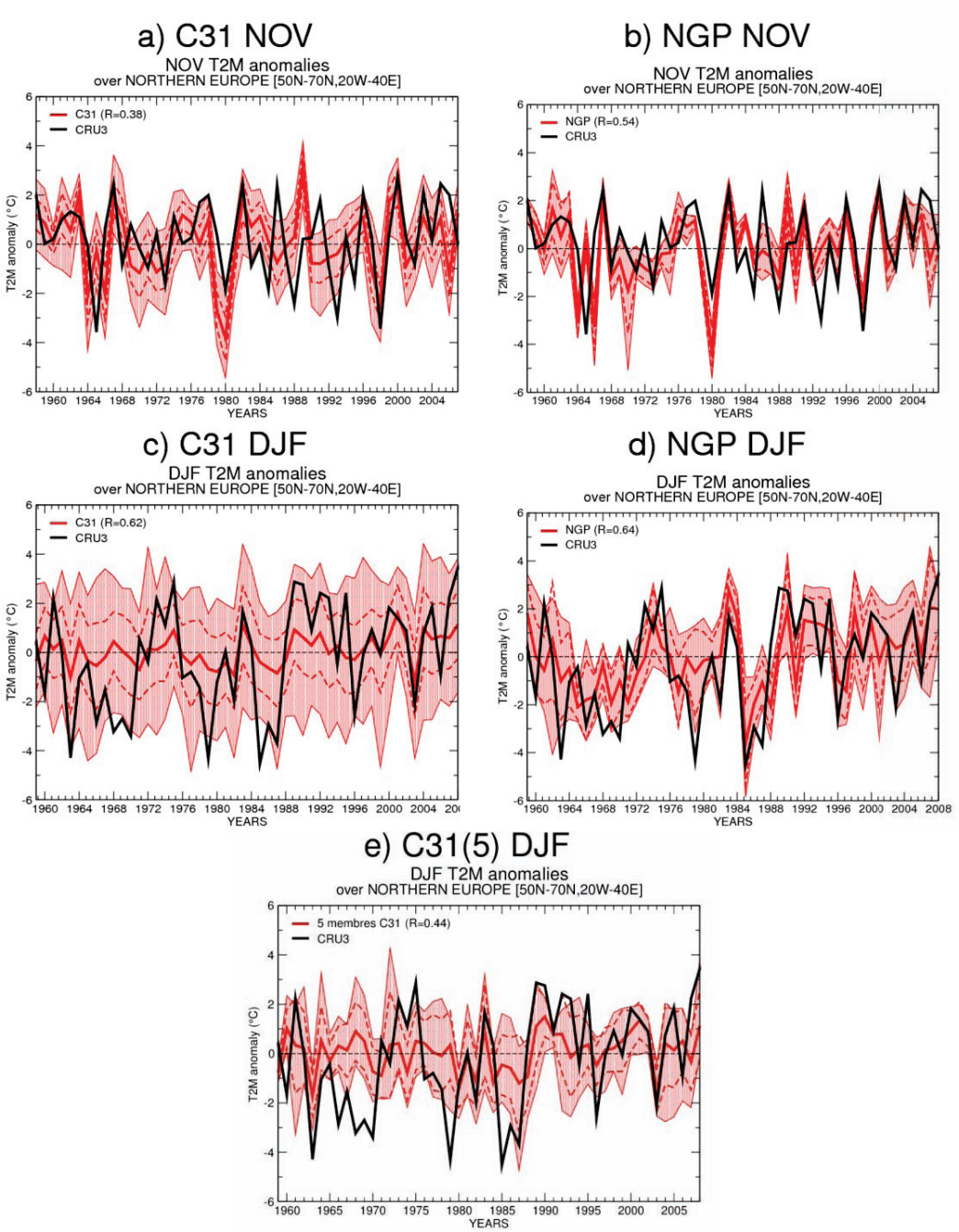


Figure 16: Séries temporelles de la température à deux mètres moyennée sur l'Europe du nord (boîte [50°N-70°N;20°W-40°E]) sur la période 1958-2007 pour les expériences C31 et NGP, pour le mois de novembre et la saison DJF. Pour chaque expérience (en rouge), les anomalies en moyenne d'ensemble (ligne épaisse) sont comparées aux réanalyses CRU3 (en noir). La figure e) montre la série temporelle DJF pour la moyenne des cinq premiers membres de C31. Les lignes fines rouges discontinues représentent la dispersion d'ensemble (écart type de +/- 1), et les anomalies minimum et maximum sont indiquées en lignes fines rouges continues. R est le coefficient de corrélation entre l'anomalie moyenne des expériences et des réanalyses.

Afin d'évaluer les scores troposphériques dans l'hémisphère nord pour chacune des expériences, la figure 17 montre la série temporelle des corrélations spatiales des anomalies saisonnières de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extratropical. La corrélation spatiale est généralement meilleure avec une stratosphère parfaite (NGP, en bleu), mise à part sur certains hivers comme 1981-1982. Cet hiver correspond pourtant à l'occurrence d'un RSS, ce qui indique notamment que simuler un RSS n'engendre pas systématiquement un meilleur score sur le Z500, en particulier s'il n'est pas suivi d'un signal caractéristique dans la troposphère. Par ailleurs, si cet hiver présente un RSS selon le critère de l'OMM (renversement de vent zonal à 10 hPa), il ne s'agit pas d'un évènement majeur comme l'indiquent Charlton et Polvani (2007), et ne présente qu'une faible anomalie de température stratosphérique polaire. Notons cependant que la plupart des hivers présentant un RSS (marqués par des cercles noirs) sont mieux simulés par NGP qu'en moyenne sur tous les hivers. L'ajout d'une QBO réaliste par relaxation de la stratosphère équatoriale (NEP, en vert) donne généralement des scores équivalents à l'expérience de contrôle (C31, en rouge), si ce n'est sur quelques hivers particuliers marqués par un fort signal QBO (1976-1977, 1985-1986). Il convient de souligner encore une fois l'importance de la taille de nos ensembles : prendre 5 membres pour C31(en orange) conduit en effet à une corrélation moyenne plus faible que pour 31 membres.

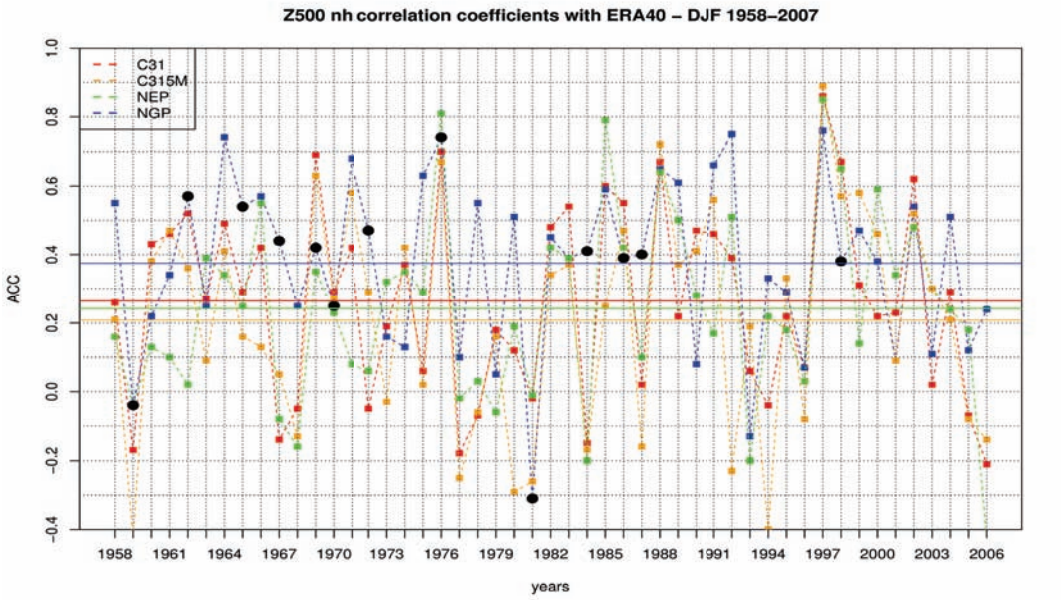


Figure 17: ACC spatiale des prévisions saisonnières de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical par rapport aux réanalyses sur la période 1958-2007. Contrairement aux figures précédentes, l'année n correspond à l'hiver n/n+1. Les hivers présentant un RSS sont représentés par des cercles pleins noirs sur la courbe bleue. Les lignes horizontales indiquent les ACC moyennes pour chacune des expériences.

La figure 18 montre l'évolution de l'erreur quadratique moyenne (traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (traits pointillés) en fonction du mois de prévision, pour le

géopotentiel à 500 hPa dans l'hémisphère nord. La relaxation globale de la stratosphère permet de réduire l'erreur quadratique moyenne tout au long des mois de simulation. L'ensemble NEP montre une erreur quadratique moyenne équivalente sur les mois NDJF. Pour l'expérience C31, augmenter la taille de l'ensemble (en rouge) permet à la fois d'augmenter la dispersion, et de diminuer son erreur quadratique moyenne.

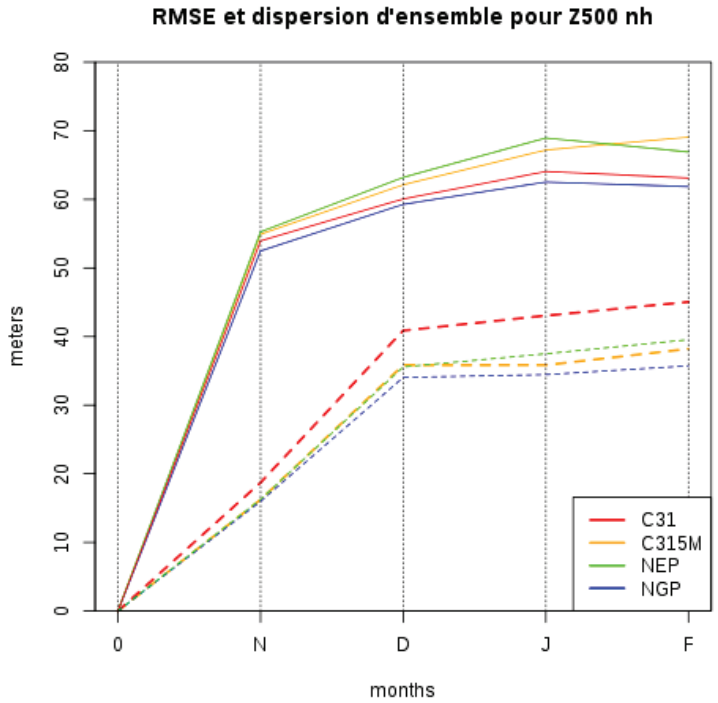


Figure 18: Évolution de l'erreur quadratique moyenne (en traits pleins) et de la dispersion d'ensemble (en pointillés) des prévisions de géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical, pour la moyenne d'ensemble de C31 (31 membres, 5 premiers membres C315M), NEP et NGP.

Nous avons vu dans cette section qu'une stratosphère parfaite permet d'améliorer la reproductibilité de la variabilité inter-annuelle hivernale dans l'hémisphère nord dans la troposphère et en surface. La relaxation de la stratosphère équatoriale permet une meilleure simulation de l'indice PNJ du fait de l'influence de la QBO sur la variabilité stratosphérique polaire, mais donne des scores équivalents à C31 (moyenne des cinq premiers membres) dans la troposphère. La section suivante s'intéresse plus finement à la capacité du modèle à reproduire les anomalies DJF dans la stratosphère et la troposphère jusqu'en surface, en étudiant séparément la réponse aux forçages QBO et ENSO.

4 Composites ENSO et QBO

Cette section se propose d'analyser séparément la réponse du modèle aux forçages ENSO et QBO, dans la stratosphère, dans la troposphère et en surface. Pour le forçage ENSO, les composites sont tracés sur les différences entre les années Niño (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice ENSO basé sur les TSM *Niño3.4* dépasse un demi écart-type σ) et Niña (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice ENSO dépasse -0.5 σ). Pour le forçage QBO, les composites sont tracés sur les différences entre les années QBO Ouest (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice QBO dépasse -0.5 σ) et QBO Est (années pour lesquelles l'anomalie de l'indice QBO dépasse +0.5 σ). Les différents composites sont calculés sur la base des moyennes d'ensembles dans le cas du modèle. Nous nous proposons ici de chercher s'il y a un impact du *nudging* sur les effets QBO/ENSO. Cette analyse étant davantage qualitative, nous gardons une moyenne sur les 31 membres pour l'expérience C31, les structures montrées n'étant pas fondamentalement modifiées. Il faut cependant garder à l'esprit que l'effet "taille de l'ensemble" peut avoir un effet sur le coefficient de corrélation de ces champs, auquel il ne faut pas arrêter l'analyse.

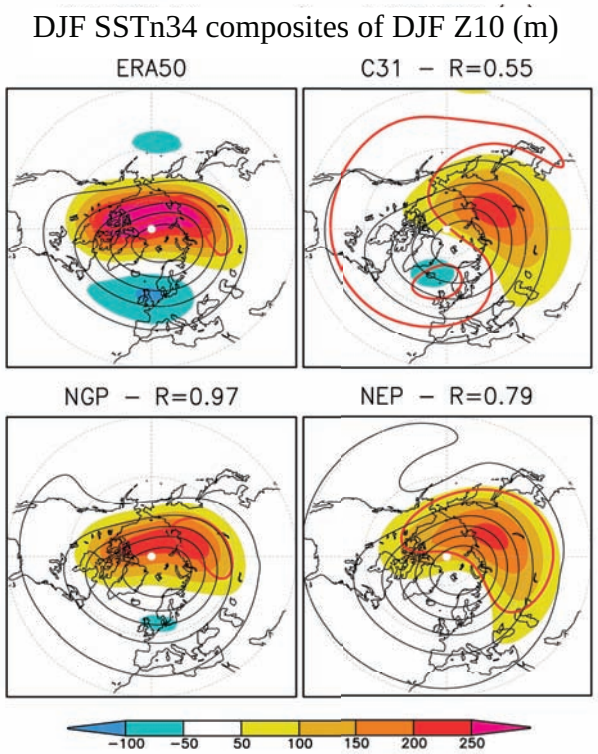


Figure 19: Composites DJF du géopotentiel à 10 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

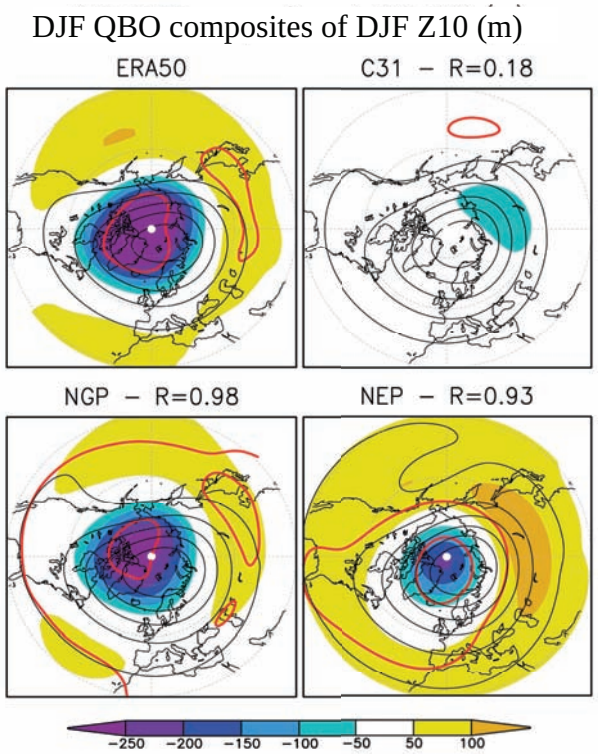


Figure 20: Composites DJF du géopotentiel à 10 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

La figure 19 montre les composites du géopotentiel à 10 hPa sur la différence entre les années Niño et les années Niña. La réponse du vortex polaire au forçage par l'ENSO, visible dans les réanalyses par une anomalie significative du géopotentiel aux hautes latitudes n'est que partiellement capturée par l'ensemble C31 forcé par les TSM observées. L'expérience NEP permet d'améliorer un peu la réponse polaire au forçage ENSO. De manière attendue, l'expérience C31 ne parvient pas à simuler la réponse stratosphérique au forçage QBO qui est mieux reproduite par l'ensemble NEP (figure 20). Par construction, l'expérience NGP reproduit fidèlement aussi bien les effets ENSO que QBO.

La réponse troposphérique au forçage par l'ENSO, illustrée sur la figure 21, correspond à la structure caractéristique de la PNA, avec quatre centres d'actions dont trois extra-tropicaux. Cette réponse est relativement bien reproduite par l'ensemble C31, malgré une extension excessive des anomalies significatives vers l'Europe. La relaxation de la stratosphère équatoriale ou globale n'améliore pas cette réponse à 500 hPa.

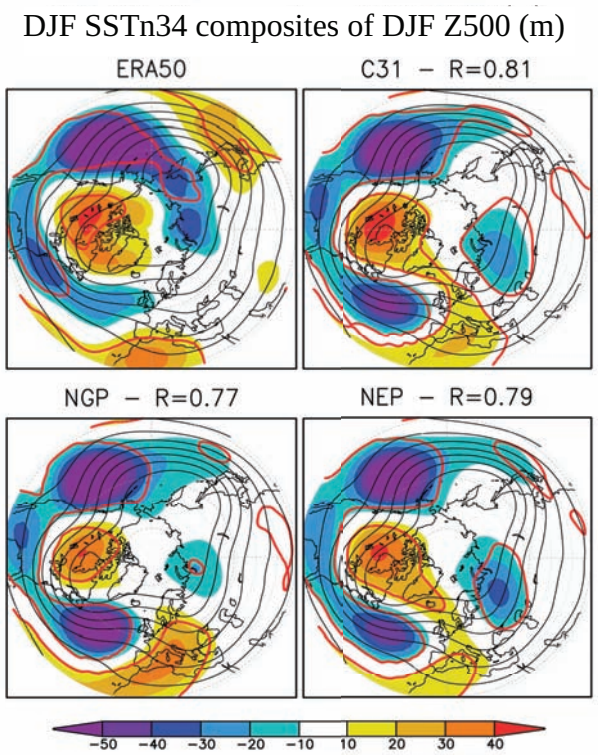


Figure 21: Composites DJF du géopotentiel à 500 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

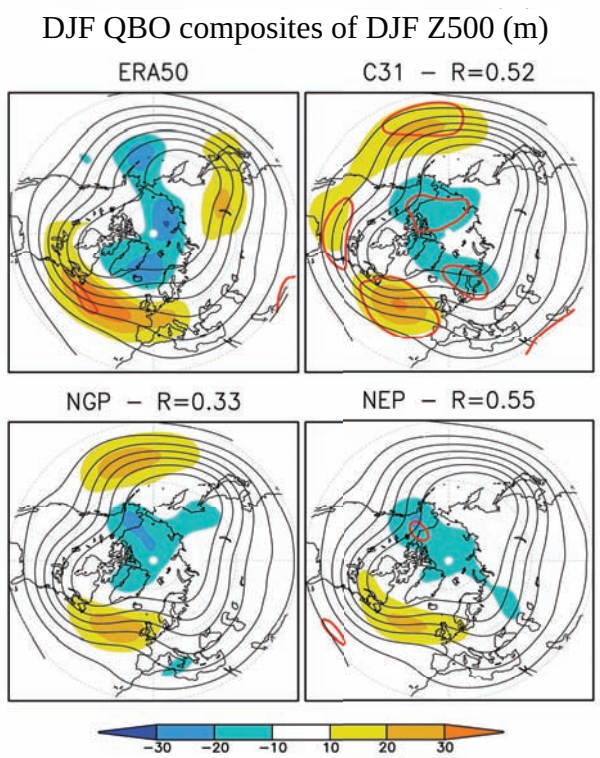


Figure 22: Composites DJF du géopotentiel à 500 hPa pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

La circulation troposphérique semble répondre au forçage par la QBO, avec en particulier un centre d'action sur le domaine Atlantique-Nord-Europe, qui est capturé par l'ensemble C31, et dans une moindre mesure par les simulations *nudgées* (figure 22) malgré une bien meilleure simulation du géopotentiel à 10 hPa, probablement en raison de la taille plus limitée des ensembles.

La signature en surface du forçage ENSO est caractérisée par une anomalie de température sur l'Amérique du nord et le Canada, et des anomalies de signe opposé sur l'Europe du Nord et la Russie (figure 23). Cette réponse est relativement bien reproduite par l'expérience de contrôle (en lien avec le forçage par les TSM observées) et n'est pas améliorée par la relaxation stratosphérique dans NGP et NEP (Contrairement aux simulations sans initialisation sur 30 ans effectuées dans le chapitre 3 et par Douville (2009), avec un profil vertical de relaxation différent (1,1,1,1,0.5,0.25)). Même si elle ne semble pas significative lorsque les anomalies de QBO sont seuillées à un demi écart-type, il existe une réponse en surface au forçage QBO qui se traduit par une anomalie de température sur le domaine eurasien, visible sur les ensembles C31 et NEP (figure 24).

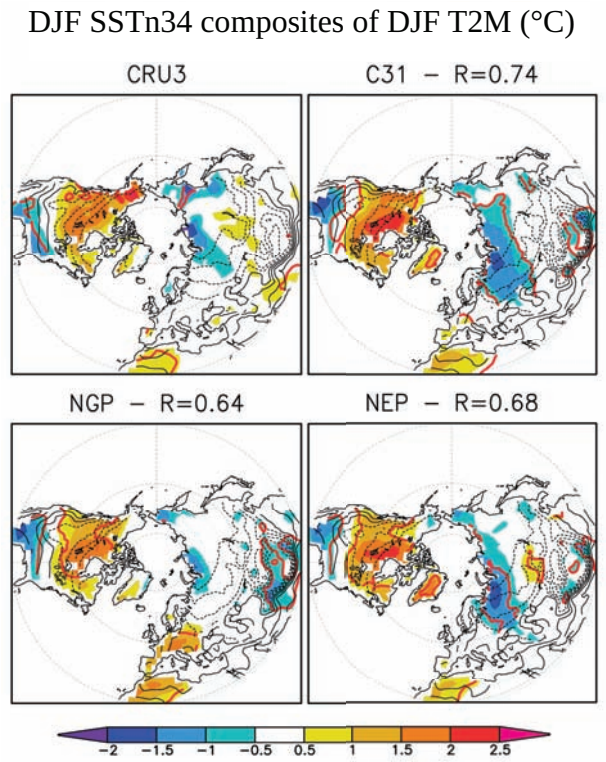


Figure 23: Composites DJF de la température à deux mètres pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

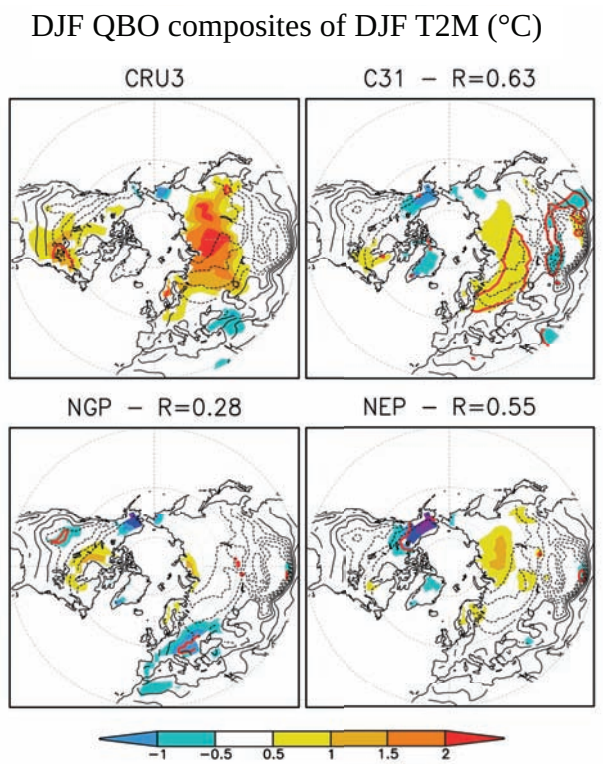


Figure 24: Composites DJF de la température à deux mètres pour les réanalyses et les moyennes d'ensemble des expériences C31, NGP et NEP. La climatologie est représentée en contours noirs. Les anomalies significatives à 90 % sont délimitées par un contour rouge épais. R est le coefficient de corrélation entre les ensembles et les réanalyses.

Le fait de guider la QBO vers les données du CEPMMT dans le modèle n'a pas d'effets positifs, notamment aux extra-tropiques. En particulier, la réponse du modèle aux forçages QBO et ENSO ne semble pas particulièrement améliorée dans l'expérience NEP. Comme nous l'avions vu dans les réanalyses du CEPMMT (voir le chapitre 2), il existe des effets non-linéaires entre les différents forçages qui peuvent moduler cette réponse. La non-additivité des forçages QBO et ENSO est également présente dans le modèle, comme le montre une analyse en double composites du géopotentiel à 500 hPa.

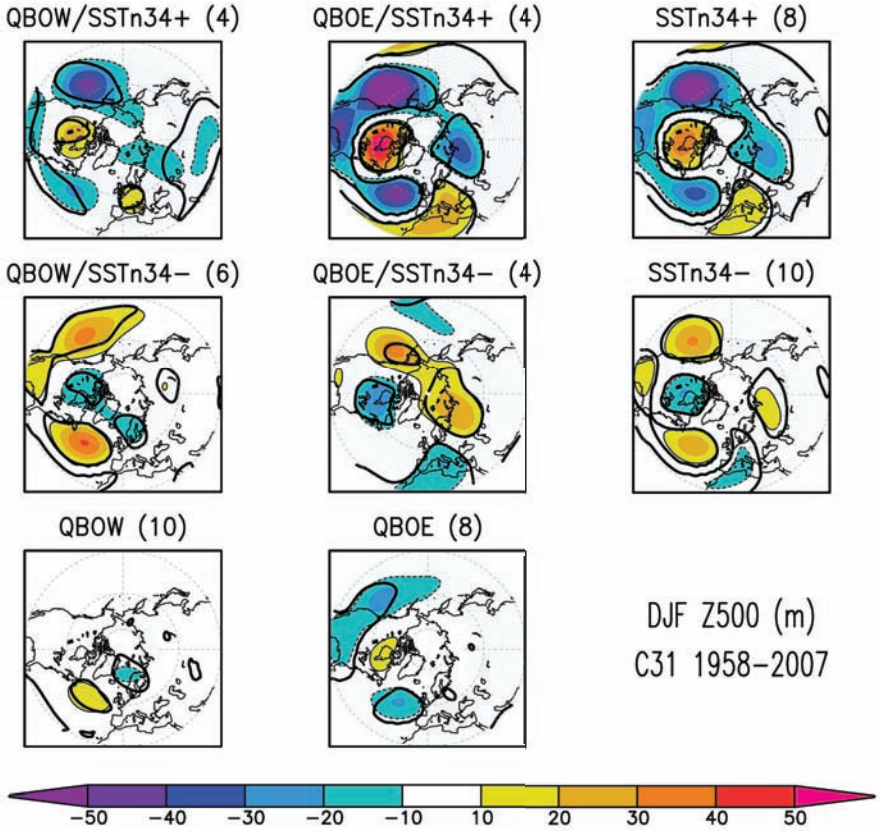


*Figure 25: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 500 hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour l'ensemble **C31**, sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et les SST Niño3.4 comme indice de l'ENSO. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.*

Pour l'expérience C31, on constate en particulier que la réponse troposphérique au forçage ENSO est largement modulée par la phase de la QBO (figure 25). La structure caractéristique observée pour les années Niño (SSTn34+) perd largement de son intensité lors des phases d'ouest de la QBO. Elle est en revanche renforcée pendant les phases d'est

de la QBO. De la même manière pour l'expérience NEP, alors que les réponses aux forçages individuels sont marginales (à part pour les années Niño), la réponse de la troposphère est plus forte pour les forçages combinés QBOE/Niño et QBOW/Niña. En revanche, elle ne semble pas améliorée par rapport à celle mise en évidence dans l'expérience de contrôle (cf. figure 25) relativement aux réanalyses issues du CEPMMT (figure 27).

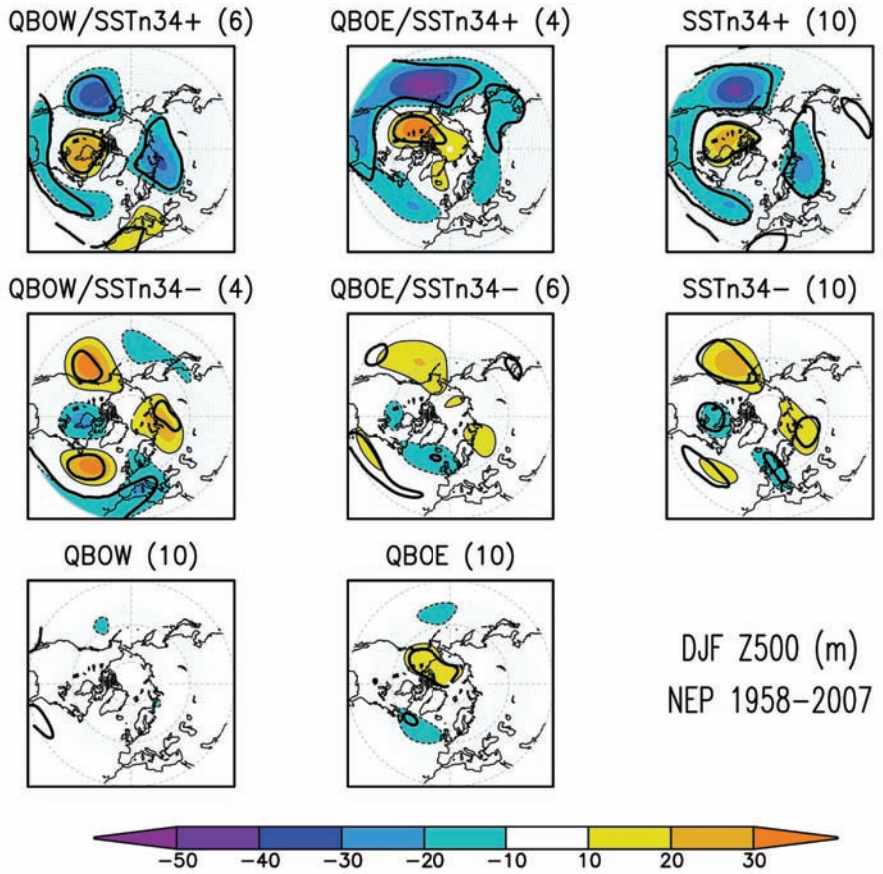


Figure 26: Même figure que la figure 25, mais pour l'expérience ***NEP****.*

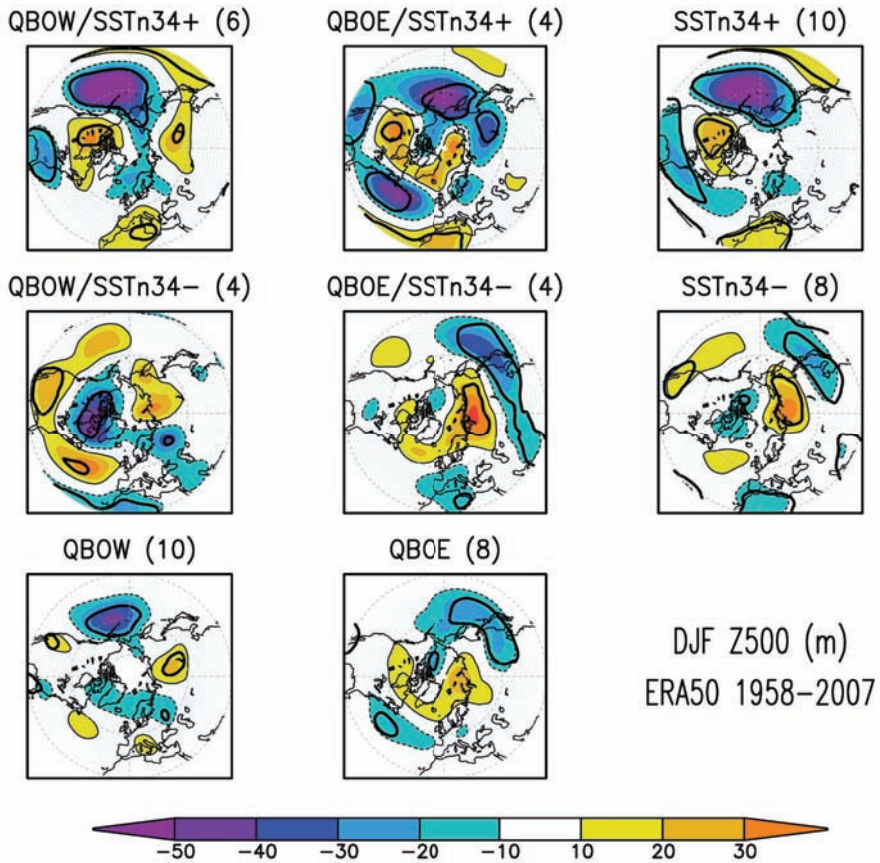


Figure 27: Double composites des anomalies hivernales (DJF) de géopotentiel à 500 hPa (en m) aux moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord pour les réanalyses issues du ***CEPMMT****, sur la base d'anomalies synchrones supérieures à un demi écart-type pour le vent zonal équatorial (5°S-5°N) à 30hPa comme indice de la QBO et les SST Niño3.4 comme indice de l'ENSO. Le trait noir épais délimite les anomalies significatives à 90%. Le nombre d'années utilisées pour chaque composite est indiqué entre parenthèses.*

Nous avons vu qu'une stratosphère "parfaite" (NGP) améliore la prévisibilité du principal mode de variabilité hivernale extra-tropicale qu'est la NAO, et des températures en surface sur l'Europe du nord. Elle donne généralement de meilleurs scores dans la troposphère par rapport au seul forçage par les TSM observées, mise à part pour quelques années particulières. La réponse du modèle aux forçages ENSO et QBO a également été mise en évidence par les composites précédents, mais n'est pas systématique. La suite de cette section permet de comparer plus précisément les scores pour des hivers particuliers. Pour permettre une comparaison propre des expériences, nous montrons ici pour C31 les résultats issus des cinq premiers membres, mais ils sont ici équivalents si l'on prend 31 membres. La figure 28 montre les scores mensuels sur le géopotentiel à 500 hPa pour les

ensembles NGP et C31, pour chacune des années 1958 à 2007. Elle met en évidence les mois correspondant à un vortex polaire fort (en bleu) ou à un vortex polaire faible (en rouge), afin de voir si l'amélioration des scores dans NGP est surtout liée au signal correspondant à un affaiblissement ou un renforcement du vortex stratosphérique polaire.

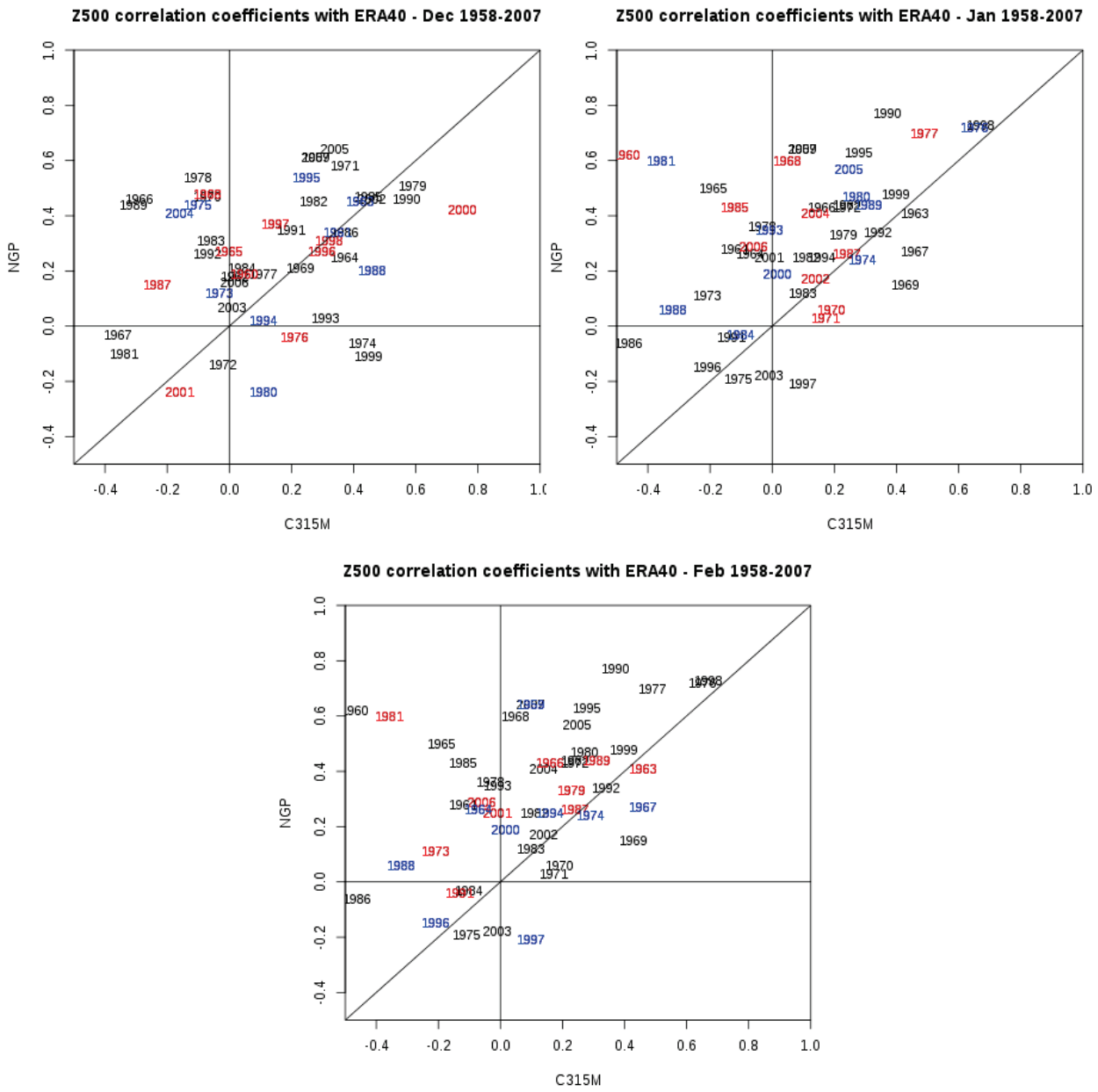


Figure 28: Scores troposphériques basés sur la corrélation entre les ensembles NGP/C31 (cinq membres chacun) et les réanalyses pour le géopotentiel à 500 hPa sur l'hémisphère nord extra-tropical, pour les mois de décembre, janvier et février sur la période 1958-2007. Les mois présentant un vortex polaire faible (tercile supérieur du géopotentiel à 10 hPa sur le domaine North Polar Cap) sont représentés en rouge, et les mois présentant un vortex polaire fort sont en bleu.

Dans un premier temps, on peut noter que les corrélations sont généralement plus élevées en janvier, qui est le mois présentant la fréquence la plus élevée de RSS (voir la figure 4 de ce chapitre), et les années présentant un affaiblissement du vortex polaire semblent majoritairement mieux simulées par l'ensemble NGP. Notons par ailleurs que pour le mois de février, les scores semblent plus faibles dans les deux ensembles pour les mois présentant un vortex anormalement fort. De plus, l'hiver 1981-1982 qui semblait mal simulée par l'ensemble NGP en moyenne hivernale alors qu'il correspond à une occurrence de RSS au mois de décembre, donne un score de 0.6 sur les mois de janvier et février, pour lesquels l'anomalie stratosphérique de géopotentiel est la plus forte.

Synthèse du chapitre 5

1 Questions posées

Des ensembles importants (31 membres) de simulations atmosphériques hivernales initialisées au premier novembre et forcées par les TSM observées ont été réalisées sur la période 1958-2007 dans le but de :

- Comparer les performances du modèle ARPEGE-Climat en version low-top (toit du modèle à 10 hPa, 31 niveaux verticaux) et high-top (toit du modèle à 0.1 hPa, 10 niveaux de plus dans la stratosphère).
- Évaluer l'impact d'une stratosphère réaliste (relaxation globale ou simplement équatoriale) sur la prévisibilité dans l'hémisphère nord.
- Étudier la nature des interactions entre les forçages océaniques et stratosphériques.

2 Résultats obtenus

✔ L'élévation du toit du modèle n'entraîne pas d'amélioration dans la stratosphère ni en termes d'état moyen ou de variabilité, ni en termes de prévisibilité, en dehors des tropiques où elle permet une meilleure persistance de la QBO en raison d'une amélioration de l'état moyen qui limite la dérive initiale du modèle.

✔ En accord avec les tests préliminaires réalisés sans initialisation avec la version 4 du modèle ARPEGE-Climat, une stratosphère réaliste globale conduit à une amélioration de l'état moyen et de la variabilité dans la troposphère, et permet d'améliorer la prévisibilité du mode NAO. Néanmoins, les résultats sont ici moins spectaculaires, probablement en raison de l'utilisation d'un profil vertical de relaxation différent par rapport aux tests préliminaires, mais qui présente l'avantage de moins perturber le couplage stratosphère-troposphère et la persistance des principaux modes de variabilité que sont l'AO et la NAO (voir la dernière section du chapitre 4).

- ✔ Une stratosphère équatoriale parfaite donne des scores équivalents dans la troposphère par rapport au seul forçage par les TSM observées. Même si elle améliore sensiblement la prévisibilité du PNJ. Ceci ne se traduit pas par une amélioration de la prévisibilité de la NAO. Par ailleurs, l'effet du *nudging* équatorial n'est pas systématique, notamment à cause des non-linéarités entre les forçages QBO et ENSO qui modulent la réponse du modèle.

- ✔ Une solution intermédiaire pour avoir une stratosphère réaliste serait de construire un schéma statistique de prévision stratosphérique, et de guider le modèle vers la prévision statistique là où elle donne de meilleurs résultats que la simple dynamique. Cependant, cette idée peut paraître prématurée au vu nos résultats et des effets moins spectaculaires de la relaxation que dans les tests préliminaires effectués avec la version 4 sans initialisation. Il est cependant nécessaire de prendre en compte la taille de nos ensembles pour l'interprétation de ces résultats. L'effet de la relaxation peut effectivement paraître moins spectaculaire, mais le fait de prendre 5 membres à la place de 31 a un impact non négligeable, à la fois en termes de scores et de dispersion d'ensemble. Il serait donc important d'accroître la taille des ensembles avant notamment de conclure sur l'intérêt potentiel d'une stratosphère équatoriale statistique (voir la section du chapitre 2).

Chapitre 6

Conclusion

L'objectif de cette thèse était de mieux comprendre l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique extra-tropicale en hiver dans l'hémisphère nord, et de quantifier sa contribution à la prévisibilité climatique aux échelles mensuelle à saisonnière, en comparaison de la contribution du forçage par les températures de surface de la mer observées.

- **État de l'art**

De nombreux travaux témoignent d'interactions entre la troposphère et la stratosphère, en particulier aux échelles intra-saisonnière et inter-annuelle. La variabilité hivernale de la stratosphère polaire dans l'hémisphère nord, notamment l'occurrence de réchauffements stratosphériques soudains, serait en partie forcée par des ondes planétaires troposphériques et pourrait en retour influencer la circulation troposphérique et le climat de surface en se projetant sur les modes AO/NAO qui dominent la variabilité hivernale à nos latitudes. Ces travaux reposent d'une part sur des études statistiques à partir des réanalyses atmosphériques disponibles sur la seconde moitié du 20ème siècle (et le début du 21ème siècle) dont la qualité n'a cessé de progresser au cours des dernières années, y compris dans la stratosphère. Il s'appuient d'autre part sur une hiérarchie de modèles atmosphériques, dont les modèles en équations primitives, et des expériences de sensibilité consistant par exemple à imposer une perturbation initiale ou persistante dans les niveaux stratosphériques.

Malheureusement, de nombreux modèles de climat peinent encore à reproduire de manière spontanée (sans initialisation) les principales caractéristiques de la circulation stratosphérique et de sa variabilité, que ce soit à l'équateur (QBO) ou aux hautes latitudes (RSS et climatologie du vortex polaire). Ceci est un obstacle majeur pour ces études de sensibilité, comme le montrent par exemple les résultats de Peings et al. (2012) indiquant que la réponse de l'AO à une perturbation de l'enneigement hivernal via un couplage troposphère-stratosphère est sensible aux biais du modèle ARPEGE-Climat dans la stratosphère équatoriale. Ce constat explique en partie que certains systèmes opérationnels de prévision saisonnière (y compris celui de Météo-France) soient encore basés sur des modèles « low-top » c'est-à-dire dont le toit se situe vers 10 hPa et dont la résolution verticale dans la basse stratosphère demeure relativement limitée. Ce choix relève aussi de contraintes sur le temps de calcul, le surcoût numérique d'une version « high-top » se révélant prohibitif au regard de l'impact limité sur les scores.

Ainsi, au delà des quelques études de cas publiées (ex : Scaife et Knight 2008), le gain à attendre d'une simulation « aussi réaliste que possible » de la stratosphère en matière de prévision saisonnière demeure une grande inconnue. En faisant le tour des forçages répertoriés de la variabilité du vortex stratosphérique polaire (ENSO, QBO, enneigement Eurasiatique, éruptions volcaniques, activité solaire), le chapitre 2 suggère qu'il existe une certaine prévisibilité de la stratosphère à l'échelle saisonnière, mais celle-ci semble relever d'interactions non-linéaires entre ces différents forçages, autant qu'on puisse en juger sur les 50 années de réanalyses que nous avons utilisées au cours de cette thèse. Par ailleurs, la question des biais troposphériques et de leur impact sur l'effet d'une stratosphère plus réaliste est également posée.

- **Validation du modèle ARPEGE-Climat et relaxation stratosphérique**

Pour ce faire, des tests préliminaires ont dans un premier temps été effectués sur le modèle ARPEGE-Climat du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM), et sont décrits dans le chapitre 3. Il a été question de valider les versions 4 et 5 du modèle, successivement mises en places au CNRM au cours de cette thèse, en termes d'état moyen et de variabilité inter-annuelle à intra-saisonnière, sur des simulations de type AMIP (forcées par les TSM) sur la période 1971-2000. Les principales différences entre les versions 4 et 5 du modèle ARPEGE-Climat se résument à l'utilisation d'un nouveau schéma radiatif ainsi qu'à l'utilisation du module de surface continentale SURFEX dans la version 5. Ces modifications ont permis de corriger un biais chaud systématique en surface aux hautes latitudes, et de diminuer certains biais sur l'état moyen hivernal tant dans la troposphère que dans la stratosphère. Comme la plupart des modèles de circulation générale (Maycock 2011), ARPEGE-Climat simule un vortex stratosphérique polaire d'intensité trop faible et décalé vers le sud, associé à une sous-estimation de la divergence des flux d'Eliassen-Palm traduisant l'affaiblissement du jet stratosphérique d'hiver. La version 5 permet de corriger en partie ces biais, mais pas de repositionner le jet vers le pôle. Par ailleurs, l'ancienne version du modèle montre une variabilité stratosphérique trop faible, qui souligne notamment la difficulté à reproduire les extrêmes de vent zonal dans la stratosphère, et qui est améliorée dans la version 5. A l'échelle intra-saisonnière, quelle que soit la résolution verticale utilisée, le modèle peine à simuler une stratosphère réaliste, à reproduire une bonne variabilité et à maintenir la persistance des fortes anomalies stratosphériques, ce qui peut avoir un effet sur la propagation en surface de tels signaux.

Une méthode pour avoir une stratosphère réaliste et ainsi pouvoir étudier son influence sur le climat de surface et les interactions stratosphère-troposphère est de la prescrire en utilisant la technique du *nudging*, utilisée notamment par Douville (2009) ou Jung et al. (2011) pour étudier l'influence du vortex polaire sur la variabilité hivernale dans l'hémisphère nord. Le chapitre 3 a permis de confirmer qu'une stratosphère extra-tropicale réaliste apporte une réelle valeur ajoutée par rapport au seul forçage océanique, tant sur l'état moyen que sur la variabilité troposphérique à différentes échelles. Simuler une stratosphère extra-tropicale "parfaite" permet en effet de corriger significativement l'état moyen et l'écart-type inter-annuel dans la troposphère jusqu'en surface. Cela permet également une bonne simulation des modes de variabilité hivernale AO/NAO. Par ailleurs, la relaxation vers une stratosphère climatologique permet déjà de reproduire des modes

AO/NAO plus proches des réanalyses, suggérant que les biais systématiques du modèle ARPEGE-Climat en terme de climatologie stratosphérique pénalisent fortement la variabilité climatique simulée par ce modèle. A l'échelle intra-saisonnière, une stratosphère réaliste permet d'améliorer la simulation des processus de blocages, en particulier sur le domaine Atlantique-Europe, qui constituent une part importante de la variabilité atmosphérique sur ces régions. La relaxation de la stratosphère équatoriale, qui permet de reproduire la QBO non simulée par le modèle, a également un effet positif sur les biais du modèle, et conduit à un déplacement du jet stratosphérique d'hiver vers le pôle, via l'interaction avec la propagation des ondes extra-tropicales. Même si cela reste modeste, cela permet une augmentation de la variabilité stratosphérique hivernale.

- **Étude des hivers 1976-1977 et 2009-2010**

Afin d'illustrer l'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale et de comprendre les mécanismes mis en jeu, deux études de cas ont été effectuées sur les hivers 1976-1977 et 2009-2010 qui furent exceptionnels tant d'un point de vue dynamique que par les conditions extrêmes de température auxquelles l'Europe fut confrontée. En particulier, tous deux présentent une forte persistance du régime NAO-, associée à une descente d'air polaire sur l'Europe du nord. Pour les deux hivers, ces conditions sont liées à un renversement du vent stratosphérique polaire avec réchauffement de la stratosphère et mise en place d'une structure de type AO en surface. Bien que ces deux hivers soient marqués par un réchauffement stratosphérique soudain, les mécanismes ayant contribué à cet affaiblissement du vortex polaire ne sont pas nécessairement les mêmes.

L'hiver 2009-2010 fut marqué par un fort Niño qui a pu favoriser la phase négative de l'AO, même si la réponse de la stratosphère polaire lors d'épisodes El Niño n'est pas systématique. Ensuite, l'anomalie de neige observée en octobre 2009 sur l'Eurasie a vraisemblablement forcé les ondes planétaires dans la troposphère, qui se sont ensuite propagées dans la stratosphère polaire. D'autre part, la phase est de la QBO semble être à l'origine d'un confinement de l'activité ondulatoire dans les hautes latitudes. Ces différents forçages, mis en évidence par les flux d'Eliassen-Palm, ont probablement affecté la circulation zonale dans la stratosphère polaire.

Pour l'hiver 1976-1977, la phase Est de la QBO et l'anomalie positive de couverture neigeuse sur l'Eurasie au cours du mois d'octobre 1976, qui représente un record sur la période 1967-2011, semblent être les principaux forçages ayant contribué au réchauffement stratosphérique soudain, et expliquant la propagation des ondes planétaires décrites précédemment.

Pour estimer la capacité du modèle à reproduire les anomalies consécutives à ces RSS et analyser l'impact de la stratosphère pour ces cas particuliers, nous avons effectué, pour chacun de ces hivers, deux jeux de simulations d'ensemble de 30 membres sur la période NDJF, forcées par les TSM mensuelles observées, avec d'une part une stratosphère libre (expérience de contrôle), et d'autre part une stratosphère extra-tropicale guidée vers les réanalyses du CEPMMT (expérience *nudgée*) afin de simuler les RSS qui ont eu lieu. Ces simulations ont souligné le fait que les anomalies hivernales observées sont mal reproduites

par le modèle ARPEGE-Climat uniquement forcé par les TSM observées, qui ne parvient qu'à capturer la réponse au signal ENSO sur le Pacifique. L'importance d'une stratosphère réaliste pour la variabilité hivernale a ainsi été confirmée pour ces deux hivers. En particulier, la relaxation de la stratosphère extra-tropicale permet une meilleure simulation du signal NAO- en moyenne saisonnière, ainsi que des anomalies de température et l'occurrence de jours très froids sur l'Europe.

Dans les ensembles «*nudgés*», bien que tous les membres aient la même variabilité dans la stratosphère extra-tropicale et reproduisent donc tous les RSS observés, ils ne répondent pas à ce forçage de manière identique dans la troposphère. La dispersion d'ensemble de la simulation *nudgée* pour l'hiver 2009-2010 a été utilisée afin de déterminer si, pour une même variabilité stratosphérique, il existe ou non un pré-conditionnement dans la troposphère qui favoriserait une réponse au réchauffement stratosphérique. Un critère basé sur l'anomalie de température polaire à 500 hPa a été appliqué afin de séparer les membres en une population dite «propagative» (anomalie positive) et une population «non propagative». Si un pré-conditionnement troposphérique n'est pas flagrant, les diagnostics effectués ont montré une différence de flux d'Eliassen-Palm entre les deux populations avant le RSS, ainsi qu'une anomalie de géopotentiel à 500 hPa au pôle plus forte pour les membres «propagatifs», qui se renforce dans les vingt jours suivants le RSS, de manière cohérente avec notre critère de discrimination. Ces résultats suggèrent que les membres qui répondent favorablement à l'anomalie stratosphérique présentent déjà une anomalie chaude dans la troposphère polaire avant le RSS. Cependant, si la relaxation de la stratosphère vers les réanalyses permet d'isoler les différents comportements troposphériques pour des membres ayant une même variabilité dans la stratosphère, cette méthode n'est pas nécessairement sans ambiguïté à cause des interactions qui ont lieu à des échelles de temps relativement courtes entre la stratosphère et la troposphère lors d'évènements de type RSS. Une solution alternative pour étudier les mécanismes liés aux RSS en laissant ces interactions libres serait d'effectuer des ensembles de simulations avec stratosphère libre, initialisés plus ou moins longtemps avant le début du RSS.

- **Évaluation de l'influence de la stratosphère sur des expériences de prévisions d'ensemble hivernales**

L'influence de la stratosphère sur la variabilité climatique hivernale a été évaluée dans le chapitre 5 grâce à des simulations d'ensemble hivernales en mode «hindcast» sur la période 1958-2007, initialisées au 1er novembre et forcées par les TSM observées, le nombre d'hivers utilisé permettant d'assurer des résultats un peu plus robustes qu'au chapitre 3. Il a été question dans ce chapitre d'étudier d'une part l'impact de l'élévation du toit du modèle et du nombre de niveaux dans la stratosphère, et d'autre part l'impact d'une stratosphère réaliste via la relaxation de la stratosphère globale ou équatoriale en utilisant un profil vertical de relaxation différent du chapitre 3, permettant de guider pleinement la stratosphère vers les réanalyses tout en évitant le plus possible de perturber la troposphère.

La comparaison d'un modèle standard low-top avec sa version high-top (ajouts de 10 niveaux dans la stratosphère, même niveaux dans la troposphère) montre que l'élévation du toit du modèle n'entraîne pas d'amélioration dans la stratosphère extra-tropicale ni en

termes d'état moyen ou de variabilité, ni en termes de prévisibilité en raison non seulement d'une persistance plus élevée des effets de l'initialisation pour l'ensemble low-top dont la climatologie est meilleure que celle de l'ensemble high-top. En revanche, l'effet de l'initialisation est plus important dans la bande équatoriale pour la configuration high-top, qui permet une meilleure persistance de la QBO.

En accord avec les tests préliminaires effectués sans initialisation sur la version 4 du modèle ARPEGE-Climat, une relaxation de la stratosphère vers les données du CEPMMT entraîne une amélioration de l'état moyen et de la variabilité dans la troposphère, ainsi que de la prévisibilité du mode NAO. Les résultats semblent cependant moins spectaculaires, probablement en raison du nouveau profil vertical de relaxation utilisé. Si la relaxation de la stratosphère équatoriale améliore la prévisibilité de l'indice PNJ, cela ne se traduit pas par une amélioration de la prévisibilité de la NAO et des autres caractéristiques de la variabilité extra-tropicale de l'hémisphère nord. Par ailleurs, l'effet du *nudging* équatorial n'est pas systématique, en particulier à cause des non-linéarités des effets combinés des forçages ENSO et QBO.

Ces résultats sont cependant à prendre avec précaution, la taille des échantillons ayant un impact sur les scores. En effet, nous avons choisi de ne réaliser dans un premier temps que 5 membres pour les ensembles *nudgés*, de façon à confirmer rapidement et de façon moins coûteuse l'effet de la relaxation stratosphérique, pour effectuer à terme des ensembles plus conséquents de prévisions statistico-dynamiques dans lesquels le modèle serait *nudgé* dans la bande équatoriale vers un schéma statistique de prévision de la QBO. Cette partie n'a pas pu être traitée dans cette thèse, mais il serait important d'augmenter la taille de nos ensembles *nudgés* afin d'étudier l'influence de la stratosphère de manière plus robuste, avant de conclure sur l'intérêt potentiel d'une stratosphère équatoriale statistique.

- **En conclusion**

Depuis une dizaine d'années, un nombre grandissant d'études s'intéresse à la stratosphère et son influence sur la variabilité climatique à différentes échelles de temps. La faible résolution verticale de la stratosphère est souvent mise en cause pour expliquer une absence de prévisibilité à l'échelle saisonnière dans les modèles couplés océan-atmosphère qui montrent des biais systématiques importants dans la stratosphère (Maycock 2011), et les modèles commencent depuis peu à voir leur résolution verticale augmenter. Nos travaux ont cependant montré que, dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat, l'augmentation de la résolution verticale avec ajout de 10 niveaux stratosphériques et élévation du toit à 0.1 hPa ne suffit pas pour obtenir une stratosphère plus réaliste. C'est pourquoi, tout au long de cette thèse, la technique de la relaxation vers les réanalyses du CEPMMT a été exploitée afin de montrer, de manière idéalisée, l'influence d'une stratosphère « parfaite » sur la variabilité climatique extra-tropicale hivernale par rapport au seul forçage par les TSM observées. Les résultats obtenus sont encourageants mais sensibles à la version du modèle et au profil vertical de nudging utilisés.

In fine, la question de la prévision de la stratosphère se pose donc pour exploiter

cette influence potentielle. Comme nous l'avons vu à la fin du chapitre 2, un simple schéma auto-régressif d'ordre 3 de prévision de la QBO donne de meilleurs scores que nos prévisions dynamiques forcées par des TSM observées, ce qui suggère la faisabilité d'une prévision statistico-dynamique pour laquelle la stratosphère équatoriale pourrait être *nudgée* vers ce schéma statistique. Concernant la stratosphère extra-tropicale, des tests préliminaires (non montrés dans ce manuscrit) proposant une prévision statistique du vortex polaire basée sur une régression multiple ont montré des résultats encourageants en validation croisée (« leave out one cross-validation »). Les prédicteurs utilisés (ENSO, QBO, enneigement Eurasiatique, aérosols volcaniques, rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère observés avant le mois de Novembre) pour prévoir le vent zonal en hiver (D-J-F) dans la basse stratosphère ne sont cependant pas nécessairement additifs, ce qui soulève la question de la pertinence d'une approche linéaire et de la faisabilité d'une prévision statistique du vortex dont les scores seraient suffisants pour avoir un effet positif sur les prévisions dynamiques via la technique de nudging.

Perspectives

Ce mémoire ouvre donc un certain nombre de perspectives concernant aussi bien l'amélioration de la représentation de la stratosphère dans le modèle ARPEGE-Climat que l'étude des interactions entre la stratosphère et la troposphère, des mécanismes associés, et du gain de prévisibilité à l'échelle saisonnière qu'il faut en attendre.

- **Schémas statistiques de prévision**

Comme nous venons de l'expliquer, les techniques classiques de régression linéaire ne sont pas nécessairement adaptées pour la prévision statistique du vortex stratosphérique polaire. Une régression de type LASSO (Tibshirani 1996) pourrait être testée afin d'introduire un très grand nombre de prédicteurs potentiels de façon peu coûteuse et plus efficace. D'autres techniques non-linéaires pourraient également être testées, si possible sur la base de séries temporelles aussi longues que possible, grâce à des reconstructions empiriques (ex : Brönnimann et al. 2007 pour la QBO) ou à des simulations climatiques montrant un comportement « réaliste » du vortex polaire et de la QBO en termes de variabilité. Dès lors que ces prévisions statistiques montrent des scores (déterministes et probabilistes) supérieurs à ceux des systèmes dynamiques, la technique de nudging vers une stratosphère statistique demeure une option viable pour la prévision saisonnière dynamique. Par ailleurs, des prévisions purement statistiques du climat hivernal sur l'Europe (ex : Folland et al. 2012) peuvent également être proposées au moins comme « étalon » (« benchmark ») des prévisions dynamiques.

- **Résolution verticale et paramétrisation des ondes de gravité**

Dans l'état actuel du modèle ARPEGE-Climat l'augmentation de la résolution verticale avec ajout de 10 niveaux dans la stratosphère et élévation du toit à 0.1 hPa n'est pas suffisante pour obtenir une stratosphère plus réaliste. On peut envisager de tester de plus fortes résolutions (60 voire 91 niveaux comme cela a déjà été fait par l'équipe AEC

avec des résultats plus encourageants). On peut aussi et surtout améliorer la paramétrisation des ondes de gravité et procéder à un réglage de ces paramétrisations en fonction de la résolution horizontale et verticale utilisée (même si dans notre étude nous avons pris le parti de garder les mêmes réglages dans les configurations low-top et high-top). Concernant la paramétrisation des ondes de gravité non orographiques, les résultats encourageants récemment obtenus au LMD (Lott et al. 2012) laissent notamment entrevoir la possibilité de simuler une QBO réaliste avec un surcoût numérique compatible avec les exigences de la prévision saisonnière.

- **Étude de la variabilité stratosphérique et du couplage avec la troposphère**

Afin d'étudier les mécanismes dynamiques associés au couplage troposphère-stratosphère, de nouvelles expériences numériques pourraient être conduites. D'une part, de manière symétrique aux simulations effectuées au cours de cette thèse, des simulations *nudgées* dans la troposphère (notamment vers une troposphère climatologique – dynamique et température – estimée à partir de réanalyses et/ou d'une expérience de contrôle) pourraient être réalisées pour isoler la variabilité interne de la stratosphère et sa contribution éventuelle aux RSS. D'autre part, des ensembles de simulations forcées par les TSM observées, avec stratosphère libre, mais initialisés plus ou moins longtemps avant les RSS observés ou simulés dans une expérience de contrôle pourraient être conduits pour analyser les mécanismes qui sous-tendent l'influence de la stratosphère sur la troposphère sans recourir à la technique de nudging qui, par construction, détruit le caractère couplé des interactions entre troposphère et stratosphère.

- **Étude de prévisibilité en mode couplé océan-atmosphère**

Dans cette thèse, les conditions aux limites inférieures (température de surface de la mer) et supérieures (stratosphères) ont été traitées comme deux forçages indépendants de la variabilité troposphérique simulée par le modèle ARPEGE-Climat. Cependant, il s'agit là d'une construction hautement idéalisée et si l'océan contribue à la variabilité stratosphérique (cf. effet de l'ENSO), il répond aussi nécessairement à cette même variabilité via son influence sur le rayonnement et le climat en surface. Ainsi, il serait intéressant de mener le même type d'expériences (nudging de la stratosphère) dans des prévisions dynamiques couplées océan-atmosphère plus proches du contexte opérationnel, afin d'identifier par exemple la signature océanique en surface et en subsurface des RSS.

- **Couplage chimie-climat**

Enfin, la stratosphère est le siège d'un étroit couplage entre la chimie et la dynamique via l'influence de l'ozone sur le rayonnement ultra-violet absorbé. Des simulations parallèles avec et sans ozone interactif (chimie simplifiée ou plus sophistiquée) pourraient être effectuées afin d'étudier la modulation de la variabilité stratosphérique par les rétroactions liées à l'ozone, et le rôle de l'initialisation de l'ozone sur la prévisibilité aux échelles mensuelle à saisonnière.

Annexe
Récapitulatif des expériences

STRATO LIBRE						
SIMULATIONS	Version ARPEGE-Climat	Nombre de niveaux verticaux	Grille horizontale	SURFEX	Taille ensemble	Forçage TSM
L31V4	V4	31	2.8°x2.8°	NON	1	HadISST
L31V5	V5	31	2.8°x2.8°	OUI	1	Amip
L41V5	V5	41	2.8°x2.8°	OUI	1	Amip
CTL	V4	31	2.8°x2.8°	NON	5	HadISST
CWF	V4	31	2.8°x2.8°	NON	30	HadISST
CWFT159L60	V4	60	1.4°x1.4°	NON	30	HadISST
C31	V5	31	2.8°x2.8°	OUI	31	Amip
C41	V5	41	2.8°x2.8°	OUI	31	Amip

STRATO NUDGEE						
SIMULATIONS	Version ARPEGE-Climat	Nombre de niveaux verticaux	Grille horizontale	Taille ensemble	Profil vertical relaxation	Domaine
EXN	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
EXNC	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical climatologique
EXNF	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical filtré
EQN	V4	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Équatorial
CWN	V4	31	2.8°x2.8°	30	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
CWNT159	V4	60	1.4°x1.4°	30	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Extra-tropical
P0	V5	31	2.8°x2.8°	31	1-1-1-1-0.75-0.5-0.25	Global/modèle parfait
P2	V5	31	2.8°x2.8°	31	1-1-1-0.5	Global/modèle parfait
NGP	V5	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-0.5	Global
NEP	V5	31	2.8°x2.8°	5	1-1-1-0.5	Équatorial

Liste des acronymes

ACC: Anomaly Correlation Coefficient

ACP: Analyse en composante principale

AMIP: Atmospheric Model Intercomparison Project

AO: Arctic Oscillation

ARPEGE: Action de Recherche à PEtite et Grande Echelle

CEPMMT: Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme

CERFACS: Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique

CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

CNRM: Centre National de Recherches Météorologiques

CRU: Climate Research Unit

DJF: Décembre-Janvier-Février

ECMWF: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

ENSO: El Niño Southern Oscillation

EOF: Empirical Orthogonal Function

EP flux: Eliassen-Palm flux

ERA40: ECMWF 40-year reanalysis

GIEC: Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

ISBA: Interactions Soil Biosphere Atmosphere

MCG: Modèle de Circulation Générale

NAE: Nord Atlantique-Europe

NAM: Northern Annular Mode

NAO: North Atlantic Oscillation

NCEP: National Centers for Environmental Prediction

NDJF: Novembre-Décembre-Janvier-Février

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

NPC: North Polar Cap

P_{mer}: Pression au niveau de la mer

PNA: Pacific North America oscillation

PNJ: Polar Night Jet

QBO: Quasi-Biennal Oscillation

RMSE: Root Mean Square Error

RSS: Réchauffement Stratosphérique Soudain

SAM: Southern Annular Mode

SOI: Southern Oscillation Index

SON: Septembre-Octobre-Novembre

SST: Sea Surface Temperatures

SURFEX: SURFace EXternalisée

T2M: Température à deux mètres

TSM: Températures de Surface de la Mer

WAF: Wave Activity Flux

Z10: Géopotentiel à 10 hPa

Z500: Géopotentiel à 500 hPa

ZMZW: Zonal Mean Zonal Wind

Bibliographie

Alves, O., M. A. Balmaseda, D. Anderson, and T. Stockdale (2004), Sensitivity of dynamical seasonal forecasts to ocean initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(597), 647–667, doi:10.1256/qj.03.25.

Ambaum, M. H. P., and B. J. Hoskins (2002), The NAO Troposphere-Stratosphere Connection., *Journal of Climate*, *15*, 1969–1978, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1969:TNTSC>2.0.CO;2.

Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson (2001), Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation?, *Journal of Climate*, *14*(16), 3495–3507, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2.

Andrews, D. G. (1985), Wave–Mean-Flow Interaction in the Middle Atmosphere, in *Advances in Geophysics*, vol. Volume 28, Part A, pp. 249–275.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (1999), Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere, *J. Geophys. Res.*, *104*(D24), 30937–30,946, doi:10.1029/1999JD900445.

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton (2001), Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes, *Science*, *294*(5542), 581–584, doi:10.1126/science.1063315.

Baldwin, M. P., D. B. Stephenson, D. W. J. Thompson, T. J. Dunkerton, A. J. Charlton, and A. O'neill (2003), Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts, *Science*, *301*(5633), 636–640.

Barnston, A. G., Y. He, and M. H. Glantz (1999), Predictive Skill of Statistical and Dynamical Climate Models in SST Forecasts during the 1997-98 El Niño Episode and the 1998 La Niña Onset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *80*(2), 217–243, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0217:PSOSAD>2.0.CO;2.

Bell, C. J., L. J. Gray, A. J. Charlton-Perez, M. M. Joshi, and A. A. Scaife (2009), Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter, *Journal of Climate*, *22*(15), 4083–4096, doi:10.1175/2009JCLI2717.1.

Black, R. X. (2002), Stratospheric Forcing of Surface Climate in the Arctic Oscillation, *Journal of Climate*,*15*(3), 268–277, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<0268:SFOSCI>2.0.CO;2.

Boville, B. A. (1984), The Influence of the Polar Night Jet on the Tropospheric Circulation in a GCM, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *41*(7), 1132–1142, doi:10.1175/1520-0469(1984)041<1132:TIOTPN>2.0.CO;2.

Boville, B. A., and W. J. Randel (1992), Equatorial Waves in a Stratospheric GCM: Effects of Vertical Resolution, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *49*(9), 785–801, doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0785:EWIASG>2.0.CO;2.

Brönnimann, S., J. L. Annis, C. Vogler, and P. D. Jones (2007), Reconstructing the quasi-biennial oscillation back to the early 1900s, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(22), L22805, doi:10.1029/2007GL031354.

Cagnazzo, C., and E. Manzini (2009), Impact of the Stratosphere on the Winter Tropospheric Teleconnections between ENSO and the North Atlantic and European Region, *Journal of Climate*, *22*(5), 1223–1238, doi:10.1175/2008JCLI2549.1.

Calvo, N., M. A. Giorgetta, R. Garcia-Herrera, and E. Manzini (2009), Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM5 simulations, *J. Geophys. Res.*, *114*(D13), D13109, doi:10.1029/2008JD011445.

Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan (1986), Experimental forecasts of El Nino, *Nature*, *321*, 827–832, doi:DOI: 10.1038/321827a0.

Cariolle, D., M. Amodei, M. Déqué, J. F. Mahfouf, P. Simon, and H. Teyssédre (1993), A quasi-biennial oscillation signal in general circulation model simulations, *Science*, *261*(5126), 1313–1316, doi:10.1126/science.261.5126.1313.

Cash, B., P. Kushner, and G. K. Vallis (2005), Zonal asymmetries, teleconnections and annular patterns in a GCM., *J. Atmos. Sci.*, *62*, 207–219.

Cassou, C., L. Terray, J.W. Hurrell, and C. Deser (2004), North Atlantic winter climate regimes : Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing, *Journal of Climate*, 17 , pp. 1055–1068.

Cassou, C., L. Terray, and A.S. Phillips (2005), Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves, *Journal of Climate*, 18 (15), pp. 2805—2811.

Cattiaux, J., H. Douville, and Y. Peings (2012), European temperatures in CMIP5: origins of present-day biases and future uncertainties., *Clim. Dyn.*

Charlton, A. J., and L. M. Polvani (2007), A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I: Climatology and Modeling Benchmarks, *Journal of Climate*, *20*(3), 449–469, doi:10.1175/JCLI3996.1.

Charlton, A. J., A. O'neill, W. A. Lahoz, and A. C. Massacand (2004), Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*(600), 1771–1792, doi:10.1256/qj.03.167.

Charlton, A. J., L. M. Polvani, J. Perlwitz, F. Sassi, E. Manzini, K. Shibata, S. Pawson, J. E. Nielsen, and D. Rind (2007), A new look at stratospheric sudden warmings. Part II: Evaluation of numerical model simulations, *Journal of climate*, *20*(3), 470–488.

Charney, J. G., and P. G. Drazin (1961), Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, *66*(1), 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.

Christiansen, B. (2005), Downward propagation and statistical forecast of the near-surface weather, *J. Geophys. Res.*, *110*(D14), D14104, doi:10.1029/2004JD005431.

Cohen, J., K. Saito, and D. Entekhabi (2001), The role of the Siberian high in northern hemisphere climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(2), 299–302, doi:10.1029/2000GL011927.

Cohen, J., and C. Fletcher (2007), Improved Skill of Northern Hemisphere Winter Surface Temperature Predictions Based on Land–Atmosphere Fall Anomalies, *Journal of Climate*, *20*(16), 4118–4132, doi:10.1175/JCLI4241.1.

Cohen, J., M. Barlow, P. J. Kushner, and K. Saito (2007), Stratosphere–Troposphere Coupling and Links with Eurasian Land Surface Variability, *Journal of Climate*, *20*(21), 5335–5343, doi:10.1175/2007JCLI1725.1.

Cohen, J., J. Foster, M. Barlow, K. Saito, and J. Jones (2010), Winter 2009–2010: A case study of an extreme Arctic Oscillation event, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(17), L17707, doi:10.1029/2010GL044256.

Cohen, J., and J. Jones (2011), Tropospheric Precursors and Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, *24*(24), 6562–6572, doi:10.1175/2011JCLI4160.1.

Cordero, E. C., and P. M. D. F. Forster (2006), Stratospheric variability and trends in models used for the IPCC AR4, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *6*(12), 5369–5380.

Decharme, B., R. Alkama, H. Douville, M. Becker, and A. Cazenave (2010), Global Evaluation of the ISBA-TRIP Continental Hydrological System. Part II: Uncertainties in River Routing Simulation Related to Flow Velocity and Groundwater Storage, *Journal of Hydrometeorology*, *11*(3), 601–617, doi:10.1175/2010JHM1212.1.

Déqué, M., C. Dreveton, A. Braun, and D. Cariolle (1994), The ARPEGE/IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling, *Climate Dynamics*, *10*(4), 249–266, doi:10.1007/BF00208992.

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*.

Doblas-Reyes, F. J., R. Hagedorn, and T. N. Palmer (2005), The rationale behind the success of multi-model ensembles in seasonal forecasting – II. Calibration and combination, *Tellus A*, *57*(3), 234–252, doi:10.1111/j.1600-0870.2005.00104.x.

Douville, H. (2009), Stratospheric polar vortex influence on Northern Hemisphere winter climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(18), L18703, doi:10.1029/2009GL039334.

Douville, H. (2010), Relative contribution of soil moisture and snow mass to seasonal climate predictability: a pilot study, *Climate Dynamics*, *34*(6), 797–818, doi:10.1007/s00382-008-0508-1.

Eliassen, A., and E. Palm (1961), On the transfer of energy in stationary mountain waves, *Geofysik Publication*, *22(3)*, 1–23.

Feldstein, S., and S. Lee (1998), Is the Atmospheric Zonal Index Driven by an Eddy Feedback?, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(19), 3077–3086, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<3077:ITAZID>2.0.CO;2.

Folland, C. K., A. A. Scaife, J. Lindesay, and D. B. Stephenson (2012), How potentially predictable is northern European winter climate a season ahead?, *International Journal of Climatology*, *32*(6), 801–818, doi:10.1002/joc.2314.

Garfinkel, C. I., D. L. Hartmann, and F. Sassi (2010), Tropospheric Precursors of Anomalous Northern Hemisphere Stratospheric Polar Vortices, *Journal of Climate*, *23*(12), 3282–3299, doi:10.1175/2010JCLI3010.1.

Gerber, E. P., C. Orbe, and L. M. Polvani (2009), Stratospheric influence on the tropospheric circulation revealed by idealized ensemble forecasts, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(24), L24801, doi:10.1029/2009GL040913.

Gilchrist, A. (1977), An experiment on extended range prediction using a general circulation model and including the influence of sea surface anomalies., *Beitr. Phys. Atmosph.*, *50*(1-2), 25–40.

Gray, L. J. (2003), The influence of the equatorial upper stratosphere on stratospheric sudden warmings, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(4), 1166, doi:10.1029/2002GL016430.

Gray, L. J., S. Crooks, C. Pascoe, S. Sparrow, and M. Palmer (2004), Solar and QBO influences on the timing of stratospheric sudden warmings, *Journal of the atmospheric sciences*, *61*(23), 2777–2796.

Hardiman, S. C., N. Butchart, S. M. Osprey, L. J. Gray, A. C. Bushell, and T. J. Hinton (2010), The Climatology of the Middle Atmosphere in a Vertically Extended Version of the Met Office's Climate Model. Part I: Mean State, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *67*(5), 1509–1525, doi:10.1175/2009JAS3337.1.

Hardiman, S. C., N. Butchart, T. J. Hinton, S. M. Osprey, and L. J. Gray (2012), The effect of a well resolved stratosphere on surface climate: Differences between CMIP5 simulations with high and low top versions of the Met Office climate model, *Journal of Climate*, 120514080752004, doi:10.1175/JCLI-D-11-00579.1.

Hartley, D. E., J. T. Villarin, R. X. Black, and C. A. Davis (1998), A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere, *Nature*, *391*(6666), 471–474, doi:10.1038/35112.

Hartmann, D. L., and F. Lo (1998), Wave-Driven Zonal Flow Vacillation in the Southern Hemisphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*(8), 1303–1315, doi:10.1175/1520-0469(1998)055<1303:WDZFVI>2.0.CO;2.

Hartmann, D. L., J. M. Wallace, V. Limpasuvan, D. W. J. Thompson, and J. R. Holton (2000), Can ozone depletion and global warming interact to produce rapid climate change?, *PNAS*, *97*(4), 1412–1417, doi:10.1073/pnas.97.4.1412.

Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, and K. P. Shine (1991), On the "Downward Control" of Extratropical Diabatic Circulations by Eddy-Induced Mean Zonal Forces, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*(4), 651–678, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2.

Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The Influence of the Equatorial Quasi-Biennial Oscillation on the Global Circulation at 50 mb., *Journal of Atmospheric Sciences*, *37*, 2200–2208, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2200:TIOTEQ>2.0.CO;2.

Holton, J. R., and H. C. Tan (1982), The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *Meteorological Society of Japan, Journal*, *60*, 140–148.

Holton, J. R., and J. Austin (1991), The Influence of the Equatorial QBO on Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *48*(4), 607–618,

doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0607:TIOTEQ>2.0.CO;2.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister (1995), Stratosphere-troposphere exchange, *Reviews of Geophysics*, *33*(4), 403–439, doi:10.1029/95RG02097.

Ineson, S., and A. A. Scaife (2009), The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño, *Nature Geoscience*, *2*(1), 32–36, doi:10.1038/ngeo381.

Jung, T., F. Vitart, L. Ferranti, and J.-J. Morcrette (2011), Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(7), L07701, doi:10.1029/2011GL046786.

Kirtman, B., and 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.

Kodera, K., K. Yamazaki, M. Chiba, and K. Shibata (1990), Downward propagation of upper stratospheric mean zonal wind perturbation to the troposphere, *Geophys. Res. Lett.*, *17*(9), 1263–1266, doi:10.1029/GL017i009p01263.

Kolstad, E., and A. Charlton-Perez (2011), Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere, *Climate Dynamics*, *37*(7), 1443–1456, doi:10.1007/s00382-010-0919-7.

Krishnamurti, T. N., C. M. Kishtawal, D. W. Shin, and C. E. Williford (2000), Improving Tropical Precipitation Forecasts from a Multianalysis Superensemble, *Journal of Climate*, *13*(23), 4217–4227, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4217:ITPFFA>2.0.CO;2.

Kumar, K. K., B. Rajagopalan, and M. A. Cane (1999), On the Weakening Relationship Between the Indian Monsoon and ENSO, *Science*, *284*(5423), 2156–2159, doi:10.1126/science.284.5423.2156.

Labitzke, K., and H. V. Loon (1988), Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere in

winter, *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, *50*(3), 197–206, doi:10.1016/0021-9169(88)90068-2.

Labitzke, K., and M. Kunze (2009), On the remarkable Arctic winter in 2008/2009, *J. Geophys. Res.*, *114*(D1), D00I02, doi:10.1029/2009JD012273.

Latif, M. et al. (2001), ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project, *Climate Dynamics*, *18*(3), 255–276, doi:10.1007/s003820100174.

Limpasuvan, V., and D. L. Hartmann (2000), Wave-Maintained Annular Modes of Climate Variability, *Journal of Climate*, *13*(24), 4414–4429, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4414:WMAMOC>2.0.CO;2.

Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann (2004), The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings, *Journal of Climate*, *17*(13), 2584–2596, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2584:TLCOTN>2.0.CO;2.

Lott, F., L. Guez, and P. Maury (2012), A stochastic parameterization of non-orographic gravity waves: Formalism and impact on the equatorial stratosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(6), L06807, doi:10.1029/2012GL051001.

Lucarini, V., S. Calmanti, A. Dell'Aquila, P. Ruti, and A. Speranza (2007), Intercomparison of the northern hemisphere winter mid-latitude atmospheric variability of the IPCC models, *Climate Dynamics*, *28*(7), 829–848, doi:10.1007/s00382-006-0213-x.

McIntyre, M. E., 1982: How well do we understand the dynamics of stratospheric warmings? *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 37–65.

Mahfouf, J.-F., A. O. Manzi, J. Noilhan, H. Giordani, and M. DéQué (1995), The Land Surface Scheme ISBA within the Météo-France Climate Model ARPEGE. Part I. Implementation and Preliminary Results, *Journal of Climate*, *8*(8), 2039–2057, doi:10.1175/1520-0442(1995)008<2039:TLSSIW>2.0.CO;2.

Manzini, E., M. A. Giorgetta, M. Esch, L. Kornblueh, and E. Roeckner (2006), The Influence of Sea Surface Temperatures on the Northern Winter Stratosphere: Ensemble Simulations with the MAECHAM5 Model, *Journal of Climate*, *19*(16), 3863–3881,

doi:10.1175/JCLI3826.1.

Marshall, A. G., A. A. Scaife, and S. Ineson (2009), Enhanced Seasonal Prediction of European Winter Warming following Volcanic Eruptions, *Journal of climate*, *22*(23), 6168–6180.

Marshall, A. G., and A. A. Scaife (2010), Improved predictability of stratospheric sudden warming events in an atmospheric general circulation model with enhanced stratospheric resolution, *J. Geophys. Res.*, *115*(D16), D16114, doi:10.1029/2009JD012643.

Martius, O., L. M. Polvani, and H. C. Davies (2009), Blocking precursors to stratospheric sudden warming events, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(14), L14806, doi:10.1029/2009GL038776.

Maycock, A., S. Keeley, A. Charlton-Perez, and F. Doblas-Reyes (2011), Stratospheric circulation in seasonal forecasting models: implications for seasonal prediction, *Climate Dynamics*, *36*(1), 309–321, doi:10.1007/s00382-009-0665-x.

Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras (1995), Weather regimes: recurrence and quasi stationarity, *Journal of the atmospheric sciences*, *52*(8), 1237–1256.

Miller, R. L., G. A. Schmidt, and D. T. Shindell (2006), Forced annular variations in the 20th century Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report models, *J. Geophys. Res.*, *111*(D18), D18101, doi:10.1029/2005JD006323.

Mitchell, D. M., L. J. Gray, and A. J. Charlton-Perez (2011), The structure and evolution of the stratospheric vortex in response to natural forcings, *J. Geophys. Res.*, *116*(D15), D15110, doi:10.1029/2011JD015788.

Morcrette, J.-J. (1990), Impact of Changes to the Radiation Transfer Parameterizations Plus Cloud Optical. Properties in the ECMWF Model, *Monthly Weather Review*, *118*(4), 847–873, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<0847:IOCTTR>2.0.CO;2.

Morcrette, J.-J., E. J. Mlawer, M. J. Iacono and S. A. Clough (2001). Impact of the radiation- transfer scheme rrtm in the ecmwf forecast system. *ECMWF Newsletter*, 91.

Nakagawa, K. I., and K. Yamazaki (2006), What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere?, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(4), L04801, doi:10.1029/2005GL024784.

Naoe, H., and K. Shibata (2010), Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, *115*(D19), D19102, doi:10.1029/2009JD012952.

Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst, F.-F. Jin, Y. Wakata, T. Yamagata, and S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, *103*(C7), 14261–14,290, doi:10.1029/97JC03424.

Norton, W. A. (2003), Sensitivity of northern hemisphere surface climate to simulation of the stratospheric polar vortex, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1627, doi:10.1029/2003GL016958.

Oki, T., and Y. C. Sud (1997), Design of Total Runoff Integrating Pathways (TRIP)—A Global River Channel Network., *Earth Interactions*, *2*.

Ouzeau, G., J. Cattiaux, H. Douville, A. Ribes, and D. Saint -Martin (2011), European cold winter 2009–2010: How unusual in the instrumental record and how reproducible in the ARPEGE- Climat model?, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L11706,doi:10.1029/2011GL047667.

Palmer, T. N. et al. (2004), Development of a European Multimodel Ensemble system for seasonal-to-interannual prediction (DEMETER), *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*(6), 853–872, doi:10.1175/BAMS-85-6-853.

Pascoe, C. L., L. J. Gray and A. A. Scaife (2006), A GCM study of the influence of equatorial winds on the timing of sudden stratospheric warmings. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L06825.

Paul, J., F. Fortuin, and H. Kelder (1998), An ozone climatology based on ozonesonde and satellite measurements, *J. Geophys. Res.*, *103*(D24), 31709–31,734, doi:10.1029/1998JD200008.

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*, 5 PP., doi:200910.1029/2009GL038453.

Peings, Y., and H. Douville (2010), Influence of the Eurasian snow cover on the Indian summer monsoon variability in observed climatologies and CMIP3 simulations, *Climate Dynamics*, *34*(5), 643–660, doi:10.1007/s00382-009-0565-0.

Peings, Y., H. Douville, R. Alkama, and B. Decharme (2011), Snow contribution to springtime atmospheric predictability over the second half of the twentieth century, *Climate Dynamics*, *37*(5), 985–1004, doi:10.1007/s00382-010-0884-1.

Peings, Y., D. Saint-Martin, and H. Douville (2012a), A Numerical Sensitivity Study of the Influence of Siberian Snow on the Northern Annular Mode, *Journal of Climate*, *25*(2), 592–607, doi:10.1175/JCLI-D-11-00038.1.

Peings, Y., D. Saint-Martin, and H. Douville (2012b), A Numerical Sensitivity Study of the Influence of Siberian Snow on the Northern Annular Mode, *Journal of Climate*, *25*(2), 592–607, doi:10.1175/JCLI-D-11-00038.1.

Perlwitz, J., and N. Harnik (2003), Observational Evidence of a Stratospheric Influence on the Troposphere by Planetary Wave Reflection, *Journal of Climate*, *16*(18), 3011–3026, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<3011:OEOASI>2.0.CO;2.

Perlwitz, J., and N. Harnik (2004), Downward Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Relative Roles of Wave and Zonal Mean Processes*, *Journal of Climate*, *17*(24), 4902–4909, doi:10.1175/JCLI-3247.1.

Pinto, J., M. Reyers, and U. Ulbrich (2011), The variable link between PNA and NAO in observations and in multi-century CGCM simulations, *Climate Dynamics*, *36*(1), 337–354, doi:10.1007/s00382-010-0770-x.

Plumb, R. A. (1977), The Interaction of Two Internal Waves with the Mean Flow: Implications for the Theory of the Quasi-Biennial Oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*,*34*(12), 1847–1858, doi:10.1175/1520-0469(1977)034<1847:TIOTIW>2.0.CO;2.

Plumb, R. A., and K. Semeniuk (2003), Downward migration of extratropical zonal wind anomalies, *J. Geophys. Res.*, *108*(D7), 4223, doi:10.1029/2002JD002773.

Polvani, L. M., and P. J. Kushner (2002), Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, *29*(7), 1114, doi:10.1029/2001GL014284.

Ren, R.-C., M. Cai, C. Xiang, and G. Wu (2012), Observational evidence of the delayed response of stratospheric polar vortex variability to ENSO SST anomalies, *Climate Dynamics*, *38*(7), 1345–1358, doi:10.1007/s00382-011-1137-7.

Robinson, W. A. (1991), The dynamics of the zonal index in a simple model of the atmosphere, *Tellus A*, *43*(5), 295–305, doi:10.1034/j.1600-0870.1991.t01-4-00005.x.

Roff, G., D. W. J. Thompson, and H. Hendon (2011), Does increasing model stratospheric resolution improve extended-range forecast skill?, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(5), L05809, doi:10.1029/2010GL046515.

Sahai, A. K., R. Chattopadhyay, and B. N. Goswami (2008), A SST based large multi-model ensemble forecasting system for Indian summer monsoon rainfall, *Geophysical Research Letters*, *35*(19), doi:10.1029/2008GL035461.

Saito, K., J. Cohen, and D. Entekhabi (2001), Evolution of Atmospheric Response to Early-Season Eurasian Snow Cover Anomalies, *Monthly Weather Review*, *129*(11), 2746–2760, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<2746:EOARTE>2.0.CO;2.

Scaife, A. A., N. Butchart, C. D. Warner, D. Stainforth, W. Norton, and J. Austin (2000), Realistic quasi-biennial oscillations in a simulation of the global climate, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(21), 3481–3484, doi:10.1029/2000GL011625.

Scaife, A. A., J. R. Knight, G. K. Vallis, and C. K. Folland (2005), A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(18), L18715, doi:10.1029/2005GL023226.

Scaife, A. A., and J. R. Knight (2008), Ensemble simulations of the cold European winter of 2005-2006, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *134*(636), 1647–1659, doi:10.1002/qj.312.

Scott, R. K., and P. H. Haynes (2002), The Seasonal Cycle of Planetary Waves in the Winter Stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *59*(4), 803–822, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<0803:TSCOPW>2.0.CO;2.

Seager, R., Y. Kushnir, J. Nakamura, M. Ting, and N. Naik (2010), Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(14), L14703, doi:10.1029/2010GL043830.

Shaw, T. A., J. Perlwitz, and N. Harnik (2010), Downward Wave Coupling between the Stratosphere and Troposphere: The Importance of Meridional Wave Guiding and Comparison with Zonal-Mean Coupling, *Journal of Climate*, *23*(23), 6365–6381, doi:10.1175/2010JCLI3804.1.

Shiogama, H., and H. Mukougawa (2005), Influence of ENSO on the Stratosphere-Troposphere Coupling during Stratospheric Sudden Warming Events, *Sola*, *1*, 125–128.

Smith, K. L., C. G. Fletcher, and P. J. Kushner (2010), The Role of Linear Interference in the Annular Mode Response to Extratropical Surface Forcing, *Journal of Climate*, *23*(22), 6036–6050, doi:10.1175/2010JCLI3606.1.

Smith, K. L., and P. J. Kushner (2012), Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere-troposphere interactions, *J. Geophys. Res.*, *117*(D13), D13107, doi:10.1029/2012JD017587.

Song, Y., and W. A. Robinson (2004), Dynamical Mechanisms for Stratospheric Influences on the Troposphere., *Journal of Atmospheric Sciences*, *61*, 1711–1725, doi:10.1175/1520-0469(2004)061<1711:DMFSIO>2.0.CO;2.

Stoner, A. M. K., K. Hayhoe, and D. J. Wuebbles (2009), Assessing General Circulation Model Simulations of Atmospheric Teleconnection Patterns, *Journal of Climate*, *22*(16), 4348–4372, doi:10.1175/2009JCLI2577.1.

Taguchi, M. (2008), Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events?, *Journal of the atmospheric sciences*, *65*(4), 1442–1454.

Taylor, K. E. (2001), Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram, *J. Geophys. Res.*, *106*(D7), 7183–7192, doi:10.1029/2000JD900719.

Thompson, D. W. J., and 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., and J. M. Wallace (2000), Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability, *Journal of Climate*, *13*(5), 1000–1016, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2.

Tibaldi, S., and F. Molteni (1990), On the operational predictability of blocking, *Tellus A*, *42*(3), 343–365, doi:10.1034/j.1600-0870.1990.t01-2-00003.x.

Uppala, S. M. et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*(612), 2961–3012, doi:10.1256/qj.04.176.

Vautard, R. (1990), Multiple weather regimes over the North Atlantic analysis of precursors and successors, *Monthly weather review*, *118*(10), 2056–2081.

Voldoire, A. et al. (2012), The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation, *Climate Dynamics*, 1–31, doi:10.1007/s00382-011-1259-y.

Walker, S. G. T. (1924), *Correlation in Seasonal Variations of Weather, X: Applications to Seasonal Forecasting in India*, Meteorological Office.

Wang, B. et al. (2009), Advance and prospectus of seasonal prediction: assessment of the APCC/CliPAS 14-model ensemble retrospective seasonal prediction (1980–2004), *Climate Dynamics*, *33*(1), 93–117, doi:10.1007/s00382-008-0460-0.

Watanabe, M., and 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*(11), 2837–2857, doi:10.1175/1520-0442(1998)011<2837:RIOSAS>2.0.CO;2.

Wu, R., and B. P. Kirtman (2005), Near-Annual SST Variability in the Equatorial Pacific in a Coupled General Circulation Model, *Journal of Climate*, *18*(21), 4454–4473,

doi:10.1175/JCLI3536.1.

Yoden, S., M. Taguchi, and Y. Naito (2002), Numerical Studies on Time Variations of the Troposphere-Stratosphere Coupled System, *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, *80*(4B), 811–830.