Rapport de Projet de Fin d'Etude - Mémoire de Master 2 Recherche
Hydrographie - Océanographie Hauturière

Rôle de Stratosphère sur l'Oscillation Nord Atlantique

28 août 2014

Tuteurs :
Philippe Arbogast (Météo-France)
Gwendal Rivière (Météo-France - CNRS)
Amandine Nicole (ENSTA Bretagne)

Rémi Pellerej
ENSTA Bretagne, UBO-IUEM

Remerciements

Ce stage s'est déroulé au sein de l'équipe de Recherche et Expérimentations sur les CYclogénèses et les Fronts (RECYF) du Groupe de Modélisation et d'Assimilation pour la Prévision (GMAP) au Centre National de Recherche Météorologique (CNRM). Je souhaite ici remercier les personnes qui m'ont aidé à effectuer ce stage dans les meilleures conditions possibles.

Je tiens tout d'abord à remercier Philippe et Gwendal pour m'avoir donné la chance d'effectuer ce stage dans leur équipe au CNRM. Leurs conseils ainsi que les heures de discussions passées avec eux ont été précieux durant ces cinq mois de recherche. Travailler à leurs côtés fut très enrichissant et un réel plaisir.

Je souhaite aussi remercier Karine pour son aide et son soutient sans failles sur un programme en Fortran qui n'était pas toujours évident à maitriser. Un grand merci à Pierrick, Pascal et Carole, qui m'ont permis de dompter le supercalculateur de Météo-France. Enfin, merci à Marie pour m'avoir fourni les données du centre européen adaptées à mes besoins.

Merci aussi à Amandine pour sa supervision et son précieux soutient durant la durée du stage depuis Brest. J'aimerais également exprimer ma gratitude à toute l'équipe d'encadrement de l'ENSTA Bretagne ainsi que de l'Université de Brest qui nous ont dispensés des cours de qualité m'ayant ainsi permis de pouvoir aborder de nombreuses notions durant ce stage avec confiance et réussite.

Enfin, un très grand merci à l'intégralité de l'équipe RECYF m'ayant accordé un accueille chaleureux, merci aussi à Marie, Filipa, Benoit, Yann, Simon, Pierre, Nicolas, Lisa, Julien(s), Hélène(s), Alan... et tous les autres avec qui nous avons pu partager de bons moments sportifs et festifs à Toulouse ! Les sacoches à vos côtés vont me manquer.

Pour finir, je souhaite exprimer mon immense gratitude à Joël et son fabuleux soutient durant cette période de ma vie toulousaine, sans qui ce stage ne se serait sûrement pas aussi bien passé !

Résumé

La variabilité du vortex stratosphérique polaire ainsi que jet troposphérique nord Atlantique sont caractérisées respectivement par différentes phases du Mode Annulaire de l'hémisphère Nord (NAM) stratosphérique et de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Une phase négative de la NAO correspond à un jet décalé vers le sud amenant plus de douceurs et de précipitations dans le sud de l'Europe, et inversement pour une phase positive de la NAO. En ce qui concerne les phases du NAM, une phase négative est caractérisé par un vortex polaire détruit alors qu'une phase positive du NAM est caractérisé par un vortex polaire présent. L'influence de la stratosphère sur la haute troposphère et plus particulièrement du NAM sur les variations des différentes phases de la NAO est un sujet largement débattu depuis une dizaine d'année. Ce rapport s'inscrit donc dans ce débat.

Ce rapport vise tout d'abord à identifier le rôle que peut jouer le vortex polaire stratosphérique sur la NAO en s'appuyant sur l'étude du cas de l'hiver 2009-2010 présentant la phase NAO négative la plus persistante depuis l'hiver 1939-1940. L'étude traitera le cas de Janvier-Février 2010, puisque durant cette période, il se trouve que la destruction du vortex polaire est suivie d'une phase de la NAO fortement négative. Des expériences numériques ont donc été lancées sur le modèle de prévision *Arpege* de Météo-France. Ces expériences ont pour but modifier les conditions initiales de la stratosphère dans le modèle de prévision en provoquant la destruction du vortex polaire afin d'en observer les conséquences sur les variations de phases de la NAO. Cela est réalisé en utilisant le principe d'inversion du tourbillon potentiel développé par Arbogast *et al.* (2008). Il en résulte que la phase négative de la NAO survient alors plus tôt que dans les prévisions de contrôle. Les résultats mettent en évidence une influence des conditions initiales de la stratosphère à partir d'une dizaine de jours d'intégrations du modèle, la destruction prématurée du vortex polaire provoquant une phase négative de la NAO en avance par rapport aux observations.

Dans un second temps, cette étude cherche à déterminer l'impact des trains d'ondes de Rossby synoptiques sur les variations immédiates de l'indice NAO. En effet, un fort train d'ondes synoptiques associé à un déferlement cyclonique (Thorncroft *et al.* (1993)) au dessus de l'Atlantique est présent à partir du 22 Janvier, allant de paire avec une phase très négative de la NAO. La deuxième série d'expériences souhaite donc modifier les conditions initiales troposphériques du modèle de prévision en atténuant fortement les trains d'ondes de Rossby synoptiques présents dans la troposphère. Dans les cas où le train d'onde a été atténué, l'indice NAO repasse dans une phase positive. Le déferlement cyclonique de forts trains d'ondes synoptiques favorise alors une phase négative de la NAO.

Finalement, la première phase négative de la NAO observée sur la période Janvier-Févier 2010 est due uniquement au déferlement cyclonique des ondes de Rossby puis la seconde phase négative est ensuite favorisée par la destruction quelques jours plus tôt du vortex polaire associée également à un déferlement cyclonique d'ondes synoptiques.

Abstract

The variability of the stratospheric vortex and the tropospheric jet are characterized by the Northern Anular Mode (NAM) for the vortex, and by the North Atlantic Oscillation (NAO) for the jet. A negative phase of the NAO identify a jet stream which is shifted southern, and then, climate is warmer and wetter in southern Europe. At the opposite, a positive phase of the NAO correspond to a jet stream further north and the same consequences for the northern Europe. The negative phase of the NAM is characterized by the absence of the polar vortex. When the polar vortex is formed, the NAM is in a positive phase. The forcing of the stratosphere on the troposphere, especially the transition of the stratospheric NAM signal to the troposphere is well debate the last few years. This report participate to this debate.

Firstly, the report try to identify how the polar vortex could impact on the NAO phase. The study is lead on the winter 2009-2010, which exhibit the longer persistence of the negative phase of the NAO since 1939-1940. It will be focus on January-February of this winter because of the destruction of the polar vortex during this period. The transition of the positive toward the negative phase of the NAM is followed by a strong negative phase of the NAO. Some numerical experiments have been launch on the forecast model of Météo-France. These experiments try to modify the initial conditions of the stratosphere of the forecast model. The aim is to destroy prematurely the polar vortex in order to analyse the consequences on the NAO. This is done using the Ertel potential vorticity inversion (Arbogast *et al.* (2008)). The results show an earlier negative phase of the NAO with respect to the forecast controls and analyses. Thus, the stratospheric initials conditions seems to have an real impact on the NAO after approximately ten days of model integration.

Secondly, the aim of this report is to determined the impact of the synoptic Rossby wave packets on the NAO phases. Indeed, a strong wave packet associated to a cyclonic wave breaking (Thorncroft *et al.* (1993)) is observed above the Atlantic between the 22 and 28 January. Simultaneously, it happen a negative phase of the NAO. The next experiments try to modify the tropospheric initial conditions of the forecast model, in order to mitigate the strength of the Rossby wave packet observed. When this wave packet is weaker than the observations, the NAO phase rise up. Thus, the cyclonic wave breaking promotes the negative phase of the NAO.

Finally, it has been shown than the first negative phase of the NAO observed in January-February 2010 was due to the Rossby cyclonic wave breaking. Then, the second negative phase was stronger than the first one, which is certainly due to the destruction of the polar vortex some days earlier.

Table des matières

Remerciements **iii**

Résumé **v**

Introduction et objectifs **1**

I Jeux de données et outils d'analyse **5**
I.1 Jeux de données utilisés. 5
I.2 Inversion du tourbillon potentiel 6
I.2.1 Le tourbillon potentiel d'Ertel 6
I.2.2 Expériences d'inversions 6

II Étude du cas particulier **7**
II.1 Observations des jets dans la stratosphère et troposphère 7
II.2 Déferlement des ondes de Rossby synoptiques 8
II.3 Évolution des indices NAM et NAO 11
II.4 Prévisions de contrôle. 11

III Expériences de sensibilité à l'intensité du vortex stratosphérique polaire **15**
III.1 Principe 15
III.2 Résultats 15
III.2.1 Indice NAM à 10 hPa. 15
III.2.2 Propagation verticale de l'indice NAM 16
III.2.3 Indice NAO à 300 hPa 17

IV Expériences de sensibilité à l'intensité des ondes de Rossby synoptiques **19**
IV.1 Principe 19
IV.1.1 Observations 19
IV.1.2 But 19
IV.2 Résultats 22
IV.2.1 Confrontation des résultats 22
IV.2.2 Propagation verticale de l'indice NAM 22
IV.2.3 Indice NAO à 300 hPa 23

V Discussion **25**
V.1 Cas n°1 : Amplitudes des trains d'ondes équivalentes 25
V.2 Cas n°2 : Amplitudes des trains d'ondes et indices NAM équivalents 27

Conclusion **29**

A Inversion du tourbillon potentiel **I**
A.1 Théorie I
A.2 Algorithme II
A.3 Modélisation II

B Expression du flux de quantité de mouvement dans le cas du déferlement des ondes de Rossby synoptiques **V**

C Sensibilité des prévisions troposphériques aux conditions initiales stratosphériques, Charlton *et al.* (2004) **VII**

Bibliographie **IX**

Introduction et objectifs

L'hémisphère nord présente divers modes de variabilité atmosphérique basse fréquence. Une phénomène avec une variabilité de plus d'une semaine est définit comme ayant une variabilité basse fréquence. Les dépressions et anticyclones présentent des variabilités de l'ordre de quelques jours et sont donc considérés comme des structures atmosphériques haute fréquence.

Les fonctions empiriques orthogonales (EOFs) permettent d'extraire d'une série temporelles divers modes de variabilités. Ainsi, la figure .1 représente le premier mode de variabilité issue des EOF des anomalies de la pression de surface au dessus de l'Atlantique. Un dipôle de pression Nord-Sud est alors mis en évidence par ce premier mode de variabilité qui porte le nom d'Oscillation Nord Atlantique (NAO). A partir des EOF, nous extrayons de même la composante principale (PC) de la série temporelle, que nous normalisons et permet ainsi de définir un indice de la NAO. Les variations de cet indice définit alors les phases positives ou négatives de la NAO (lorsque l'indice est respectivement positif ou négatif). La NAO correspond qualitativement aux variations de pressions observées entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande. Ses deux phases sont caractérisées ainsi :

- **Phase positive** : la NAO est dans une phase positive lorsque les pressions sont plus élevées que la moyenne aux Acores, et plus faibles en Islande. Ainsi, le gradient méridien de pression est plus fort, intensifiant le jet stream arrivant sur l'Europe, provoquant de plus nombreuses tempêtes. Cela a pour conséquence un hiver plus pluvieux et plus doux en Europe du nord, et inversement, un hiver beaucoup plus sec et froid que la moyenne en Europe du sud.
- **Phase négative** : à l'inverse de la phase positive, la NAO est dite en phase négative lorsque le gradient de pression entre les Acores et l'Islande est plus faible que la moyenne. Le jet stream atlantique est donc ralenti, décalé vers le sud, provoquant un hiver pluvieux et doux sur l'Europe du sud, ainsi qu'un hiver sec et froid sur l'Europe du nord.

La figure .2 représente schématiquement les deux phases de la NAO décrites ci-dessus.

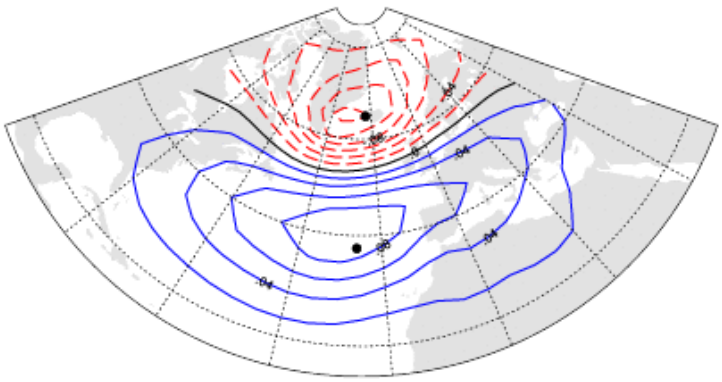

FIGURE .1.: *Première EOF des anomalies de pression de surface sur le secteur Atlantique nord (20-80N,90W-40E) pour la période 1899-2014 (valeures mensuelles). D'après NCAR Staff (Eds) "The Climate Data Guide : Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based)"*

De manière analogue, la première EOF des anomalies de géopotentiel sur tout l'hémisphère nord peut être calculé. Un autre mode de variabilité que celui de la NAO est alors extrait et porte le nom

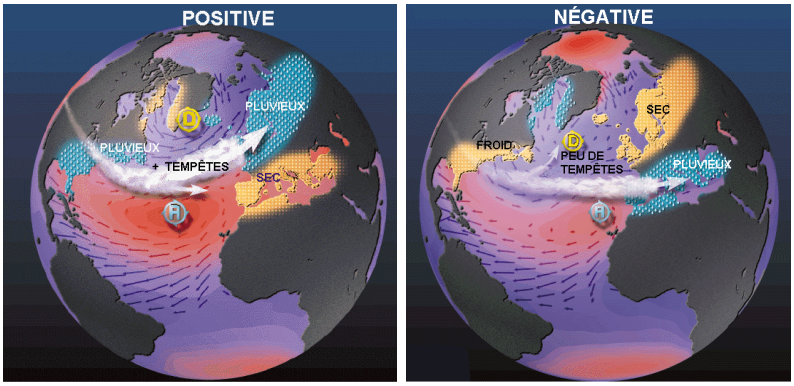

FIGURE .2.: *Les deux phases de la NAO (Source : Lamont-Doherty Earth Observatory)*

de Mode Annulaire de l'hémisphère Nord (NAM). Le NAM est caractérisé par un tripôle au dessus de l'hémisphère comme cela est présenté dans la figure .3 pour les niveaux de pression à 10 et 300 hPa. Le NAM au niveau de la surface (à 1000 hPa) porte le nom d'Oscillation Arctique (AO), il s'agit du mode de variabilité principal de l'hémisphère nord. Dans la stratosphère, le NAM caractérise les fluctuations du vortex polaire. Ainsi, de même que pour la NAO, il est définit à partir de la PC du NAM un indice NAM, qui se trouve être négatif lorsque le vortex polaire est absent, et positif lorsqu'il est présent.

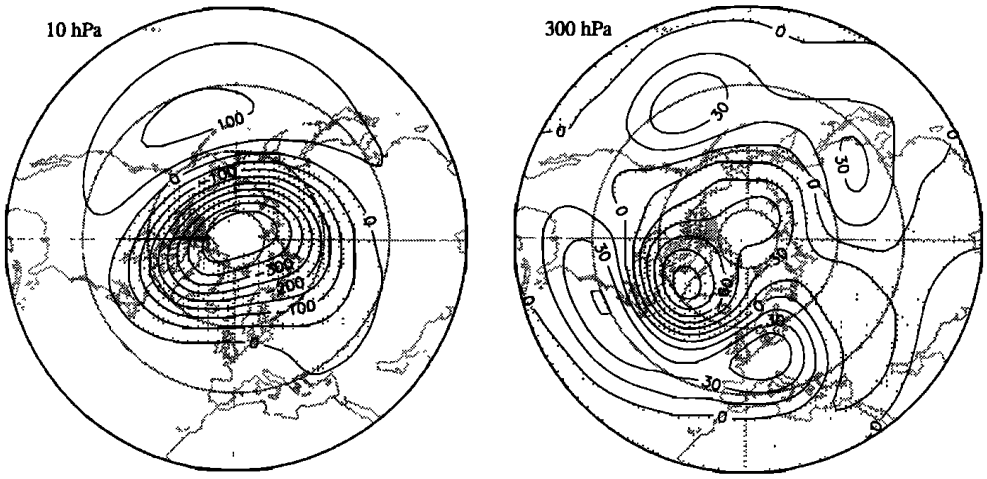

FIGURE .3.: *Première EOF des anomalies de géopotentiel sur l'hémisphère nord à 10 et 300 hPa. D'après Baldwin et Dunkerton (1999)*

Comme cela est suggéré par la figure .2, le climat hivernal en Europe est régulé par les différentes phases de la NAO. La prévisibilité de ses phases est par conséquent déterminante pour la prévision météorologique. Il se pourrait que la stratosphère ait alors un rôle important à jouer mais son influence sur les différentes phases de la NAO n'est pas encore déterminée. En effet, les phases de la NAO sont fortement dépendantes des phases du NAM troposphérique décrit précédemment, or plusieurs cas de transitions de phases négatives du NAM stratosphérique vers la troposphère entrainant une phase NAO négative ont été observés sans que ce résultat soit systématique. On remarque en effet que le NAM troposphérique à 300 hPa présenté dans la figure .3 représente la structure de la NAO sur l'océan nord Atlantique, avec la présence du dipôle mis en évidence sur la figure .1.

Des recherches ont déjà été menées, menant à des résultats contradictoires (Baldwin et Dunkerton (1999), Baldwin et Dunkerton (2001), Ouzeau *et al.* (2011), Jung *et al.* (2011)). Ce mémoire cherche dès lors à proposer une nouvelle méthode permettant de déterminer l'influence ou non de la stratosphère sur les régimes de temps troposphériques. Le principe d'inversion du tourbillon potentiel proposé par Arbogast *et al.* (2008) sera utilisé dans le but de modifier les conditions initiales du modèle de prévision Arpege de Météo-France au sein de la stratosphère ou de la troposphère afin de comprendre

les mécanismes qui rentrent ensuite en jeu à partir des résultats du modèle. Il s'agit ainsi d'un problème aux conditions initiales, en effectuant diverses expériences à partir du modèle opérationnel de prévision de Météo-France.

De même que Ouzeau *et al.* (2011) et Jung *et al.* (2011) ces travaux s'appuient sur l'étude du cas de l'hiver 2009-2010 étant l'hiver présentant le plus grand nombre de jours avec une phase négative de la NAO depuis l'hiver 1939-1940. Cet hiver a été marqué par de grandes vagues de froid sur l'Europe et présente plusieurs chutes de l'indice NAO, dont deux successives entre Janvier et Février 2010 durant lesquelles le vortex polaire se détruit, provoquant de même une chute de l'indice NAM comme le montre la figure .4. La période **Janvier-Février 2010** constituera ainsi le cas d'étude de ce mémoire, dans l'optique d'analyser l'influence de la chute de l'indice NAM sur la deuxième chute de l'indice NAO observée.

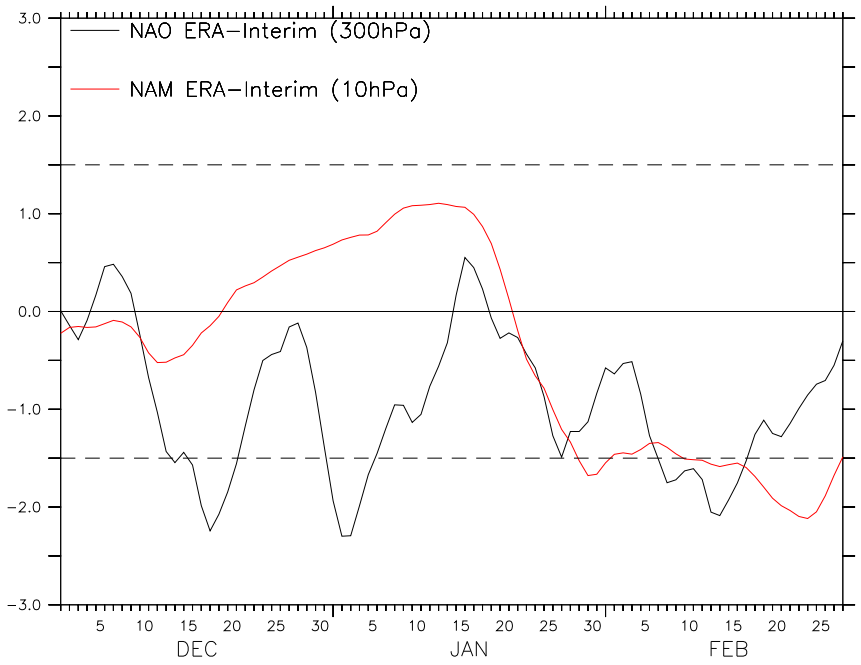

FIGURE .4.: *Évolution des indices NAM à 10 hPa et NAO à 300 hPa durant l'hiver 2009-2010 pour la réanalyse ERA-Interim. En noir : évolution temporelle de l'indice NAO à 300 hPa calculé. En rouge : évolution temporelle de l'indice NAM à 10 hPa*

La première partie du travail consiste à étudier la prévisibilité des différentes phases de la NAO durant la période considéré, afin de valider ou non le modèle de prévision, en vu d'effectuer ensuite des expériences aux conditions initiales modifiées. Ensuite, des expériences d'inversions du tourbillon potentiel seront lancées dans le but de modifier l'état initial dans la stratosphère d'une part et dans la troposphère d'autre. Ces simulations devraient permettre d'étudier des facteurs permettant le forçage de la stratosphère sur la troposphère et les causes des transitions vers la phase négative de l'indice NAO. Ce mémoire cherche ainsi améliorer la compréhension des mécanismes de transitions de phases entre la stratosphère et la troposphère.

CHAPITRE I

Jeux de données et outils d'analyse

I.1. Jeux de données utilisés

Cette étude a été mené à partir des champs de vent, température, géopotentiel et tourbillon potentiel des jeux de données suivants :

- La ré-analyse ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011). Une ré-analyse est une analyse effectuée sur une période antérieure à la dernière version du modèle de prévision. Nous relançons à partir des observations passées tout le processus d'assimilation. Ceci permet alors d'assimiler les observations d'une grande période de temps avec la même version d'assimilation du modèle, ce qui n'est pas fait à partir d'une analyse classique, où nous récupérons les données assimilées avec la version du modèle à l'instant de l'observation. Ainsi, une analyse sur une longue période peu présenter des versions différentes d'assimilations de données entre le début et la fin de l'analyse, alors que la ré-analyse aura effectué la même assimilation de donnée sur toute la période considérée.
  ERA-Interim est la dernière ré-analyse globale produite par le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Elle est considérée comme la meilleure ré-analyse globale disponible aujourd'hui, avec notamment une grande amélioration du point de vue de la circulation stratosphérique par rapport à la ré-analyse précédente. Les données récupérées pour cette étude sont dans le format suivant :
  - ◇ Résolution temporelle en sortie : journalière (00h,06h,12h,18h) et mensuelle
  - ◇ Résolution spatiale en sortie : 1.5°sur tout le globe
  - ◇ Résolution verticale en sortie : 14 à 25 niveaux verticaux de pression, de 1 à 1000 hPa
- Le modèle ARPEGE (Action de Recherche à PEtite et Grande Echelle) de Météo France à partir duquel il est possible de récupérer les analyses et effectuer des prévisions. Arpege est un modèle à mailles *stretchée* sur tout le globe, avec une maille resserrée sur la France. En voici quelques caractéristiques dont la résolution utilisée en sortie du modèle :
  - ◇ Troncature spectrale : 798 premiers termes
  - ◇ Résolution temporelle en sortie : journalière (00h,06h,12h,18h)
  - ◇ Résolution spatiale en sortie : 1.5°sur tout le globe
  - ◇ Résolution verticale en sortie : 14 à 25 niveaux verticaux de pression, de 1 à 1000 hPa

Les données de la ré-analyse ERA-Interim sont accessibles gratuitement sur le site du centre européen de la météo (ECMWF) : http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/levtype=pl/. En ce qui concerne les données du modèle Arpege, elles sont récupérées à partir d'expériences lancées sur le supercalculateur *Bull* de Météo-France dont j'ai eu accès durant toute la durée du stage.

Trois types de conditions initiales sont disponibles pour lancer les expériences en utilisant le modèle de prévision Arpege :

- Le réseau de production : l'état initial est construit peu de temps après l'heure des mesures, toutes les observations ne sont alors pas encore collectées. Il s'agit du réseau utilisé par Météo-France pour la production immédiate de cartes.
- Le réseau d'assimilation : l'état initial est construit quelques heures plus tard par rapport à celui du réseau de production. L'ensemble des observations sont alors disponibles dans les bases ed données.

Ce réseau ne peut donc pas être utilisé pour les prévisions immédiates à courtes échéances, mais seulement a posteriori. Les prévisions réalisées avec ce réseau sont de meilleure qualité en moyenne.
- La ré-analyse ERA-Interim avec l'analyse de surface issue du modèle Surfex. Nous n'utilisons pas l'analyse de surface ERA-Interim pour des soucis de compatibilité. Le modèle Surfex a été développé à Météo-France et permet d'effectuer une analyse de surface compatible avec le modèle Arpege qui a donc été utilisée ici en considérant le forçage atmosphérique d'ERA-Interim.

I.2. Inversion du tourbillon potentiel

I.2.1. Le tourbillon potentiel d'Ertel

Le tourbillon potentiel (PV) en fluide homogène est un invariant dynamique de la vorticité définit comme suit :

$$PV = \frac{f+\xi}{h}$$

- ξ correspond à la vorticité relative : $\xi = \nabla \times v$
- f correspond à la vorticité planétaire
- $f + \xi$ est alors définit comme étant la vorticité absolue

Dans le cas général, la vorticité potentielle d'Ertel $\mathcal{P}$ est définie à partir de la composante normale de la vorticité aux isentropes :

$$\mathcal{P} = \frac{1}{\rho}(\xi + f) \cdot \nabla\Theta \tag{I.1}$$

- $\mathcal{P}$ correspond au PV d'Ertel
- ρ correspond à la masse volumique de l'air
- Θ correspond à la température potentielle

A partir de cette définition du tourbillon potentiel d'Ertel, il est possible d'exprimer en coordonnées pression le PV $\mathcal{P}$:

$$\mathcal{P} = -g\left((f+\xi)\frac{\partial\theta}{\partial p} - \frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right) \tag{I.2}$$

La vorticité potentielle d'Ertel définie par l'équation I.2 est une fonction du vent (ξ, u, v) et de la température (Θ). Ainsi, l'équation I.2 est équivalente à : $\mathcal{P} = f(\overrightarrow{v}, T)$ où f représente ici une fonction. Mathématiquement, l'inversion du tourbillon potentiel consiste donc à retrouver (ξ, Θ) en inversant la fonction f tel que :

$$(\xi, \Theta) = \mathcal{P}^{-1}$$

L'ensemble du développement mathématique de l'inversion est présenté dans l'annexe A.

I.2.2. Expériences d'inversions

Les expériences d'inversions se dérouleront schématiquement comme suit :
- Création d'une anomalie de PV à partir d'une analyse précédemment extraite, de manière à imposer le PV d'une autre situation météorologique à la situation étudiée. L'anomalie est créée à partir des champs de PV et température en extrayant par exemple leurs composante basse fréquence.
- Inversion de l'anomalie crée par le principe d'inversion du PV pour définir un nouvel état de l'atmosphère. Il est possible de déterminer à quel niveau d'altitude du modèle effectuer l'inversion. Ainsi, il sera possible d'inverser le PV dans la stratosphère ou la troposphère seulement.
- Prévision lancée à partir de l'état final de l'inversion.

CHAPITRE II

Étude du cas particulier

Ce chapitre vise à examiner le cas d'étude suggéré dans l'introduction : Janvier-Février 2010, ainsi qu'à étudier diverses prévisions de contrôle.

II.1. Observations des jets dans la stratosphère et troposphère

La figure II.1 présente l'évolution au cours du temps du vortex polaire. Le vortex est initialement présent au 17 Janvier, puis se détruit au cours du temps jusqu'au 29 Janvier où nous avons alors la présence d'un jet stratosphérique hémisphérique au dessus de la Sibérie et du sud de l'Europe. Cette destruction du vortex polaire s'accompagne également par un décalage vers le sud du jet stratosphérique au dessus de l'Atlantique comme cela est présente sur la figure II.2. De plus, a décélération du vent zonal stratosphérique est accompagnée également d'un décalage vers le sud du jet troposphérique, passant d'une position autour de 40°N le 17 Janvier à une position autour de 25 °N

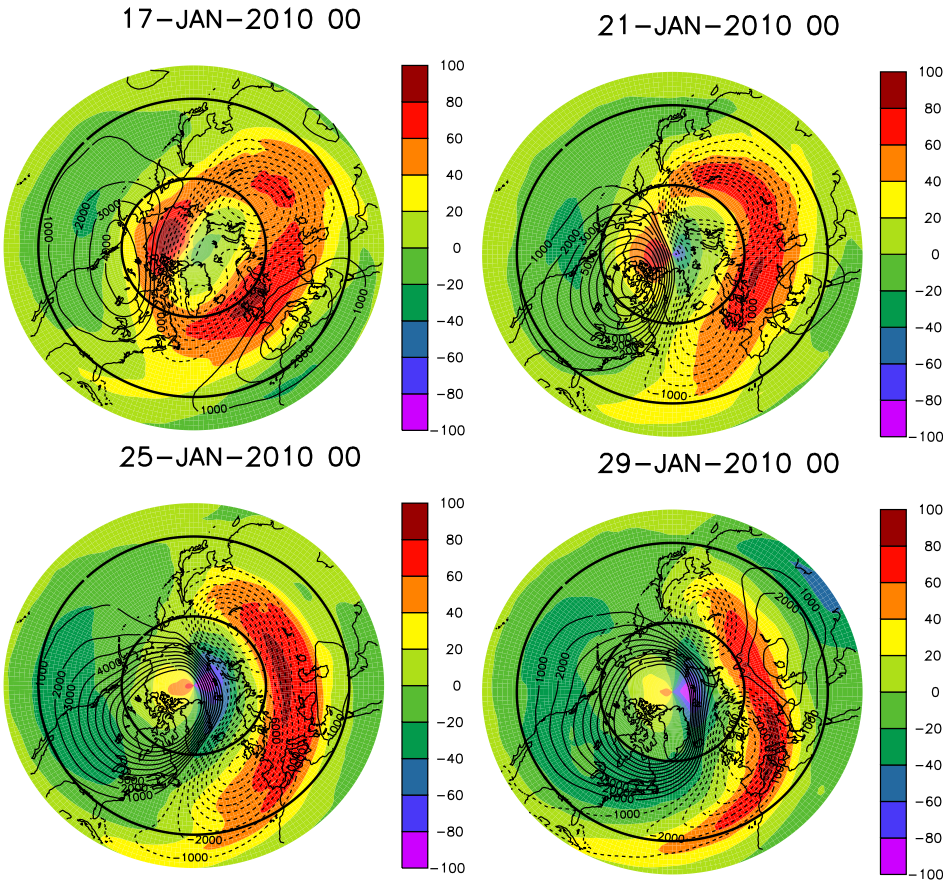

FIGURE II.1.: *Destruction du vortex polaire entre le 17 et le 29 Janvier. En couleur est représentée l'intensité du vent zonal en $m.s^{-1}$. En noir sont représentées les isolignes de géopotentiel. Données : ERA-Interim*

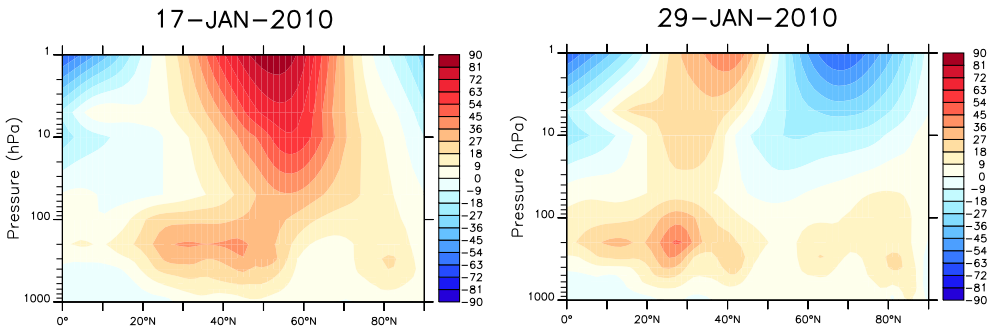

FIGURE II.2.: *Évolution du vent zonal moyenné entre 90°O et 0°O entre le 17 et le 29 Janvier. Unités en* $m.s^{-1}$. *Données : ERA-Interim*

La figure II.3 permet de mieux se rendre compte de l'évolution de la position du jet troposphérique. Le jet arrivant initialement sur l'ouest de l'Europe au 17 Janvier est atténué et décalé au cours du temps pour se positionner à partir du 25 Janvier au sud de l'Europe. Le déplacement latitudinal du jet troposphérique est accompagné d'un fort train d'ondes synoptiques présent dans la troposphère atlantique entre le 20 et le 27 Janvier. Ce train d'ondes est mis en évidence sur le digramme longitude-temps, dit diagramme d'Hovmöller (Hovmöller (1949)), en figure II.4 où sont représentées les anomalies de vitesse méridienne entre 30 et 50°N. Durant le décalage du jet troposphérique et la présence de ce fort train d'ondes, la figure II.3 met en évidence une réorganisation du champ PV, notamment au dessus de l'océan nord-Atlantique. Cette réorganisation du champ de PV, accompagné du décalage vers le sud du jet est caractéristique d'un déferlement cyclonique des ondes de Rossby, dont nous allons discuter dans la partie suivante.

Une onde de Rossby est une onde planétaire définissant un méandre de la circulation zonale atmosphérique. Cette onde de Rossby est mise en évidence sur le diagramme de Hovmöller en figure II.4 avec les fortes anomalies de vitesses méridiennes. On peut y analyser la propagation du train d'onde sur la bande de latitude 30-50°N avec l'alternance des anomalies positives et négatives, caractéristique d'une onde de Rossby.

II.2. Déferlement des ondes de Rossby synoptiques

La notion de déferlement des ondes synoptiques, cyclonique et anticyclonique a été introduite par Thorncroft *et al.* (1993). Il a été démontré à partir de simulations idéalisées que selon la structure du champ PV, le jet atlantique allait être dévié vers le nord ou le sud. La figure II.5 représente la création d'un déferlement anticyclonique (a) et cyclonique (b) en terme de PV et son influence sur la trajectoire du jet. Un déferlement cyclonique provoque un décalage du jet vers le sud, et inversement pour un déferlement anticyclonique.

Sur la figure II.3, le champ de PV présente la structure classique d'un déferlement cyclonique au dessus de l'océan Atlantique au cours du temps. En effet, on peut remarquer sur la période 23-29 Janvier la présence d'un fort déferlement cyclonique d'un onde de Rossby synoptique provenant du Pacifique vers l'Atlantique, qui a été mis en évidence préalablement sur le diagramme de Hovmöller en figure II.4. On peut remarquer qu'à partir du 25 Janvier, une *langue* de PV partant du sud du Groenland qui déferle alors de façon cyclonique. Il en résulte donc le déplacement du jet troposphérique vers le sud observé précédemment, caractéristique d'une phase négative de la NAO.

Afin de mieux comprendre le mécanisme du déferlement, décomposons la composante du vent $\overrightarrow{u}$ en une composante géostrophique $\overrightarrow{u_g}$ et une composante dite *a-géostrophique* $\overrightarrow{u_a}$ tel que $\overrightarrow{u} = \overrightarrow{u_g} + \overrightarrow{u_a}$. On note $\overrightarrow{u_g} = \begin{pmatrix} u_g \\ v_g \end{pmatrix}$ les composantes du vent géostrophique, ainsi que celles vent a-géostrophique de manière analogue. Soit alors, pour des phénomènes à l'échelle synoptique (nombre de Rossby $R_0 \ll 1$),

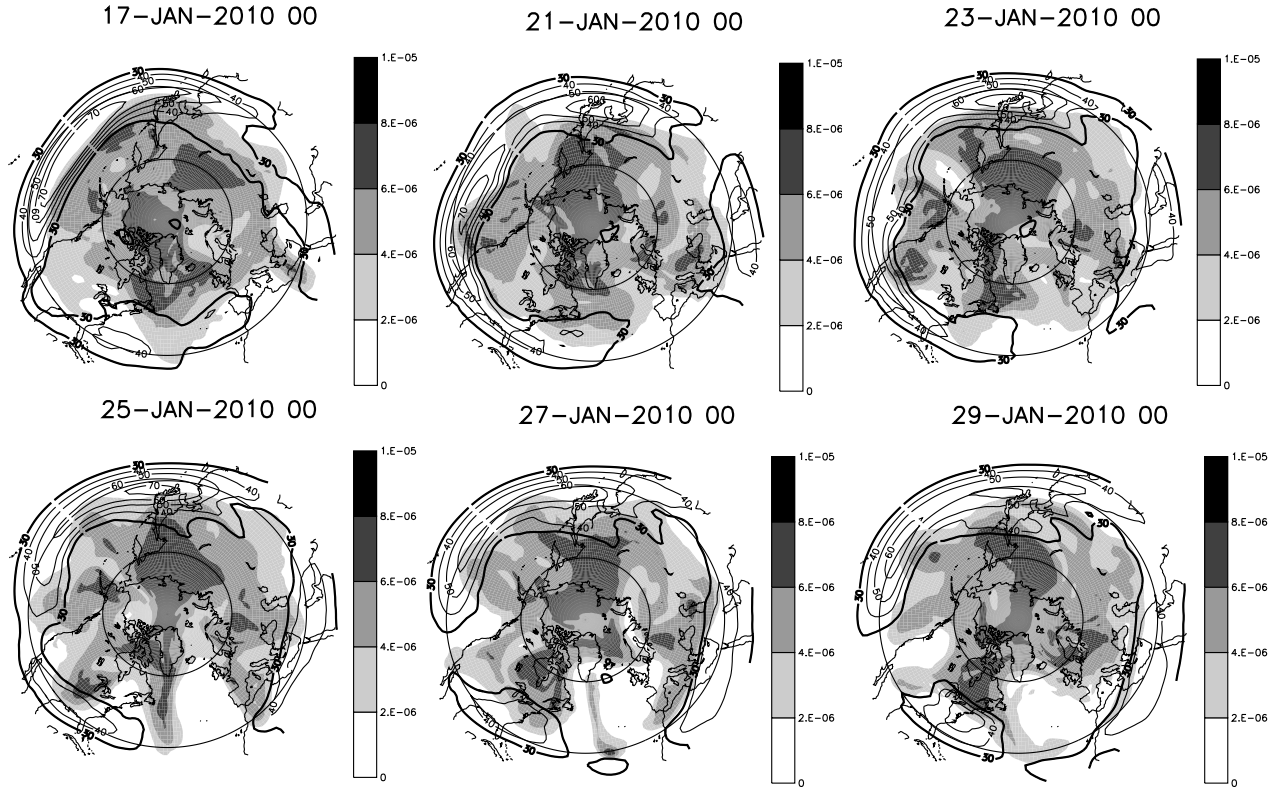

FIGURE II.3.: *Évolution du tourbillon potentiel (PV) (en grisé) au cours du temps et du vent zonal (isolignes). Unités du PV en $K.m^2.kg^{-1}.s^{-1}$ et du vent en $m.s^{-1}$. Le PV est moyenné entre les deux surfaces isentropiques à 315 et 330K proches de la tropopause. Le vent zonal est celui à 300 hPa. Données : ERA-Interim*

l'équation du mouvement zonal quasi-géostrophique II.1 :

$$\frac{\partial u_g}{\partial t} + \overrightarrow{u_g} \cdot \overrightarrow{\nabla} u_g = f_0 v_a + F_1 \tag{II.1}$$

où F_1 représente un forçage extérieur

Soit $[f] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(x,y,z,t) d\lambda$ la moyenne zonale de f et u^* le champ d'anomalie de u, correspondant à l'écart à la moyenne zonale.

Nous obtenons finalement :

$$\Rightarrow \frac{\partial [u_g]}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} \left[u_g^* v_g^*\right] + f_0 [v_a] + [F_1] \tag{II.2}$$

(Voir annexe B pour les détails du calcul)

Soit $E = -u_g^* v_g^*$. E représente le flux de quantité de mouvement transportée par les anomalies de vent u_g^* et v_g^*. Dans un cas de déferlement cyclonique, définit par la figure II.6, les anomalies de géopotentiel sont orientées Nord-Ouest - Sud-Est. Le flux d'anomalies est tracé en rouge sur la figure. La figure met en évidence une accélération du flux du nord des dorsales jusqu'au sud des thalwegs, où le flux décélère et s'oriente vers le nord. On observe ainsi un transport de la quantité de mouvement vers le sud, lorsque $u^* v^* >> 0$. Cela se retrouve par le signe de $\partial_y E$ qui est positif au sud, et négatif au nord. Il en résulte donc une accélération du flux zonal moyen au sud du jet et une décélération du flux zonal moyen au nord, d'après l'équation II.2. Cela a pour effet de décaler le jet vers le sud, comme cela a été observé précédemment, ce qui est caractéristique d'un phase NAO négative.

A l'inverse, le déferlement anticyclonique présente des anomalies orientées Nord-Est - Sud-Ouest. Le jet est alors décalé vers le nord, qui est caractéristique d'une phase positive de la NAO.

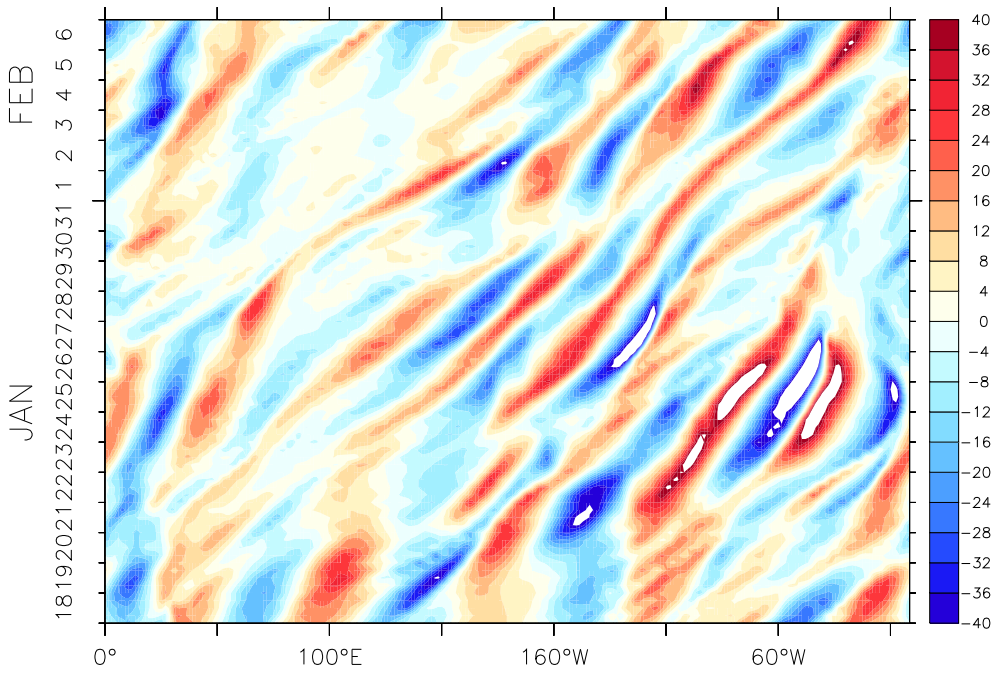

FIGURE II.4.: *Diagramme d'Hovmöller des anomalies de vent méridien moyennées entre 30°N et 50°N à 300 hPa. Unités en $m.s^{-1}$. Données : ERA-Interim*

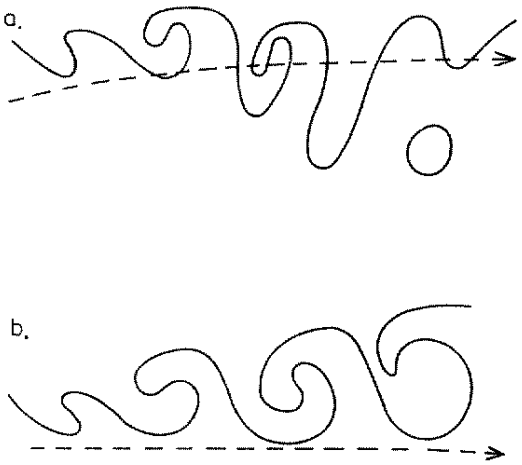

FIGURE II.5.: *Contour schématique de PV le long de la trajectoire du jet Atlantique ayant les caractéristiques (a) d'un déferlement anticyclonique et (b) d'un déferlement cyclonique.La ligne en pointillé représente la position moyenne du jet à chaque instant (d'après Thorncroft* et al. *(1993))*

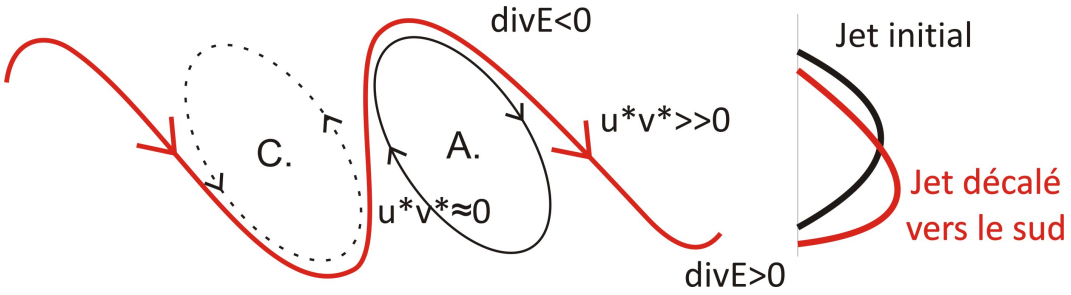

FIGURE II.6.: *Présentation schématique d'un déferlement cyclonique. Les anomalies de géopotentiel sont présentées en pointillé avec un "C" pour les talweg, et en trait plein avec un "A" pour les dorsales. En rouge, nous avons le flux d'anomalie total. A droite est représenté la position relative du jet modifié par rapport au jet initial*

II.3. Évolution des indices NAM et NAO

La figure II.7 permet d'analyser quantitativement l'évolution des indices NAO et NAM au cours du temps, qui conforte donc les observations des jets et des déferlements décrites précédemment. En effet, cette figure met en évidence trois chutes de l'indice NAO :

- La première chute survient entre le 16 et le 20 Janvier. Nous passons d'un indice NAO de 0.5 à -0.25
- La deuxième chute se produit peu de temps après, entre le 21 et le 27 Janvier. Celle ci est plus vertigineuse, puisque l'indice NAO passe de -0.25 à -1.5
- La dernière chute débute entre le 1er (Analyse Arpege) et le 4 Février (Réanalyse ERA-Interim) et se termine au 8 Février. Il s'agit ici aussi d'une chute de ≈ 1.25 de l'indice NAO.

En ce qui concerne l'évolution de l'indice NAM, ce dernier chute de 1 à -1.5 entre le 18 et le 30 Janvier (figure II.7).

La première chute de l'indice NAO étudiée dans ce rapport est celle survenant à partir du 1er Février, quelques jours après la destruction du vortex polaire observé sur la figure II.1, qui se produit entre le 18 et le 30 Janvier comme cela est mis en évidence par l'indice NAM stratosphérique. Le but est alors d'observer l'influence de la chute de l'indice NAM sur cette phase négative de la NAO. La deuxième chute de l'indice NAO analysé dans le rapport est celle du 20 Janvier, intervenant avant la chute de l'indice NAM. Le but est alors de déterminer l'influence du déferlement cyclonique mis en évidence sur la figure II.3, associé au décalage vers le sud du jet troposphérique, sur la chute de l'indice NAO.

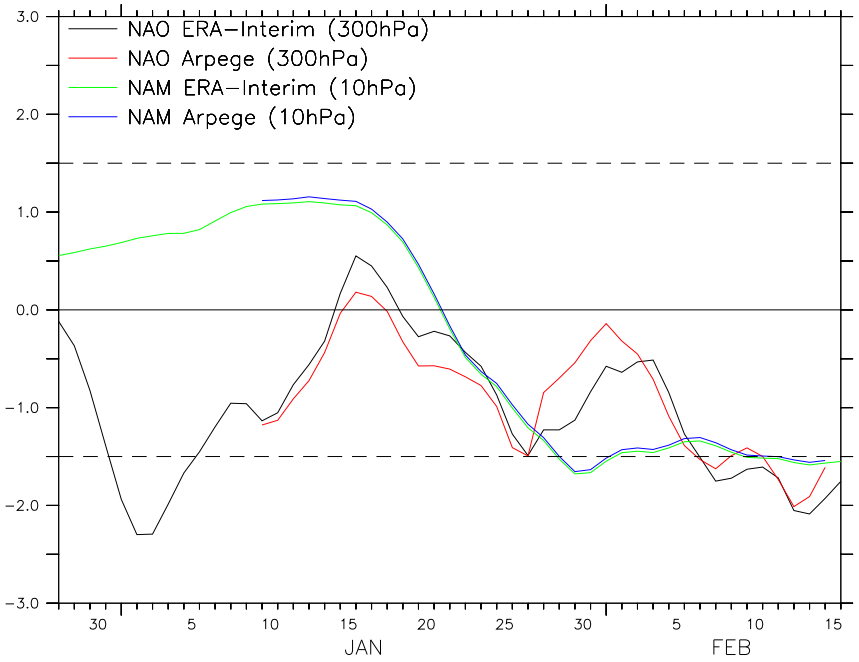

FIGURE II.7.: *Évolution des indices NAM à 10 hPa et NAO à 300 hPa durant l'hiver 2009-2010 pour la ré-analyse ERA-Interim. En noir et rouge respectivement : évolution temporelle de l'indice NAO à 300 hPa calculé pour la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege. En vert et bleu respectivement : évolution temporelle de l'indice NAM à 10 hPa pour la réanalyse ERA-Interim et l'analyse Arpege*

II.4. Prévisions de contrôle

Dans l'optique de lancer des expériences d'inversion du tourbillon potentiel modifiant ainsi les conditions initiales du modèle, il nous faut tout d'abord réaliser un certain nombre de simulations de contrôle. En effet, afin de pouvoir valider les résultats en sortie de l'inversion, il est nécessaire de vérifier dans un

premier temps que le modèle est capable de bien représenter le phénomène étudié. Douze simulations de contrôle ont donc été lancé, correspondant à quatre prévisions, avec une expérience pour chaque réseau considéré (assimilation, production et ERA-Interim) aux dates suivantes :

18, 19, 20 et 22 Janvier

Les 18,19 et 20 Janvier marquent du début de la chute de l'indice NAO observée sur la figure II.7 alors que le 22 Janvier correspond au début de la présence du fort train d'ondes de Rossby au dessus de l'Atlantique, mis en évidence sur la figure II.4. Le cas du 21 Janvier ne présente pas de réel intérêt, la situation étant très similaire à celle du 20 Janvier, et l'amplitude du train d'ondes de Rossby n'est pas aussi importante qu'à la situation du 22 Janvier. Le but est de vérifier que chaque prévision simule correctement la chute de l'indice NAM ainsi que les deux chutes de l'indice NAO.

La figure II.8 présente les résultats en terme d'indice NAO des quatre prévisions de contrôle en comparaison avec les ré-analyse et analyse. Il est remarquable que l'ensemble des prévisions prévoient une chute de l'indice NAO durant les premiers jours d'intégration du modèle. En revanche, quelques cas prévoient une remonté rapide de l'indice NAO. En ce qui concerne la deuxième chute de l'indice NAO, la totalité des prévisions la prévoient, avec quelques jours de décalages cependant, et plus ou moins marqué selon la prévision.

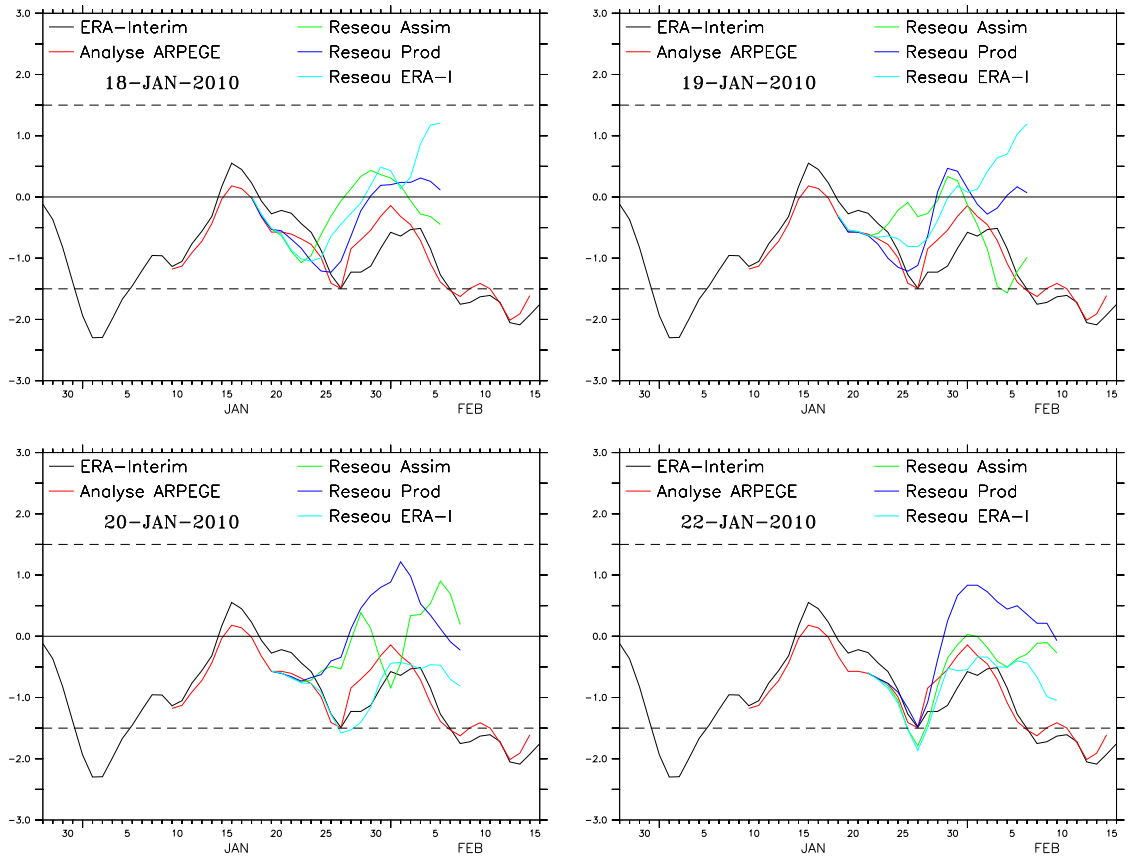

FIGURE II.8.: *Évolution des indices NAO à 300 hPa pour les quatre prévisions de contrôles aux trois réseaux (Assim : assimilation, Prod : production, ERA-I : ERA-Interim) en comparaison avec l'indice NAO calculé par la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege. De gauche à droite et de haut en bas : prévision du 18, 19, 20 et 22 Janvier*

La figure II.9 présente quant à elle l'évolution de l'ensemble des indices NAM calculés à 10 hPa pour les douze prévisions de contrôle en confrontation avec les ré-analyse et analyse. La chute de l'indice NAM est très bien représenté par l'ensemble des prévisions. En effet, jusqu'au 28 Janvier, l'ensemble des prévisions atteint une valeur de l'indice NAM ≤ -1. A partir du 28 Janvier, les résultats commencent

à diverger entre eux, mais l'ensemble des résultats reste tout de même ≤ -0.5 avec une majorité ≤ -1.25. La prévisibilité de l'indice NAM à 10 hPa, et donc de la destruction du vortex polaire est donc parfaitement prédite par les prévisions de contrôle, de même que la deuxième chute de l'indice NAO était présente dans l'ensemble des résultats de la figure II.8.

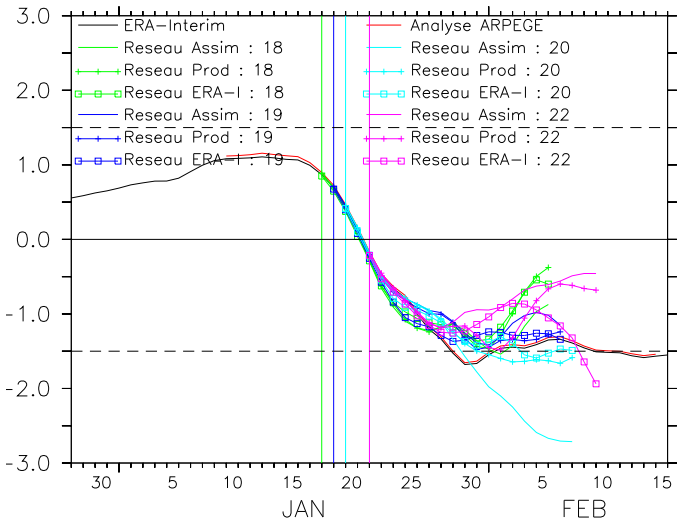

FIGURE II.9.: *Évolution des indices NAM à 10 hPa pour les quatre prévisions de contrôles aux trois réseaux (Assim : assimilation, Prod : production, ERA-I : ERA-Interim) aux quatre jours considérés en comparaison avec la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege*

Il est possible enfin d'analyser la propagation de l'indice NAM sur toute la verticale, ce qui est présenté par la figure II.10. La moyenne des douze prévisions de contrôle est présenté ici sous le terme *Forecasts*, en confrontation avec la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege. En ce qui concerne l'ensemble des prévisions de contrôle (*Forecasts*), la transition de l'indice NAM négatif entre la stratosphère et la troposphère se produit plus tardivement que dans les analyses. En effet, la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege présentent une propagation de l'indice NAM négatif de la stratosphère à la troposphère (entre 100 et 200 hPa) entre le 23 et le 30 Janvier, le minimum de l'indice NAM troposphérique étant le 30 Janvier avec une valeur atteignant ≈ -1.9. Les prévisions de contrôles prévoient une transition de l'indice NAM stratosphérique dans la troposphère un peu plus lente, entre le 23 Janvier et le 1er Février, le minimum étant atteint le 2 Février, qui est alors plus élevé que pour les analyses puisque l'indice est de ≈ -1.2.

Il apparait donc que l'ensemble des prévisions sous-estime donc la descente du NAM dans la basse stratosphère et la troposphère.

Dans l'ensemble, les résultats des prévisions de contrôle sont donc très satisfaisants puisqu'ils décrivent correctement l'évolution des indices NAM et NAO sur la période considérée. La qualité des prévisions au niveau de l'évolution du train d'onde observé sur l'Atlantique entre le 20 et le 27 Janvier ne sont pas présentés ici mais attestent aux aussi du bon fonctionnement du modèle. Ces prévisions permettront donc de s'appuyer dessus en vu de les comparer aux résultats des expériences aux conditions initiales modifiées pour valider ces derniers.

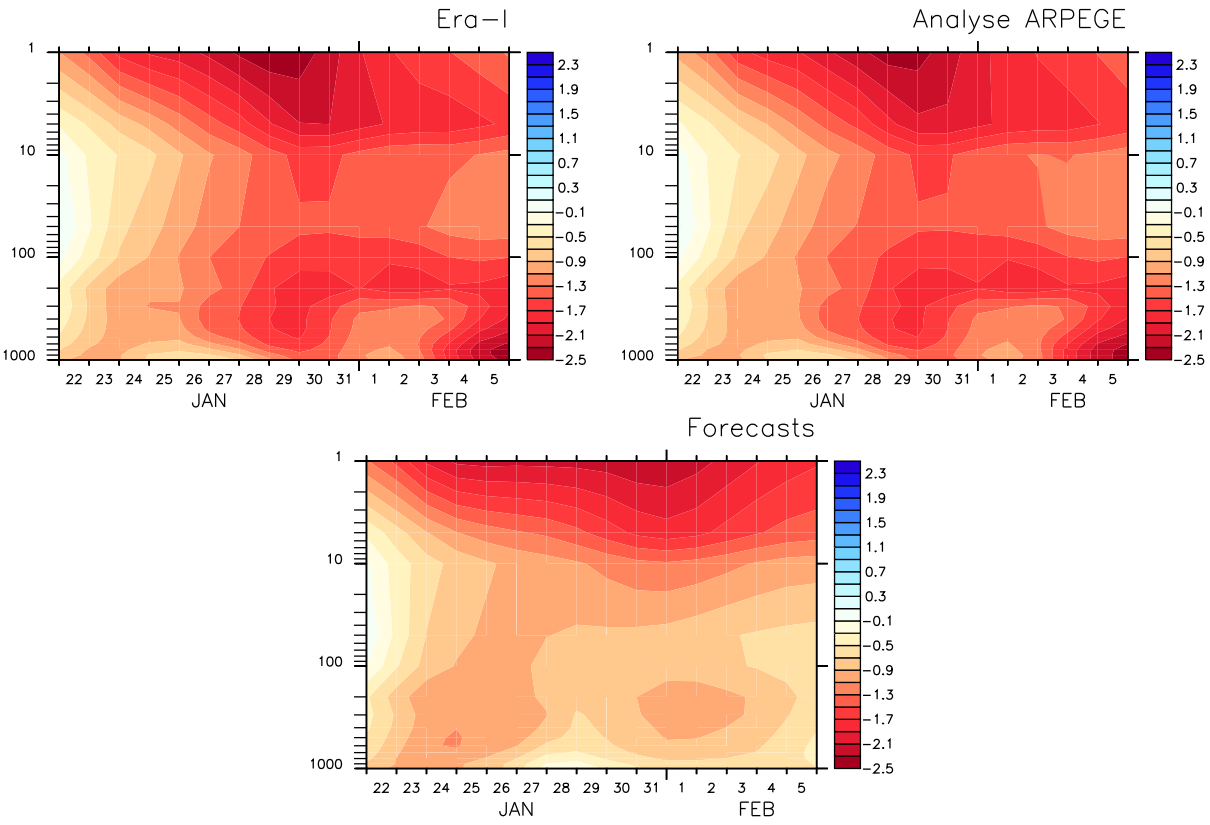

FIGURE II.10.: *Évolution de l'indice NAM sur toute la colonne d'air au cours du temps pour la ré-analyse ERA-Interim (Era-I), l'analyse Arpège, ainsi que la moyenne des prévisions de contrôle (Forecasts)*

CHAPITRE III

Expériences de sensibilité à l'intensité du vortex stratosphérique polaire

III.1. Principe

La figure II.7 présente une chute de l'indice NAM et de l'indice NAO durant l'hiver 2009-2010. Au 18 Janvier, l'indice NAM stratosphérique est d'environ 1, juste avant de chuter jusqu'au 30 Janvier à une valeur inférieure à -1.5 (figure .4). Cela est suivit par une chute de l'indice NAO à partir du 1er Février. La phase négative de la NAO suit donc la phase négative du NAM, comme cela a déjà pu être observé dans de nombreux cas présentés par Baldwin et Dunkerton (1999).

Afin d'évaluer si la chute de l'indice NAO est bien corrélé à la chute de l'indice NAM quelques jours plus tôt, la première expérience réalisée consistera à inverser le PV dans la stratosphère seulement. Le but est de placer au dessus de la troposphère d'un instant $t_1 = 18, 19 ou 20 Janvier$ la stratosphère de l'instant $t_2 = 30 Janvier$. La figure III.1 présente de façon schématique l'expérience réalisée, où le champ de PV de la stratosphère de l'instant t_2 est placé au dessus de celui de la troposphère à l'instant t_1.

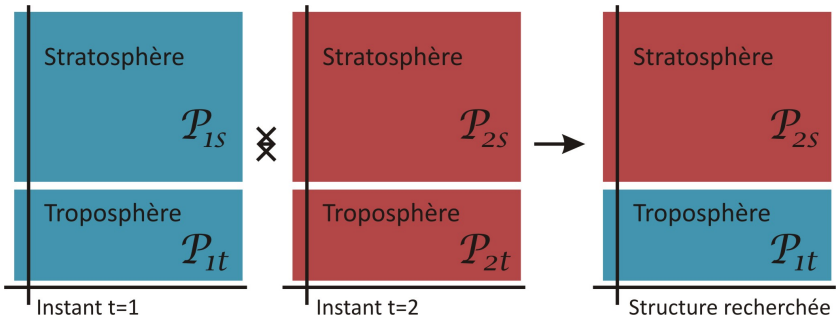

FIGURE III.1.: *Principe de l'expérience d'inversion*

Placer la stratosphère du 30 Janvier en lieu et place de celle du 18, 19 et 20 Janvier vise à détruire prématurément le vortex polaire, afin d'accélérer la chute de l'indice NAM aux trois dates considérées et d'en observer la conséquence sur l'indice NAO. Neuf inversions stratosphériques seront donc effectuées, trois inversions par jour considéré, une sur le réseau d'assimilation, une sur le réseau de production, et une à partir de la ré-analyse ERA-Interim.

III.2. Résultats

III.2.1. Indice NAM à 10 hPa

Le premier résultat en sortie d'inversion analysé est l'évolution de l'indice NAM stratosphérique. La figure III.2 présente l'ensemble des séries temporelles des neufs inversions. Alors que les prévisions de contrôle prévoyaient correctement la chute de l'indice NAM à 10 hPa, les résultats des inversions présentent tous un indice NAM fortement diminué dès le début de la simulation par rapport aux

analyses et prévisions (≈ -1 en moyenne). Ceci atteste de la réussite de l'inversion et de la destruction du vortex polaire. Deux grandes tendances se dégagent de cette figure :

- Dans un cas l'indice NAM à 10 hPa chute jusqu'à ≈ -2.25 puis se stabilise autour de cette valeur. Il s'agit des trois expériences lancées au 18 Janvier, ainsi que les deux expériences lancées le 20 Janvier sur les réseaux de production et à partir de la ré-analyse ERA-Interim.
- Dans l'autre cas, l'indice NAM remonte et vient se stabiliser autour de ≈ -1.5, valeur retrouvée par les analyses et prévisions. Les trois expériences lancées au 19 Janvier ainsi que celle du 20 Janvier sur le réseau d'assimilation sont dans ce cas.

Dans l'ensemble, la moyenne de toutes les simulations (courbe noire épaisse sur la figure III.2), présente un indice NAM à 10hPa bien inférieur à celui observé dans les analyses et prévisions tout au long de la période considérée.

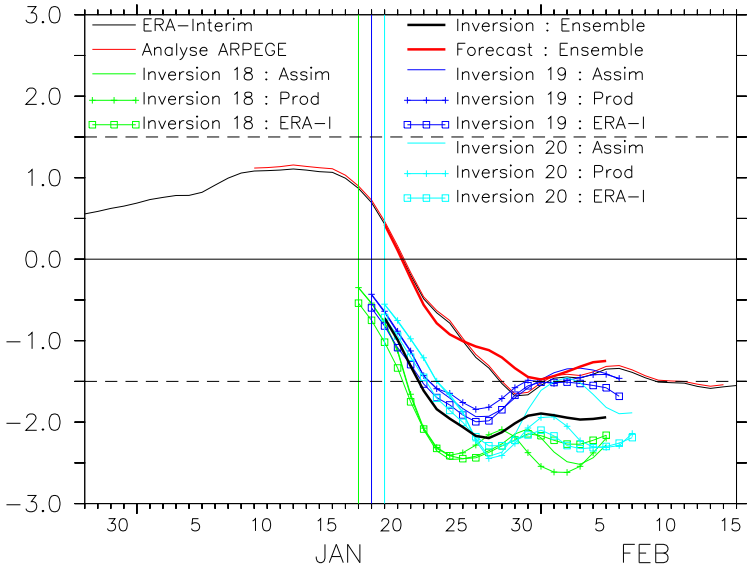

FIGURE III.2.: *Évolution de l'indice NAM à 10hPa - Expériences d'inversion stratosphérique. Les deux courbes fines noire et rouge correspondent respectivement à la ré-analyse ERA-Interim et l'analyse Arpege. Les courbes vertes représentent l'évolution de l'indice NAM à 10 hPa pour les trois expériences d'inversions à la date du 18 Janvier. L'une étant basée sur le réseau d'assimilation (Assim), l'autre sur le réseau de production (Prod) et la dernière créée à partir de la ré-analyse ERA-Interim (ERA-I). Les courbes "Inversion 19" et "Inversion 20" correspondent aux inversions lancées sur les mêmes réseaux, aux 19 et 20 Janvier respectivement. Enfin, les séries temporelles représentées par des lignes épaisses noire et rouge correspondent aux moyennes des neufs inversions (en noir) et des neufs prévisions de contrôle (en rouge)*

III.2.2. Propagation verticale de l'indice NAM

Au delà de l'indice NAM à 10 hPa, il est possible d'observer la propagation de l'indice NAM sur toute la colonne d'air. C'est ce que représente la figure III.3. Concernant l'indice NAM troposphérique, les analyses, les prévisions, ainsi que les inversions prévoient une petite remonté de l'indice entre le 20 et le 22 Janvier à 300-400 hPa. En revanche les résultats des inversions observent une propagation verticale de l'indice NAM plus précoce que les analyses et prévisions entre la basse stratosphère et la haute troposphère. En effet, l'indice NAM semble transiter de la stratosphère à la troposphère dès le 21 Janvier, soit 2 à 3 jours plus tôt que dans les analyses et les prévisions de contrôle. Le minimum de l'indice pour les inversions est alors atteint le 28 Janvier avec une valeur de ≈ -2.4, bien plus négative que dans les prévisions et analyses.

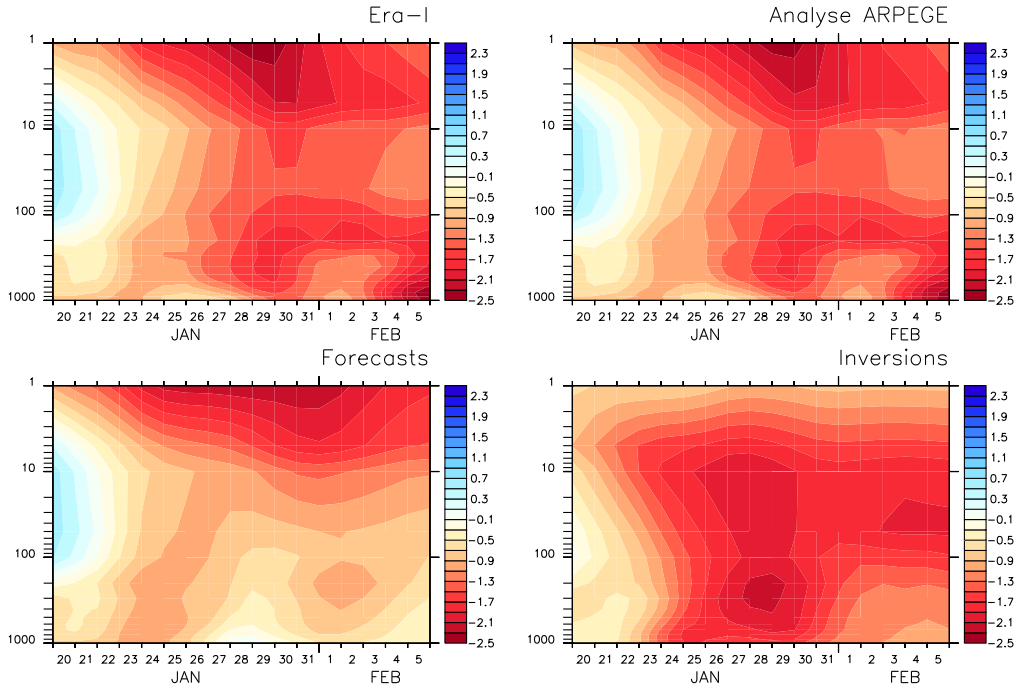

FIGURE III.3.: *Évolution de l'indice NAM sur toute la colonne d'air au cours du temps pour la ré-analyse ERA-Interim (Era-I), l'analyse Arpège, ainsi que la moyenne des prévisions de contrôle (Forecasts) et la moyenne des résultats d'inversions stratosphérique. La verticale est représentée en niveaux pression (hPa) en échelle logarithmique.*

III.2.3. Indice NAO à 300 hPa

Il vient d'être montré que l'indice NAM troposphérique a chuté plus rapidement dans le cas de la destruction du vortex polaire prématurée. L'indice NAO à 300 hPa étant fortement couplé à l'indice NAM troposphérique, comme cela a pu être présenté dans l'introduction de ce rapport, l'indice NAO devrait donc chuter aussi de façon prématurée par rapport aux prévisions et analyses.

La figure III.4 présente les résultats des trois inversions aux trois dates considérées (18, 19 et 20 Janvier 2010). Pour les cas des 18 et 20 Janvier, l'indice NAO chute à partir du 23 Janvier alors que cette chute était beaucoup moins marquée, voir absente pour les prévisions de contrôle. L'indice NAO présente des valeurs plus négatives que les prévisions et les analyses.

En ce qui concerne les résultats du 19 Janvier, la chute de l'indice NAO à partir du 23 Janvier observée précédemment est ici absente. L'inversion ne semble donc pas avoir précipité la chute de l'indice NAO comme dans les deux autre cas. Cependant, la figure III.2 montre que toutes les inversions du 19 présentent un indice NAM à 10 hPa qui remonte très vite, à partir du 27 Janvier au niveau de l'indice NAM des prévisions de contrôle. L'inversion semble donc avoir été moins performante pour la date du 19 Janvier, et cela s'en ressent donc dans l'évolution de l'indice NAO. De plus, l'évolution de l'indice NAM à 10 hPa de l'inversion sur le réseau d'assimilation au 20 Janvier remonte aussi au niveau de l'indice des prévisions, plus tardivement cependant, à partir du 29 ou 30 Janvier. L'indice NAM atteint les mêmes valeurs que les prévisions entre le 1er et le 4 Février. L'évolution de l'indice NAO à 300 hPa de cette même inversion montre que l'indice est plus positif d'environ 0.5 points durant cette même période par rapport à la moyenne d'ensemble, entre le 1er et le 3 Février. Dans une moindre mesure, l'inversion sur le réseau de production au 20 Janvier présente aussi des valeurs de l'indice NAM à 10 hPa supérieures aux autres inversions entre le 30 Janvier et le 4 Février, et il s'agit aussi d'un cas à indice NAO élevé durant cette même période.

Finalement, les résultats obtenus corroborent ceux mis en évidence par Charlton *et al.* (2004) sur un impact significatif des conditions initiales dans la stratosphère sur la troposphère à partir d'une dizaine ou quinzaine de jours d'intégration du modèle de prévision. Ces résultats sont présentés dans

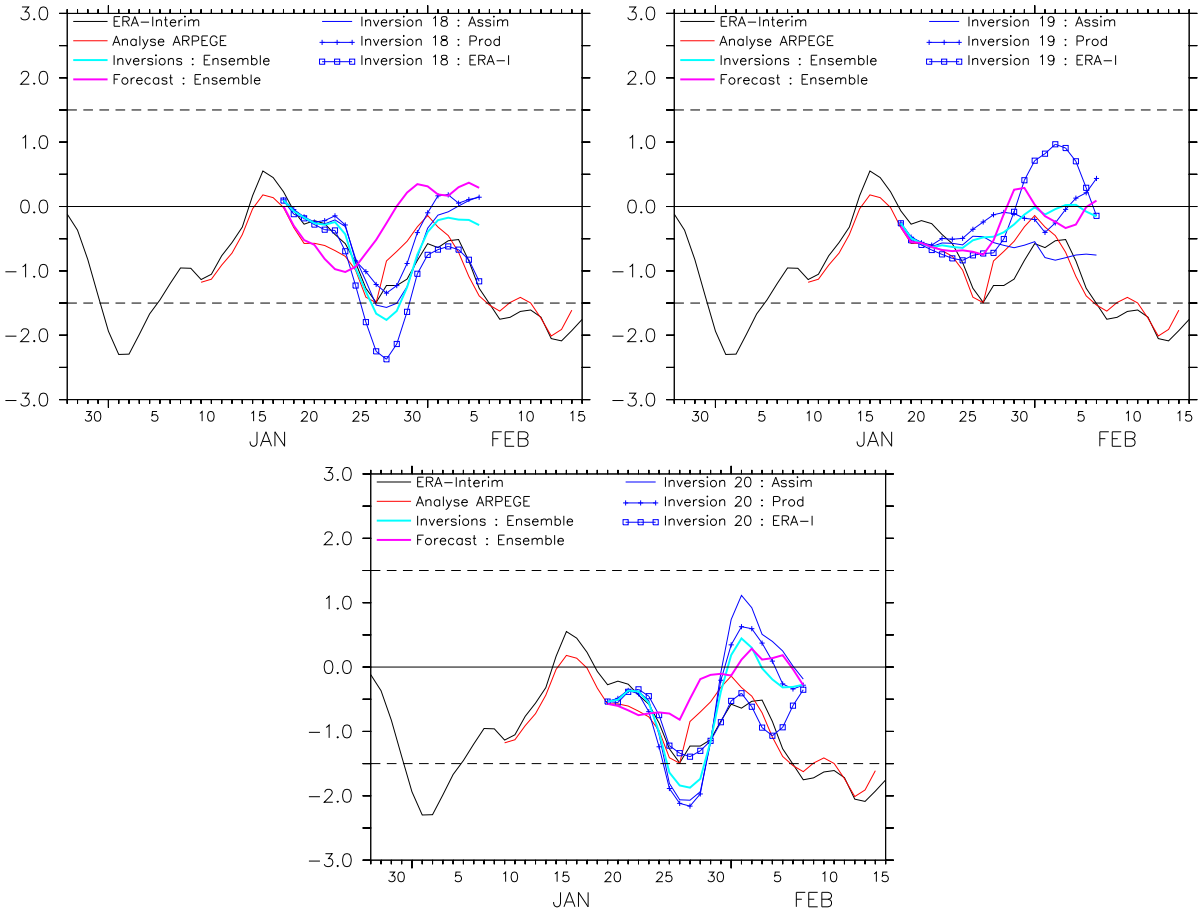

FIGURE III.4.: *Évolution de l'indice NAO à 300 hPa. Chaque graphe présente les résultats d'une inversion stratosphérique sur les trois réseaux (Assim, Prod et ERA-I) accompagnés de leur moyenne, de la moyenne des prévisions de contrôles à la date considérée, de la ré-analyse ERA-Interim et de l'analyse Arpege. En haut à gauche : 18 Janvier, en haut à droite : 19 Janvier, en bas : 20 Janvier*

l'annexe C qui expose de manière similaire à la notre l'évolution verticale de l'indice NAM au cours du temps pour les différentes expériences et ré-analyses.

CHAPITRE IV

Expériences de sensibilité à l'intensité des ondes de Rossby synoptiques

IV.1. Principe

Il vient d'être mis en évidence que la destruction du vortex polaire provoque un passage à la phase négative de la NAO une dizaine de jours plus tard. Les prochaines expériences s'intéressent quant à elles à l'impact immédiat sur la NAO de l'intensité des ondes de Rossby synoptique se trouvant dans la haute troposphère.

IV.1.1. Observations

La présence d'un fort train d'ondes de Rossby est observé sur le diagramme d'Hovmöller en figure II.4 à partir du 22 Janvier. La figure IV.1 présente l'évolution de ce train d'onde lorsque son intensité est maximum selon la ré-analyse ERA-Interim. Il y est représenté le signal haute fréquence du géopotentiel et de la vitesse méridienne attestant du déferlement cyclonique des ondes synoptiques de Rossby au cours du temps. Or il a été observé qu'un déferlement cyclonique des ondes synoptiques provoquait un décalage vers le sud du jet troposphérique, caractéristique d'une phase négative de la NAO, que l'on retrouve bien sur la figure II.7 à partir du 22 Janvier.

Le signal haute fréquence présenté sur la figure IV.1 a été extrait des données en soustrayant aux champs totaux le signal basse fréquence. Le signal basse fréquence est extrait des données en utilisant un filtre gaussien passe-bas définit sur 33 dates séparées de 6h chacune comme suit :

$$H(t) = e^{\frac{-(t-16)^2}{8^2}}$$

où $t \in [0, 32] \in \mathbb{N}$

Pour estimer l'efficacité d'un filtre, il faut calculer sa fréquence de coupure ω_c. La fréquence de coupure définit la limite théorique à partir de laquelle tout signal dont sa fréquence $\omega > \omega_c$ sera rejetée par le filtre. En pratique, ces signaux ne sont pas rejetés, mais seulement atténués. La fréquence de coupure est donné à partir de la réponse fréquentielle du filtre à $-3dB$. En effet, cela correspond à une diminution de moitié de la puissance du signal en entrée. Le diagramme de Bode du filtre représenté sur la figure IV.2 permet de trouver $\omega_c = 0.094 \approx \frac{1}{10.5}$, qui correspond donc à des phénomènes ayant une variabilité de $\approx 10,5$ jours. Ce filtre permet donc de récupérer les structures à variabilité supérieure à 10 jours, et ainsi filtrer les phénomènes à variabilité plus rapide.

IV.1.2. But

Le but de l'inversion troposphérique est de supprimer le signal haute fréquence (HF) présent dans la troposphère afin d'atténuer fortement le déferlement des ondes synoptiques observé. Il sera alors possible d'évaluer l'impact des ondes de Rossby synoptiques sur le passage à la phase négative de la NAO, et donc, le rôle des ondes synoptiques sur la chute de la NAO observée en Janvier 2010.

Afin d'atténuer le signal HF, le filtre gaussien $H(t)$ présenté précédemment est appliqué sur le champ de PV et de température de l'hémisphère nord entre 200 et 850 hPa pour en extraire le signal basse

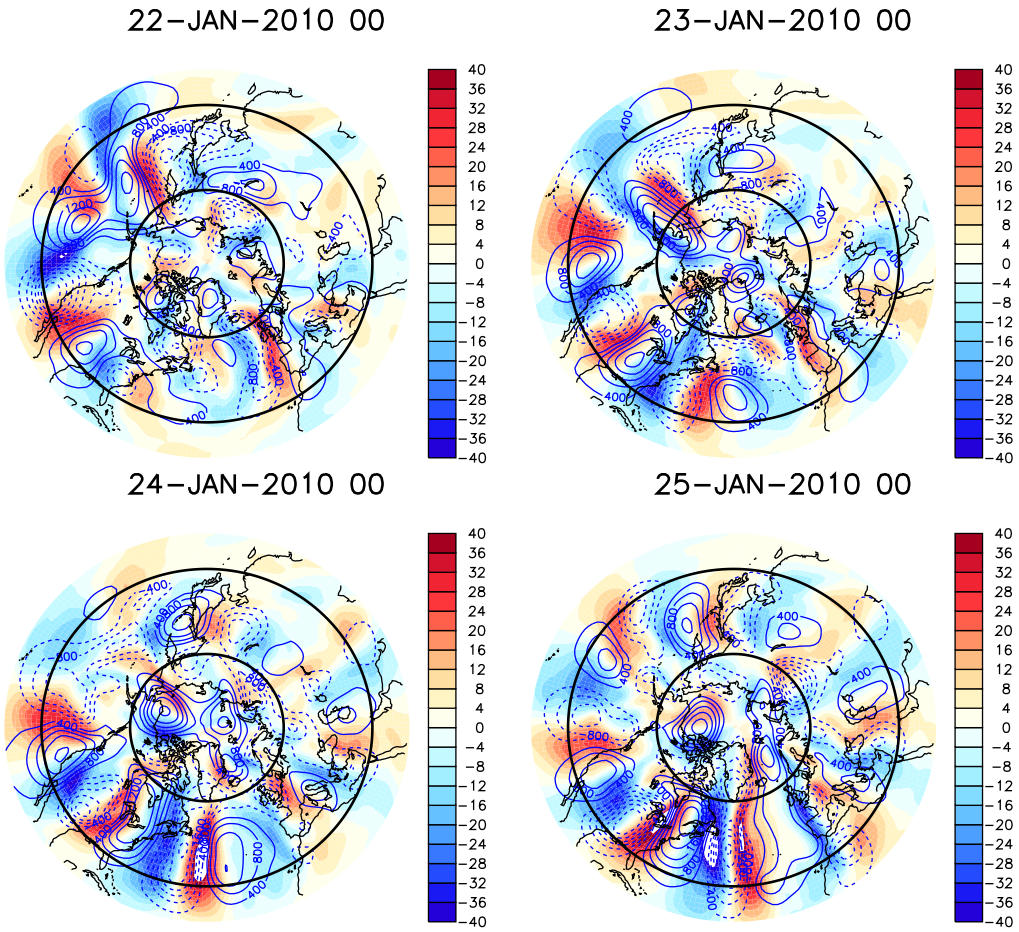

FIGURE IV.1.: *Évolution du train d'ondes synoptique sur l'hémisphère nord. En couleur est représenté l'intensité de la composante haute fréquence du vent méridien en* $m.s^{-1}$. *Les isolignes représentent les anomalies haute fréquence du géopotentiel en hPa, les valeurs négatives sont représentées en pointillé et les valeurs positives en trait plein. Données : ERA-Interim*

fréquence (BF) des données. A partir du signal (BF), il est donc possible de créer l'anomalie pour définir le nouvel état initial de la troposphère qui sera inversé. Les inversions ont été effectuées sur quatre jours pour les trois réseaux, soit un total de 12 expériences. Les jours considérés sont le 18, 19 et 20 Janvier, ces quatre dates étant en amont du train d'onde observé, ainsi que le 22 Janvier, lorsque le train d'onde commence à être fort en Atlantique.

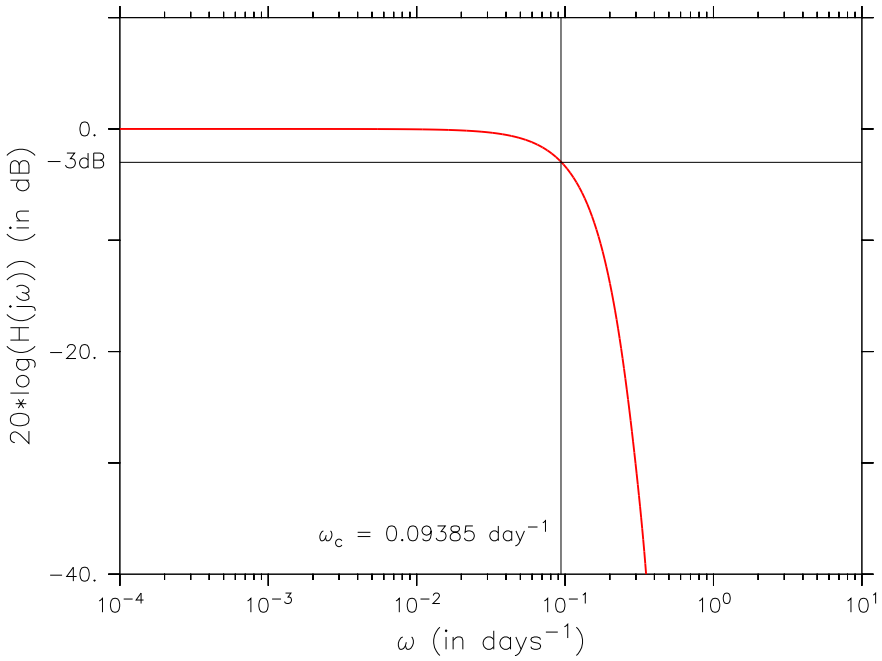

FIGURE IV.2.: *Diagramme de Bode du filtre basse fréquence Gaussien utilisé pour extraire le signal haute fréquence des données*

IV.2. Résultats

IV.2.1. Confrontation des résultats

L'ensemble des diagrammes d'Hovmöller des inversions permettent d'évaluer la performance de l'inversion en analysant qualitativement l'amplitude des ondes de Rossby, afin de se rendre compte si elles ont bien été diminuées au dessus de l'océan Atlantique. Les diagrammes ne sont pas présentés pas ici, mais un diagramme récapitulatif de toutes les expériences, où les champs ont été moyenné entre le 22 et le 30 Janvier, est présenté en figure IV.3. L'amplitude des ondes synoptiques au dessus de l'Atlantique est représentée sur ce diagramme par le champ V_{abs}. Les expériences d'inversion du 18 Janvier sur les réseau d'assimilation et de production présentent des amplitudes anormalement élevées par rapport aux autre expériences. Cela atteste que pour ces deux expériences le train d'ondes de Rossby n'a pas été atténué. Il se trouve que pour ces deux expériences, les indices NAO à 300 hPa sont les plus faibles de toutes les inversions. De plus, les indices NAO sont plus faibles que ceux de leurs prévisions de contrôle respectives, qui présentent aussi des amplitudes V_{abs} plus faibles que les deux inversions.

En revanche, pour l'ensemble des autre expériences d'inversion, l'amplitude moyenne du train d'onde de Rossby a été diminué. En effet, les expériences présentent une amplitude V_{abs} plus faible que leurs prévisions de contrôle respectives. Il en va de même pour l'indice NAO à 300 hPa ainsi que l'indice NAM entre 10 et 100 hPa qui sont plus élevés dans les expériences d'inversions que dans les prévisions.

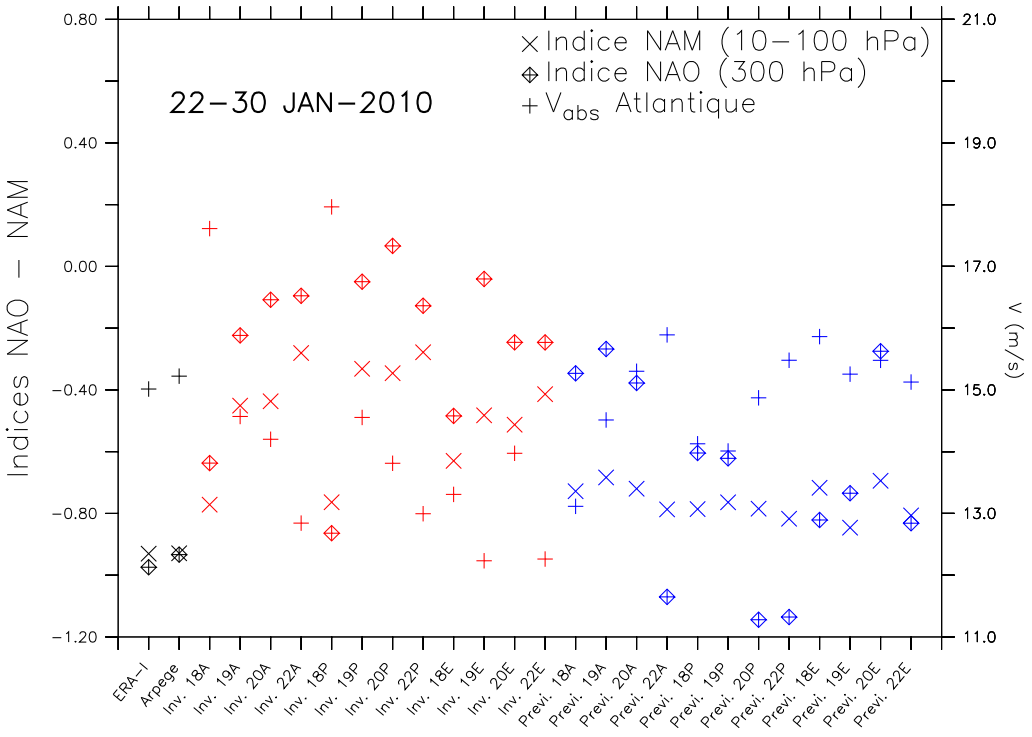

FIGURE IV.3.: *Ensemble des résultats de l'inversion troposphérique moyennés entre le 22 et le 30 Janvier. L'indice NAM correspond à l'indice NAM moyenné entre 10 et 100 hPa. V_{abs} correspond à la valeur absolue moyenne de la vitesse méridienne entre 90°O et 40°E. L'axe des abscisses désigne l'expérience ou l'analyse considérée : par exemple, "Inv. 18A" fait référence à l'inversion du 18 Janvier sur le réseau d'assimilation*

IV.2.2. Propagation verticale de l'indice NAM

La figure IV.4 présente la propagation de l'indice NAM sur toute la verticale afin de confronter les résultats des inversions avec les analyses et prévisions. L'indice NAM stratosphérique de 1 à 10hPa diffère très peu entre les inversions et les prévisions de contrôle. Le vortex polaire stratosphérique

semble donc ne pas avoir été impacté par l'inversion, comme cela était attendu. Seul la troposphère a donc bien été modifiée, et l'évolution de son indice NAM est bien différente de celle des prévisions de contrôle. En effet, alors que jusqu'au 25 Janvier, les prévisions prévoyaient une chute de l'indice NAM atteignant ≈ -1.9, la chute de cet indice dans le cas de l'inversion est beaucoup plus faible. De même, l'indice NAM troposphérique rechute entre le 29 Janvier et le 2 Février alors que les inversions prévoient une remonté de l'indice. De manière général, l'indice NAM présente ses plus grandes différences entre les prévisions et l'inversion entre 50 et 500 hPa, c'est à dire entre la basse stratosphère et la haute troposphère, lieu du déferlement des ondes synoptiques.

Avoir atténué le train d'onde de Rossby présent dans la haute troposphère semble donc avoir permis une augmentation de l'indice NAM dans la troposphère, sans impacter de manière brutale l'évolution du vortex polaire.

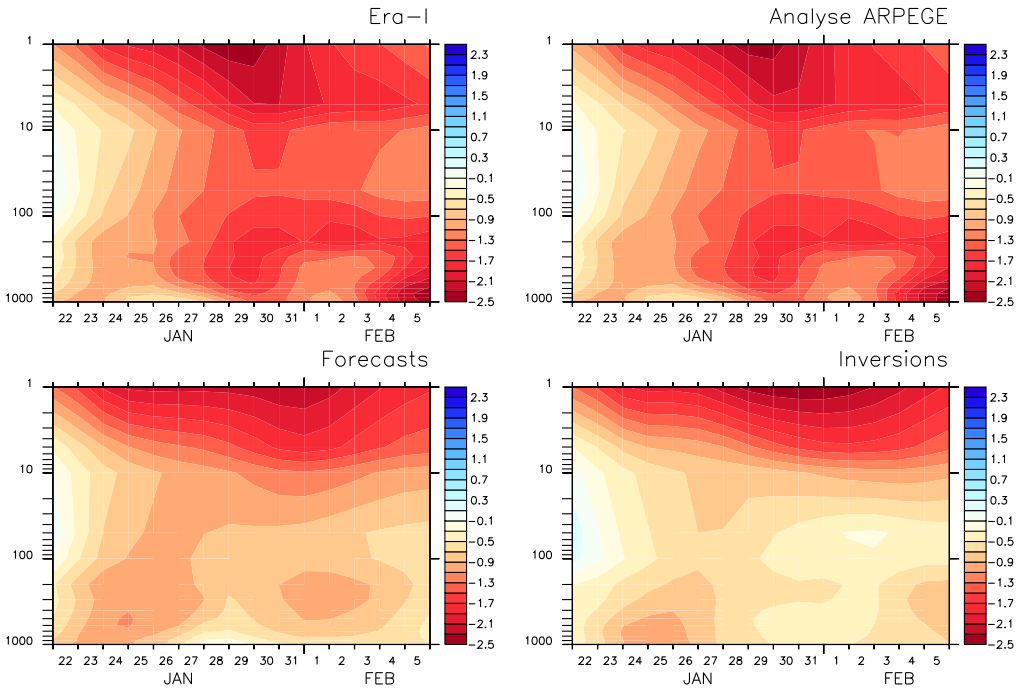

FIGURE IV.4.: *Évolution de l'indice NAM sur toute la colonne d'air au cours du temps pour la ré-analyse ERA-Interim (Era-I), l'analyse Arpège, ainsi que la moyenne des prévisions de contrôle (Forecasts) et la moyenne des résultats d'inversions troposphérique. La verticale est représentée en niveaux pression (hPa) en échelle logarithmique.*

IV.2.3. Indice NAO à 300 hPa

En ce qui concerne l'évolution de l'indice NAO à 300 hPa au cours du temps, la figure IV.5 présente les résultats pour l'ensemble des 4 inversions réalisées.

Dans l'ensemble des résultats, les indices NAO divergent dès le début des simulations entre les inversions et les prévisions de contrôle. En effet, la chute de l'indice NAO prédite dans l'ensemble des prévisions est retardée dans les expériences lancées au 18 Janvier, ou absente pour les expériences lancées au 19, 20 et 22 Janvier. Pour le cas du 18 Janvier, les deux expériences sur les réseaux de production et assimilation présentent une chute de NAO plus forte que pour l'inversion à partir d'ERA-Interim. Il s'agissait des deux expériences où l'intensité des ondes de Rossby n'a pas été atténuée suffisamment (voir figure IV.3). Pour les expériences d'inversions des 19, 20 et 22 Janvier, la moyenne d'ensemble de l'indice NAO des inversions est quasiment toujours supérieure à l'indice NAO moyen des prévisions de contrôle.

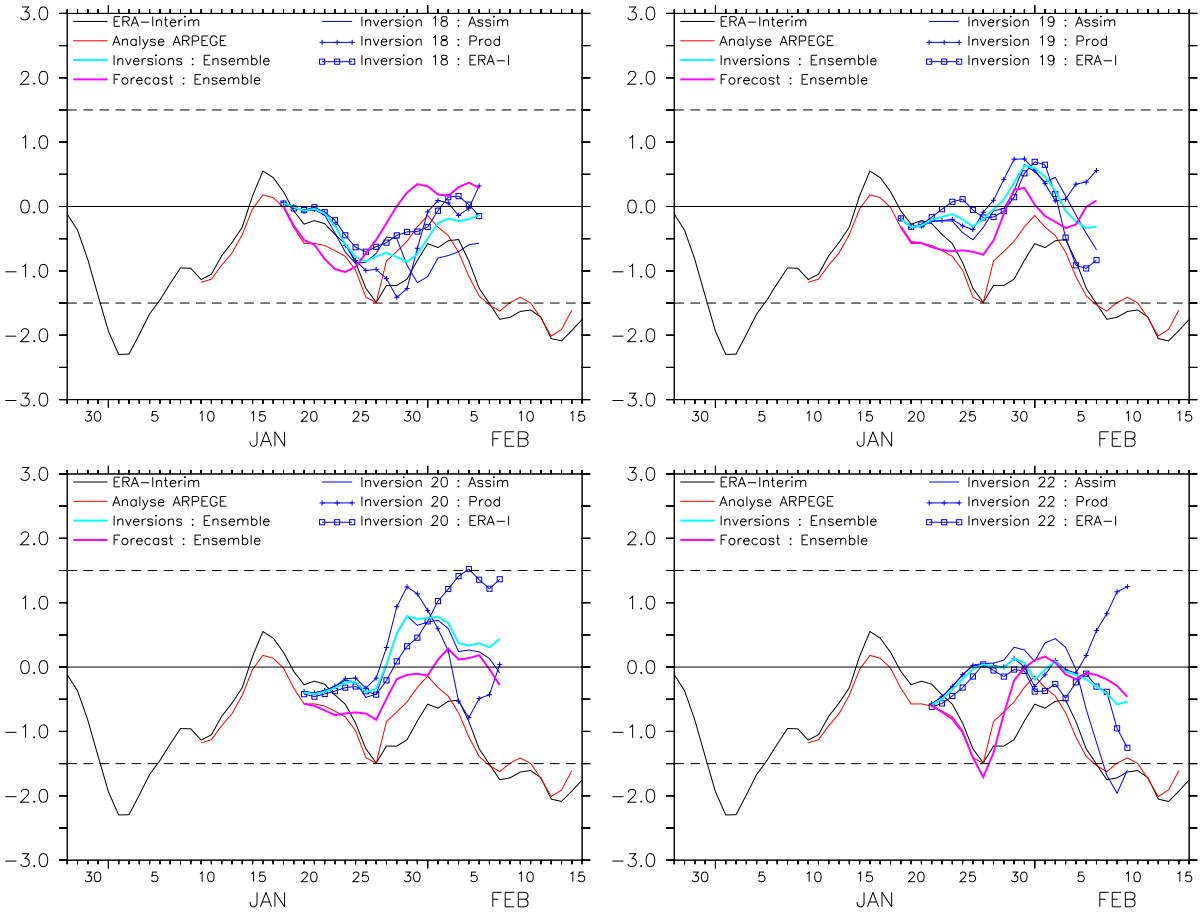

FIGURE IV.5.: *Évolution de l'indice NAO à 300 hPa. Chaque graphe présente les résultats d'une inversion troposphérique sur les trois réseaux (Assim, Prod et ERA-I) accompagnés de leur moyenne, de la moyenne des prévisions de contrôles à la date considérée, de la ré-analyse ERA-Interim et de l'analyse Arpege. En haut à gauche : 18 Janvier, en haut à droite : 19 Janvier, en bas à gauche : 20 Janvier, en bas à droite : 22 Janvier*

N'ayant pas affecté directement l'état de la stratosphère par notre inversion dans l'état initial, les divergences entre les prévisions de contrôle et les inversions sont donc uniquement dues à l'affaiblissement des trains d'ondes synoptiques au dessus de l'Atlantique, attestant ainsi de leur impact sur l'évolution de l'indice NAO.

CHAPITRE V
Discussion

Nous pouvons confronter l'ensemble de nos résultats sur la figure V.1.

Premièrement, d'après le graphe représentant l'indice NAM versus l'indice NAO, les indices NAM et NAO moyens entre le 22 et le 30 Janvier sont globalement linéairement corrélés. En effet, les indices NAM les plus élevés correspondent aux indices NAO les plus élevés et inversement. Il en est de même pour la relation entre l'indice NAO et l'amplitude du train d'onde synoptique. En effet, en ce qui concerne les résultats de l'inversion troposphérique (en rouge), hormis les deux expériences qui n'ont pas fonctionné, et présentent des trains d'ondes anormalement élevés, l'ensemble des résultats d'inversion présentent des indices NAO élevés et des amplitudes faibles alors que les prévisions de contrôle (en bleu) avec les amplitudes les plus élevées ont un indice NAO plus faible que la moyenne. Les résultats sont légèrement différents pour les résultats de l'inversion stratosphérique (en vert), puisqu'au delà de l'influence de l'amplitude du train d'onde, il y a une forte influence de l'indice NAM non représenté ici. Cependant, les quatre expériences ayant les trains d'ondes les plus fort présentent un indice NAO relativement faible ($\lesssim -1$).

Le dernier graphe de la figure V.1 présente l'indice NAM moyen versus l'amplitude moyenne des ondes synoptiques. Le code couleur permet de repérer les différences de phases NAO entre les expériences. Ainsi, l'ensemble des cas à NAO très négative (< -0.8) sont tous en dessous à droite de la diagonale tracée en pointillée (diagonale arbitraire). Cela met donc en évidence que les indices NAO fortement négatifs sont obtenus pour les expériences présentant de forts train d'ondes de Rossby synoptique, à défaut que leur indice NAM est inférieur à la moyenne, ou qui présentent ces deux caractéristiques. Similairement, une seule expérience sur onze ayant un indice NAO plus élevé que la moyenne ($-0.3 <$) est en dessous de cette diagonale. Ceci conforte ainsi l'idée que les expériences présentant un indice NAO élevé présentent aussi un indice NAM élevé ou une amplitude du train d'onde plus faible. En ce qui concerne la catégorie "tampon" se trouvant entre les deux cas de phases NAO extrêmes (croix rouges), elle semble elle aussi suivre globalement cette même tendance en ayant des points autour de cette diagonale.

Plusieurs résultats présentant de fortes similitudes concernant l'amplitude des ondes ou la valeur de l'indice NAM et présentant des valeurs de NAO extrêmement différentes peuvent porter à confusion quand à l'influence de l'indice NAM ou des ondes de Rossby. En voici deux cas particuliers, visant à justifier les résultats obtenus :

1. Amplitude du train d'onde équivalente, indice NAM et NAO différents : il s'agit des cas de l'inversion stratosphérique du 18 Janvier sur le réseau d'ERA-Interim et de l'inversion troposphérique du 22 Janvier sur le réseau d'assimilation.
2. Amplitude du train d'onde et indice NAM équivalents, indice NAO différent : il s'agit des cas de la prévision lancée le 20 Janvier sur le réseau d'ERA-Interim et de la prévision lancée le 22 Janvier sur le réseau de production.

V.1. Cas n°1 : Amplitudes des trains d'ondes équivalentes

Un question qui peut venir dans un premier temps est pourquoi des amplitudes de trains d'ondes équivalents renvoient un indice NAO si différent ? En effet, d'après la partie II.2, il a été présenté le

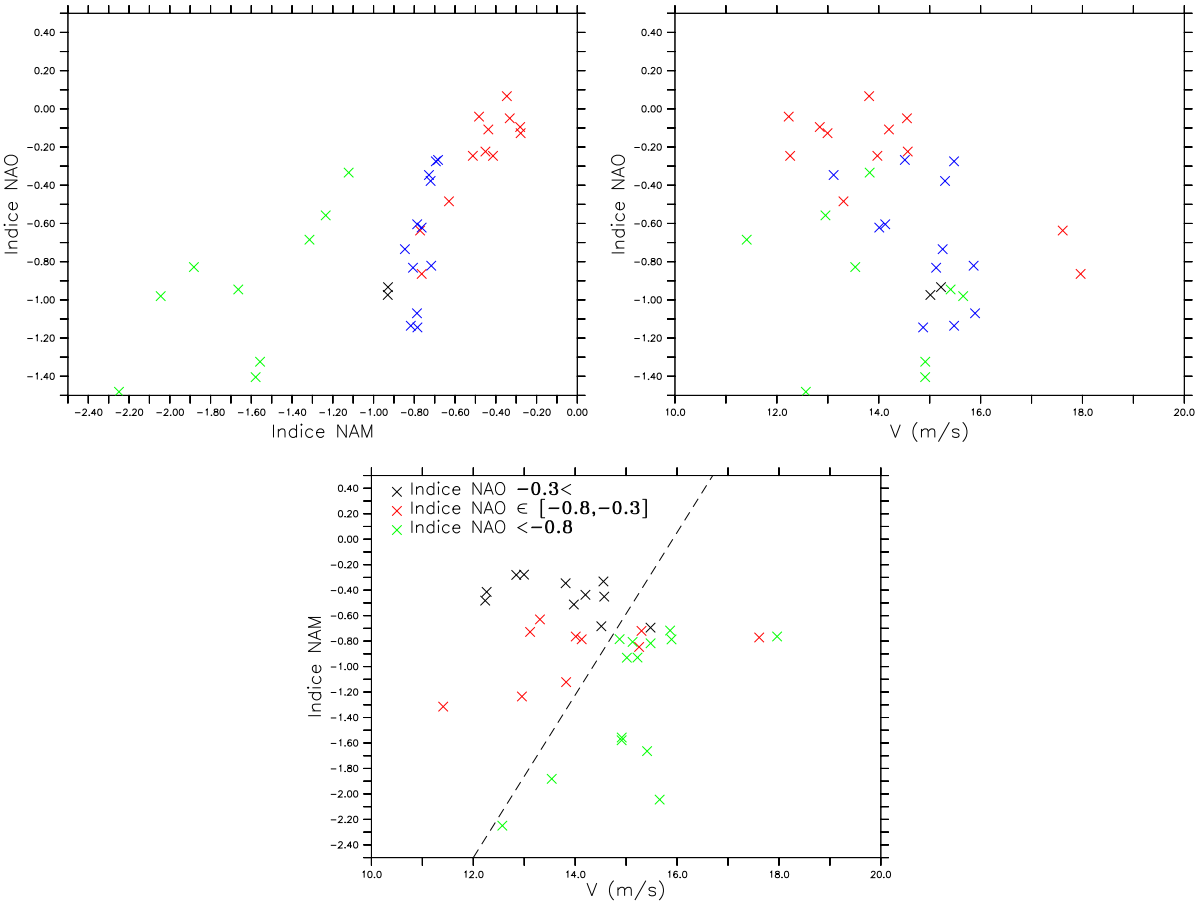

FIGURE V.1.: *Récapitulatif des expériences d'inversion. En haut à gauche : indice NAM versus indice NAO ; en vert : résultats de l'inversion stratosphérique, en rouge : résultats de l'inversion troposphérique, en bleu : résultats des prévisions de contrôle, en noir : analyse Arpege et ré-analyse ERA-Interim. En haut à droit : amplitude du train d'onde synoptiques atlantique versus indice NAO ; le code couleur est le même que pour la figure indice NAM versus indice NAO. En bas : amplitude du train d'onde synoptiques atlantique versus indice NAM ; les couleurs permettent d'identifier la valeur de l'indice NAO de chaque point. La diagonale est tracée de façon arbitraire*
L'indices NAM de chaque expérience est celui moyenné entre 10 et 100 hPa, entre le 22 et le 30 Janvier. Les indices NAO sont calculés à 300 hPa, moyennés entre le 22 et le 30 Janvier. Les amplitudes du train d'onde sont moyennées également entre le 22 et le 30 Janvier, à 300 hPa, sur le domaine $[90\,°O, 40\,°E] \times [30\,°N, 50\,°N]$

rôle que jouait les trains d'ondes sur l'indice NAO. De ce fait, des trains d'ondes équivalents devraient amener à une NAO équivalente. De plus, on peut remarquer que sur la figure V.1 la diagonale tracée atteste d'un impact plus marqué du train d'onde sur l'indice NAO que celui de l'indice NAM, l'ensemble des croix vertes étant globalement à droite du graphique. Pourquoi un cas de faible train d'onde présente alors un indice NAO si faible ? La valeur de son indice NAM pourrait en être la cause, mais le problème sera abordé du point de vue du déferlement des ondes synoptiques.

Bien que l'amplitude moyenne du train d'onde soit équivalente, cela ne caractérise pas le type de déferlement (cyclonique ou anticyclonique) présent. La figure V.2 présente tout d'abord les valeurs des amplitudes des trains d'ondes des deux expériences ainsi que leurs indices NAM et indices NAO. Ensuite, il est présenté les quantités de mouvements moyennes des deux expériences, qui présentent deux structures différentes en terme de répartition de la quantité de mouvements. Pour l'expérience d'inversion stratosphérique au 18 Janvier (figure de gauche), on peut noter la présence thalweg en terme de quantité de mouvement fortement négatif, orienté nord-ouest sud-est sur le nord-est du continent américain. En revanche, pour l'expérience d'inversion troposphérique du 22 Janvier (figure de droite),

deux dorsales en terme de quantité de mouvement sur l'ouest de l'Europe sont présentes, orientées nord-est sud-ouest. Nous avons là deux structures caractéristiques d'un déferlement cyclonique (pour le thalweg) et d'un déferlement anticycloniques (pour les dorsales) d'ondes de Rossby synoptique. Un tel résultat avait déjà été mis en évidence dans la figure 3 de l'article *Characteristics of the Atlantic Storm-Track Eddy Activity and Its Relation with the North Atlantic Oscillation* de Rivière et Orlanski (2007)

La présence d'un fort déferlement cyclonique dans le cas de l'expérience d'inversion stratosphérique expliquerait donc la raison d'un indice NAO si faible pour le cas de l'inversion stratosphérique alors que l'indice NAO est bien plus élevé pour l'expérience d'inversion troposphérique, qui est caractéristique d'un déferlement anticyclonique, et donc d'une NAO à phase plus positive.

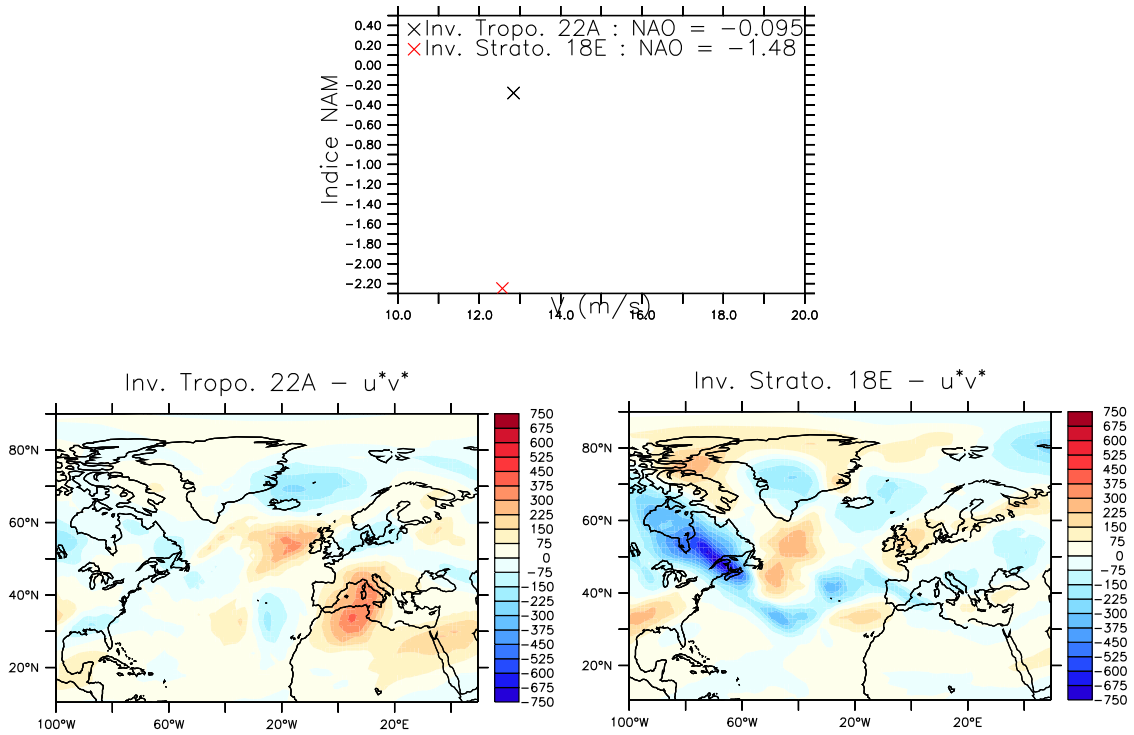

FIGURE V.2.: *Présentation du cas d'étude à amplitudes de trains d'ondes équivalentes et indice NAM et NAO différents. En haut sont présentées les différentes valeurs d'amplitudes des trains d'ondes de Rossby ainsi que les indices NAM et NAO des deux expériences considérées. En bas, les graphes présentent pour chaque expérience la quantité de mouvement u^*v^* (en $m^2.s^{-2}$) définie dans la partie II.2 moyenne sur l'Atlantique nord. Les données sont moyennées sur les mêmes périodes et domaines que ceux définis dans la figure V.1.*

V.2. Cas n°2 : Amplitudes des trains d'ondes et indices NAM équivalents

Considérons à présent le deuxième cas, lorsque l'amplitude des trains d'ondes observées sont plus élevées que précédemment. Il s'agit des cas de la prévision lancée le 20 Janvier sur le réseau d'ERA-Interim et de la prévision lancée le 22 Janvier sur le réseau de production. La prévision du 20 Janvier semble ici avoir un indice NAO anormalement élevé par rapport à l'amplitude de son train d'ondes de Rossby. Ces deux expériences présentent aussi un indice NAM équivalent, ce qui fait de l'indice NAO leur seule différence apparente ici.

Pour expliquer cette différence d'indice NAO, la démarche sera identique au cas précédent, en s'appuyant sur l'étude de la répartition de leur quantité de mouvement moyenne u^*v^* respective. Cela est présenté par la figure V.3. Le graphe du haut permet de se rendre compte que seul l'indice NAO diffère

grandement entre ces deux expériences. De plus, par rapport au cas précédent, les trains d'ondes de Rossby ont des amplitudes moyennes beaucoup plus élevées, avoisinant $15.5m.s^{-1}$. Pourquoi l'indice NAO est alors si élevé pour la prévision du 20 Janvier ?

De manière analogue au cas précédent, les quantités de mouvements des deux expériences permettent de s'apercevoir que la prévision du 20 Janvier présente de nombreuses structures caractéristiques d'un déferlement anticyclonique de l'Amérique à l'Europe. En revanche, pour la prévision du 22 Janvier, malgré la présence d'un déferlement anticyclonique sur le nord ouest européen, on peut remarquer la présence majoritaire de structures à déferlement cyclonique.

Cette différence entre les deux expériences permettrait d'expliquer à nouveau les différences observées sur les valeurs de leurs indices NAO, et permettrai ainsi de se justifier de nos résultats précédant, visant à mettre en avant l'influence de l'indice NAM stratosphérique et de l'amplitude des trains d'ondes de Rossby sur l'oscillation nord Atlantique.

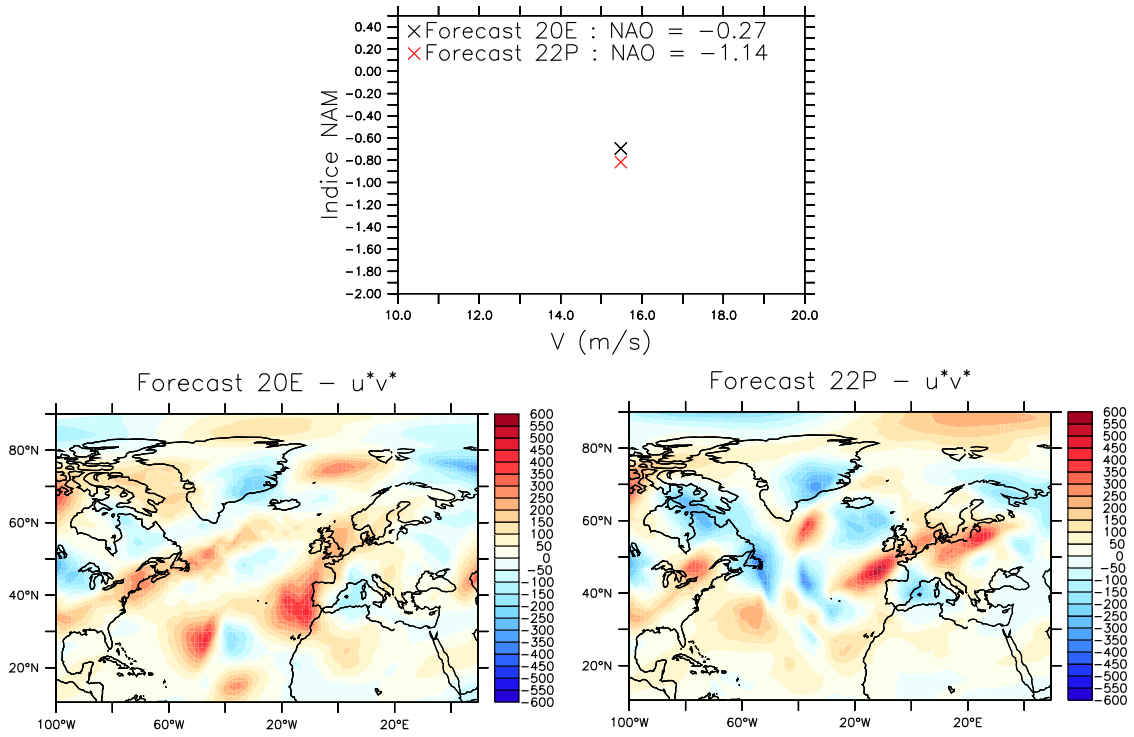

FIGURE V.3.: *Même figure que la figure V.2 pour le cas d'étude à amplitudes de trains d'ondes élevées et indice NAM équivalents avec des indices NAO différents.*

Conclusion

L'impact des conditions initiales stratosphériques et troposphériques sur l'évolution des indices NAM et NAO a ainsi pu être montré grâce à l'ensemble des expériences d'inversion du PV, au cours de simulations numériques effectuées avec le modèle de prévision Arpege.

Premièrement, les expériences de sensibilité à l'intensité du vortex polaire ont permis de mettre en avant une influence de la destruction du vortex polaire à partir d'une dizaine de jours d'intégration du modèle. Il ne s'agit pas là d'un résultat nouveau, puisqu'il a déjà pu être mis en avant par Charlton *et al.* (2004). Cependant, cela permet donc d'aller aussi dans le sens des résultats trouvés par Ouzeau *et al.* (2011) qui étaient contredit par l'article de Jung *et al.* (2011). La destruction du vortex polaire à partir du 18 Janvier est donc sûrement précurseur la chute de la NAO observée à partir du 1er Février par l'analyse Arpege et du 4 Février par la ré-analyse ERA-Interim.

Secondement, l'influence directe de l'intensité des ondes de Rossby synoptiques dans la troposphère sur la chute de l'indice NAO a été étudié. Il a déjà été démontré par Thorncroft *et al.* (1993) ou Rivière et Orlanski (2007) que le déferlement des ondes synoptiques troposphériques influaient sur la position du jet troposphérique atlantique et sur l'indice NAO. Les expériences menées visant à atténuer le train d'ondes observé entre le 22 et le 27 Janvier souhaitaient ainsi freiner ou empêcher la chute de l'indice NAO entre le 18 et le 27 Janvier. Les résultats des inversions ont dans l'ensemble confirmé cette théorie puisque l'indice NAO de toutes les expériences s'est vu augmenté par rapport aux prévisions de contrôles sur cette période, exception faite de quelques expériences qui n'avaient cependant pas réussi à atténuer le train d'onde.

Finalement, en confrontant l'ensemble de nos résultats, de nouvelles réponses ont été apportées quant à la chute de l'indice NAO observée durant l'hiver 2009-2010 :

- La première chute observée entre le 20 et le 27 Janvier serait ainsi dû à un fort déferlement cycloniques d'ondes de Rossby synoptique en Atlantique, provoquant alors une réorganisation du géopotentiel et un décalage vers le sud du jet troposphérique. Ce déferlement cyclonique irait alors de paire avec la chute de l'indice NAM observée sur la même période, et favoriserait donc la transition de l'indice NAM stratosphérique négatif vers la troposphère.
- La fin du déferlement provoque alors un re-décalage du jet vers le nord, se replaçant à sa position initiale. L'indice NAO remonte alors légèrement.
- La destruction du vortex polaire survenue entre le 18 et le 30 Janvier influe alors à nouveau sur l'Oscillation Nord Atlantique, faisant chuter son indice fortement à partir de début Février. Un mécanisme proposé pour expliquer cette chute est le ralentissement du vent zonal en océan nord Atlantique dans la basse stratosphère provoqué par la chute du vortex polaire. Le cisaillement vertical/horizontal entre le jet troposphérique et le jet stratosphérique est alors augmenté. Ralentir le vent zonal au nord du jet troposphérique favoriserait ainsi un déferlement cyclonique, et donc, une phase négative de la NAO.

Nous pourrions dans la continuité de ce stage essayer de valider ou non cette dernière hypothèse quant à l'influence du vortex polaire sur le jet troposphérique dans le but de comprendre mieux les mécanismes de propagation vertical du signal stratosphérique à la troposphère. Nous pourrions alors nous pencher sur d'autres cas d'études que celui considéré ici. Par exemple, afin de mettre en évidence

l'influence du train d'ondes synoptiques, nous pourrions considérer un cas de monté de l'indice NAO qui va de paire avec une remonté de l'indice NAM corrélé avec la présence d'un train d'ondes de Rossby sur l'océan nord-atlantique. Nous pourrions alors de même atténuer l'amplitude du train d'onde de Rossby présent en Atlantique, et observer si l'indice NAO continue d'augmenter ou non.

ANNEXE A

Inversion du tourbillon potentiel

A.1. Théorie

La théorie de l'inversion du tourbillon potentiel (PV) est présentée dans l'article de Arbogast *et al.* (2008) [1]. Un champ de PV permet en théorie de caractériser un état de l'atmosphère, en effet, le PV d'Ertel est définit comme étant une fonction du vent et de la température. Le but de l'inversion est donc de recalculé l'état de l'atmosphère à partir de la connaissance du PV.

Rappelons l'équation du tourbillon potentiel écrite en cordonnées pressions présenté dans la partie I.2.1 de ce mémoire :

$$\mathcal{P} = -g\left((f+\xi)\frac{\partial\theta}{\partial p} - \frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta}{\partial y}\right) \tag{A.1}$$

Décomposons l'équation A.1 en termes linéaires et non linéaires :

$$-f_0 g\frac{\partial\theta'}{\partial p} - g\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p}\xi = \mathcal{P} + g\left(f\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p} + (f-f_0+\xi)\frac{\partial\theta'}{\partial p} + \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial\theta'}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial\theta'}{\partial x}\right) \tag{A.2}$$

où les deux termes de gauche ($f_0 g\frac{\partial\theta'}{\partial p}$ et $g\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p}\xi$) sont dominant par rapport aux termes non linéaires de droite sous l'hypothèse d'un nombre de Rossby $R_o \ll 1$ correspondant aux échelles synoptiques étudiées ici.

Le but de l'inversion est de retrouver les champs de températures et de vent permettant de faire tendre $\mathcal{P}$ vers le champ recherché. Pour cela, on peut résoudre un problème variationnel où il faut chercher à minimiser la norme de l'énergie J_i qui correspond à la différence entre l'énergie de la solution recherchée et la solution initialisée :

$$J_i = \int_\Omega \left\{\frac{1}{2}(\xi-\xi_i)\Delta^{-1}(\xi-\xi_i) + \frac{1}{2}(D-D_i)\Delta^{-1}(D-D_i) - \frac{1}{2}\sigma\left(\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p}\right)^{-1}(\theta'-\theta'_i)^2\right\} d\Omega$$

où $D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$

La méthode du multiplicateur de Lagrange (Λ) est utilisées pour minimiser J_i, dans le but de chercher le point-selle de la fonction suivante :

$$J = J_i - \int_\Omega \Lambda\left(-f_0 g\frac{\partial\theta'}{\partial p} - g\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p}\xi - P'_i\right) d\Omega \tag{A.3}$$

avec :

$$\mathcal{P}'_i = \mathcal{P} + g\left(f\frac{\partial\overline{\Theta}}{\partial p} + (f-f_0+\xi_i)\frac{\partial\theta'_i}{\partial p} + \frac{\partial u_i}{\partial p}\frac{\partial\theta'_i}{\partial y} - \frac{\partial v_i}{\partial p}\frac{\partial\theta'_i}{\partial x}\right)$$

D'après la méthode du multiplicateur de Lagrange, le point-selle satisfait les conditions suivantes :

$$\frac{\partial J}{\partial\Lambda} = \frac{\partial J}{\partial\theta} = \frac{\partial J}{\partial\xi} = \frac{\partial J}{\partial D} = 0$$

Ces quatre équations permettent d'établir les quatre équations d'Euler Lagrange :

$$\mathcal{P}'_i = -f_0 g \frac{\partial \theta'_s}{\partial p} - g \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \xi_s \tag{A.4}$$

$$\xi_s = \xi_i + g \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \Delta\Lambda_s \tag{A.5}$$

$$D_s = D_i \tag{A.6}$$

$$\theta'_s = \theta'_i + g f_0 \sigma^{-1} \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \frac{\partial \Lambda_s}{\partial p} \tag{A.7}$$

Ces quatre équations peuvent alors se réécrire en une équation aux dérivées partielles du second ordre en Λ_s dont les coefficients varient selon p :

$$\frac{\Delta\Lambda_s}{f_0} + f_0 \left(\frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \right)^{-2} \frac{\partial}{\partial p} \left(\sigma^{-1} \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \frac{\partial \Lambda_s}{\partial p} \right) = \frac{-1}{f_0 g^2} \left(\frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \right)^{-2} \left(P'_i + f_o g \frac{\partial \theta'_i}{\partial p} + g \frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \xi_i \right) \tag{A.8}$$

Enfin, la relation entre le vent et la température peut être trouvée en utilisant les équations d'Euler Lagrange avec l'équation de l'équilibre hydrostatique en coordonnées pression :

$$\frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \frac{\partial}{\partial p} \left\{ \left(\frac{\partial \overline{\Theta}}{\partial p} \right)^{-1} \Delta^{-1} f_0 (\xi_s - \xi_i) \right\} = \frac{\partial}{\partial p} (\phi_s - \phi_i) \tag{A.9}$$

Ces équations formeront la base de l'algorithme afin d'inverser le PV.

A.2. Algorithme

L'algorithme d'inversion du PV consiste à :

- Considérer une première itération avec $(\xi_i^0, D_i^0, \theta_i^0) = (0, 0, 0)$ et $\mathcal{P}'_i = \mathcal{P} + g f \partial\overline{\Theta}/\partial p$. Grâce aux équations A.5 à A.8, il est possible de calculer $(\xi_s^0, D_s^0, \theta_s^0)$
- Puis calculer $(\xi_i^k, D_i^k, \theta_i^k)$ à partir de $(\xi_s^{k-1}, D_s^{k-1}, \theta_s^{k-1})$ et en calculant les termes non linéaires de l'équation A.2.

Pour la résolution de l'équation A.8, on considère une condition aux limites de type Dirichlet (Λ_s) ou de type Neumann ($\frac{\partial \Lambda_s}{\partial p}$). Cela consiste en fait à considérer une condition aux limites en terme de géopotentiel ou de température.

A.3. Modélisation

L'algorithme d'inversion du tourbillon a été codé en Fortran 90 sur le supercalculateur Bull de Météo-France. Toutes les variables sont exprimées dans l'espace des harmoniques sphériques, fonctions propres du Laplacien sur la sphère, pour chaque niveau du modèle et les équations discrétisées afin de résoudre ensuite des systèmes matriciels. Le modèle utilisé est composé de 70 niveaux verticaux.

Après chaque itération de l'algorithme, la méthode d'initialisation par filtre digital (DFI) introduite par Lynch et Huang (1992) est utilisée. En effet, comme le montre la figure A.1, la première itération d'inversion renvoie la solution géostrophique (M_1), à l'intersection des deux lignes pointillées. Cet état n'est pas stable et des ondes de gravité de large amplitude sont par conséquent émises. Le rôle du DFI est alors d'initialiser un nouvel état plus proche du modèle et de l'état recherché, se trouvant à l'intersection entre la ligne pleine *Model trajectory* et la ligne pointillé *Potential vorticity P*. Ce nouvel état calculé par les DFIs est représenté par le point M_1^1 sur la figure A.1, mais s'écarte du coup du champ PV recherché. Un nouvelle itération de l'inversion à partir de ce nouvel état du modèle est alors effectuée, ce qui permet d'obtenir ainsi le point M_2, satisfaisant la condition en PV, mais s'écartant à

nouveau légèrement du modèle. M_2 peut être vu comme une projection quasi-orthogonale de M_1^1 sur le sous-espace à PV fixé. Un nouvel état est ensuite initialisé avec à la méthode des DFI utilisée cette fois ci à partir de l'état caractérisé par le point M_2.

Plusieurs itérations *Inversion/DFI* sont donc effectuées dans le but de se rapprocher de plus en plus de l'état modèle recherché, caractérisé par le point N sur la figure A.1.

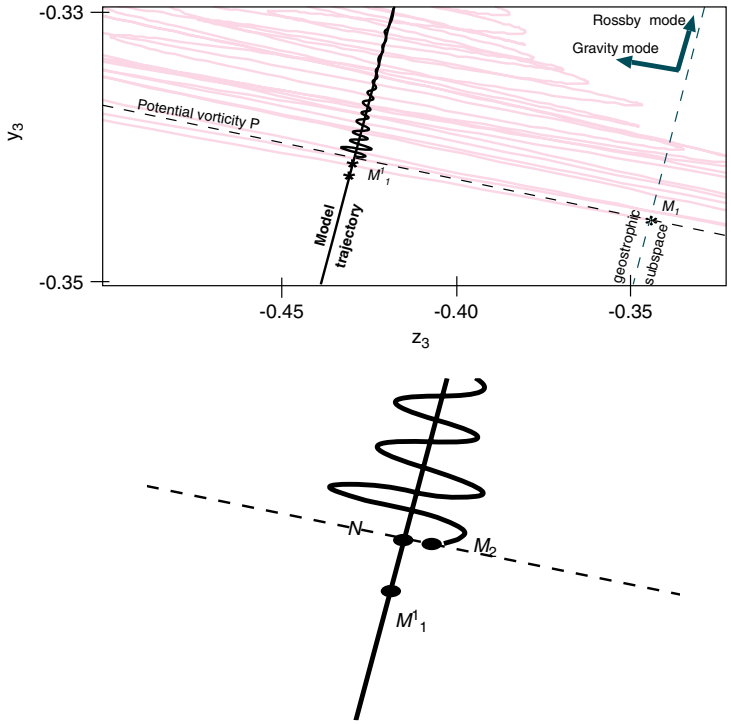

FIGURE A.1.: *Résumé graphique de l'inversion du PV dans l'espace de Lorenz. y_3 correspond à la composante du 3ème mode de la fonction de courant et z_3 à la composante du 3ème mode du géopotentiel (d'arpès Arbogast* et al. *(2008))*

ANNEXE B

Expression du flux de quantité de mouvement dans le cas du déferlement des ondes de Rossby synoptiques

---

Soit $\overrightarrow{u_g}$ la composante géostrophique de $\overrightarrow{u}$ et $\overrightarrow{u_a}$ la composante dite *a-géostrophique* tel que $\overrightarrow{u} = \overrightarrow{u_g} + \overrightarrow{u_a}$. On note $\overrightarrow{u_g} = \begin{pmatrix} u_g \\ v_g \end{pmatrix}$ les composantes du vent géostrophique, ainsi que celles vent a-géostrophique de manière analogue. Soit alors l'équation du mouvement zonal quasi-géostrophique II.1, obtenu en considérant les phénomènes aux échelles synoptiques (nomre de Rossby $R_0 \ll 1$) :

$$\frac{\partial u_g}{\partial t} + \overrightarrow{u_g} \cdot \overrightarrow{\nabla} u_g = f_0 v_a + F_1 \tag{B.1}$$

où F_1 représente un forçage extérieur

Soit $[f] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} f(x, y, z, t) d\lambda$ la moyenne zonale de f et u^* le champ d'anomalie de u, correspondant à l'écart à la moyenne zonale, alors :

$$\left[\overrightarrow{u_g} \cdot \overrightarrow{\nabla} u_g\right] = [u_g \partial_x u_g] + [v_g \partial_y u_g] = \left[\partial_x \frac{u_g^2}{2}\right] + [v_g \partial_y u_g]$$

or,

$$[v_g \partial_y u_g] = \left[v_g^* \partial_y u_g^*\right] + \left[v_g^*\right] \partial_y \left[u_g^*\right] [v_g] \, \partial_y [u_g]$$

$$\left[\partial_x \frac{u_g^2}{2}\right] = 0 \ , \ \left[u_g^*\right] = 0 \ , \ \left[v_g^*\right] = 0$$

Considérons ψ la fonction de courant, alors :

$$v_g = \partial_x \psi \Rightarrow [v_g] = [\partial_x \psi] = 0$$
$$\Rightarrow [v_g \partial_y u_g] = \left[v_g^* \partial_y u_g^*\right] = \partial_y \left[u_g^* v_g^*\right] - \left[\left(\partial_y v_g^*\right) u_g^*\right]$$

or : $\partial_x u_g + \partial_y v_g = 0 \Rightarrow \partial_x u_g^* + \partial_y v_g^* = 0$

d'où : $\left[\left(\partial_y v_g^*\right) u_g^*\right] = -\left[\left(\partial_x u_g^*\right) u_g^*\right] = -\left[\partial_x \frac{{u_g^*}^2}{2}\right] = 0$

Finalement, il vient que :

$$[v_g \partial_y u_g] = \partial y \left[u_g^* v_g^*\right]$$

Ce qui amène l'équation suivante, à partir de laquelle il est possible de déduire les déplacements latitudinaux du vent zonal à partir de l'étude du flux de quantité de mouvement géostrophique $-u_g^* v_g^*$:

$$\Rightarrow \frac{\partial [u_g]}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial y} \left[u_g^* v_g^*\right] + f_0 [v_a] + [F_1] \tag{B.2}$$

ANNEXE C

Sensibilité des prévisions troposphériques aux conditions initiales stratosphériques, Charlton *et al.* (2004)

La figure C.1 présente les résultats d'une série d'expériences effectuées par Charlton *et al.* (2004) dont le cas d'étude portait sur l'hiver 1998/1999. On observe sur ces figures les différences d'indice NAM entre deux séries de simulations ayant des conditions initiales stratosphériques opposées (figures (a) et (b)) mais des conditions initiales troposphériques identiques. Les conditions initiales troposphériques n'ayant pas été modifiées, les différences observées entre les prévisions et les expériences aux conditions initiales modifiées seraient donc dus à la seule modification de l'état initial de la stratosphère. Le graphique (d) présente la différence des graphes (a) et (b), correspondant aux différences d'indices NAM entre les deux expériences. Charlton *et al.* identifient donc un changement significatif de l'indice NAM troposphérique à partir d'une quinzaine de jours d'intégration du modèle. Ils en concluent que les conditions initiales stratosphériques ont un impact significatif sur l'état de la troposphère avec un temps de latence de 15 jours environs.

Charlton *et al.* ont pu effectuer le même type d'expérience pour l'hiver 2001/2002 et en sont arrivés aux mêmes conclusions (figure 6 de l'article *Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions*, Charlton *et al.* (2004)). De même pour un troisième cas d'étude durant l'hiver 1996/1997, où le signe de l'indice NAM était cette fois ci positif dans l'état initial réel. Cette troisième simulation ne renvoie pas des résultats tout aussi spectaculaires, mais ces derniers vont tout de même dans le même sens que les résultats précédents (figure 7 du même article).

Ces résultats vont de pair avec nos résultats mis en évidence dans le chapitre III. En effet, nous avons pu de même évaluer une influence de l'état initial de la stratosphère à partir d'une dizaine de jours.

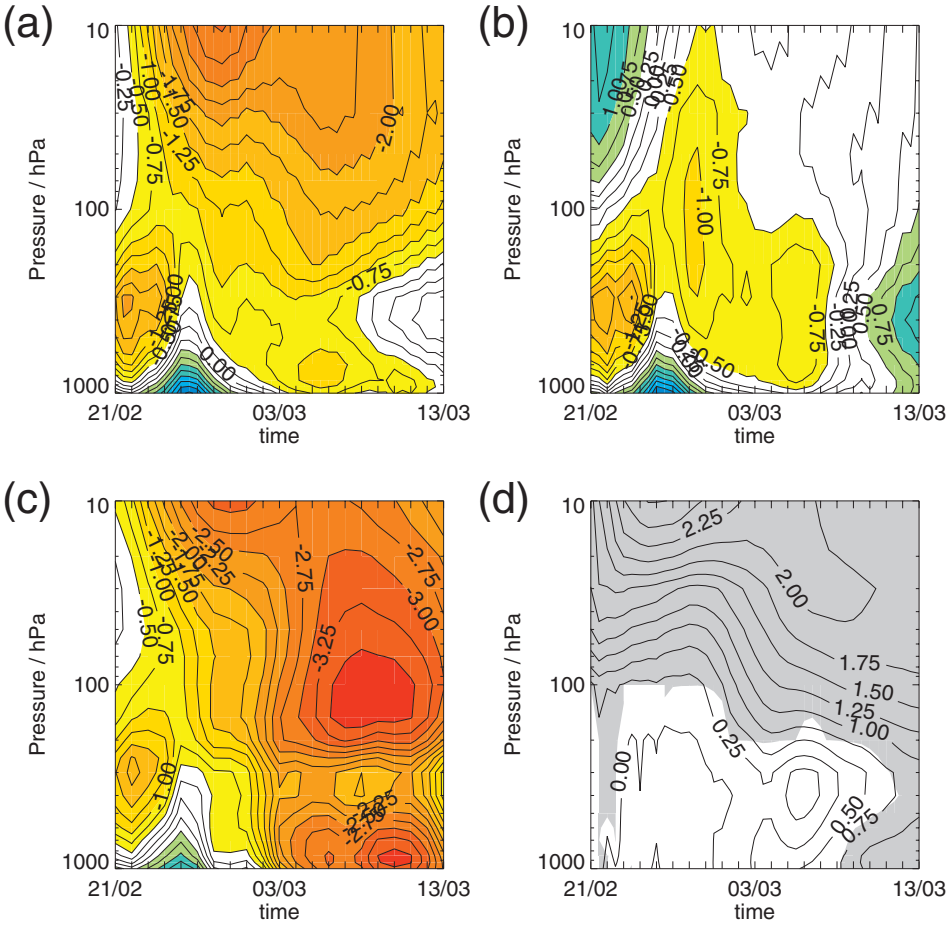

FIGURE C.1.: *Représentation de l'indice NAM selon la hauteur géopotentielle et le temps pour le cas de l'hiver 1998-1999. (a) moyenne de 30 prévisions d'ensemble à partir des conditions initiales réelles. (b) moyenne de 30 prévisions d'ensemble à partir de conditions initiales modifiées de telle sorte que le signe de l'indice NAM stratosphérique soit opposé à celui des conditions initiales réelles. (c)Réanalyse provenant de l'US National Centers for Environmental Prediction (NCEP). (d) différence entre (a) et (b) ; les parties grisées représentent une différence significative à 99% de confiance. D'après Charlton* et al. *(2004)*

Bibliographie

P. Arbogast, K. Maynard et F. Crépin : Ertel potential vorticity inversion using a digital filter initialization method. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134:1287–1296, 2008.

M. P. Baldwin et T. J. Dunkerton : Propagation of the Artic Oscillation from the stratosphere to the troposhere. *Journal of Geophysical Research*, 104:30937–30946, 1999.

M. P. Baldwin et T. J. Dunkerton : Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes. *Science*, 294:581–584, 2001.

A. J. Charlton, A. O'Neill, W. Lahoz et A. Massacand : Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130:1771–1792, 2004.

D. P. Dee, S. M. Uppala, A. J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A. J. Geer, L. Haimberger, S. B. Healy, H. Hersbach, E. V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B. M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut et F. Vitart : The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137:553–597, 2011.

E. Hovmöller : The Trough-and-Ridge diagram. *Tellus*, 1:62–66, 1949.

T. Jung, F. Vitart, L. Ferranti et J.-J. Morcrette : Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10. *Geophysical Research Letters*, 38:L07701, 2011.

P. Lynch et X.-Y. Huang : Initialization of the HIRLAM Model Using a Digital Filter. *Monthly Weather Review*, 120:1019–1034, 1992.

G. Ouzeau, J. Cattiaux, H. Douville, A. Ribes et D. Saint-Martin : European cold winter 2009-2010 : How unusual in the instrumental record and how reproductible in the ARPEGE-Climat model ? *Geophysical Research Letters*, 38:L11706, 2011.

G. Rivière et I. Orlanski : Characteristics of the Atlantic Storm-Track Eddy Activity and Its Relation with the North Atlantic Oscillation. *Journal of the Atmospheric Science*, 2007.

C. D. Thorncroft, B. J. Hoskins et M. E. McIntyre : Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 119:17–55, 1993.