pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'ÉCOLE POLYTECHNIQUE

Délivré par l'École Polytechnique
Discipline ou spécialité : Mécanique

Présentée et soutenue par
Paul-Étienne Mallet

Le *26 Juin 2013*

Polar lows dans l'hémisphère Nord:
influence de l'environnement de grande échelle, de sa variabilité et de ses modifications avec le changement climatique.

Ecole doctorale : École doctorale de l'École Polytechnique

Unité de recherche : Laboratoire de Météorologie Dynamique

Directeur de Thèse :
Chantal Claud, LMD

Président du jury :
Hervé Le Treut, LMD

Rapporteurs :
Jean-Pierre Chaboureau, Laboratoire d'Aérologie
Haraldur Olafsson, Université d'Islande

Examinateurs :
Marie-Noëlle Houssais, LOCEAN
Christophe Cassou, CERFACS/CNRS

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Résumé

Les polar lows (PLs) sont d'intenses dépressions maritimes qui affectent les régions polaires en hiver. Ils se développent en quelques heures seulement et sont associés à des vents violents, de fortes précipitations, une très faible visibilité et une mer déchainée. De ce fait, ils impactent significativement les activités humaines côtières et maritimes aux hautes latitudes. Leur faible extension spatiale et temporelle, la complexité de leur développement, et le manque d'observations conventionnelles à ces latitudes contribuent à leur mauvaise représentation dans les réanalyses atmosphériques et les modèles de climat, rendant leur étude délicate. De la même manière, leur prévision est largement perfectible : certains cas ne sont prévus que quelques heures avant leur arrivée et il arrive que de fausses alertes soient lancées. Il est néanmoins possible d'étudier les PLs à travers leurs conditions de formation. Le but de cette thèse est d'étudier l'influence de l'environnement de grande échelle, de sa variabilité et de ses modifications avec le changement climatique, sur le développement des PLs dans l'hémisphère Nord.

Dans un premier temps, l'environnement de grande échelle conduisant au développement de PLs est caractérisé. Dans ce but, l'ensemble des observations homogènes de PLs disponibles et des réanalyses atmosphériques (ERA-I pour la période la plus récente, NCEP/NCAR sinon) est utilisé. On montre que sur une fenêtre de huit jours centrée sur la date de développement des PLs, des conditions particulières existent sur de larges étendues centrées sur les zones de formation des PLs : advection de masses d'air froid sur mer libre de glace, faible stabilité statique, présence de précurseurs d'altitude sous la forme d'anomalies de tourbillon potentiel (PV). Les PLs se développent après une phase de mise en place progressive des conditions synoptiques favorables, leur déclenchement étant marqué par une intensification des anomalies de vent et de PV. Des différences entre les régions de formation sont mises en évidence, notamment au niveau des basses couches atmosphériques (direction des flux, baroclinicité, ...) et du comportement des anomalies de PV, indiquant une hétérogénéité dans l'influence relative des différents forçages.

Une seconde partie est consacrée à étudier l'influence de la variabilité atmosphérique sur les PLs. A l'échelle de temps des PLs, deux approches de cette variabilité peuvent être

considérées : les structures de téleconnection et les régimes de temps. On montre que les quatre régimes de temps déterminés sur la région Atlantique Nord/Europe sont discriminants pour la formation de PLs : en mers de Norvège et de Barents, deux tiers des PLs observés se forment en « Atlantic Ridge » ou dans la phase négative de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), alors qu'en mer du Labrador, une grande majorité des PLs observés se développent durant la phase positive de la NAO. Les diverses oscillations caractérisant la variabilité atmosphérique du Pacifique Nord, comme l'oscillation arctique ou la El Niño/Southern Oscillation, présentent des influences spatialement contrastées sur les PLs.

La dernière partie est une étude exploratoire de l'évolution du comportement des PLs dans le cadre du changement climatique. Celui-ci est susceptible d'influencer la répartition et les fréquences d'apparition des PLs en modifiant les conditions de grande échelle contrôlant leur genèse. L'étude porte d'abord sur le rôle de la glace de mer et de son évolution sur les PLs. Finalement, l'évolution de variables clefs dans le développement de PLs est étudié à partir de la simulation climatique ECHAM5/MPI-OM. Les résultats de cette étude suggèrent une diminution de l'activité des PLs, avec de fortes disparités régionales, ainsi que des changements dans la distribution saisonnière.

Les résultats de cette thèse renforcent les connaissances sur les PLs et fournissent de nouveaux éléments pour améliorer leur prévision à court et plus long terme.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Abstract

Polar lows (PLs) are intense meso-cyclones forming at high latitudes over open water. They grow in a few hours and are associated with strong winds, heavy rainfall, very low visibility and large-amplitude ocean waves. Thus, they significantly impact the coastal and marine human activities at high latitudes. Pls are particularly difficult to forecast and to study, because of the lack of conventional observations at high latitudes, their weak temporal and spatial extent and the complexity and diversity of their development. They are also poorly represented in atmospheric reanalyses and climate models. However, it is possible to study the PLs through their formation conditions. The purpose of this thesis is to study the influence of the large-scale environment and its variability, in particular related to climate change, on the development of PLs in the Northern Hemisphere.

Firstly, the large-scale environment leading to PLs development is characterized. For this purpose, all available homogeneous observations of PLs and atmospheric reanalyses (ERA-I for the most recent period, NCEP / NCAR otherwise) are used. We show that for a eight days window centred on the date of PLs development, specific conditions exist over large areas focused on Pls location of formation : advection of cold air masses over sea ice free ocean, low static stability and presence of high altitude potential vorticity (PV) anomalies. The PLs develop after a period of gradual establishment of favorable synoptic conditions, their outbreak being marked by a significant intensification of anomalies of wind and PV. Differences between the formation regions are highlighted, especially for the lower atmospheric levels (flow direction, baroclinicity, ...) and the behavior of PV anomalies, indicating a certain heterogeneity in the relative influence of the different forcings.

A second part is devoted to study the influence of atmospheric variability on PLs. At the time scale of PLs, two approaches of this variability can be considered : teleconnections and weather patterns. We show that the four weather regimes determined in the North Atlantic / Europe region are discriminating for the formation of PLs : in Norwegian and Barents seas, two thirds of PLs form during "Altantic Ridge" or the negative phase of North Atlantic Oscillation (NAO), while in the Labrador Sea, a vast majority of PLs develops during the positive phase of the NAO. Various oscillations characterizing the atmospheric variability

in the North Pacific, as the Arctic Oscillation or the El Niño / Southern Oscillation, have spatially contrasting influences on PLs.

The last part is an exploratory study of the evolution of the behavior of PLs in the context of climate change. This is likely to influence the distribution and frequency of occurrence of PLs by changing the large-scale conditions leading their genesis. The study focuses primarily on the role of sea ice and its evolution on PLs. Finally, the evolution of key variables in the development of PLs is studied from the climate simulation ECHAM5/MPI-OM. The results of this study suggest a decrease in the activity of PLs, with strong regional disparities, and changes in the seasonal distribution.

The results of this work reinforce knowledge of PLs and provide new elements to improve their forecasting in the short and longer term.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Remerciements

L'écriture de ces remerciements marque l'aboutissement d'une période de quatre ans de travail au sein du Laboratoire de Météorologie Dynamique. J'ai tout de suite été séduit par le sujet de thèse proposé par Chantal Claud. Philippe Keckhut nous avait aimablement mis en contact. Je connaissais mal ce domaine, mais pouvoir travailler sur des évènements extrêmes me plaisait. Les qualités pédagogiques de Chantal et son expertise en climatologie polaire m'ont permis d'appréhender aisaiment le sujet. Je pense qu'elle a su me transmettre la démarche scientifique nécessaire au bon déroulement de travaux de recherche. J'ai particulièrement apprécié sa grande disponibilité et son dynamisme, et j'ai beaucoup appris en travaillant à ses côtés. Pour tout cela, pour le soutient financier pendant la rédaction du manuscrit, et pour tous les bons moments passés ensemble, je la remercie vivement.

Je remercie également mes rapporteurs de thèse, Jean-Pierre Chaboureau et Haraldur Olafsson, ainsi que les membres de mon jury, Hervé Le Treut, Marie-Noëlle Houssais et Christophe Cassou qui ont évalué mon travail avec intérêt. Je remercie plus particulièrement Christophe pour les discussions que nous avons eues ensemble et pour l'aide qu'il a pu m'apporter. Je remercie Marie-Noëlle et Philippe Naveau pour avoir suivi mon travail et pour m'avoir conseillé lors de comités de thèse. Merci à Gunnar Noer pour les nombreux échanges que nous avons eus.

Je remercie le Laboratoire de Météorologie Dynamique, ainsi que son directeur, Vincent Cassé, pour m'avoir accueilli au sein du laboratoire et pour avoir financé une partie de ma thèse. Mes remerciements vont à l'ensemble des membres du laboratoire, à commencer par les membres de l'équipe, Nicolas Gauthier qui m'a aidé lors de mon arrivée, Thibaut Laffineur qui nous a fait profiter de sa bonne humeur et de sa culture météorologique, Maxence Rojo et Sabine Lohier avec lesquels j'ai longuement discuté de polar lows et de sujets plus légers, Jean-Sébastien Finck, Marie Vicomte, ainsi que tous les stagiaires. Je tiens à remercier tout particulièrement Bahjat Alhammoud pour toute l'aide, le soutien et l'amitié qu'il a pu m'apporter, qui ont été déterminants dans l'écriture de cette thèse. Je remercie tous les collègues du préfa pour leur convivialité, Patrick Raberanto qui m'a si souvent aidé, Julien Lenseigne, Karim Ramage et Sophie Coché pour l'aide technique qu'ils

m'ont apporté, Michel Capderou, ses discussions toujours passionnantes et ses cargaisons du sud-ouest, Olivier Chomette, André Szantaï, Albert Hertzog, Abdelrezak, Nicolas Gif, Philippe Chambon, Nadia Mahmoudi et « le professeur » Pierre de Felice. Je remercie chaleureusement Jérémie Aublanc pour tous les bons moments que nous avons passés ensembles. Merci à Bertrand Duchiron qui m'a aidé à prendre en main les codes. Je remercie les membres du secrétariat du LMD, Stephane Sportouch, Martine Roux, Mariame Seydi, Isabelle Ricordel, Tara Bizet, ainsi que le personnel de l'Ecole Doctorale, pour la gentillesse avec laquelle ils m'ont aidé lors des démarches administratives que j'ai eu à effectuer. Je n'oublie pas les sportifs du LMD avec lesquels nous avons passé beaucoup de bons moments et qui contribuent activement à la vie du laboratoire. Merci à mes voisins du campus de Polytechnique, qui m'ont accompagné dans la dernière ligne droite, Natacha, Aurélie, Camill, Charles, ainsi que tous les copains sans qui ces quatre années auraient paru interminables, Gregory, Antony, Géraldine, Laurent, Marc, les chimistes, Jérôme, Daniel, Thibaud, Florian, Rodrigo, Stavros, Alejandro... Je remercie tous ceux que j'aurais pu oublier ici pour leur mansuétude.

Enfin, je remercie ma famille et mes amis pour le soutien et l'affection qu'ils m'ont prodigué.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Table des matières

Introduction **13**

1 Présentation des polar lows **17**

1.1 Depuis les premières études jusqu'à nos jours 18

1.2 Répartition géographique 22

1.3 Définition des PLs 24

1.4 Mécanismes de formation 25

1.4.1 Instabilité thermique de la surface 26

1.4.2 Instabilité barocline 27

1.4.3 Anomalie dynamique à la tropopause 29

1.4.4 Instabilité barotrope 32

1.4.5 Discussion 33

1.5 Couvertures nuageuses associées 34

1.6 L'observation des polar lows 35

1.7 Les PLs dans les modèles et réanalyses 38

1.8 La prévision des polar lows 40

2 Les jeux de données utilisés **43**

2.1 Listes de PLs 43

2.1.1 Mers nordiques 43

2.1.2 Mer du Labrador et eaux canadiennes 46

2.1.3 Pacifique Nord 48

2.2 Réanalyses 49

2.2.1 Réanalyses atmosphériques utilisées 49
2.2.2 Champs pertinents dans les réanalyses 51
2.3 Couverture en glace de mer 52
2.4 ECHAM5/MPI-OM 53

3 Analyse des conditions synoptiques associées à la formation des PLs 55
3.1 Atlantique Nord 57
3.1.1 Mers de Norvège et de Barents 58
3.1.1.1 Cas général 58
3.1.1.2 Étude séparée de la mer de Norvège et de la mer de Barents 62
3.1.2 Mers du Labrador et d'Irminger 68
3.1.3 Baie et détroit d'Hudson 75
3.1.4 Mer de Baffin 76
3.2 Pacifique Nord 79
3.2.1 Golfe d'Alaska 79
3.2.2 Mer du Japon 80
3.2.3 Mer d'Okhotsk 86
3.3 Conclusions générales au chapitre 88

4 Influence de la variabilité atmosphérique de grande échelle sur la formation de PLs 91
4.1 Les structures de téléconnection 91
4.2 Les régimes de temps 96
4.3 Résultats 98
4.3.1 Atlantique Nord 101
4.3.1.1 Liens entre PLs et régimes de temps 101
4.3.1.2 Les régimes de temps comme dynamique de grande échelle pour la formation des PLs en mer de Norvège et de Barents 101
4.3.1.3 Environnement de grande échelle spécifique aux PLs selon le régime de temps associé 109

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

4.3.2 Pacifique Nord 114

4.3.2.1 Liens entre structures de téléconnection 114

4.3.2.2 Étude de l'influence des structures de téléconnection sur la formation de PLs dans le Pacifique Nord 116

5 Etude de l'évolution des polar lows dans le cadre du changement climatique 129

5.1 Étude de l'impact de la variabilité de la couverture en glace de mer sur le développement de polar lows 130

5.1.1 Étude de la variabilité de la couverture en glace de mer des régions propices aux PLs 133

5.1.2 Étude de l'influence de la couverture en glace de mer sur la circulation de grande échelle 137

5.1.3 Étude de l'influence de la couverture en glace de mer en fin d'été sur l'occurrence de PLs pendant l'hiver suivant 139

5.2 Étude des polar lows en climat futur dans la simulation ECHAM5/MPI-OM 144

5.2.1 Évolution des conditions moyennes avec le réchauffement globale . . . 149

5.2.2 Étude de l'évolution du comportement des PLs en climat futur en fonction de l'évolution des régimes de temps 155

5.2.2.1 Les régimes de temps dans la simulation ECHAM5/MPI-OM156

5.2.2.2 Les changements dans les régimes de temps en climat futur et les conséquences pour les PLs 160

5.3 Résumé et discussion 162

Conclusions et perspectives 167

Bibliographie 175

Annexe : Article Mallet et al., 2013, *Polar lows over the Nordic and Labrador Seas : Synoptic circulation patterns and associations with North Atlantic-Europe wintertime weather regimes.* 193

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

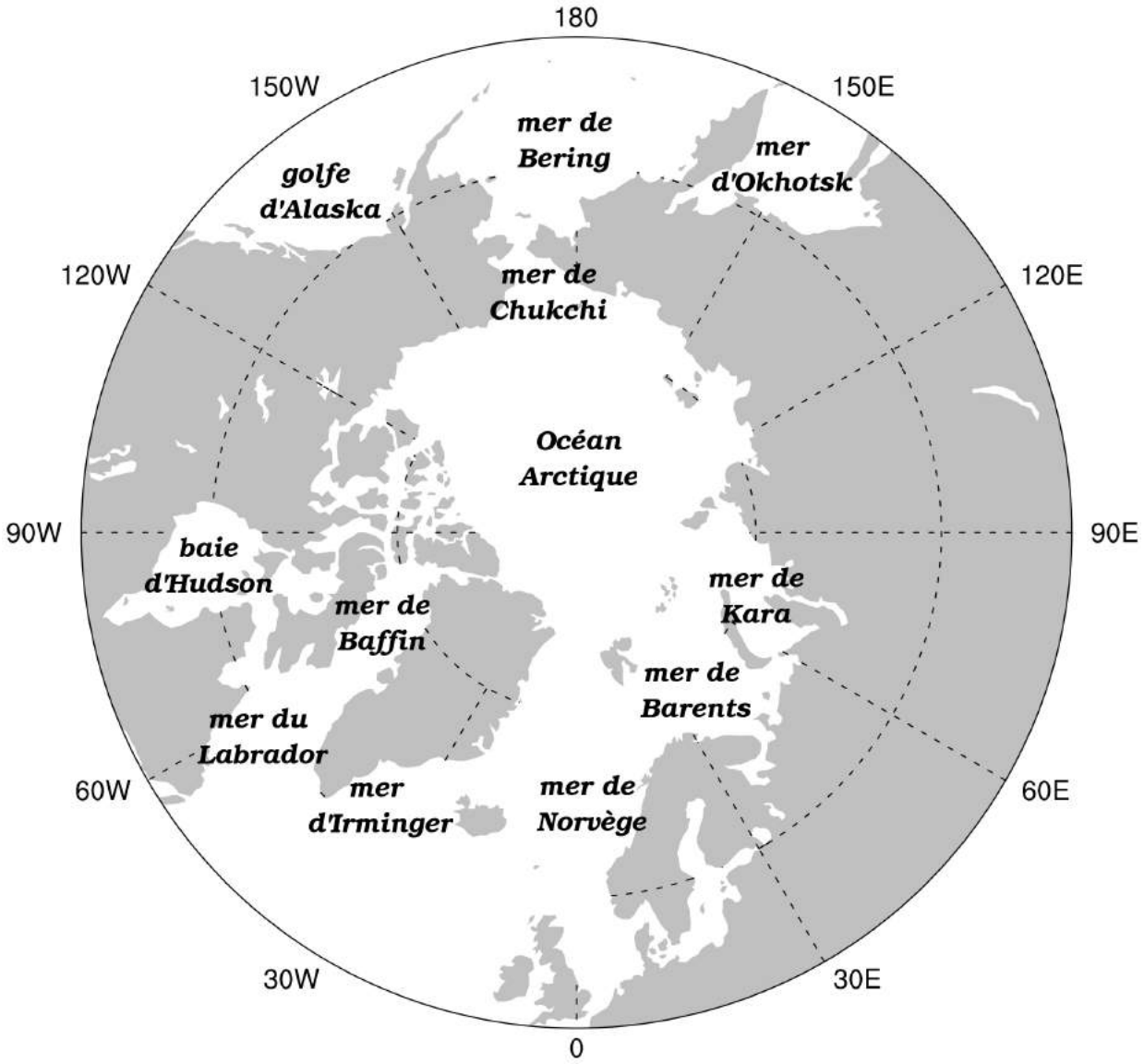


Fig. 1 – Carte des mers polaires arctiques.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Introduction

Les polar lows (PLs) sont des tempêtes maritimes méso-échelle (de 100 à 1000 km) qui se produisent aux hautes latitudes. Ils sont l'un des types d'événements extrêmes particulièrement importants de ces régions, de par leur intensité, leur faible prévisibilité, et leur impact pour l'homme. Les PLs se distinguent des autres cyclones méso-échelle (MCs pour Mésocyclones) par la violence des vents de surface associés, avec des rafales dépassant fréquemment 30 $m.s^{-1}$ (*Heinemann and Claud*, 1997), leur formation rapide et leur courte durée de vie, généralement inférieure à deux jours. Ils engendrent une dégradation importante des conditions météorologiques, s'accompagnant notamment d'une visibilité quasi-nulle et d'importantes précipitations (*Harrold and Browning*, 1969), d'une mer démontée avec des vagues de forte amplitude (*Claud et al.*, 1993), et dans certains cas, de foudre et de tonnerre (*Rasmussen and Aakjær*, 1992).

De par leur faible prévisibilité et la sévérité des conditions météorologiques associées, les PLs représentent depuis longtemps un danger important pour les hommes et les infrastructures des régions concernées. Ainsi de nombreux incidents peuvent être recensés, comme la perte de trois navires en mer du Japon en Février 1997 (*Fu et al.*, 2004), ou le sauvetage en mer de 30 marins-pêcheurs en perdition au large de la Norvège en 1894 (*Noer et al.*, 2011), et ils constituent une menace pour les plates-formes pétrolières très présentes dans des zones comme la mer de Norvège. Bien que les PLs perdent rapidement en intensité une fois la côte atteinte faute de pouvoir utiliser l'énergie provenant de la mer, ils restent dangereux et occasionnent de nombreuses perturbations. Des régions entières voient par exemple leur réseau routier bloqué par des chutes de neiges massives en très peu de temps (*Stevenson*, 1968; *Rasmussen and Turner*, 2003).

Ce fort impact sur la sécurité des personnes et sur l'économie rend indispensable une bonne prévision de leur occurrence. Si une détection par satellite est théoriquement possible quelques heures avant leur développement, ils ne sont que partiellement prévisibles. En effet, les réseaux d'observations météorologiques sont peu étendus dans les régions des hautes latitudes. De plus, les modèles de prévision les manquent fréquemment, malgré des progrès récents quant à leur résolution et la représentation des processus physiques. Finalement, la

grande variété des mécanismes pouvant conduire au développement de PLs ne permet pas d'établir un modèle de formation simple.

Les PLs présentent en effet une grande diversité dans leur formes et mécanismes de formation, allant de purement convectifs à purement baroclines, ce qui rend leur étude complexe. De plus, ils peuvent être la résultante de forçages d'altitude sous la forme d'anomalies de tourbillon potentiel (PV, pour potential vorticity) qui déstabilisent les couches d'air inférieures, et initient une circulation cyclonique (*Kew*, 2007). Cependant les modèles comme les observations ont montré qu'une phase de pré-développement, consistant en un conditionnement de l'environnement, était nécessaire les jours précédant la cyclogenèse (*Forbes and Lottes*, 1985). Généralement, le déplacement de masses d'air très froid venant de régions couvertes de glace ou de neige, au-dessus de régions maritimes libres de glace relativement chaudes, crée un contraste thermique et initie un dégagement de chaleur latente et d'humidité depuis la surface. Ces conditions peuvent alors enclencher la convection et rendent les basses couches atmosphériques instables, ce qui peut conduire au développement de PLs.

Afin d'améliorer les connaissances sur la formation des PLs, on peut utiliser des jeux de réanalyses. Ces dernières sont des analyses de l'état de l'atmosphère produites en assimilant un vaste ensemble d'observations de types variés, alliant données satellites et données in-situ. Elles sont un outil fréquemment utilisé dans les études climatiques. De par leur petite taille, leur courte durée de vie et la multiplicité de leurs processus de formation, les PLs et MCs sont cependant sous-représentés dans les réanalyses comme l'ont montré *Condron et al.* (2006) pour la réanalyse ERA-40 (European 40-Years Reanalysis ; *Uppala et al.*, 2005) et *Laffineur* (2012) pour la réanalyse ERA-I (ERA-Interim ; *Dee et al.*, 2011). Une autre façon d'étudier les PLs est alors d'associer leur formation à l'ensemble des conditions de grande échelle amenant à leur développement. Ces conditions de grande échelle sont en effet généralement assez bien représentées dans les modèles, même ceux de résolution grossière.

Se formant fréquemment en groupe, les PLs contribuent par ailleurs au couplage océan-atmosphère, en assurant notamment la remontée d'eaux chaudes à la surface par mélange de la couche de surface (*Rasmussen and Turner*, 2003; *Saetra et al.*, 2008). Leur occurrence augmenterait localement la fréquence, l'étendue et la profondeur de la convection océanique profonde de manière non négligeable, ce qui conduirait à modifier la circulation océanique de grande échelle (*Condron and Renfrew*, 2013) et par là même le climat. Bien que ces influences soient encore faiblement quantifiées, on voit donc que la connaissance de l'environnement synoptique favorable à la formation des PLs est importante, non seulement pour la prévision à court et moyen terme, mais également car ils sont un acteur de la variabilité atmosphérique.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Par ailleurs, les conditions environnementales locales pouvant conduire au développement de PLs sont fortement dépendantes des fluctuations de la circulation atmosphérique de grande échelle. La variabilité atmosphérique à moyenne fréquence des régions extra-tropicales est généralement décrite en termes de structures stationnaires dans l'espace et fluctuantes dans le temps, appelées téléconnections (*Wallace and Gutzler*, 1981). Ces structures, fréquemment définies à partir d'anomalies de pression atmosphérique, représentent les modes préférentiels de la circulation atmosphérique à l'échelle du mois, et influencent directement les conditions locales, comme les températures, précipitations, ainsi que la position et l'intensité du courant jet. Elles sont par conséquent susceptibles d'influencer la formation des PLs. *Carleton* (1996) et *Harold et al.* (1999) ont ainsi montré l'existence de liens entre ces structures et le nombre et la position de PLs et MCs formés. En étudiant le lien statistique entre les structures de téléconnection en Atlantique Nord et dans l'océan Austral avec différentes variables environnementales critiques pour la formation de PLs, *Claud et al.* (2007, 2009a,b) ont montré que certaines de ces structures pouvaient correspondre à des conditions particulièrement favorables (ou défavorables) au développement de PLs sur des régions entières. Aucune étude à ce sujet ne couvre cependant la région Pacifique Nord, pourtant sujette au développement de PLs. Par ailleurs, si cette approche donne des résultats satisfaisants, l'échelle mensuelle n'est pas nécessairement la mieux adaptée pour rendre compte des conditions de formation des PLs, qui ont une durée de vie de l'ordre de quelques jours au plus. A une échelle de temps plus courte, d'autres modes de variabilité atmosphérique, les régimes de temps, pourraient mieux convenir. Les régimes de temps, ou simplement régimes, reposent sur l'hypothèse d'une atmosphère évoluant entre plusieurs états préférentiels, plutôt qu'autour d'un état moyen. Ils ont une persistance moyenne de l'ordre de 8-10 jours, et, contrairement aux téléconnections, ne vont pas par paires de structures d'anomalies spatiales de signes opposés.

La glace de mer est un acteur important du système climatique aux hautes latitudes. Son importante variabilité inter-annuelle peut avoir des conséquences directes sur la circulation de ces régions. Par exemple, une couverture de glace hivernale particulièrement faible serait susceptible d'entrainer une occurrence accrue de la phase négative de la structure de téléconnection Oscillation Nord Atlantique (NAO, pour North Atlantic Oscillation) (*Magnusdottir et al.*, 2004). De plus, *Francis et al.* (2009) ont montré que les variations des conditions de glace de mer en été sont associées à une modification des conditions grande échelle durant l'automne et l'hiver suivant. On peut donc se demander si la couverture en glace pourrait modifier l'occurrence de PLs.

Les régions polaires sont parmi les zones les plus touchées par le changement climatique. Ainsi les observations et les simulations indiquent une modification radicale des températures de surface, autour de 40% de plus que la moyenne globale (GIEC : Groupe d'experts Inter-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

gouvernemental sur l'évolution du climat, 2007 ; *Johannessen et al.*, 2004), mais aussi de la glace de mer. Son extension en été subirait une diminution de l'ordre de 8% par décennie (par exemple, *Serreze et al.*, 2007; *Comiso*, 2011). Par ailleurs les régions arctiques sont l'objet d'un intérêt croissant, en raison notamment des vastes ressources pétrolifères, gazifères, ou minières, notamment en mer de Baffin, en mer de Barents, ou mer de Chukchi (*Gautier et al.*, 2009). A ceci vient s'ajouter l'éventualité de l'ouverture de nouvelles routes commerciales maritimes, permise par la diminution de l'étendue de la glace de mer : le passage du Nord-Est le long des côtes Russes et le passage du Nord-Ouest parmi les îles du Nord du Canada. Ces différentes évolutions rendent fondamentale l'évaluation de l'évolution de l'occurrence des PLs dans le cadre du changement climatique.

Cette thèse a précisément pour but d'étudier l'influence de l'environnement de grande échelle, de sa variabilité et de ses modifications avec le changement climatique, sur le développement de PLs dans l'hémisphère Nord.

Elle est structurée en cinq chapitres. Le premier chapitre consiste en une présentation des PLs. Le second chapitre décrit les données utilisées dans cette thèse. Le chapitre 3 présente une étude des conditions de grande échelle associées au développement de PLs à partir des cas observés. Dans le chapitre 4, on analyse l'influence de la variabilité atmosphérique sur le développement des PLs. Le cinquième chapitre est consacré à l'étude de l'évolution des PLs dans le cadre du changement climatique. Une conclusion générale et des perspectives sont discutées dans une dernière partie.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Chapitre 1

Présentation des polar lows

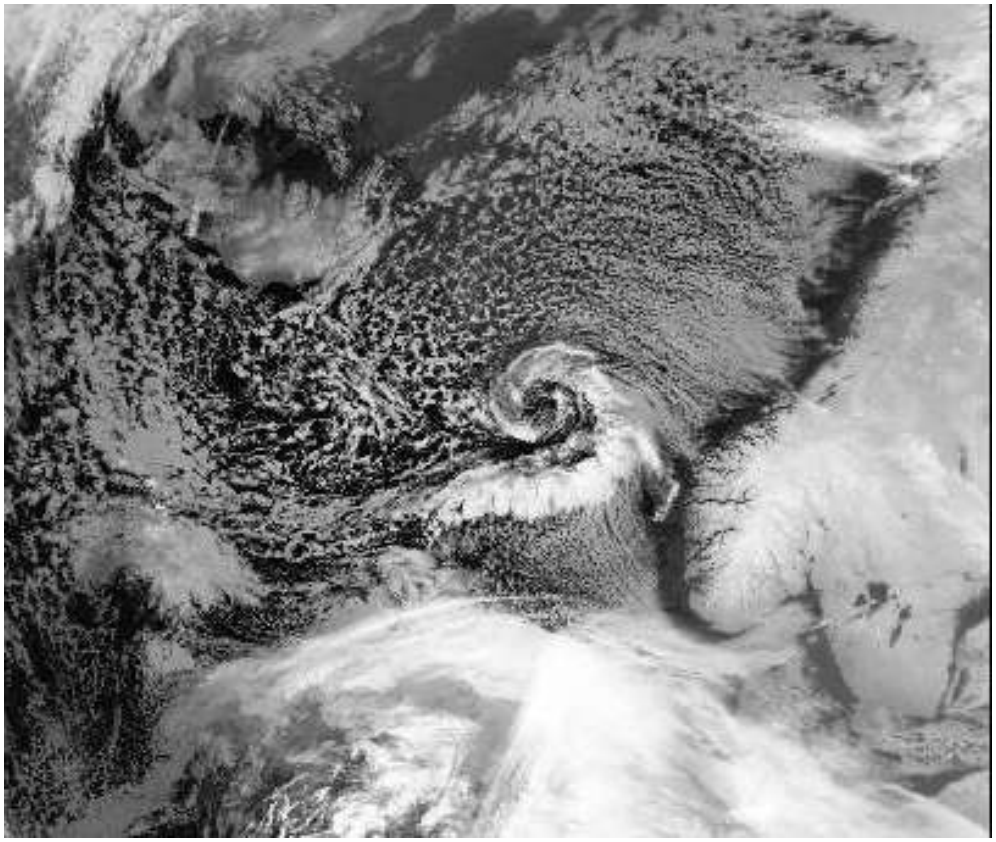


Fig. 1.1 – Un polar low près des côtes norvégiennes le 4 février 2001.

Les cyclones de méso-échelle (entre 2 et 2000km) se produisant dans les régions polaires peuvent être de nature très différente, allant de la simple signature nuageuse sans circulation de surface, à de violentes perturbations maritimes : les PLs (Figure 1.1). Ceux-ci s'accompagnent dans certains cas de vent aussi violents que ceux d'ouragans, et de précipitations importantes. Dans cette thèse, on s'intéresse aux cyclones de cette catégorie. La faible

FIG. 1.2 – Conséquences des importantes chutes de neiges associées avec le passage d'un PL sur les côtes japonaises le 30/12/2010. A gauche : réseau routier bloqué, à droite : navire de pêche renversé. D'après *Watanabe et al.* (2012).

prévisibilité de ces phénomènes en fait un danger particulièrement important pour les habitants des régions concernées, comme en attestent les nombreuses morts et destructions de navires et d'infrastructures. L'arrivée des images satellites dans les années 1960-1970 a permis de réaliser que ce phénomène était en fait assez courant. Les PLs sont des phénomènes principalement maritimes, qui tirent une grande partie de leur énergie de la surface de l'eau sous forme de flux de chaleur et d'humidité, et décroissent rapidement en arrivant au-dessus de la terre. Cette partie a pour objet d'introduire les PLs, à travers un historique des études relatives, puis la présentation de leurs principales caractéristiques : la répartition géographique des régions d'occurrence, les critères retenus pour les différencier des autres cyclones à méso-échelle, les mécanismes de formation, et les différentes structures nuageuses associées. On présentera ensuite brièvement les moyens d'observation, la représentation des PLs dans les modèles et les réanalyses, et les méthodes de prévision.

1.1 Depuis les premières études jusqu'à nos jours

Des histoires de tempêtes, petites, violentes, et imprévisibles, sont depuis longtemps présentes dans les cultures populaires nordiques. Le poète et prêtre Petter Dass (1647-1707) a par exemple décrit la dévastation d'un village de pécheurs dans le nord de la Norvège lorsque la majorité de la population masculine mourut lors d'une de ces tempêtes. Pour autant, les premières études sur le sujet sont apparues dans les années 1950. Celles-ci sont venues des météorologistes des pays scandinaves et des îles britanniques, dont les côtes étaient particulièrement touchées pendant les mois d'hiver. Les PLs ont alors pu être nommés cold air depressions (Meteorological Office, 1962), arctic instability lows (*Dannevig*, 1954; *Rabbe*,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

1975), ou polartief (*Scherhag and Klauser*, 1962). *Bergeron* (1954) les a nommés extra-tropical hurricanes pour souligner leur ressemblance avec les ouragans tropicaux, alors que *Dannevig* (1954) a suggéré que les mécanismes permettant leur formation pouvaient être les mêmes. Ce dernier a également présenté un schéma des courants et pressions de surface typiques autour de la Norvège lors d'un déclenchement de PL.

On a vite remarqué que des surfaces de mer chaudes favorisaient leur développement. Le transfert de chaleur de l'océan vers l'atmosphère sert de source d'énergie, la circulation de surface se forme alors par échange vertical de moment dans la masse d'air instable (*Scherhag and Klauser*, 1962; *Rabbe*, 1975). *Rabbe* (1975) a présenté plusieurs cas autour de la Norvège, a discuté leur formation avec des équations de vorticité, et a fourni des exemples de cas presque impossibles à prévoir.

Dans les années 60, suite à d'importantes chutes de neige en Écosse, les météorologues et prévisionnistes britanniques se sont également intéressés également à ce sujet, ce qui a donné lieu à une série de publications. *Stevenson* (1968) a étudié un PL qui donna près de 30cm de neige et bloqua le trafic routier. *Harrold and Browning* (1969) ont approfondi l'étude de ce cas en utilisant des radiosondages et des observations synoptiques de surface, donnant ainsi le premier compte-rendu complet sur un PL référencé dans la littérature scientifique.

L'arrivée de l'imagerie satellitaire au cours des années 1960 a amené une avancée majeure dans l'étude des PLs. Les premières données disponibles ont été des images dans l'infra-rouge et parfois le visible. La (probablement) première publication d'une image satellite de PL par *Suttie* en 1970 a révélé qu'un cas particulièrement violent était associé à un petit nuage en forme de virgule. Les images des hautes latitudes ont montré que les PLs et autres cyclones de méso-échelle étaient des phénomènes beaucoup plus courants et répandus qu'imaginé jusqu'alors, et que les signatures nuageuses associées étaient très variées.

Les premières études théoriques sur les mécanismes de formation datent de cette époque. *Harrold and Browning* (1969) ont suggéré que les PLs résultent de l'instabilité barocline, appuyés ensuite par les études de *Mansfield* (1974) et *Duncan* (1977), alors que *Økland* (1977) et *Rasmussen*, (1977 ; 1979) ont proposé comme origine l'instabilité conditionnelle de second type (CISK, pour conditional instability of the second kind). Il est apparu clairement au cours des années 1970, qu'à la fois des processus d'instabilité barocline et des processus convectifs jouaient un rôle dans la formation, ou pendant le développement de nombreux PLs.

Un handicap majeur dans l'étude des PLs a toujours été le manque d'observations conventionnelles aux hautes latitudes. L'installation de plateformes pétrolières en mer du Nord et mer de Norvège au cours des années 1980 a conduit à un nouvel effort de recherche afin d'évaluer la dangerosité potentielle des PLs pour les installations. Ainsi entre 1983 et 1985,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

un projet international, le Norwegian Polar Low Project (*Lystad*, 1986; *Rasmussen and Lystad*, 1987), a amené une avancée considérable sur l'état des connaissances. Durant ce projet, *Shapiro et al.* (1987) ont fait les premières observations d'un PL par avion, *Wilhelmsen* (1985) a présenté une climatologie des PLs, et *Nordeng* (1987) a publié des études avancées sur la modélisation de ceux-ci.

La compréhension de la structure des cyclones de méso-échelle a été grandement améliorée pas le premier vol équipé d'instruments de mesures à travers l'un d'eux en Antarctique (*Heinemann*, 1996), et l'utilisation de nouveaux instruments embarqués sur satellite (*Claud et al.*, 1993), comme des diffusiomètres donnant la vitesse et direction des vents de surface (*Marshall and Turner*, 1997).

Vers la fin des années 1980, les investigations ont été étendues à de nouvelles zones. Les images satellites ont alors montré que des cyclones de méso-échelle et PLs se produisaient dans bien d'autres régions polaires et subpolaires du monde.

La quatrième Année Polaire Internationale (IPY, pour International Polar Year) de 2007-2009 a réuni de nombreuses collaborations internationales autour de problématiques scientifiques propres aux régions polaires. L'équipe IPY-THORPEX (The Observing System Research and Predictability Experiment), regroupant dix projets individuels venant de neufs pays différents, a été formée afin d'améliorer la prévision météorologique des régions polaires. Cette équipe a concentré ses efforts sur trois types de phénomènes météorologiques arctiques faiblement couverts par les réseaux d'observation classiques, et mal compris : les fronts arctiques, les tempêtes de vent orographique dans des masses d'air arctiques stables, et, plus particulièrement, les PLs. Une des parties les plus ambitieuses de ce projet a été la tenue d'une campagne de mesure de trois semaines en Février-Mars 2008 (*Kristjánsson et al.*, 2011), à l'aide d'un avion combinant des lâchers traditionnels de dropsondes et des mesures in-situ de turbulence (*Føre et al.*, 2011), avec des mesures d'humidité et de vent par LIDAR (*Wagner et al.*, 2011). Cette campagne a permis l'observation d'un PL intense les 3 et 4 Mars 2008, à trois étapes différents de son développement, fournissant des informations uniques sur le développement progressif d'un PL ; informations particulièrement utiles pour la validation des modèles numériques de prévision.

McInnes et al. (2011) ont étudié la façon dont la résolution d'un modèle numérique de prévision influence sa capacité à simuler un PL, et ont montré qu'augmenter la résolution, même d'un km, permettait de meilleurs résultats. L'étude d'*Irvine et al.* (2011) a exploré la possibilité d'utiliser des observations par dropsondes ciblées sur des lieux propices à la formation de PLs pour améliorer la prévision de l'évolution du développement. Sur deux vols effectués à 6 heures d'intervalle au-dessus du PL en formation, seules les données obtenues par le second vol ont permis une amélioration de la prévision. *Randriamampianina et al.*

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

(2011) ont montré l'impact positif de l'utilisation de nouvelles données satellites (IASI) pour la prévision des PLs.

L'étude de *Adakudlu and Barstad* (2011) a consisté en une simulation numérique sur l'impact de la couverture en glace de mer et de la température de surface de l'océan sur le développement d'un PL. Il en résulte que la suppression de la glace augmente la stabilité statique près de la surface, empêchant le développement de PLs, et qu'une augmentation substantielle de la température de surface conduit à une plus longue durée de vie du PL, et à la formation d'un autre PL.

Considérant la difficulté des modèles de climat à représenter les PLs, *Kolstad* (2011) a cherché à quantifier les influences respectives de la stabilité statique de basse altitude et du tourbillon de haute altitude dans la formation des PLs, en s'appuyant sur une climatologie de 63 cas sur l'Atlantique Nord. Selon cette étude, les conditions de surface apparaissent comme déterminantes sur les lieux de développement possibles, alors que celles d'altitudes le sont sur les moments possibles.

Kristjánsson et al. (2011) ont décrit la forte influence orographique du Groenland sur le déclenchement d'un PL au nord de l'Islande et son comportement, à partir d'une étude numérique de sensibilité. Finalement, *Nordeng and Røsting* (2011) ont étudié un cas de PL particulièrement intense survenu près des côtes norvégiennes, en portant une attention particulière à la PV.

Les études issues du projet IPY-THORPEX illustrent plusieurs des préoccupations actuelles de la recherche sur les PLs : comprendre les influences des différents forçages permettant leur formation, améliorer leur représentation dans les simulations, développer qualitativement et quantitativement les observations, et surtout améliorer la prévision du phénomène.

Un autre enjeu actuel majeur est la compréhension de la manière dont les PLs s'intègrent dans le système climatique et participent au couplage océan-atmosphère. Ainsi des études telles que (*Carleton*, 1985, 1996), ou (*Claud et al.*, 2007, 2009a,b) ont étudié les liens entre variabilité atmosphérique à l'échelle synoptique ou planétaire avec le développement de PLs, alors que d'autres études telles que *Saetra et al.* (2008) ou *Condron and Renfrew* (2013) ont cherché à comprendre les impacts des PLs sur l'océan et sa circulation. Enfin *Kolstad and Bracegirdle* (2008) et *Zahn and von Storch* (2010) ont cherché à évaluer l'évolution des PLs dans le cadre du changement climatique. On voit ici que les objectifs de cette thèse s'intègrent bien dans la recherche actuelle sur les PLs.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

1.2 Répartition géographique

Les PLs se produisent dans les régions maritimes non englacées des hautes latitudes, au-dessus de la zone barocline principale. La distribution des terres, de la glace de mer et des températures de surface favorise l'occurrence de PLs sur certaines régions. Une grande partie d'entre eux se forme près de la bordure de la banquise, lorsque des masses d'air froid polaire sont advectées au-dessus de la mer libre, relativement plus chaude. Dans l'hémisphère Nord, de nombreux cas de PLs ont été observés. Les régions principales de formation dans l'hémisphère Nord sont représentées en Figure 1.3. Les mers Nordiques (la partie de l'Atlantique à l'est du Groenland et au nord de 60°N, ainsi que les mers du Groenland, de Norvège et de Barents) sont parmi les plus étudiées. Un grand nombre de cas y a été observé, et certains auteurs s'y réfèrent comme la région de plus forte occurrence (cf. *Rasmussen and Turner*, 2003). La mer du Labrador, ainsi que la côte Sud du Groenland sont également présentées comme des zones fortement favorables aux PLs (*Rasmussen*, 1990; *Rasmussen et al.*, 1996). Bien que plus rares, certains cas sont recensés à de plus basses latitudes, comme près des côtes britanniques (par exemple *Hewson et al.*, 2000 ; voir Figure 1.4 : un cas de PL entre les côtes écossaises et norvégiennes). L'occurrence de PLs à ces latitudes plus peuplées présente un risque accru d'impacter l'homme et son environnement. Côté Pacifique Nord, les principales régions de formation sont la mer d'Okhostk et la mer du Japon (*Ninomiya*, 1989, 1991; *Ninomiya et al.*, 1990, 1993; *Yanase et al.*, 2004), le Golf d'Alaska et le détroit de Béring (*Businger*, 1987; *Businger and Baik*, 1991; *Douglas et al.*, 1991). De plus, des mers situées plus au nord, comme celles de Beaufort, de Baffin, ou de Chukchi, peuvent aussi être le siège de tels cyclones lorsqu'elles ne sont pas recouvertes de glace de mer.

Dans l'hémisphère Sud, les PLs se forment principalement le long des côtes antarctiques (Figure 1.5), ainsi que près des côtes australiennes, néo-zélandaises, ou près de la pointe de l'Amérique du Sud (*Carleton and Carpenter*, 1990; *Auer*, 1986; *Zick*, 1994; *McMurdie et al.*, 1997). Ils sont généralement moins intenses que ceux observés dans l'hémisphère Nord, à l'exception, non exhaustive, des spécimens des côtes néo-zélandaises. En effet, la répartition des terres autorise une circulation océanique et troposphérique relativement zonale, ce qui est moins favorable à de forts gradients de température air-mer. En raison du plus faible nombre de stations d'observation dans ces régions, les cas d'observations directes sont plus rares. Dans cette thèse, nous mettrons de côté l'étude de ces régions, moins bien documentées, pour nous consacrer à l'hémisphère Nord.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

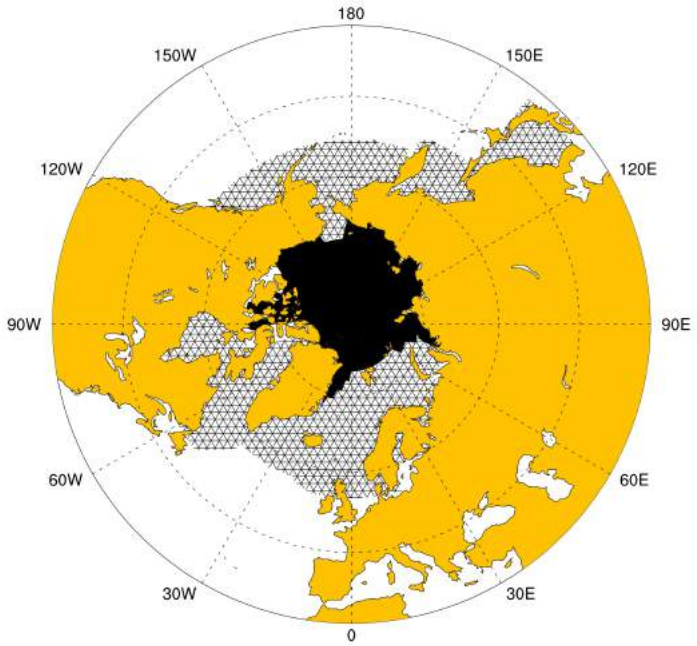


FIG. 1.3 – Répartition des principales régions de formation des polar lows dans l'hémisphère Nord (zones hachurées). La couverture de glace de mer minimale durant la période principale d'occurrence de PLs est représentée en noir (couverture en glace de mer moyenne en octobre entre 1979 et 2010).

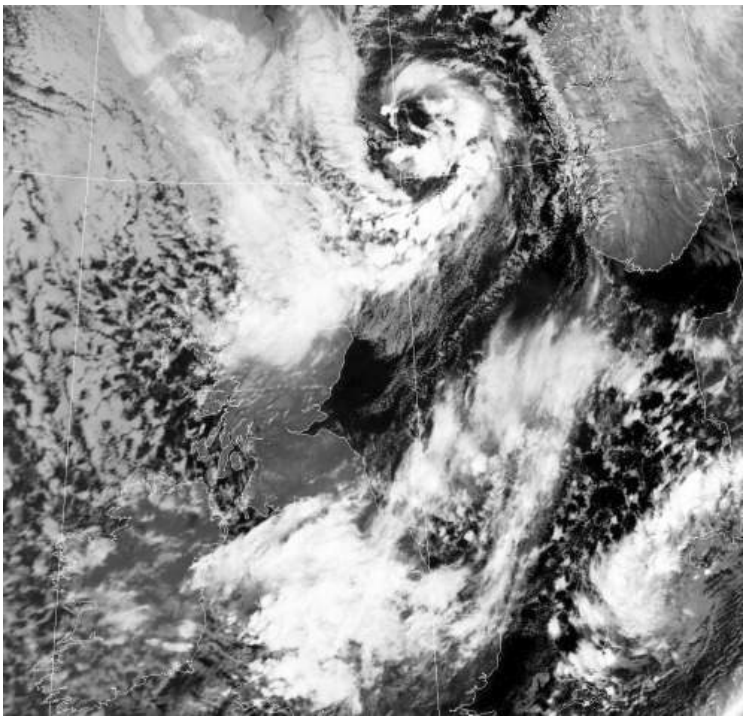


FIG. 1.4 – Un polar low près des côtes britanniques le 28 octobre 2008.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

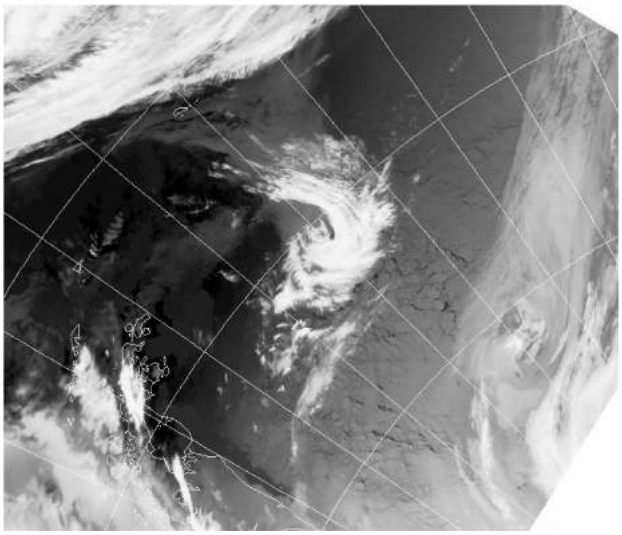


FIG. 1.5 – Un cas de PL en mer de Weddell dans l'hémisphère Sud le 6 Octobre 1995.

1.3 Définition des PLs

De nombreuses définitions des PLs ont été proposées au cours des dernières décennies. Il est en effet compliqué de définir précisément ces phénomènes en raison d'une part de la difficulté de les dissocier clairement des autres cyclones de méso-échelle, et d'autre part de leur grande diversité, due à la pluralité des mécanismes de formation et de développement associés. Selon l'importance relative des différents forçages, différents types de PLs peuvent se former, conduisant à l'idée d'un spectre de PLs (*Rasmussen and Turner*, 2003), incluant à la fois les systèmes purement baroclines, ceux purement convectifs, et un vaste ensemble de systèmes intermédiaires. Une définition pratique doit inclure tous les types différents et refléter le fait que les PLs sont des phénomènes intenses. Les PLs sont généralement caractérisés par des conditions atmosphériques sévères, comportant un vent de surface fort, pouvant dépasser les 30 m/s (*Heinemann and Claud*, 1997), de fortes précipitations et parfois de lourdes chutes de neige (*Harrold and Browning*, 1969), une mer démontée (*Claud et al.*, 1993), une très faible visibilité (*Harrold and Browning*, 1969), et s'accompagnant occasionnellement d'orages, principalement pour les cas les plus au sud (*Rasmussen and Aakjær*, 1992 ; Noer, communication personnelle). Les PLs ont généralement une durée de vie d'un à deux jours. Une grande partie de leur énergie provenant de la mer par transfert de chaleur et d'humidité, ils décroissent rapidement en arrivant sur les côtes.

En 1994, l'European Geophysical Society's Polar Lows Working Group réuni à Paris donna la définition suivante des PLs :

> The term « polar mesoscale cyclone » (polar mesocyclone) is the generic term for all meso-α et meso-β cyclonic vortices poleward of the main polar front (scale definition according to *Orlanski*, 1975). The term « polar low » should

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

be used for intensive maritime polar mesoscale cyclones with scales up to 1000 km with a near-surface wind speed exceeding 15 m/s.

Le terme « cyclone polaire méso-échelle » (méso-cyclone polaire) est le terme générique pour tout vortex cyclonique meso-α et meso-β du côté polaire du front polaire principal (échelle définie selon Orlanski, 1975). Le terme « polar low » doit être utilisé pour les cyclones maritimes polaires de méso-échelle intenses, d'échelle allant jusqu'à 1000km avec des vents de surface dépassant 15m/s .

Cette définition a pour avantage d'établir clairement la différence entre les faibles perturbations atmosphériques, très courantes à ces latitudes, et les PLs, beaucoup plus rares et violents, et de regrouper les différents types de PLs dans la même définition. *Rasmussen and Turner* (2003) utilisent alors la définition suivante, moins lourde et moins stricte sur le critère du vent :

A polar low is a small, but fairly intense maritime cyclone that forms poleward of the main baroclinic zone (the polar front or other major baroclinic zone). The horizontal scale of the polar low is approximately between 200 and 1000 kilometers and surface winds near or above gale force (15 m/s).

Un polar low est un cyclone maritime petit, mais assez intense, qui se forme du côté polaire de la zone barocline principale (le front polaire ou autre zone barocline majeure). Les polar lows ont une échelle horizontale comprise entre 200 et 1000 kilomètres, et des vents de surface proches ou supérieurs à la force de tempête (15 m/s).

Cette définition, plus simple et plus générale, peut ensuite être complétée si nécessaire en spécifiant les mécanismes principaux de formation. On parlera ainsi de polar low convectif, ou polar low barocline. Dans cette thèse nous utiliserons cette définition, sauf indication contraire.

1.4 Mécanismes de formation

Aux hautes latitudes, les régions couvertes de neige ou de glace sont surmontées pendant l'hiver de masses d'air très froides et stables, avec des minima moyens près du sol de l'ordre de -30 °C ou -40°C. La faible quantité d'ensoleillement due à la durée très courte des jours et à la faible élévation solaire, conjuguée à l'albédo particulièrement fort de ces surface (environ 20% d'absorption pour la neige fraiche), expliquent ce phénomène. Un fort contraste s'établit alors avec les surfaces maritimes découvertes, qui absorbent plus de 80% du flux incident (*Sater et al.*, 1971). La mer libre présente ainsi un contraste particulièrement

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

important avec des températures au niveau du sol proches de 0°C, pouvant s'expliquer par la forte inertie thermique de l'eau et l'arrivée de courants chauds. Il arrive que les masses d'air froid provenant de régions glacées ou enneigées se déplacent sous l'influence de mouvements d'air de grande échelle jusqu'à ces eaux océaniques. Ce type d'évènements est appelé cold air outbreak (CAO). De forts contrastes thermiques verticaux apparaissent alors, et permettent un dégagement important de chaleur sensible et d'humidité, qui déstabilise les masses d'air stratifiées. Les zones d'interactions entre la banquise et la mer libre sont caractérisées par de forts gradients de température verticaux, conduisant à de fortes baroclinicités, instabilités et turbulences, conditions favorables à la cyclogenèse. Cependant la grande variété des cyclones à ces latitudes ne permet pas de construire un modèle théorique de formation simple. En effet, certains cas présentent de fortes ressemblances avec les cyclones tropicaux, alors que d'autres correspondent plus à des dépressions associées à la zone barocline moyenne.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

1.4.1 Instabilité thermique de la surface

Depuis les premières études sur le sujet, le rôle de l'instabilité thermique, due à la température relativement chaude de la surface de la mer, a été mis en avant dans les processus de développement des PLs. Ceci est mis en évidence par la couverture nuageuse typiquement convective qui accompagne la majorité des cas. Lorsqu'une masse d'air froid se déplace au-dessus d'une surface d'eau, un transfert de chaleur sensible et d'humidité s'effectue depuis l'eau vers l'air, comme l'indique la formation de nuages, ce qui abaisse la stabilité des basses couches. Ce chauffage par le bas n'est pas directement responsable de la cyclogenèse : son rôle serait plutôt de réunir des conditions de surface permettant le développement de cyclones si des forçages mécaniques extérieurs interviennent (*Mullen*, 1983; *Bosart and Sanders*, 1981).

De par leur ressemblance, les auteurs ont rapidement cherché à transposer les théories expliquant la formation des cyclones tropicaux pour le développement des PLs. Ainsi la CISK (Conditional Instability of the Second Kind) a été proposée pour expliquer l'amplification des cyclones pendant leur développement. En 1964, *Charney and Eliassen* définissent la CISK :

> CISK est le résultat d'une interaction coopérative entre la circulation dans des cumulonimbus et la circulation dans une dépression de grande échelle. Ce phénomène se produit lorsque la circulation dans le cumulonimbus est suffisamment organisée pour qu'une rétroaction positive se développe, dans laquelle la circulation de la dépression de grande échelle fournit une convergence de l'humidité vers le cumulonimbus. Ceci donne en retour un dégagement de chaleur latente qui intensifie le cyclone en diminuant la pression de surface à sa base.

Dans cette rétroaction, la montée d'air est causée par la convergence dans la couche limite, et l'intensité du dégagement de chaleur est contrôlée par les mouvements verticaux au-dessus de la couche limite.

Suite aux études de *Rasmussen* (1977, 1979) et *Økland* (1977) sur ce sujet, il a été progressivement accepté que la CISK pouvait être le mécanisme dynamique principal pour une grande partie des formations de PLs, à condition qu'une réserve de CAPE (ou EPCD en français, pour énergie potentielle de convection disponible) existe. Celle-ci est un indicateur de l'instabilité de l'air, et correspond à la quantité d'énergie potentielle qu'une particule d'air plus chaude que son environnement aurait si elle montait par convection jusqu'à son niveau d'équilibre.

Emanuel (1986)et *Emanuel and Rotunno* (1989) ont cependant remis en cause le bienfondé de la théorie du CISK dans les milieux tropicaux, arguant qu'on ne rencontre pas dans ce milieu la CAPE suffisante pour alimenter un tel processus. La CAPE serait en effet détruite par convection au fur et à mesure de sa création par les flux de surface. Selon *Emanuel* (1986)), les cyclones tropicaux s'intensifient selon un autre mécanisme ne nécessitant pas de convection : la « air-sea interaction instability » (ASII, renommée WISHE en 1994 pour « wind-induced surface heat exchange instability »). Dans ce modèle, la vitesse du vent dans un système tel qu'un cyclone tropical ou un PL est le facteur d'influence qui intensifie le dégagement de chaleur par la surface. Différentes études (*Betts*, 1982; *Rasmussen*, 1979; *Wilhelmsen*, 1986) ont montré que les PLs ne se formaient pas nécessairement dans un réservoir préexistant de CAPE, mais que ce réservoir et le PL se développaient plus ou moins en même temps. L'augmentation de la CAPE serait initialement due à la formation à bas niveaux de couches stratifiées d'air sec adiabatique, formées par le dégagement important de chaleur sensible par la surface de mer chaude (Rytter, EGS Polar Lows Working Group Meeting, Paris, Octobre 2001). Un diagramme schématique des rétroactions WISHE et CISK est présenté Figure 1.6.

Des résultats théoriques montrent cependant que ni la CISK, ni la WISHE ne peuvent expliquer initialement le développement d'une perturbation infinitésimale en PL. Ces mécanismes joueraient un rôle d'intensification rapide et explosive de cyclones déjà formés (*Van Delden*, 1989).

1.4.2 Instabilité barocline

Dans une atmosphère stable, les déplacements d'air se font suivant des champs de vent dont les directions et les vitesses restent globalement les mêmes, oscillant autour d'un équilibre dynamique. Les mouvements de masses d'air sont alors contrôlés par le vent géostrophique

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

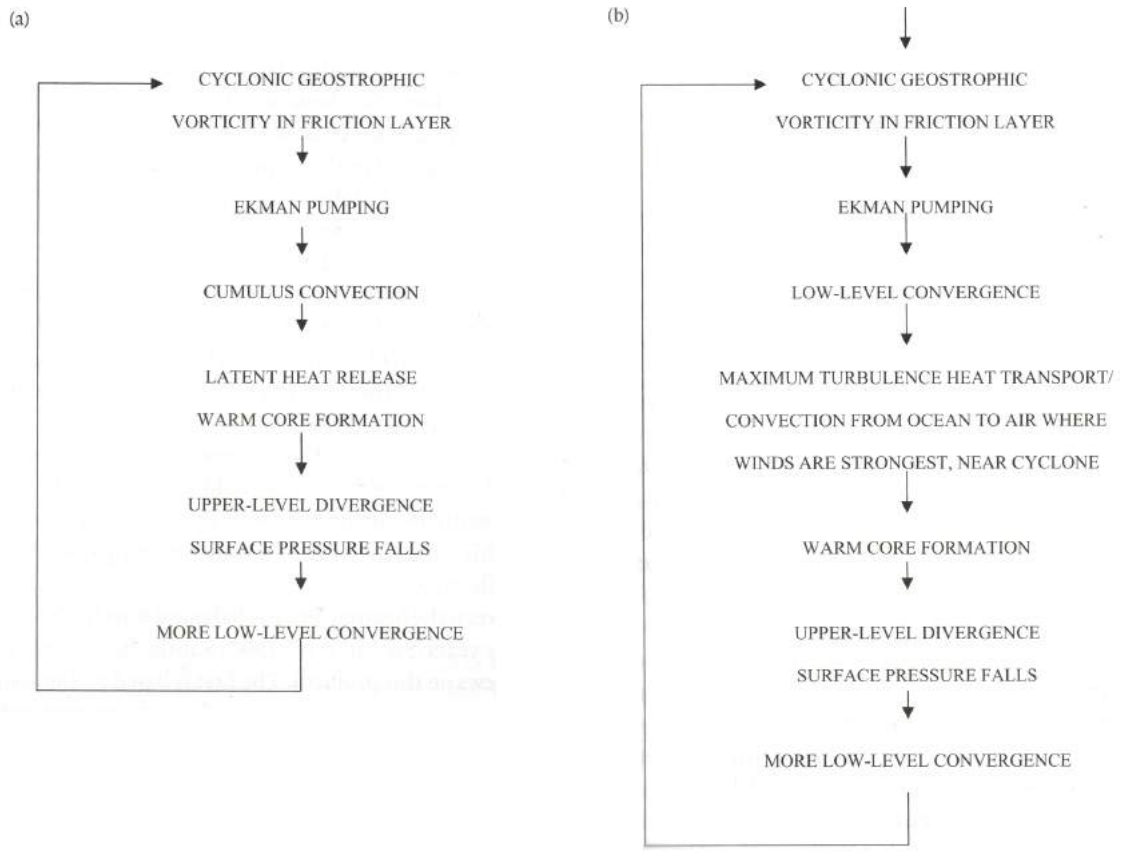


FIG. 1.6 – Diagramme schématique de CISK (a) et WISHE (b). D'après *Rasmussen and Turner* (2003).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

à un même niveau de pression, et par l'équilibre de l'approximation hydrostatique entre les différents niveaux de pression. Dans ce cas, la température varie en même temps que la pression.

Lorsque ce n'est pas le cas, c'est-à-dire lorsqu'à niveau de pression constant, la température varie, on parle d'instabilité barocline. Une région de fort gradient de température, comme la zone de bordure de banquise, aura tendance à amplifier une instabilité barocline. Une petite perturbation pré-existante, associée à un déplacement méridional, déforme l'isotherme rectiligne, causant une amplification de l'ondulation du champ de température. L'instabilité croît alors par conversion de l'énergie potentielle associée au gradient de température horizontal en énergie cinétique lors de la montée d'air chaud et la descente d'air froid. Cette instabilité est associée à un cisaillement vertical du flux moyen, qui est relié au gradient de température horizontal par l'équation du vent thermique.

Dans une zone barocline, de forts gradients de température, une anomalie de température froide proche de la tropopause (ou précurseur d'altitude) et une anomalie chaude de surface peuvent interagir par l'intermédiaire des courants verticaux qu'elles engendrent. Si l'anomalie d'altitude est en amont du jet par rapport à celle de basse couche, leur rétroaction mutuelle va entraîner leur amplification réciproque. On parle alors d'interaction barocline. L'origine d'un précurseur d'altitude peut être, par exemple, le résidu en altitude d'une ancienne perturbation barocline, ou il peut provenir du réservoir de fort tourbillon potentiel des hautes latitudes (c.f. Partie 1.4.3. Anomalie dynamique à la tropopause). Une anomalie de basse couche peut néanmoins déclencher seule un développement barocline, à condition d'être suffisamment grande. En effet, si les vitesses verticales engendrées sont suffisamment importantes pour interagir avec le courant-jet, on peut assister à l'apparition d'une perturbation cyclonique à la tropopause.

Le rôle que joue l'instabilité barocline dans la formation des PLs est assez bien compris depuis les années 1970. De nombreuses études aussi bien théoriques, que numériques, ou observationnelles ont été réalisées depuis pour déterminer le degré d'implication de ce forçage dans le développement des PLs comparativement à d'autres, et les modalités associées (c.f. *Rasmussen and Turner*, 2003). *Mullen* (1982) ou *Reed* (1979) ont par exemple montré que des cyclones semblables aux PLs pouvaient se former en absence de flux de chaleur sensible et d'humidité, et que l'instabilité barocline pouvait seule être suffisante.

1.4.3 Anomalie dynamique à la tropopause

Depuis quelques années, notamment depuis les travaux de synthèse de *Hoskins et al.* (1985), les flux atmosphériques sont souvent étudiés par l'intermédiaire du tourbillon potentiel (PV,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pour potential vorticity). La PV est défini par *Ertel* (1942) comme une combinaison de termes cinétique (tourbillon absolu) et thermodynamique (stabilité statique) :

$$PV = \frac{1}{\rho}\overrightarrow{\eta}\cdot\overrightarrow{\nabla\theta} \tag{1.1}$$

où ρ est la densité, $\overrightarrow{\eta}$ le tourbillon absolu, et θ la température potentielle.

Aux échelles synoptique et planétaire, en utilisant l'approximation hydrostatique et les coordonnées de pression sur une sphère sphérique, la PV peut être écrite :

$$PV = (\zeta_\theta + f)(-g\frac{\partial\theta}{\partial p}) \tag{1.2}$$

où ζ_θ est la composante verticale du tourbillon relatif, f est le paramètre de Coriolis, g est l'accélération de la gravité et p est la pression.

La PV s'écrit en unité de PV (PVU) définie comme $1PVU = 10^{-6}m^2s^{-1}kg^{-1}$.

Les valeurs climatologiques de PV présentent des valeurs basses dans la troposphère, proches ou inférieures à 1 PVU, et des valeurs hautes, supérieures à 4 PVU dans la stratosphère. Le paramètre de Coriolis f dépendant de la latitude, il contribue à une augmentation globale du tourbillon dans les régions polaires. On a donc d'une part une augmentation de sa valeur des subtropiques jusqu'aux pôles, et d'autre part une discontinuité à la tropopause.

Comme la température potentielle θ est conservée par les parcelles d'air dans toute évolution adiabatique, s'il n'y a pas de changement de phase, la PV d'une parcelle d'air est conservée dans un processus adiabatique et sans frottement :

$$\frac{D}{Dt}PV = 0 \tag{1.3}$$

Sous ces conditions, l'évolution temporelle d'un champ de PV est confiné aux surfaces isentropes. Ces conditions sont généralement respectées dans la stratosphère, ainsi que la haute troposphère. La conservation n'est cependant pas assurée à des niveaux inférieurs. On écrit alors la création et la disparition de PV par des processus diabatiques et de frottement comme :

$$\frac{D}{Dt}PV = -\overrightarrow{\nabla}(g\dot{\theta}(\zeta + f\overrightarrow{k}) + g\overrightarrow{F} \times \overrightarrow{\nabla}\theta) \tag{1.4}$$

où $\dot{\theta}$ est le réchauffement diabatique, $\overrightarrow{F}$ la force de frottement, et $\overrightarrow{k}$ un vecteur vertical unitaire.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

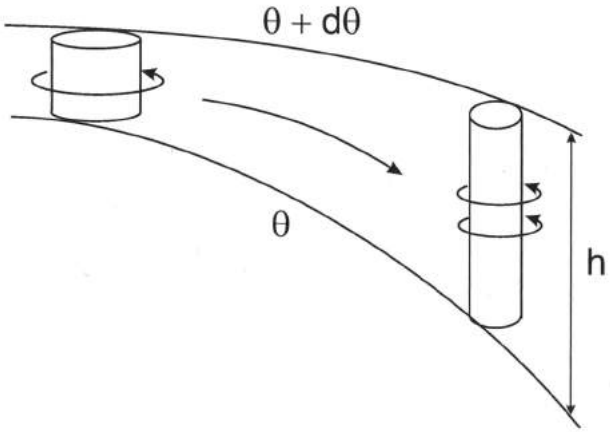


FIG. 1.7 – Conservation de la PV durant la descente d'une colonne d'air entre deux surfaces iso-θ

Une conséquence importante de la conservation de la PV est de favoriser l'étude des mouvement d'air à la tropopause. Au cœur du courant-jet d'altitude, de l'air provenant de la basse stratosphère peut facilement être advecté dans la troposphère. Dans des conditions diabatiques, fréquemment rencontrées au niveau de la tropopause, cette advection est confinée sur une surface isentrope.

On considère une colonne d'air stratosphérique entre deux niveaux de température potentielle θ et $\theta + d\theta$, advecté adiabatiquement dans la troposphère (Figure 1.7), ce déplacement se fera nécessairement entre ces deux isentropes, la quantité $d\theta$ restant constante. Par ailleurs la PV de la particule est conservée. Donc lorsque la hauteur du cylindre augmente (diminuant le gradient de θ) la stabilité statique diminue, et la vorticité relative ζ_θ augmente en compensation. Le transport d'anomalie de PV modifiera donc la circulation synoptique, produisant une circulation cyclonique et des mouvements verticaux.

Dans un champ de vent zonal croissant avec l'altitude, une telle anomalie se déplaçant dans un environnement barocline produira des courants verticaux. La circulation induite par l'anomalie de PV va pénétrer sur une distance verticale, dont l'échelle H est donnée par l'équation (*Hoskins et al.*, 1985) :

$$H = f\frac{L}{N} \tag{1.5}$$

où L est l'échelle horizontale, et N la fréquence de Brunt-Väisälä, qui est une mesure de la stabilité statique. Une anomalie de grande taille pourra alors atteindre le sol, si la stabilité statique est suffisamment faible. Puisque l'organisation verticale dépend de la taille de l'anomalie d'altitude, celle-ci fait partie des paramètres déterminant l'échelle du PL induit

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

(*Montgomery and Farrell*, 1992; *Rasmussen*, 1985).

Presque tous les PLs font intervenir des forçages d'altitude sous forme de baisse du géopotentiel dans la moyenne troposphère, de vortex d'altitude, ou d'anomalies de PV. Très peu de PLs observés ne présentent pas d'anomalie d'altitude significative (*Craig et al.*, 1994). L'étude de la PV pour décrire la formation de PLs est plutôt récente, et de plus en plus utilisée (par exemple, *Nordeng*, 1990; *Nordeng and Rasmussen*, 1992; *Moore et al.*, 1996; *Røsting et al.*, 1996; *Browning and Dicks*, 2001; *Claud et al.*, 2004; *Wu et al.*, 2011; *Føre et al.*, 2012).

Lors d'une formation typique de PL, une anomalie dynamique proche de la tropopause descend en amont de l'anomalie de pression de surface correspondant au centre du MC en développement (par ex. *Nordeng and Rasmussen*, 1992; *Moore et al.*, 1996; *Claud et al.*, 2004), provoquant une subsidence à l'arrière de la dépression et une ascendance à l'avant (*Montgomery and Farrell*, 1992 ; voir Figure 1.8), qui amplifie le flux de chaleur latente, l'apparition d'une anomalie chaude de surface et la baroclinicité des basses couches (*Browning and Dicks*, 2001; *Renfrew*, 2003). Une anomalie positive de PV apparait alors près de la surface (*Montgomery and Farrell*, 1992), qui peut interagir avec l'anomalie d'altitude si la pénétration est suffisante (faible stabilité statique). Si il y a verrouillage des phases, elles sont sujettes à l'instabilité barocline et s'amplifient mutuellement.

Cependant, l'anomalie de PV d'altitude peut jouer un rôle différent, ou additionnel, plus spécifique aux hautes latitudes. Dans ce type d'environnement, la tropopause est particulièrement basse. La distance verticale la séparant du sommet de la couche convective est du coup relativement petite, notamment en cas de CAO. Si une anomalie de PV de forte amplitude rencontre une zone de faible stabilité statique, alors la hauteur de la couche convective augmente localement, la convection est favorisée et la CISK peut se déclencher. Selon *Grønås and Kvamstø* (1995) et *Økland* (1987), de nombreux PLs se forment de cette manière.

Dans la formation des PLs, les anomalies d'altitude peuvent ainsi avoir pour rôle de créer des situations cycloniques (*Montgomery and Farrell*, 1992) ou d'amplifier des situations cycloniques préexistantes (*Rasmussen and Turner*, 2003).

1.4.4 Instabilité barotrope

Une instabilité barotrope est une instabilité d'onde associée à un cisaillement horizontal dans le courant-jet. Ce type d'instabilité grandit en extrayant de l'énergie cinétique du champ de vent moyen (*Holton*, 1992). Les observations comme les études théoriques ont montré que des cyclones d'origine barotrope pouvaient concentrer dans la zone du vortex la convection présente dans la région, et, en ce sens, déclencher un PL convectif (*Rasmussen*,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

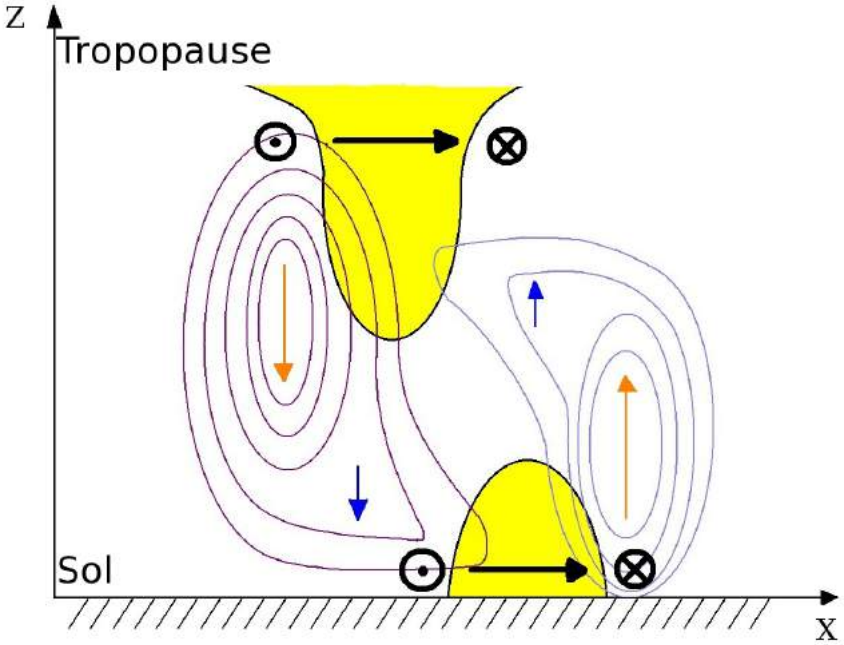


FIG. 1.8 – Schéma d'un couplage d'anomalies de surface et d'altitude

1983; *Nagata*, 1993). Néanmoins, rien ne montre que l'instabilité barotrope peut à elle seule conduire à la formation d'un PL. Différents auteurs ont considéré que l'instabilité barotrope pouvait intervenir dans la formation des PLs. Cependant *Reed* (1979), *Mullen* (1979), *Sardie and Warner* (1985), et *Bond and Shapiro* (1991) ont tous conclu que les processus barotropes ne jouaient qu'un rôle mineur dans leur développement.

1.4.5 Discussion

Les PLs peuvent se former à la fois dans des zones baroclines, comme le long de la banquise, et dans des environnements barotropes. Si dans un premier temps les PLs étaient considérés comme étant baroclines ou convectifs, on considère maintenant que, pour un même PL, les deux mécanismes peuvent être importants. *Rasmussen and Turner* (2003) ont ainsi introduit le terme « Polar low spectrum » pour évoquer le continuum des PLs, de purement barocline à purement convectif, en passant par différents degrés de systèmes hybrides à la fois baroclines et convectifs (comme dans CISK ou WISHE). C'est ce dernier type de formation, hybride, qui est le plus recensé. L'instabilité barotrope joue un rôle moins important dans le développement des PLs que les instabilités barocline et convective. En effet, si elle peut déclencher la cyclogenèse, elle ne peut à elle seule fournir l'énergie nécessaire à leur maturation. Chaque type d'instabilité peut prendre diverses formes. Ainsi, l'instabilité barocline peut être de basse couche, profonde, « reversed-shear » (si le vent thermique est opposé au vent de surface, *Duncan*, 1977; *Kolstad*, 2006), ou couplée entre

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

système barocline d'altitude et zone barocline de basse couche. La diversité des mécanismes de formation explique dès lors la grande variété de formes prises par les PLs.

De plus, les différentes régions de formation ne sont pas nécessairement propices aux mêmes forçages. Ainsi, *Carleton* (1985) a observé une activité convective plus importante dans le développement des systèmes en Atlantique Nord, que dans le Pacifique Nord.

Plusieurs classifications des PLs ont été proposées. On peut notamment citer celle de *Pettersen and Smebye* (1971), créée pour les cyclones extratropicaux, les classant en deux groupes selon les mécanismes d'intensification associés, complétée par la suite d'un troisième par *Deveson et al.* (2002), *Plant et al.* (2003) et *Bracegirdle and Gray* (2008). Les PLs de type A, dominés par les forçages de basse couche, comme l'advection thermique, gagnent en intensité par instabilité barocline. Durant la phase de développement, l'anomalie d'altitude reste en amont de celle de basse couche, ce qui assure un couplage efficace, et une amplification réciproque. Ceux de type B, dominés par les forçages hauts, sont dus à une anomalie d'altitude préexistante qui déstabilise les basses couches. Dans ce cas, le couplage entre les deux niveaux décroit en même temps que le cyclone se développe. Trois des PLs étudiés par *Deveson et al.* (2002) n'entraient dans aucune de ces catégories, ce qui les amena à en proposer une nouvelle. Le type C regroupe les cas pour lesquels à la fois les forçages hauts et bas semblent prépondérants durant l'intensification. Dans ce cas, un forçage d'altitude est assuré par la présence d'une anomalie préexistante, la basse troposphère, présentant un fort dégagement de chaleur latente, est faiblement barocline, et le couplage entre les deux niveaux d'altitude perdure durant le développement.

1.5 Couvertures nuageuses associées

Les couvertures nuageuses associées aux PLs peuvent être de nature très diverse. Ceci renvoie à la variété des mécanismes de formation. Deux formes principales se dégagent (*Carleton*, 1996) : le « spiraliform », et le « comma cloud ». Les PLs de type « spiraliform » présentent des structures nuageuses de petite taille enroulées sur elles-même (Figure 1.9), se forment généralement à des latitudes moyennes, proches de la zone barocline principale, et sont souvent reliés à de la convection profonde de type CISK (par ex., *Rasmussen*, 1979, 1983). L'autre grand type de structure, « comma cloud », correspond à une forme en virgule de petite à moyenne échelle, avec un centre plus ou moins enroulé, duquel part une trainée plus épaisse (Figure 1.10). La formation de ces PLs semble moins dépendre de la CISK, et plus de la baroclinicité (par ex., *Reed*, 1979; *Mullen*, 1979). Différentes études basées sur des observations (notamment *Yarnal and Henderson*, 1989; *Lystad*, 1986; *Businger*, 1987), ainsi que sur des modèles (*Sardie and Warner*, 1983, 1985) s'accordent pour présenter

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Fig. 1.9 – Photo de polar low "spiraliform"

les « comma cloud » comme se formant principalement dans le Pacifique Nord, et les « spiraliform » préférentiellement dans l'Atlantique Nord. Cette distribution pourrait être due à la géographie de ces deux bassins : les côtes très découpées de l'Atlantique Nord favorisent les interactions entre mer libre et sol ou glace de mer, menant ainsi à l'existence de nombreuses étendues de zones baroclines, en comparaison avec le Pacifique Nord, dont les littoraux sont relativement moins découpés.

D'autres structures remarquables sont moins courantes, comme les « Merry-go-round signatures », systèmes constitués de plusieurs PLs en rotation au centre d'une dépression de plus grande échelle, ou les systèmes d'origine barocline, associés à un front (*Forbes and Lottes*, 1985).

1.6 L'observation des polar lows

Avant l'ère satellitaire, l'observation des PLs se faisait principalement à partir des observations classiques des stations synoptiques disséminées le long des côtes habitées, et des bateaux d'observations. Les observations de cette époque sont donc concentrées dans certaines régions le long des côtes et exceptionnellement en mer. Les satellites d'observation météorologique ont donc permis de reconsidérer largement à la hausse la distribution et la fréquence des PLs. Le développement de divers instruments de mesure embarqués a également permis de multiplier les informations sur le développement ou la dangerosité

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

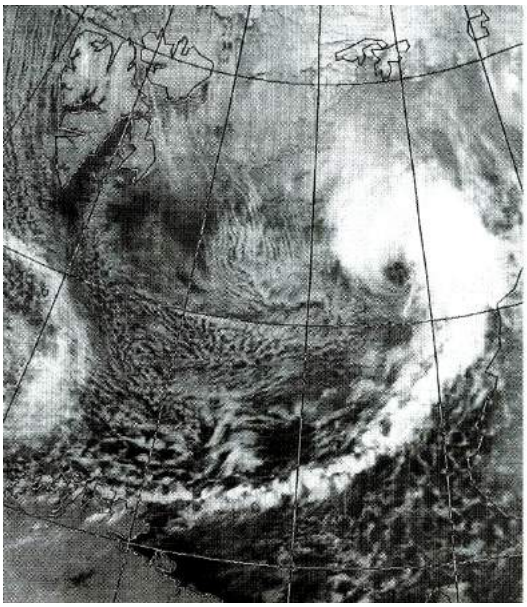


FIG. 1.10 – Photo de polar low “comma cloud”

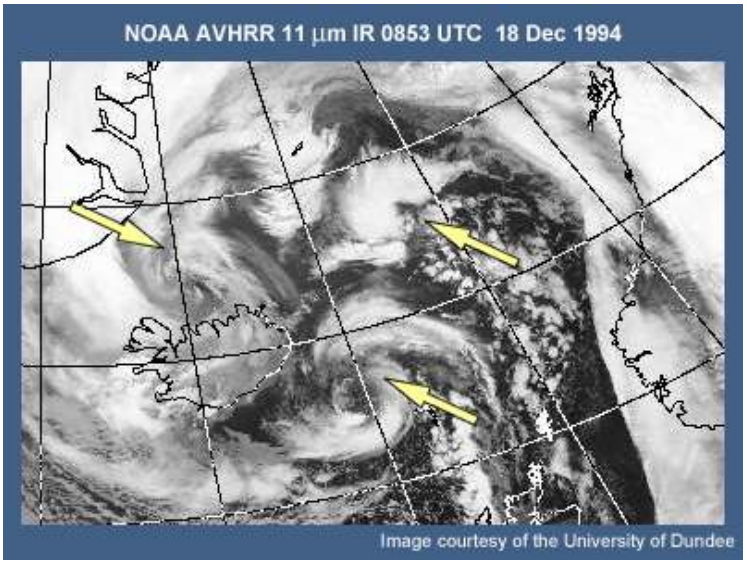


FIG. 1.11 – Système merry-go-round. Différents sous-systèmes sont indiqués par des flèches.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

des cyclones, révolutionnant de fait l'étude et la prévision de ces phénomènes. Une des limitations du système d'observation par satellite est le mauvais séquençage des images, qui permet rarement de suivre un cyclone tout au long de son existence. En effet, si sous les tropiques les satellites géostationnaires permettent des observations rapprochées dans le temps, ce n'est pas le cas aux hautes latitudes. Les satellites à orbite polaire assurent néanmoins des survols fréquents, de telle sorte que la trajectoire d'un cyclone peut être globalement suivie.

L'imagerie visible et infra-rouge, comme celle permise par le spectroradiomètre MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) embarqué sur les satellites Aqua et Terra, permet d'observer le haut des structures nuageuses. Elle est largement utilisée pour l'identification des PLs et autres MCs à partir des structures nuageuses caractéristiques. Durant la saison froide aux hautes latitudes, la faible luminosité et le faible contraste entre les masses nuageuses des sols gelés ou enneigés rendent l'utilisation de l'imagerie infra-rouge préférable à celle dans le visible. Cette imagerie satellite est également utilisée pour caractériser le système. L'analyse de la structure nuageuse associée au PL permet d'établir une estimation des mécanismes de formation en jeu (voir la section Couvertures nuageuse associées), de la vitesse des vents au niveau des nuages (à partir de séries d'images faiblement espacées dans le temps ; voir par ex. *Rasmussen et al.*, 1996), de la vitesse des vents au niveau du sol (l'étirement des structures nuageuses en est un indicateur ; *Pearson and Strogaitis*, 1988), ou des dimensions horizontales (à partir de la structure nuageuse) et verticales du système (à partir de la température du sommet des nuages estimable dans les images infra-rouge ; voir *Rasmussen and Turner*, 2003).

La vitesse des vents de surface associés au cyclone peut être estimée de manière plus précise à partir de radars diffusiométriques comme QuikSCAT (Quick Scatterometer). Cette mesure est particulièrement importante pour la prévision, car elle permet de déterminer l'intensité du cyclone, et donc sa dangerosité. La mesure diffusiométrique du vent consiste à évaluer le champ vectoriel de vent de surface à partir de la diffraction d'ondes radar sur les vagues de la surface de l'océan libre de glace (*Cavanie and Gohin*, 1995). Les champs obtenus ont une assez bonne résolution, de l'ordre de 25 à 50 km. Ils sont utilisés pour déterminer si un système est associé à une circulation de surface, et pour connaître les vitesses maximales atteintes par les vents de surface.

Les données micro-ondes passives, comme celles issues des instruments SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager), Aqua AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System) ou AMSU (Advanced Microwave Sounding Unit), renseignent sur certains paramètres géophysiques pertinents. On obtient après traitement le champ de vent (*Goodberlet et al.*, 1989), le contenu en vapeur d'eau intégré (*Claud et al.*, 1992), le contenu total en eau liquide du nuage (*Mitnik et al.*, 2012), le taux de pluie (sur océan

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

libre de glace ; *Dalu et al.*, 1993), et des informations sur les propriétés des nuages (par ex. *Claud et al.*, 2009c). Ces informations sont très utiles pour l'étude des mécanismes du PL. Le contenu en vapeur d'eau est notamment relié aux flux de surface, primordiaux lors de la formation. Elles contribuent aussi à la prévision, puisque la violence des vents et l'intensité des précipitations accompagnant le PL sont parmi les principaux dangers qui le caractérisent.

Il est également possible de faire des coupes de la structure nuageuse associée au cyclone à partir du radar CloudSat CPR (Cloud Profiling Radar), qui mesure la puissance rétrodiffusée par les nuages en fonction de la distance au radar (voir par ex. *Mitnik et al.*, 2012).

Finalement les radars imageurs à synthèse d'ouverture comme SAR (Synthetic Aperture Radar) sur RADARSAT-1 et ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) sur ENVISAT, sont sensibles aux changements dans la rugosité de surface induit par des ondes de gravité-capillarité de petite longueur d'onde à la surface de l'océan. Les images SAR et ASAR sont en d'autres termes capables de rendre compte de la morphologie de surface de l'océan. Elles sont idéales pour étudier l'empreinte d'un MC sur la surface de l'océan, la houle associée à la perturbation atmosphérique, et permettent de remonter au champ de vent près de la surface avec une très bonne résolution. Elles sont en ce sens utiles pour l'étude, l'analyse et la prévision des PLs (par ex. *Mitnik et al.*, 2007, 2012).

1.7 Les PLs dans les modèles et réanalyses

Le système climatique couvre une large gamme d'échelles spatiales et temporelles qui interagissent entre elles d'une manière complètement chaotique et non linéaire. Les modèles de circulation générale et les réanalyses sont donc des outils très utiles pour la compréhension du climat. Cependant, ces simulations numériques présentent des résolutions assez grossières comparativement à la taille des PLs étudiés dans cette thèse. En effet, les PLs et autres méso-cyclones des régions polaires sont des phénomènes de petite taille, avec des diamètres compris entre 200 et 1000 km, pour des durées de vie relativement courtes, comprises entre 3 et 36 h (voir par exemple, *Businger and Reed*, 1989; *Rasmussen and Turner*, 2003; *Renfrew*, 2003). Les modèles et les réanalyses climatiques présentent des définitions spatiales du même ordre de grandeur. ERAI présente une résolution de 0,75°x0,75°, soit une distance entre deux points de grille d'environ 83 km dans la direction Nord/Sud, et 71 km dans la direction Est/Ouest à 70°N ; et NCEP2 2,5°x2,5°, soit environ 222 km dans la direction Nord/Sud, et 188 km dans la direction Est/Ouest à 70°N. *Condron et al.* (2006) ont analysé la façon dont les méso-cyclones polaires sont représentés dans la réanalyse ERA-40 (1,125°x1,125° de

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

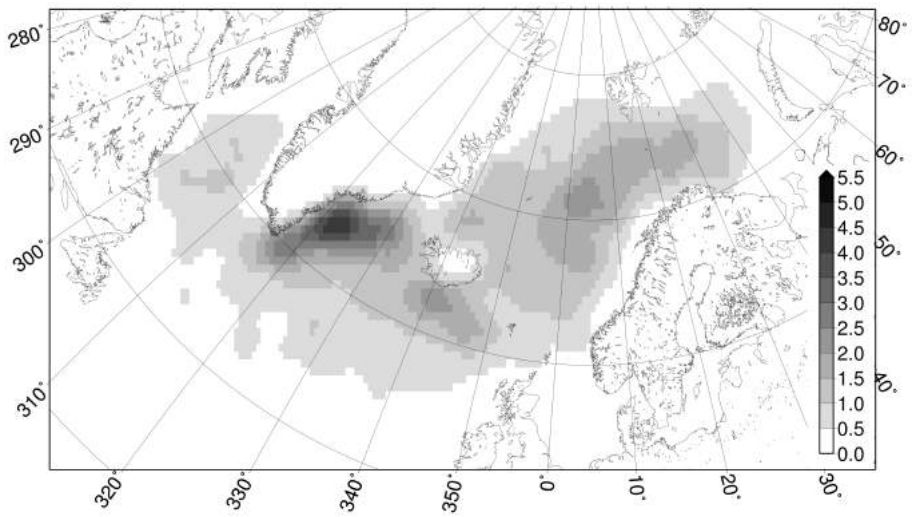


FIG. 1.12 – Carte de densité de PLs détectés entre 1948 et 2006 (en nombre de PLs détectés pour 250 km^2) d'après *Zahn and von Storch* (2012).

résolution spatiale) par comparaison à des observations satellitaires. Ces auteurs ont utilisé un algorithme de détection automatique, basé sur la recherche de maxima locaux du laplacien de pression à la surface de la mer, et de hauteur géopotentielle, susceptibles de détecter même de petits évènements. L'étude, portant sur le nord-est de l'Atlantique d'octobre 1993 à septembre 1995, indique que les cyclones ne sont pas tous représentés dans la réanalyse, et que les cyclones de petite taille sont moins bien représentés que ceux de grande taille (plus de 80% détectés pour les cyclones excédant les 500km, contre près de 20% pour ceux approchant les 100km). On note cependant qu'il n'est pas fait ici de distinction entre les cyclones d'après la vitesse des vents associés. Tous les cyclones ne sont donc pas clairement de la catégorie "polar low". Récemment, *Laffineur* (2012) a comparé la façon dont 29 PLs observés par *Noer et al.* (2011) pendant les hivers de 1999-2000 à 2000-2001 sont représentés dans ERA-40 et ERA-I. L'analyse de la pression de surface montre que 13 cas de PLs sur les 29 observés par satellite peuvent être identifiés dans ERA-I, contre 7 dans ERA-40, et que les vents sont largement sous-estimés.

Pour palier cette mauvaise représentativité des PLs dans les réanalyses, plusieurs études utilisent une technique de descente en échelle dynamique, consistant à coupler un modèle global de résolution grossière à un modèle régional possédant une résolution plus fine. Ainsi, plusieurs études de *Zahn and von Storch* (2008a et b, 2010, 2011) utilisent une version climatique du modèle local de prévision du service météorologique allemand, d'une résolution de 0.44° sur une aire de 8987 km x 3515 km, couplée à la réanalyse NCEP/NCAR. Cette méthode couplée à une technique de détection automatique basée sur un filtrage passe-bande du champ de MSLP leur permet notamment d'établir une climatologie à long terme des PLs dans l'Atlantique Nord (Figure 1.12).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

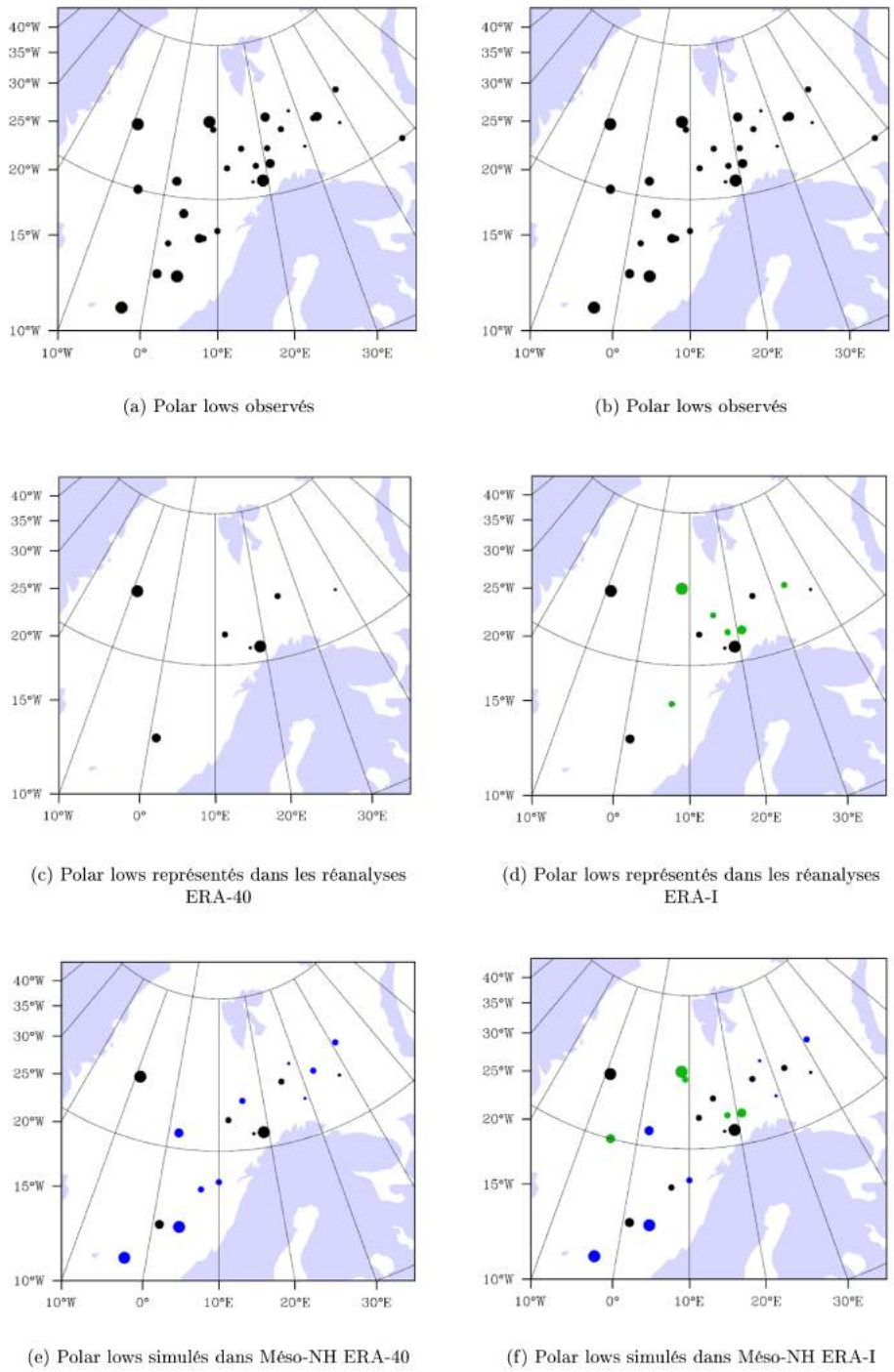
La nouvelle génération de réanalyse peut laisser espérer une meilleure représentation des PLs, de par les améliorations effectuées (meilleure résolution, assimilation 4D-Var, schémas physiques améliorés, ...). L'étude de *Laffineur* (2012) analyse également la façon dont les PLs sont simulés dans Méso-NH (Modèle Non-Hydrostatique à Méso-échelle, *Lafore et al.*, 1999). Ce dernier est un modèle atmosphérique à aire limitée développé par le GAME/CNRM (Groupe d'études de l'Atmosphère MEtéorologique du Centre National de Recherches Météorologiques, Météo-France, CNRS) et le Laboratoire d'Aérologie de Toulouse (Université Paul Sabatier, CNRS). Visant à simuler notamment des processus d'échelle inférieur à 10km (comme la convection), il permet de traiter une large gamme de mouvements atmosphériques depuis l'échelle méso-alpha, celle des perturbations synoptiques (de l'ordre de 1000 km) jusqu'à la très fine échelle (de l'ordre du mètre). Il est alors utilisé en descente en échelle, alternativement avec ERA-40 et ERA-I. L'utilisation de Méso-NH donne de meilleurs résultats que ERA-I ou ERA-40, avec 15 cas représentés lorsque Méso-NH est couplé avec ERA-40, et 19 couplé avec ERA-I. Ceci montre que les résultats lors de descente en échelle sont meilleurs que ceux obtenus dans les réanalyses, qu'ils dépendent de la résolution et de la qualité de la réanalyse avec laquelle elle est couplée, avec notamment une bien meilleure représentation des vents de surface. Néanmoins, ni les nouvelles réanalyses, ni les modèles à aire limitée ne sont aptes à représenter l'ensemble des PLs. La comparaison entre les cas de PLs observés par *Noer et al.* (2011) et ceux représentés dans ERA-40, ERA-I, et Méso-NH est présentée en Figure 1.13.

1.8 La prévision des polar lows

Les PLs peuvent avoir un impact important sur les opérations maritimes et peuvent causer des dommages considérables lorsque des systèmes intenses atteignent les côtes ou les îles. Leur prévision est donc un enjeu important pour la sécurité des régions concernées. Dans certaines d'entre elles, comme la mer du Nord, l'existence de nombreuses installations pétrolières ou gazières au large accroît encore la nécessité d'une prévision efficace des cyclones sévères.

Les PLs peuvent être de tailles variées (entre 200 et 1000 km), leur formation dépend de conditions à l'échelle synoptique, et d'autres phénomènes météorologiques les accompagnent le plus souvent. La prévision dans le cas d'un PL résulte donc de prévisions sur un grand ensemble d'échelles spatiales (*Lystad*, 1986). Un PL peut se développer en quelques heures seulement, et son passage s'accompagne le plus souvent d'une rapide détérioration des conditions météorologiques locales, d'où la nécessité d'une grande précision spatio-temporelle dans la prévision.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014



(a) Polar lows observés

(b) Polar lows observés

(c) Polar lows représentés dans les réanalyses ERA-40

(d) Polar lows représentés dans les réanalyses ERA-I

(e) Polar lows simulés dans Méso-NH ERA-40

(f) Polar lows simulés dans Méso-NH ERA-I

FIG. 1.13 – Comparaison des représentations des polar lows dans quatre bases de données (ERA-40, ERA-I, ERA-40/Méso-NH, et ERA-I/Méso-NH) avec les cas observés par Noer et al. (2011) sur la même période, d'après Laffineur, 2012.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

La prévision d'un PL s'effectue en couplant différentes méthodes : l'observation (par satellite, stations au sol ou radars), l'utilisation de modèles numériques opérationnels de prévision, et une connaissance climatologique du phénomène. L'analyse des observations par satellite permet de détecter des PLs déjà formés ou en cours de formation. Elle est indispensable à la prévision à court terme, soit 6 à 12h avant l'arrivée de la perturbation, et permet de lancer des alertes. Les modèles numériques de prévision sont un des outils fondamentaux de la prévision météorologique moderne. Si une partie des cas de MCs et de PLs peut être prévue par cette méthode, une large part n'est pas représentée (voir par exemple *Laffineur*, 2012, dont les résultats sont résumés dans la section Les PLs dans les modèles et les réanalyses). Plusieurs facteurs peuvent expliquer ceci, comme la faible résolution des modèles, puisque les PLs sont de taille relativement petite, la mauvaise représentation de certains phénomènes physiques, notamment la convection et les interactions atmosphère-océan-banquise, et le manque ou la mauvaise qualité des données in situ. Ceci est lié à la complexité et la diversité des processus mis en jeu lors de la formation et de l'intensification des PLs, ainsi que leurs couplages, qui rendent la modélisation difficile. La connaissance de ces processus ainsi que les modèles de prévision numériques ont fortement progressé au cours des dernières décennies. La réduction des coûts de traitements informatiques autorisent l'utilisation de modèles de résolution plus fine, plus exactes dans la représentation des processus physiques à petite échelle. Certains PLs peuvent parfois être prévus de cette manière plusieurs jours avant. Ces modèles sont cependant moins efficaces pour les régions polaires. Des mesures objectives de prévision numérique indiquent par exemple que la plus grande partie des erreurs de prévision dans l'Atlantique Nord sont obtenues au nord du cercle polaire (voir par exemple, *Jung and Leutbecher*, 2007). Les études climatologiques fournissent une source importante d'information pour la prévision. Elles renseignent notamment sur les lieux, les périodes et les fréquences d'occurrence. Elles permettent également d'établir les configurations atmosphériques propices au développement de PLs, et ainsi de prévoir des développement de PLs non pris en compte dans les modèles. Comme nous le verrons dans la suite de ce document, ces configurations varient d'une région à l'autre et demandent des études locales.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Chapitre 2

Les jeux de données utilisés

2.1 Listes de PLs

Plusieurs listes de PLs ont été utilisées dans cette thèse, couvrant diverses régions et périodes (comprises entre 1971 et 2011). On a cherché à réunir le maximum d'observations de PLs dans l'hémisphère Nord, respectant au mieux les critères de distinction d'échelle et d'intensité entre MCs et PLs. Ces listes, provenant essentiellement de la littérature, doivent être les plus homogènes possible, comme la liste étendue de cas en mers de Norvège et de Barents par *Noer et al.* (2011). Les moyens d'observations utilisés pour réaliser ces jeux de données varient selon les époques et les concepteurs, allant des seules observations au sol jusqu'à l'analyse d'images satellites, voire l'utilisation de modèles numériques en complément. De plus, différents critères de sélection ont pu être utilisés, notamment sur la vitesse des vents associés. Pour ces raisons, ces listes ne peuvent pas être considérées comme totalement homogènes et directement comparables entre elles. Une synthèse est fournie Tableau 2.1.

2.1.1 Mers nordiques

Cette région est la région la mieux documentée. Le jeu de données de *Noer et al.* (2011) résulte d'observations subjectives réalisées par des prévisionnistes expérimentés de l'Institut Météorologique Norvégien, avec l'assistance de modèles et de données satellites. Celles-ci regroupent de l'imagerie infrarouge provenant de l'instrument AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), et des vents provenant des diffusiomètres ASCAT et QuikSCAT. La zone d'investigation et les cas de PLs recensés entre 1999 et 2009 sont présentés Figure 2.1. La version annuellement actualisée de cette liste est en ligne à l'adresse : http ://met.no/Forskning/publikasjoner/. Dans cette thèse, nous nous reposons en grande partie sur cette liste exhaustive, qui contient

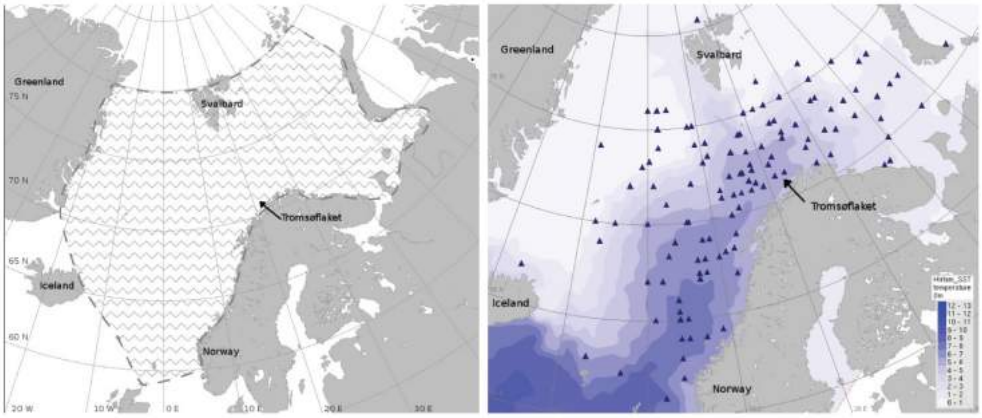


Fig. 2.1 – Zone d'observation et positions des polar lows (triangles bleus) observés entre 2000 et 2009 dans la liste de Noer. Les températures moyennes de surface de la mer sont représentées en bleu (d'après Noer et al., 2011).

le plus grand nombre de cas de PLs, sur une longue période sans discontinuité (168 cas de 1999 à 2012). Elle est de plus une des plus fiables en raison des critères de sélection. Les cyclones observés ne présentant pas de vents de surface assez intenses ne sont en effet pas retenus.

Trois autres listes sont disponibles pour cette région. Celles-ci sont plus limitées dans le temps et/ou l'espace. *Wilhelmsen* (1985) recense 33 PLs de 1978 à 1982 au moyen d'observations synoptiques depuis des bateaux et des stations côtières, et par l'analyse de quelques images satellites (Figure 2.2). Seuls les méso-cyclones présentant des vitesses de vents proches du seuil de la tempête (15 m/s) ou supérieurs et impactant les côtes norvégiennes sont considérés. *Businger* (1985) forme deux jeux de PLs de 1971 à 1983, le premier consistant en 42 cas obtenus sur la base d'observations synoptiques et de surface, et le second regroupant 10 cas issus de l'observation d'images satellites. La liste d'*Ese et al.* (1988) regroupe 74 cas de 1971 à 1983 (Figure 2.3). Avant mars 1982, seules les dépressions affectant les côtes norvégiennes sont recensées. Sur ces trois jeux de données, seul celui de Wilhelmsen est construit avec l'utilisation explicite d'un critère de vitesse de vent. De plus, ces jeux de données se recouvrent partiellement. Par exemple, Businger et Ese présentent 34 cas en commun, Wilhelmsen et Ese, 24.

La Figure 2.4 montre la distribution mensuelle des occurrences de PLs en mers de Norvège et de Barents à partir de la liste de Noer. Cette liste étant quasi-exhaustive, on obtient une représentation assez réaliste des occurrences de PLs. Les PLs se produisent pendant les mois d'hiver, principalement entre novembre et mars, avec entre 2 et 3 occurrences de PLs par mois sur les mers de Norvège et de Barents. Un autre point important est la très forte variabilité de ces occurrences, avec des écarts-types du même ordre de grandeur que la distribution moyenne. Cette forte variabilité pourrait s'expliquer par l'influence de forçages

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

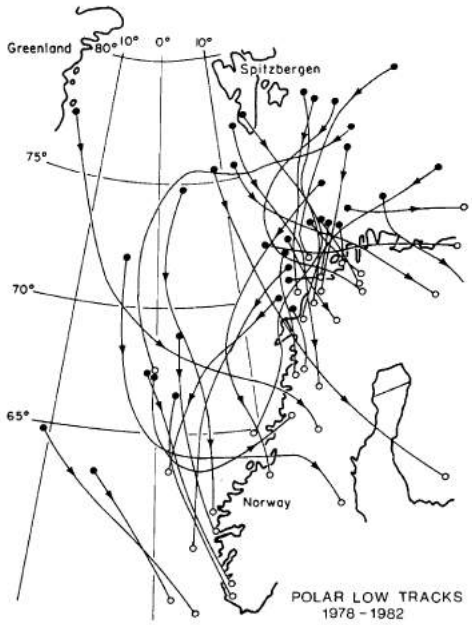


FIG. 2.2 – Trajectoire des polar lows observés par Wilhelmsen entre 1978-1982 (Wilhelmsen, 1985).

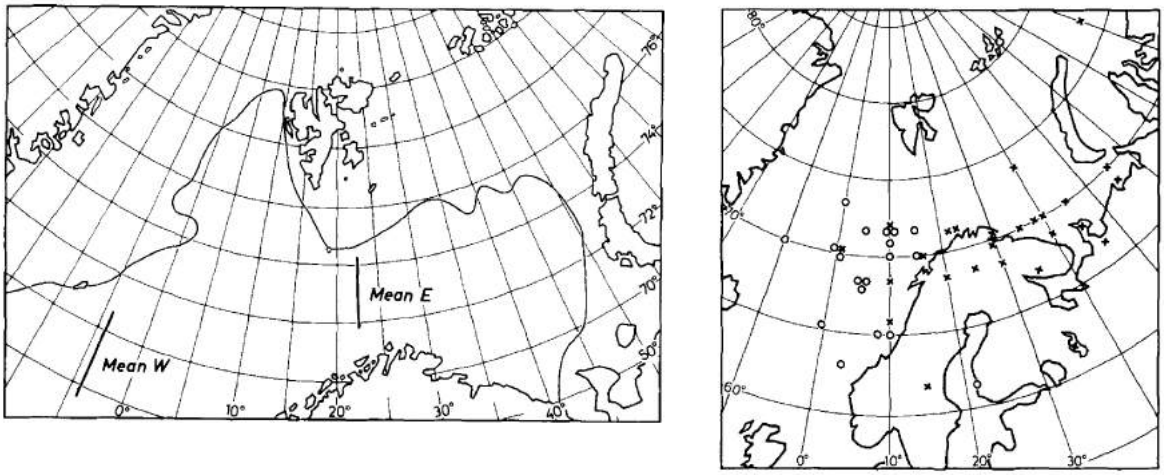


FIG. 2.3 – Limite moyenne de la glace de mer en février pour les années 1971-1980, longitude moyenne des polar lows des groupes ouest et est de la liste d'Ese (a). Positions des centres de pression synoptiques pour les jours d'observation de polar low, marquées par des croix (des cercles) pour les polar lows observés dans le secteur est (ouest).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

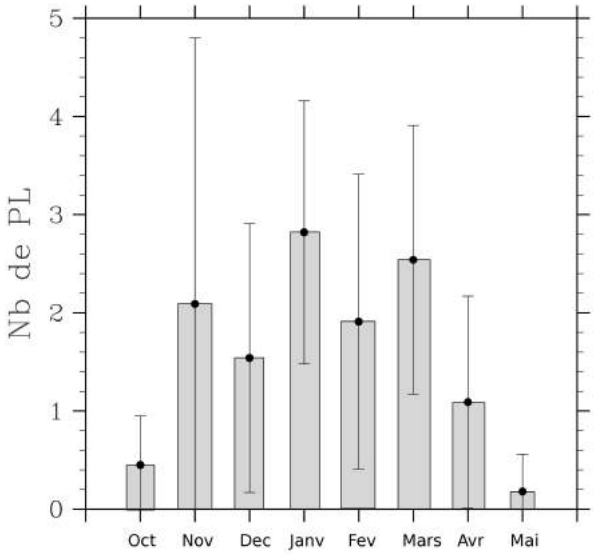


FIG. 2.4 – Distribution temporelle des PLs observés en mers de Norvège et de Barents entre 2000 et 2012 d'après la liste de Noer. Les histogrammes représentent le nombre de PLs moyens observés par mois et par année, et les barres à moustaches représentent leur écart type.

environnementaux.

2.1.2 Mer du Labrador et eaux canadiennes

Kolstad (2011) présente 63 PLs sur le bassin Nord Atlantique de 2000 à 2009 (Figure 2.5). Cette liste est en grande partie redondante avec celle de Noer sur la partie Est du bassin ; seuls les 19 PLs à l'Ouest de 30°W, regroupés en mer du Labrador et mer d'Irminger, près de la pointe Sud du Groenland, seront considérés dans cette thèse. Sa construction est basée sur l'inspection manuelle d'imagerie satellitaire AVHRR, et l'analyse des vents de surface dérivés du diffusiomètre QuickSCAT. La position et le moment de formation sont ensuite déduits à partir de ERA-I. Un critère de force de tempête n'est pas directement retenu pour la sélection des cas, mais les cas pour lesquels les données QuickSCAT n'indiquent pas de circulations cycloniques et de fortes vitesses de vent sont exclus.

Parker (1997) présente une liste de 121 PLs s'étant formés entre 1977 et 1994 près des côtes canadiennes, incluant 61 cas observés par *Hanley and Richards* (1991). Cette liste, basée sur l'inspection d'images d'AVHRR, et, si possible, GOES (satellite géostationnaire NOAA) est constituée sans mise en avant explicite de critère de vent. Parmi ces 121 PLs, 72 PLs sont observés en mer du Labrador, 13 dans la baie et le détroit d'Hudson et 5 en mer de Baffin entre octobre et mars (Figure 2.6). En mer du Labrador, cette liste présente une occurrence moyenne d'environ un PL par mois entre novembre et mars.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

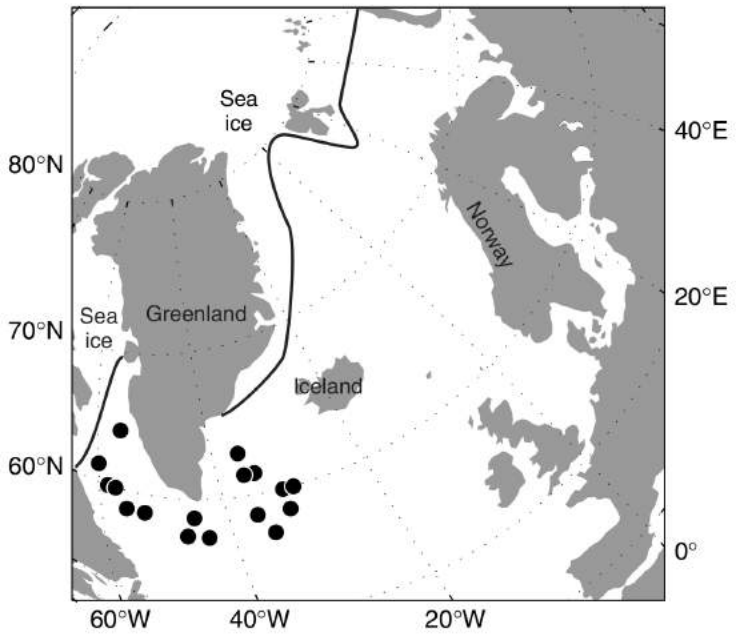


Fig. 2.5 – Position des 19 polar lows de la liste de Kolstad considérés entre 1999 et 2009. La ligne noire représente la limite approximative entre les points de grille libres de glace au moins un tiers du temps sur la période d'observation et les autres (d'après Kolstad, 2011).

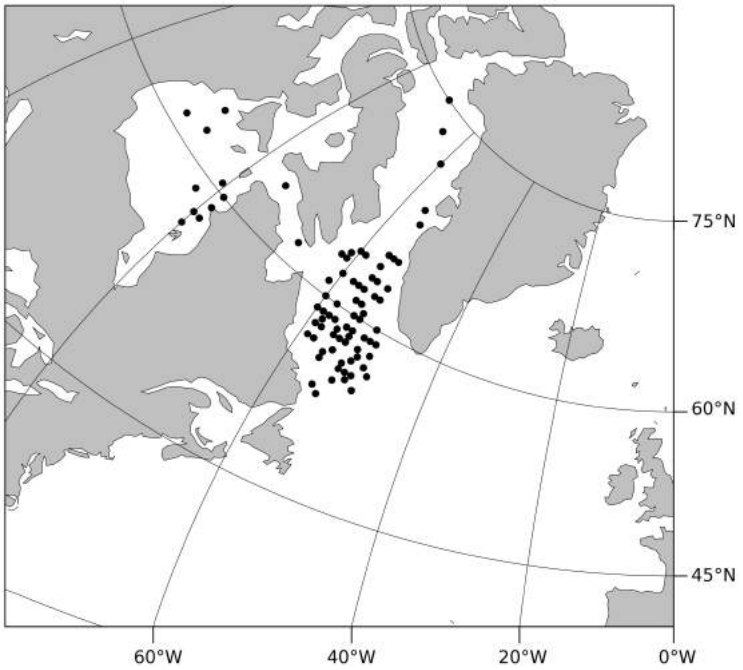


Fig. 2.6 – Position des PLs de la liste de Parker : 72 PLs en mer du Labrador, 13 PLs dans la baie et le détroit d'Hudson et 5 PLs dans la mer de Baffin

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

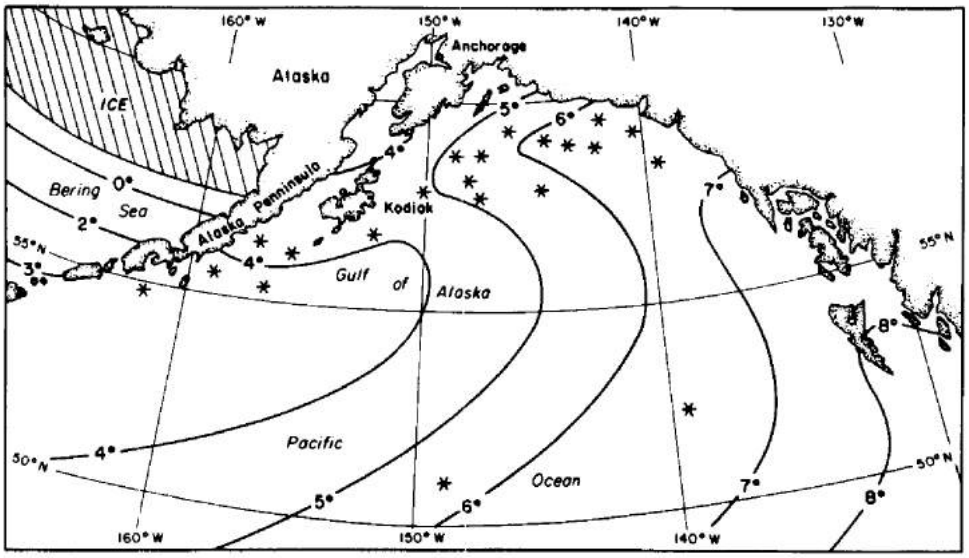


Fig. 2.7 – Position des polar lows observés par Businger entre 1975 et 1982. Les astérisques représentent les positions des centres des structures nuageuses associées avec les polar lows. Les moyennes sur 20 ans (1957-1978) en Janvier de SST (en °C, lignes pleines) et d'extension de la zone présentant 5/8 de concentration (aire hachurée) sont montrés (d'après Businger, 1987).

2.1.3 Pacifique Nord

Entre 1975 et 1982, *Businger* (1987) a recensé 21 PLs dans le Golfe d'Alaska, d'après l'inspection d'images satellites infrarouges provenant des satellites à orbite polaire NOAA-4 et NOAA-7 (Figure 2.7). L'auteur retient les systèmes présentant une structure nuageuse cyclonique ayant des sommets hauts.

Mitnik et al. (2012) présentent indistinctement 26 cas de PLs dans diverses régions du Pacifique Nord (3 sur la mer du Japon, 7 sur la mer de Bering, 11 sur la mer d'Okhotsk, et 5 dans le Nord du Pacifique Nord). Ces observations couvrent la période 1994 à 2011, bien qu'une vaste majorité des cas soient observés entre 2003 et 2004. Cette étude repose sur l'utilisation de données satellites multi-senseurs. Les cas sont principalement détectés par inspection de champs de vents de surface provenant d'Envisat ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar). Les auteurs utilisent parfois également Okean-1 (micro-ondes passif, radar, visible), MODIS (Aqua et Terra ; images infrarouges, radiomètre spectral), et ASCAT et AMSR-E (champs de vents). Cependant le seuil utilisé comme critère de vent n'est pas précisé.

La liste des cas en mer du Japon est ensuite complétée par un cas de PL ayant provoqué d'importants dégâts matériels sur les côtes japonaises, cité par *Watanabe et al.* (2012), et par 6 cas observé dans les micro-ondes par *Zabolotskikh et al.* (2010).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Notes

Quand les conditions sont favorables, les PLs se forment fréquemment en groupe, avec des centres de pression distincts (par ex., *Noer et al.* 2011). De plus les PLs ne restent pas au même endroit au cours de leur vie, mais se déplacent, avec un vitesse moyenne estimée de 8 à 13 $m.s^{-1}$ (*Wilhelmsen*, 1985). Ils sont cependant recensés dans ces jeux de données comme des cas uniques, par leur date (et parfois position) de première identification comme des système matures. *Noer et al.* (2011) précisent que dans leur liste, un système de PLs multiples sera recensé par la date et position du cyclone le plus intense.

2.2 Réanalyses

Les analyses sont des modèles atmosphériques numériques utilisés en prévision opérationnelle pour estimer l'évolution de l'état de l'atmosphère, à partir d'un état initial basé sur des observations, par assimilation de données. Les réanalyses sont des analyses produites en utilisant des versions figées et modernes de ces systèmes d'assimilation de données développés pour la prévision numérique du temps. Elles combinent objectivement un modèle numérique avec différentes observations pour générer une estimation de l'état du système climatique. Elles couvrent généralement plusieurs décennies et l'ensemble du globe, sur plusieurs niveaux verticaux, de la surface de la Terre au sommet de la stratosphère pour les réanalyses atmosphériques, et de la surface aux fonds marins pour les réanalyses océaniques. Les champs sont échantillonnés sur des grilles (grilles fixes, avec des espaces constants entre les points de grille, grilles gaussiennes dont l'espace entre les points de latitude est défini par leur quadrature gaussienne, ...). Les réanalyses sont fréquemment utilisées dans la recherche climatique et météorologique, par exemple pour l'étude de la variabilité atmosphérique et océanique, de l'évolution climatique, ou plus généralement pour les études nécessitant la connaissance de l'état atmosphérique, océanique, ou de surface en trois dimensions. Bien que le système de modélisation-assimilation soit fixé, les observations, de sources hétéroclites (stations au sol, bateaux d'observation, satellites, radiosondages ou observations radar) varient considérablement au cours du temps, ce qui constitue une source d'erreur. L'apparition de satellites dédiés à l'observation atmosphérique à la fin des années 1970 marque une amélioration considérable de la qualité des champs représentés dans les réanalyses.

2.2.1 Réanalyses atmosphériques utilisées

Il existe plusieurs réanalyses atmosphériques de référence. Dans cette thèse, trois d'entre-elles, qui présentent les avantages de couvrir l'ensemble du globe et les périodes pour les-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Régions	Listes	nb de cas	Périodes	Critère de vent
Mers de Norvège et Barents	Noer et al. (2011)	134	1999-2011	Seuil de la tempête
	Wilhelmsen (1985)	33	1978-1982	/
	Businger (1985)	52	1971-1983	/
	Ese et al. (1988)	62	1971-1983	/
Mers du Labrador et d'Irminger	Kolstad (2011)	19	2000-2009	Seuil proche de celui de la tempête
	Parker (1997)	72	1977-1994	/
Baie et détroit d'Hudson	Parker (1997)	13	1977-1994	/
Mer de Baffin	Parker (1997)	5	1977-1994	/
Golfe d'Alaska	Businger (1987)	21	1975-1982	/
Mer du Japon	Zabolotskikh et al. (2010)			/
	Mitnik et al. (2012)	3	1994-2011	estimation des vitesses, seuil non précisé
	Watanabe et al. (2012)	1	2010	Seuil de la tempête
Mer d'Okhotsk	Mitnik et al. (2012)	11	1994-2011	estimation des vitesses, seuil non précisé

TAB. 2.1 – Table récapitulative des listes de PLs utilisées.

quelles des observations de PLs sont disponibles, sont utilisées.

La réanalyse ERA-Interim (*Dee et al.*, 2011) est la dernière réanalyse atmosphérique globale du European Center for Medium-range Weather Forcasts (ECMWF). Elle va de 1979 à 2012, sur une grille de 0,75° en latitude par 0,75° en longitude, sur 37 niveaux de pression verticaux de 1000 hPa à 1 hPa. L'assimilation de données est basée sur une analyse variationnelle quatre dimensions (4D-Var) toutes les 12 heures. Ces données sont largement issues des jeux d'observations utilisés pour ERA-40, la version précédente, auxquels viennent s'ajouter les archives du modèle opérationnel du Centre Européen des dernières années, des données altimétriques, des mesures de vent recalculées à partir de radiances en ciel clair fournies par EUMETSAT (EUropean organisation for the exploitation of METeorological SATellites), et des profils d'ozone GOME (Global Ozone Monitoring Experiment). ERA-I présente l'avantage d'avoir une résolution horizontale fine comparativement aux autres réanalyses et une physique améliorée. Dans cette thèse, cette réanalyse est considérée pour les périodes récentes.

La réanalyse NCEP/NCAR (*Kalnay et al.*, 1996) couvre une période allant de 1948 à aujourd'hui sur une grille globale de 2,5° en latitude par 2,5° en longitude (soit 144x73 points) et 17 niveaux de pression de 1000 à 10 hPa. Cette réanalyse de la NOAA utilise un grand nombre d'observations atmosphériques, provenant entre autres de stations, de bateaux, d'avions, ou de satellites d'observation. Ses points faibles sont sa résolution spatiale et l'ancienneté de son modèle physique. De par son étendue temporelle, elle est cependant très utile pour les études sur de longues périodes et sur des événements anciens. Dans cette thèse, elle est utilisée pour déterminer les régimes de temps et pour étudier les cas de PLs avant 1979. Une version plus récente a également été utilisée, NCEP reanalysis II, commençant en 1979 avec le début des observations satellites. Celle-ci est débarrassée de certaines erreurs d'assimilation, utilise une meilleure version du modèle, et se base sur un plus grand nombre d'observations.

Ces réanalyses fournissent en particulier les variables suivantes : la pression au niveau moyen de surface de la mer (MSLP), la température (T), les composantes zonale (U) et méridienne (V) du vent, la hauteur de géopotentiel (Z), et le tourbillon potentiel (PV). Ces différentes données sont disponibles avec des pas de temps variables : mensuel, et 1 ou 4 fois par jour (00h, 06h, 12h, 18h). Sauf exception, on a utilisé les données journalières et mensuelles.

2.2.2 Champs pertinents dans les réanalyses

Un ensemble de variables a pu être identifié comme pertinent pour décrire l'environnement particulier à la formation des PLs. Ces variables clefs sont aussi largement utilisées dans la

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

prévision (*Noer and Ovhed*, 2003). La température et la pression à 500hPa sont considérées car de nombreux PLs se développent lors du passage de dépressions froides d'altitude, et qu'elles informent sur le potentiel d'une convection profonde. L'étude du vent près de la surface permet d'indiquer la survenue de CAOs. Dans les réanalyses, on retiendra les composantes zonale (U) et méridienne (V) du vent à 925hPa, niveau de pression choisi pour éviter les effets de surface de type turbulents. La température de surface de la mer (SST) informe sur les possibles transferts d'énergie à l'atmosphère, qui semblent indispensables à l'intensification des PLs (par ex., *Emanuel and Rotunno*, 1989; *Claud et al.*, 2004). La différence de température entre la surface de la mer et l'air à 500hPa, SST-T500, sert d'indicateur de réchauffement troposphérique dû aux flux de surface. De fortes valeurs indiqueraient de l'instabilité et de la convection depuis la surface. La baroclinicité des basses couches atmosphériques peut être évaluée par l'analyse du gradient horizontal de température à 850 hPa (T850). Finalement, le champ de PV, pouvant révéler les intrusions d'air stratosphérique, a été utilisé à différents niveaux de pression.

2.3 Couverture en glace de mer

Les données de concentration en glace de mer utilisées (*Cavalieri et al.*, 1999) proviennent du National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Elles sont déduites d'observations satellite Nimbus 7 SMMR de la NASA pour la période novembre 1978 à juillet 1987, et des SSMIs (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) F8, F11, F13, et F17 à bord de DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) pour la période août 1987 à décembre 2010. Les valeurs de concentration dans l'hémisphère Nord sont échantillonnées sur une grille rectangulaire superposée sur projection stéréographique polaire avec une grille de 25 km x 25 km (NSIDC, 1992). Par convention, dans cette thèse, l'extension en glace de mer correspond à l'aire couverte par l'ensemble des points de grille présentant une concentration de glace de mer d'au moins 15%. Cette valeur seuil est choisie pour ne pas prendre en compte des valeurs ne correspondant pas à de la glace de mer. En effet, le déplacement libre de plaques de glace ne renvoie pas à une information stable sur l'état de la couverture en glace ; et l'interaction du signal micro-ondes avec l'atmosphère donne régulièrement des valeurs de couverture de glace inférieures à 15% dans des régions n'en contenant pas. Ce seuil de 15% est par ailleurs régulièrement utilisé dans la littérature (par ex., *Parkinson et al.*, 1999). Sur les figures représentant la SST ou SST-T500, les surfaces maritimes prises par la glace sont recouvertes par un masque grisé. Celui-ci correspond à la couverture en glace de mer mensuelle maximale entre 1979 et 2010. Lorsque les champs sont montrés pour tout l'hiver, le masque de glace correspond à celui du mois de mars, mois d'extension maximale. Un indice d'extension mensuelle moyenne totale en glace de mer est lui disponible entre 1979 et 2012.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

2.4 ECHAM5/MPI-OM

Dans le chapitre 5 de cette thèse, des sorties du modèle global de climat ECHAM5/MPI-OM (pour European Center Hamburg Version 5/ Max-Plank-Institute - Ocean Model) ont été utilisées. Ce modèle offre le double avantage d'avoir une résolution spatiale plutôt fine, et d'être un modèle couplé atmosphère/océan. La simulation atmosphérique est réalisée à une résolution T63L31 (63 modes spectraux, correspondant à une résolution de 1,875°, sur 31 niveaux verticaux allant jusqu'à 10 hPa). Le modèle océan/glace de mer a une résolution GR1.5L40 (résolution de 1,5° sur 40 niveaux verticaux). Les descriptions générales du modèle, les détails concernant le couplage entre les modèles atmosphérique et océan/glace de mer, et les paramétrisations utilisées sont disponibles dans la documentation (*Roeckner et al.*, 2003; *Marsland et al.*, 2003; *Jungclaus et al.*, 2006). Les données journalières utilisées correspondent aux moyennes journalières des données initiales échantillonnées par pas de 6h.

Le modèle couplé a d'abord été tourné lors d'une simulation de contrôle pré-industriel de 505 ans, pour mettre en place les circulations atmosphérique et océanique, et pour mesurer la variabilité interne au modèle. Ensuite trois réalisations différentes ont été faites pour le XXème siècle : 20C_1, 20C_2, 20C_3. Ces trois expériences ont été initialisées par différentes années du run de contrôle. Puis trois scénarios différents ont été réalisés à partir de l'année 2000 de la réalisation 20C considérée (on retrouve par exemple le run A1B_1, correspondant à une simulation d'après le scénario A1B initialisé en l'an 2000 de la réalisation 20C_1) : B1, A1B et A2 (*Nakićenović et al.*, 2000). Pendant la période 1860-2000 (20C) , la concentration en CO_2 passe de 286 à 367 ppm. Pour chacun des trois scénarios, cette concentration passe de 367 ppm (en l'an 2000) à 540, 703 et 836 ppm en 2100 pour B1, A1B et A2, respectivement. Les trois simulations (1, 2 et 3) étant reconnus pour présenter des évolutions comparables, les changements observés peuvent être considérés dans ces expériences de changement climatique comme ne dépendant que du forçage considéré, et donc du scénario considéré (*Pinto et al.*, 2007).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Chapitre 3

Analyse des conditions synoptiques associées à la formation des PLs

Dans ce chapitre, l'environnement de grande échelle associé à la formation, à la maturation et à la dissipation des PLs est étudié, avec une attention particulière pour le développement des conditions atmosphériques avant la phase de maturation des cyclones. Comme nous l'avons vu précédemment, les PLs sont imparfaitement représentés dans les réanalyses. Une façon de contourner ce problème est de définir l'environnement synoptique particulier à la formation des PLs, ce qui permettrait leur étude même dans des champs à basse résolution. Plusieurs auteurs (*Forbes and Lottes*, 1985; *Businger*, 1985; *Ese et al.*, 1988; *Kolstad*, 2011) ont montré par le passé que l'environnement de grande échelle présentait plusieurs caractéristiques particulières lors de la formation des PLs.

Ainsi, *Forbes and Lottes* (1985) ont sélectionné tous les MCs s'étant développés dans des masses d'air froid entre le 1er décembre 1981 et le 5 janvier 1982, et ont comparé l'environnement synoptique de ceux qui s'intensifiaient par la suite et de ceux qui ne s'intensifiaient pas. Ils en ont conclu que l'environnement synoptique joue un rôle important dans le développement des PLs jusqu'à un stage mature. Les développements s'accompagnent d'un gradient horizontal de température modéré, d'un fort gradient vertical, d'un cisaillement vertical du vent, et d'advection de tourbillon. Cependant, une limite de cette étude est qu'elle a été réalisée sur une période inhabituellement froide, et une grande partie des cyclones observés sont par conséquent très au sud, principalement sur la mer du Nord.

Businger (1985) a fait une analyse composite sur la hauteur de géopotentiel et la température à 500hPa pour les jours correspondant à l'arrivée à maturité de PLs, appelés jours clefs, pour 52 cas observés d'octobre à avril entre 1971 et 1981. Un calcul d'anomalie, par soustraction des composites aux champs climatologiques moyennés sur la saison, révèle des anomalies négatives et significatives de température et de hauteur de géopotentiel à 500hPa centrées

sur la zone de formation, à une échelle synoptique, pour les jours correspondant à la survenue de PLs. Ces anomalies sont interprétées comme les signes d'une faible stabilité statique. Il a ensuite étudié l'évolution des anomalies de 5 jours avant à 5 jours après jour clef, et a montré que les anomalies se développent sur place les jours précédant le jour clef, puis glissent progressivement vers le sud les jours suivants, décroissant rapidement en intensité. L'analyse composite de la pression de surface et de l'épaisseur de couche entre 1000 et 500hPa montre une légère asymétrie des contours respectifs, suggérant une structure presque barotrope de l'atmosphère à l'échelle synoptique au-dessus de ces tempêtes, et un fort gradient au-dessus de la mer de Norvège, signe de baroclinicité au niveau local.

Ese et al. (1988), ont considéré un jeu d'observations de PLs de décembre à mars, recoupant partiellement celui de Businger, qu'ils ont divisé en deux groupes, l'un à l'ouest et l'autre à l'est de 5°E, en fonction de leur première observation. Ils ont alors calculé les composites et anomalies pour les jours clefs de chacun des deux groupes. Alors que les structures d'altitude apparaissent plutôt semblables à celles de surface, ils ont trouvé que le centre de dépression est généralement placé au nord de la mer de Norvège pour le groupe ouest de PLs, alors que ceux du groupe est sont associés à un centre de dépression placé plus à l'est au-dessus de la mer de Barents et du nord de la Scandinavie. Les anomalies semblent alors plus marquées que celles présentées par Businger, et ce particulièrement pour le groupe ouest.

Les études réalisées sur ce sujet sont dans l'ensemble relativement anciennes. L'avancée des moyens d'observations d'une part avec notamment l'augmentation du nombre de satellite d'observation et le développement de nouveaux appareils embarqués, et l'apparition de nouvelles réanalyses plus fiables à meilleure résolution spatiale d'autre part, permettent de ré-envisager la question.

La création d'une climatologie globale de l'environnement synoptique permettant la formation des PLs serait une avancée majeure dans la connaissance du phénomène. *Kolstad* (2011) établit une climatologie globale des conditions favorables aux PLs, en quantifiant l'influence respective de la stabilité statique de basse couche et des forçages d'altitude sur leur développement. Il apparait que le premier paramètre donne d'importantes contraintes sur la localisation de formation des PLs, alors que le second détermine s'ils se déclenchent ou pas. Cependant, cette étude ne se base que sur des observations satellites faites sur une zone limité de l'Atlantique Nord, et elle ne rend compte que de la situation le jour même de la formation du PL, ignorant l'évolution des conditions. Or cet aspect est essentiel : les PLs se déclenchant de manière très brusque, une meilleure connaissance de la mise en place des conditions de grande échelle amenant à leur formation est nécessaire pour en améliorer la prévision. De plus, cette étude ne considère qu'un nombre limité de variables atmosphériques, et ne rend de ce fait que partiellement compte de la dynamique de grande échelle.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Dans les parties suivantes, l'évolution de l'environnement synoptique caractéristique du développement des PLs est présenté pour l'hémisphère Nord, à travers la réanalyse ERA-I (ou NCEP/NCAR pour certaines listes contenant des cas antérieurs à 1979), et ce pour l'ensemble des listes d'observations homogènes de PLs disponibles. L'environnement particulier des PLs est étudié par le calcul d'anomalies standardisées journalières. Celles-ci sont définies comme la différence entre la valeur d'un champ pour un jour donné et sa valeur climatologique sur une période choisie. On se concentre ici sur les mois d'hiver, d'octobre à mars, et les années considérées correspondent pour chaque liste aux années couvertes par les observations. L'anomalie ainsi obtenue est ensuite standardisée, c'est-à-dire que sa valeur est divisée par l'écart-type de la climatologie. L'anomalie standardisée, grandeur sans dimension, donne une meilleure information sur l'amplitude de l'anomalie, car elle prend en compte la dispersion de l'échantillon. La significativité est calculée par test bootstrap sur 999 échantillons (*Davison and Hinkley*, 1997). La significativité d'un champ vectoriel est choisie comme étant celle de la composante présentant la plus forte valeur. Cette étude est réalisée sur différentes régions de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord. Ces régions seront traitées séparément les unes des autres afin de mettre en lumière les particularismes de chacune d'entre elles. On privilégiera les zones pour lesquelles les observations sont nombreuses, suivies, récentes et homogènes. Les autres seront étudiées au mieux à partir des données disponibles.

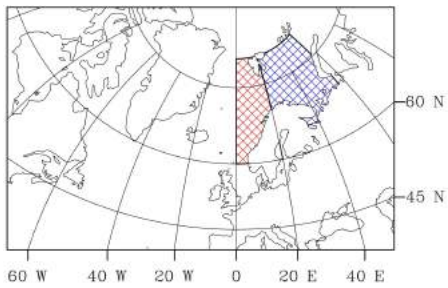
3.1 Atlantique Nord

Dans l'Atlantique Nord, des PLs se développent fréquemment en hiver dans les régions maritimes libres de glace au nord de la zone barocline principale. Parmi ces régions, les mers de Norvège et de Barents ressortent comme celles étant les plus touchées (voir par ex., *Rasmussen and Turner*, 2003). Elles sont parmi les plus étudiées, et on y recense de nombreux travaux, dont ceux de *Noer et al.* (2011), remarquable par le nombre et la durée des observations. A l'ouest du bassin Nord Atlantique, les PLs se forment principalement dans la mer du Labrador et au sud du Groenland, et, lorsqu'ils ne sont pas pris par la glace, dans la mer de Baffin, la baie d'Hudson et le détroit d'Hudson. Certaines régions connues comme propices aux PLs ne seront pas étudiées ici, faute de données disponibles, comme partie centrale de l'Atlantique Nord, au sud de l'Islande, ou la mer de Kara, le plus souvent recouverte de glace en hiver.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

3.1.1 Mers de Norvège et de Barents

L'étude sera d'abord réalisée en considérant les PLs observés par *Noer et al.* (2011) sur l'ensemble des mers de Norvège et de Barents. Cette liste entretenue par des prévisionnistes expérimentés de l'institut météorologique norvégien (The Norwegian Meteorological Institute) est la plus conséquente, complète, récente, homogène et fiable que nous ayons. Afin de vérifier si les conditions de grande échelle amenant la formation de PLs sont les mêmes sur la mer de Norvège et sur la mer de Barents, on réalisera dans un deuxième temps la même étude en considérant séparément ces deux ensembles maritimes.



Zone approximative des observations : mer de Norvège (en rouge) et mer de Barents (en bleu).

Ces résultats seront finalement comparés avec ceux obtenus avec des listes plus anciennes et plus limitées.

3.1.1.1 Cas général

La figure 3.1 présente les anomalies standardisées des variables clefs pour les dates clefs des cas de la liste de *Noer et al.* (2011). Z500 présente une anomalie négative significative, sur une large zone couvrant l'aire de formation des PLs, avec une valeur d'anomalie absolue de -126 m (non montré). D'une manière générale, l'anomalie de T500 présente un comportement similaire à celle de Z500. L'anomalie de SST-T500 est positive et significative sur les mers nordiques depuis la limite de glace jusqu'aux côtes scandinaves et islandaises, et présente des valeurs d'anomalie absolue de l'ordre de 5 K, alors que le fort gradient de T850 indique la présence de baroclinicité à basse altitude (gradient de T850 de l'ordre de 0,5 K/(100 km)). Le champ de PV à 300 hPa montre une anomalie positive (valeur d'anomalie absolue de 1,2 PVU), significative sur une plus petite étendue, principalement au-dessus de la mer. Les mers de Norvège et Barents sont globalement dominées par une anomalie de vent à 925 hPa nord-nord-est, significative à plus de 90% avec des vitesses maximales de 6 $m.s^{-1}$. La SST ne présente pas d'anomalie significative, car elle ne diffère guère de sa valeur climatologique (non montré). Ceci peux s'expliquer par la variation caractéristique de ce champ sur une échelle de temps plus longue comparativement aux champs atmosphériques, ou à la relativement basse résolution spatiale et temporelle de cette variable dans les réanalyses à ces latitudes (voire à sa précision insuffisante).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

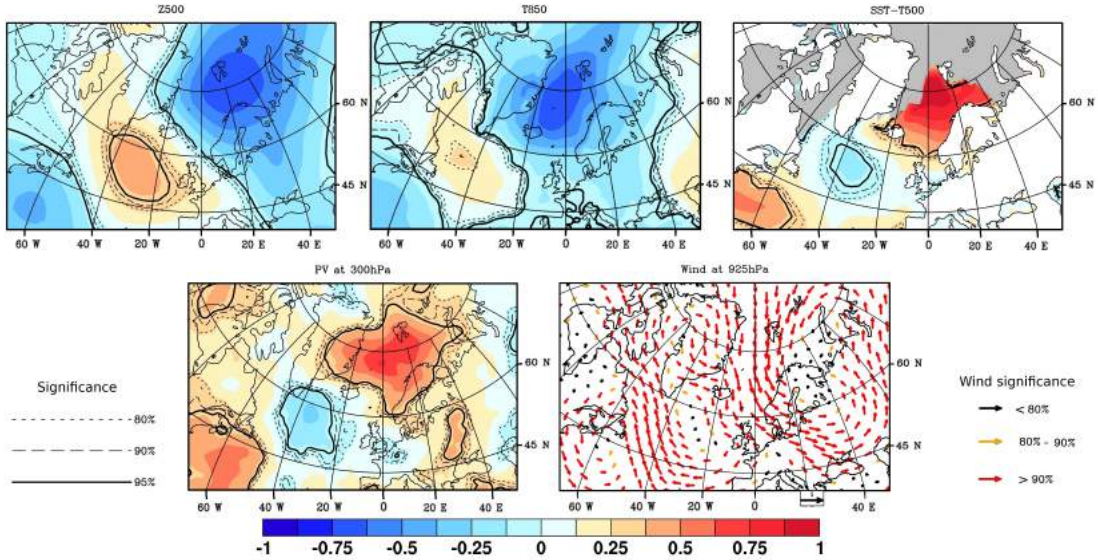


FIG. 3.1 – Anomalie standardisée de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Noer. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

L'évolution temporelle de ces champs est ensuite étudiée autour du jour clef. L'anomalie standardisée de Z500, exposée en Figure 3.2, indique l'existence d'une structure faiblement marquée, mais significative, quatre jours avant le jour clef, qui s'intensifie et s'étend progressivement sur l'ensemble de la mer de Barents, puis sur la mer de Norvège, se propageant jusqu'à l'Islande le jour clef et le jour d'après. Ensuite l'amplitude de l'anomalie se met à décroître, le maximum d'amplitude glissant graduellement vers le sud, l'extension à l'ouest se résorbant, et finalement l'anomalie disparaît quatre jours après le jour clef. On note en parallèle l'existence d'une anomalie positive et significative au-dessus de l'Atlantique Nord, entre l'Europe et la mer d'Irminger, qui va s'étendre vers le nord-ouest en même temps que les PLs se développent. L'anomalie négative atteint son amplitude maximale le jour suivant le jour clef, avec des valeurs d'anomalie absolue de l'ordre de -135 m. Ce comportement a déjà été observé par *Businger* (1985), qui trouvait des valeurs d'anomalies légèrement plus grandes : -140 m pour le jour clef, et -165 m pour le jour suivant. L'anomalie de T500 présente une évolution similaire. La Figure 3.3 présente l'évolution de l'anomalie standardisée de SST-T500. Quatre jours avant le jour clef, une structure positive et significative apparaît le long de la bordure de glace, des côtes islandaises à l'est de la mer de Barents. Celle-ci s'étend rapidement à l'ensemble des mers de Norvège et de Barents, avec de plus fortes valeurs au nord. Le jour clef est marqué par une augmentation des valeurs de l'anomalie, qui atteignent leur maximum un jour après, avant de décroître, et de disparaître après

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

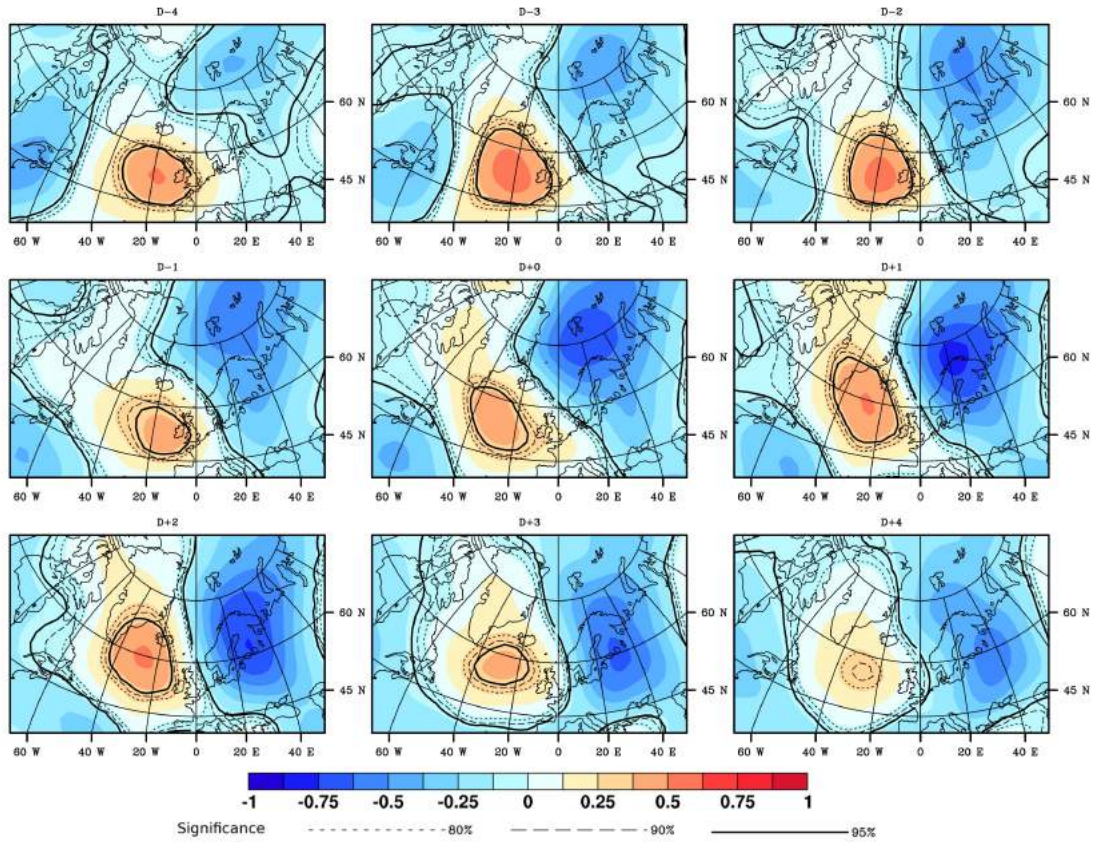


FIG. 3.2 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Noer, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

quatre jours. Le vent près de la surface (Figure 3.4) montre l'installation d'une anomalie nord-nord-est au-dessus de la mer de Norvège et de la partie ouest de la mer de Barents trois jours avant le jour clef. Cette anomalie croît jusqu'au jour suivant le jour clef, atteignant des valeurs d'anomalie absolue proches de 7,5 $m.s^{-1}$, avec une rotation progressive de la direction : la composante ouest disparaît avant d'être remplacée par une composante est, particulièrement marquée sur la mer de Barents. Pour la PV à 300hPa (Figure 3.5), l'anomalie existe quatre jours avant, mais n'augmente en intensité qu'au jour clef. Après deux jours, les fortes valeurs diminuent, puis disparaissent. Les signes de baroclinicité n'apparaissent qu'au jour clef (non montré). En résumé, un environnement troposphérique spécifique à la formation des PLs existe sur une fenêtre d'environ huit-dix jours, centrée sur la période de vie des PLs. Le jour de déclenchement des PLs correspond à une intensification soudaine des anomalies, particulièrement en termes de vent et de PV.

D'autres cas de PLs en mers de Norvège et de Barents ont été observés entre 1971 et 1983 (*Businger*, 1985; *Wilhelmsen*, 1985; *Ese et al.*, 1988). En raison d'une part des faibles moyens d'observation en place à cette époque, ne permettant ni de connaître avec précision

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

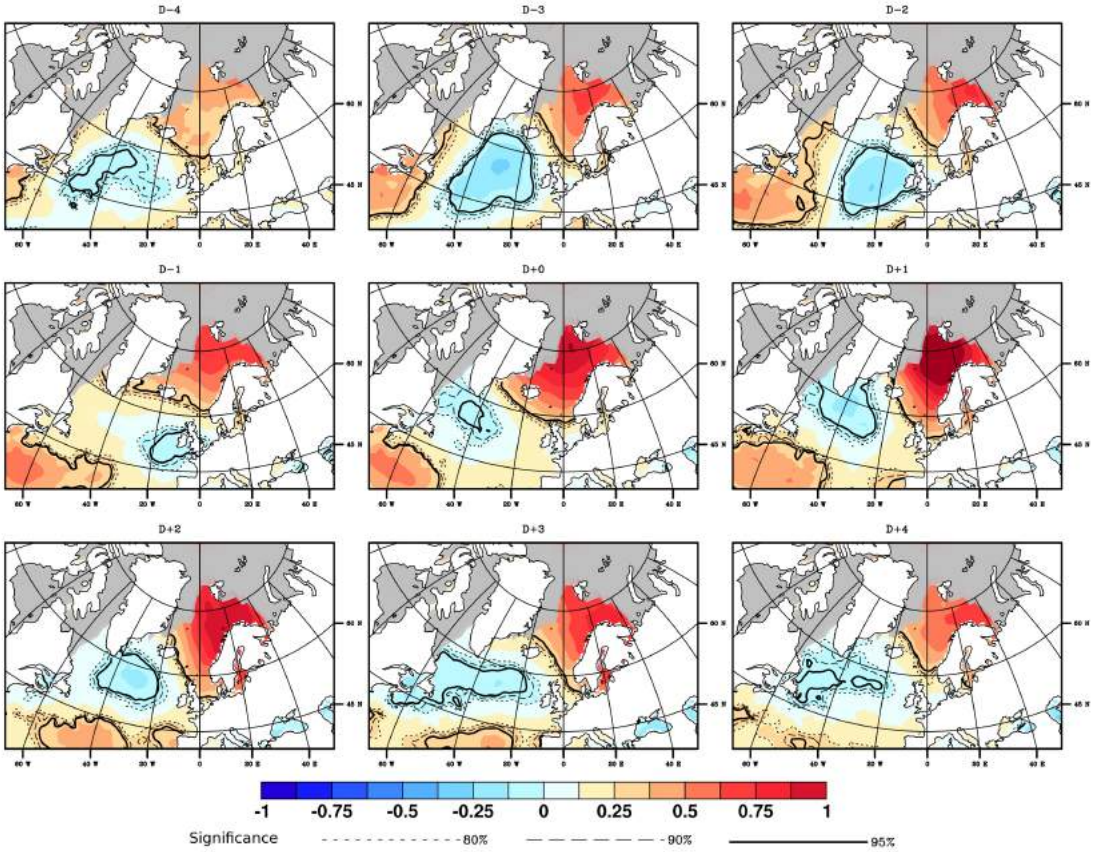


Fig. 3.3 – Comme la Figure 3.2 mais pour SST-T500.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

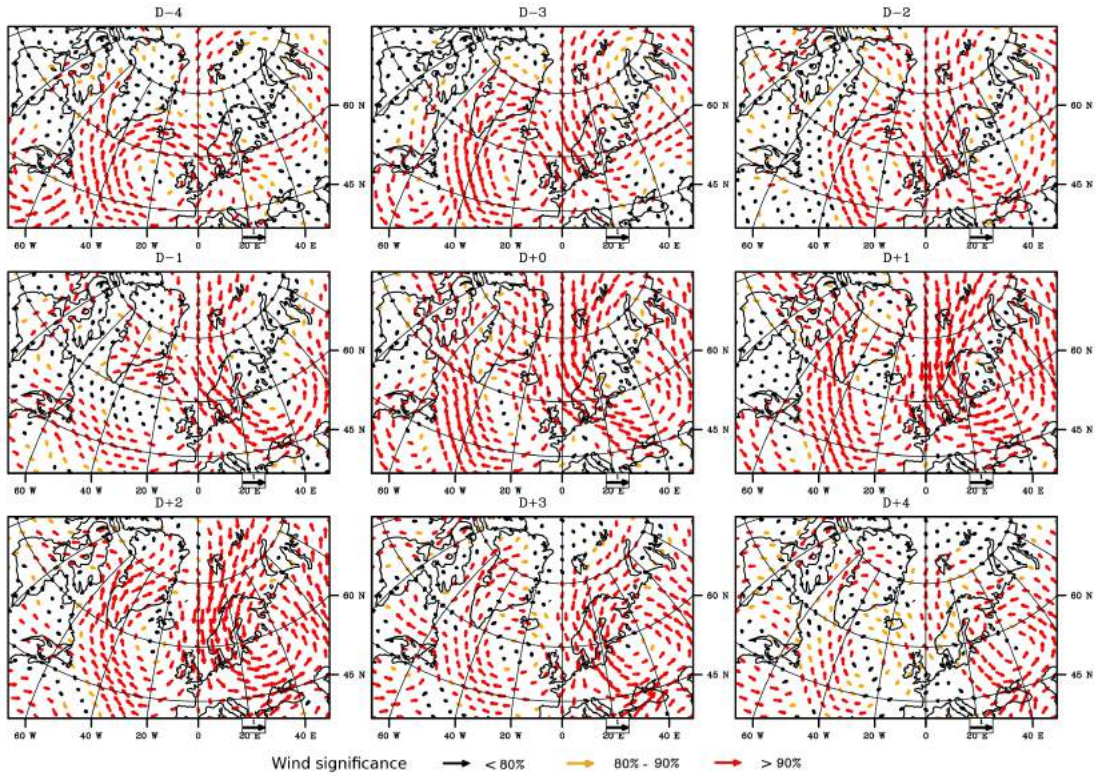


FIG. 3.4 – Comme la Figure 3.2, mais pour le vent. Les niveaux de significativité sont indiqués par des vecteurs de couleur.

l'évolution des cyclones, ni de différencier avec certitude PLs de MCs ; et d'autre part de la qualité moyenne des réanalyses couvrant cette période (en l'occurrence NCEP/NCAR) due à l'absence d'observations satellitaires avant 1979, l'analyse de ces PLs n'apporte pas de certitudes sur les résultats. Les anomalies des divers champs étudiés présentent globalement les mêmes comportements que ceux décrits pour Noer. Cependant, elles sont généralement assez faibles avant le jour clef, tout particulièrement pour les observations de Wilhelmsen, et ont une forte persistance, restant marquées et significatives jusqu'à quatre jours après le jour clef. De plus, l'anomalie de Z500 se forme initialement au sud-est de la mer de Barents, ou dans le cas de la liste de Wilhelmsen, au dessus de la Russie, au sud de la Nouvelle-Zemble (Figure 3.6). Ceci pourrait avoir comme origine la mauvaise précision dans la date de maturation des PLs et la diversité des aires de formation concernées par chaque liste.

3.1.1.2 Étude séparée de la mer de Norvège et de la mer de Barents

La même analyse composite est maintenant réalisée séparément pour les PLs se formant sur la mer de Norvège (87 cas) et pour ceux se formant sur la mer de Barents (47 cas). Le jour clef, les anomalies de Z500, T500, et SST-T500 présentent toutes des comportements

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

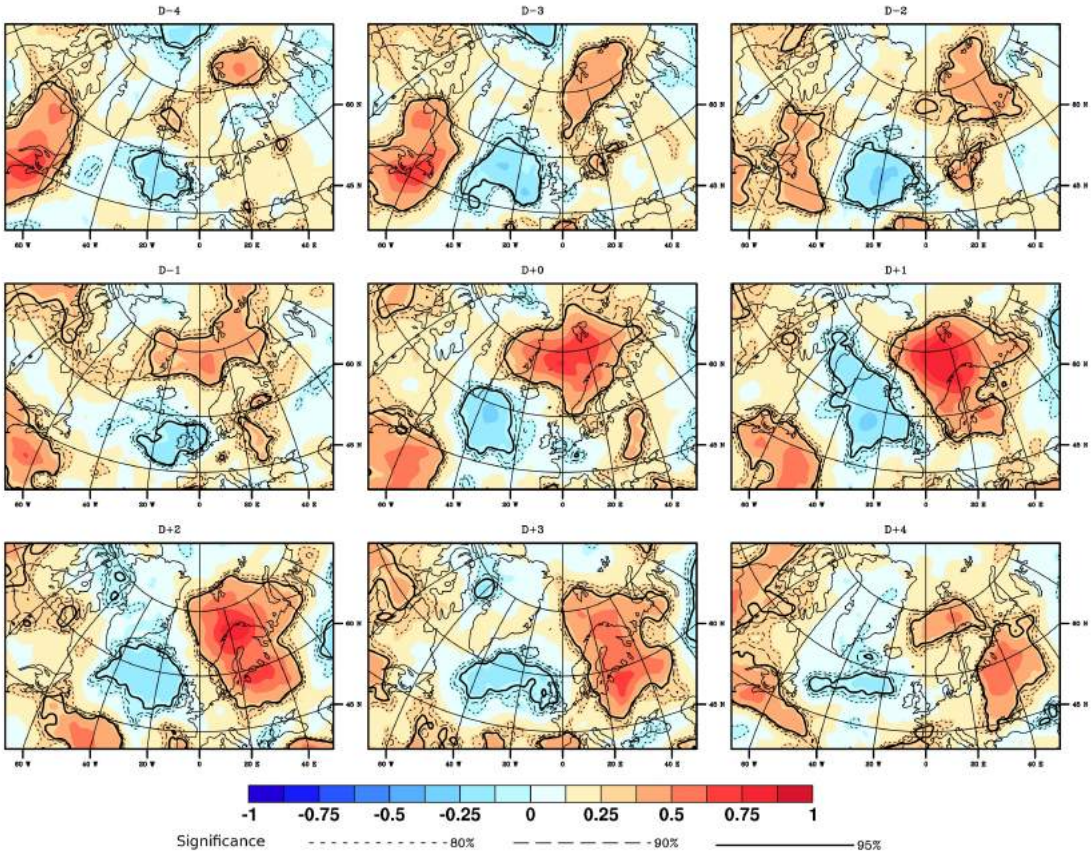


FIG. 3.5 – Comme la Figure 3.2, mais pour la PV à 300 hPa.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

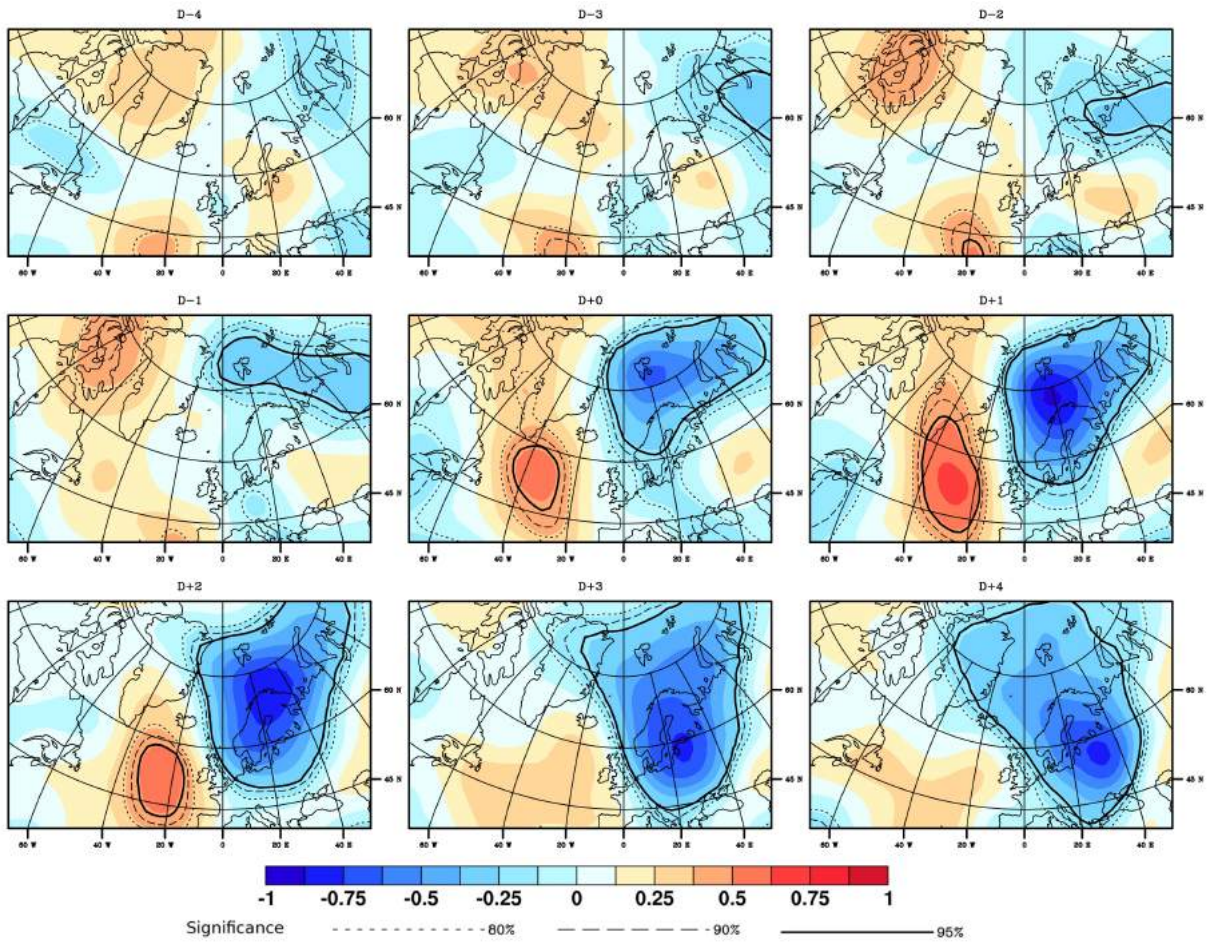


Fig. 3.6 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Wilhelmsen, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1978 à 1982. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

semblables, bien que centrées sur la région de formation des PLs (Figure 3.7). Les anomalies ont de plus grandes amplitudes dans le cas de la mer de Barents, ce qui pourrait être dû au plus faible nombre de cas. Pour les cas se formant en mer de Norvège, le vent près de la surface présente une anomalie principalement nord au-dessus du bassin correspondant, ce qui indique qu'une majorité des PLs se forme lors de CAOs depuis le détroit de Fram. Pour ceux se formant en mer de Barents l'anomalie est principalement est, avec une forte composante nord à l'ouest du bassin de formation, reflétant le fait qu'une majorité de cas se développe lors de CAOs depuis le Spitzberg et la Nouvelle-Zemble. Les basses couches atmosphériques présentent une baroclinicité élevée lors de la cyclogenèse sur les deux bassins, celle-ci s'observe sur une plus longue période pour les PLs de la mer de Barents (de trois jours avant le jour clef, à un jour après) que pour les PLs en mer de Norvège (juste le jour clef et le jour suivant ; Figure 3.8). Ceci est en accord avec l'étude de *Bracegirdle and Gray* (2008) qui indiquait une plus forte baroclinicité lors de la formation de PLs en mer de Barents qu'en mer de Norvège.

L'évolution temporelle de l'anomalie de PV est présentée sur la Figure 3.8 en coupe verticale de 600 à 200hPa, entre les longitudes 40°O et 80°E, pour une latitude de 71.25°N (correspondant à la latitude médiane des PLs de la liste). Pour les cas en mer de Norvège, la première structure significative apparaît le jour avant le jour clef avec une faible extension spatiale, entre 500 et 300hPa, au-dessus de la mer de Norvège, à environ 10°E, et croît rapidement en une large structure avec une extension verticale de 550 à 200hPa, et un étirement horizontal allant de 30°O à 20°E, pour le jour clef, et jusqu'à deux jours après. Cette fois encore, les extensions et intensités maximales sont atteintes pour le jour clef et le jour d'après. Pour les cas en mer de Barents, le comportement est différent : des précurseurs intenses et significatifs existent déjà autour de 400hPa quatre jours avant le jour clef, au-dessus de la mer du Groenland. Ils se décalent ensuite progressivement vers l'est jusqu'au jour clef. A ce moment-là, l'anomalie significative couvre l'ensemble des mers de Barents et de Norvège. Puis elle décroît deux jours après.

Synthèse

Dans cette région, les conditions amenant la formation de PLs consistent en des anomalies négatives de Z500 et de T500, positives de SST-T500 et de PV, une anomalie de vent de nord pour la mer de Norvège, et de vent nord-est pour la mer de Barents, et la présence de baroclinicité de basse couche, principalement en mer de Barents. Ces anomalies se mettent en place progressivement depuis quatre jours avant le jour clef, et disparaissent environ quatre jours après, conduisant à l'idée de conditions favorables au développement de PLs sur une fenêtre temporelle de huit-dix jours. Les anomalies des champs troposphériques se

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

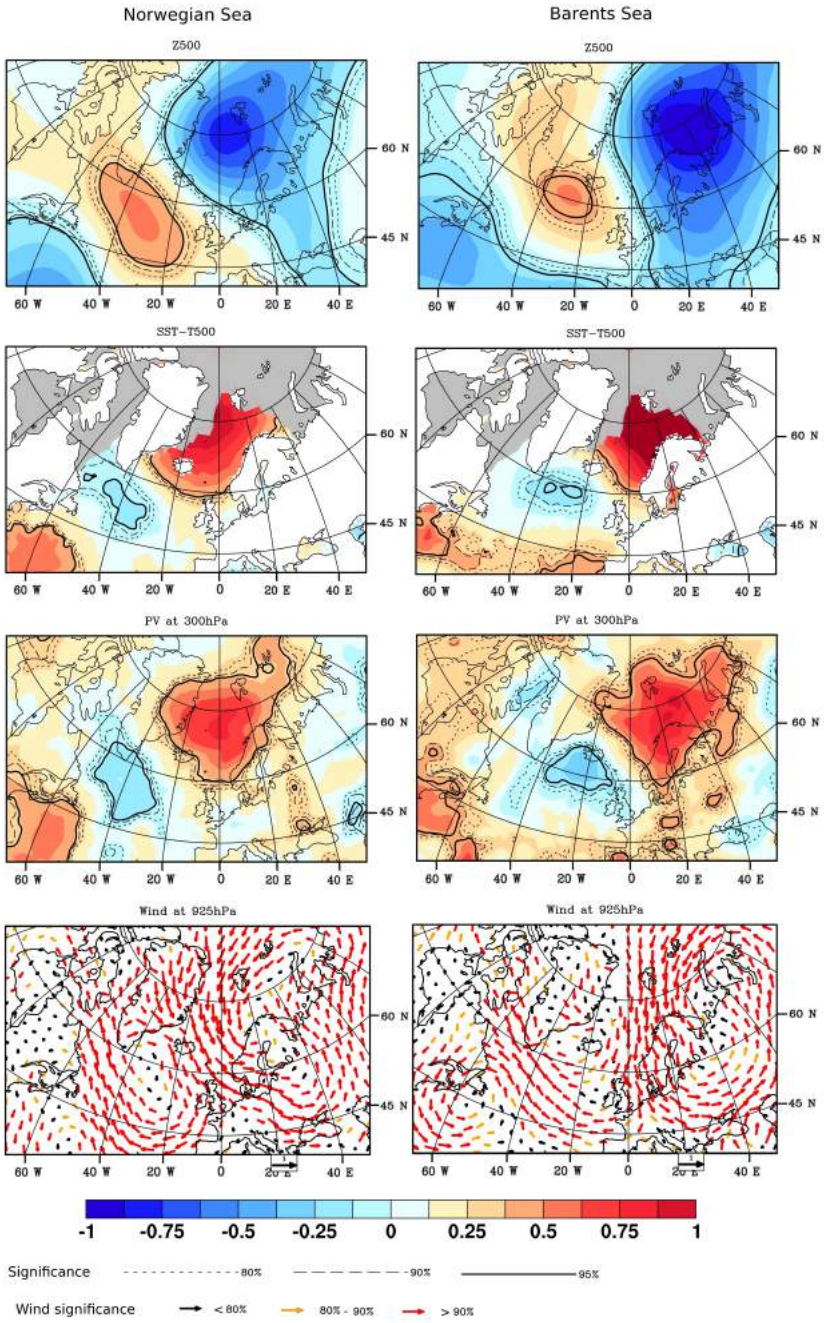


FIG. 3.7 – Comparaison des anomalies standardisées de Z500,SST-T500, PV à 300hPa, et du vent à 925hPa durant les mois de saison froide (ONDJFM), pour les jours clefs des polar lows de la liste de Noer, en fonction de la zone de formation : la mer de Norvège (à gauche) et la mer de Barents (à droite). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

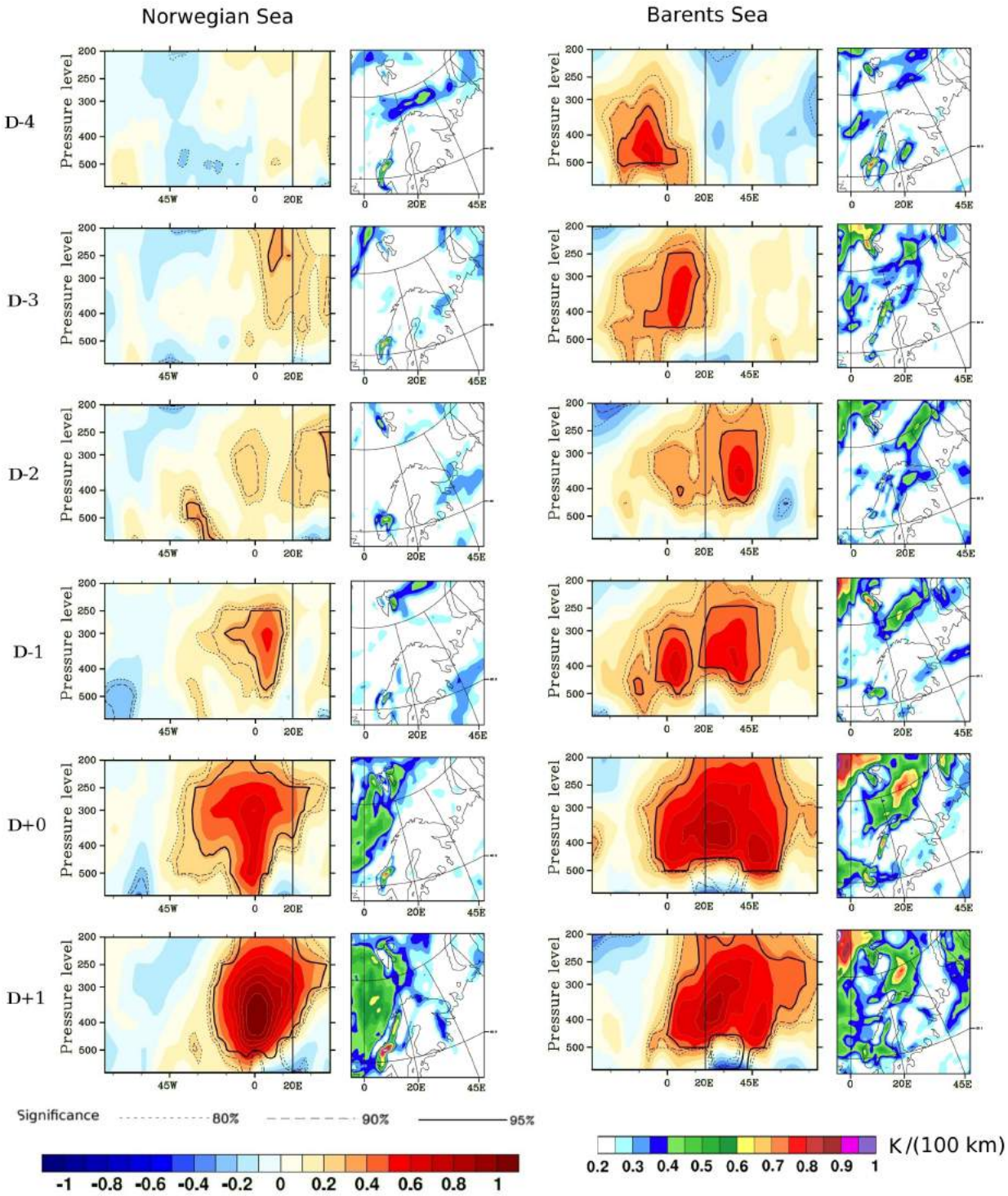


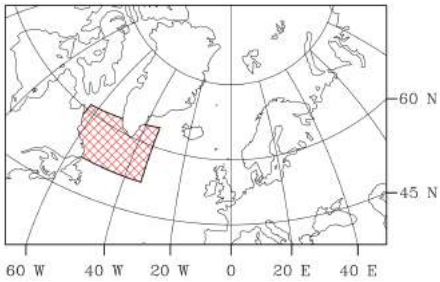
FIG. 3.8 – Coupes verticales (600-200 hPa) des anomalies standardisées de PV, et normes du gradient de T850 (en K/(100 km)), durant les mois de saison froide (ONDJFM), pour les jours clefs des polar lows de la liste de Noer, en fonction de la zone de formation : la mer de Norvège (à gauche) et la mer de Barents (à droite). Les coupes est-ouest sont réalisées pour une latitude constante de 71,25°N. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

forment localement à partir du Nord de la mer de Barents. Le jour clef est marqué par une forte augmentation des anomalies de PV et de vent. Dans le cas des PLs en mer de Norvège, l'anomalie de PV indiquant la présence d'une intrusion stratosphérique profonde se forme localement juste avant le jour clef, alors que les couches plus basses sont déjà favorables au développement de PLs. Ceci laisse penser que l'arrivée d'une anomalie d'altitude a pour rôle de déclencher la maturation des PLs, probablement par interaction barocline avec l'instabilité déjà existante. Dans le cas des PLs en mer de Barents, une anomalie de PV intense et profonde apparait plusieurs jours avant le jour clef près de la côte est du Groenland, et se déplace vers l'est, rejoignant la mer de Barents deux jours avant la formation, alors que les conditions de basses couches ne sont pas remplies. Dans ce cas l'anomalie de PV contribue probablement au développement de conditions troposphériques favorables aux PLs et à l'installation d'une circulation cyclonique, par la déstabilisation des basses couches et l'organisation de la convection.

3.1.2 Mers du Labrador et d'Irminger

La Figure 3.9 représente les anomalies standardisées des champs clefs. L'environnement caractéristique à la formation des PLs dans cette région est marqué par des anomalies fortes et significatives, centrées sur la partie est de la mer du Labrador, le long de la côte groenlandaise, et couvrant des côtes canadiennes à l'Islande entre 55°N et 80°N. Comme pour les cas des mers Nordiques, les anomalies sont négatives pour Z500 et T500, et positives pour SST-T500 et PV à 300hPa.



Zone approximative des observations : mer du Labrador et pointe du Groenland.

Le vent présente une forte anomalie principalement ouest, avec une composante nord au-dessus du Nunavut et de la baie d'Hudson. L'anomalie particulièrement forte au-dessus du détroit d'Hudson semble confirmer l'effet de convergence du flux dû à la topographie, décrit par *Rasmussen et al.* (1996). On note également que le plateau élevé du Groenland influence la direction des vents de basses couches.

L'évolution temporelle de l'anomalie de Z500, présentée en Figure 3.10, montre l'apparition d'une structure significative six jours avant le jour clef sur une large zone incluant la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson, le nord du Québec et le nord-ouest de la mer du Labrador. Trois jours avant le jour clef, cette anomalie se propage sur le nord du Groenland, et s'étend jusqu'à la mer du Groenland deux jours avant le jour clef. Pendant ce temps, la PV à 300hPa présente une structure significative peu intense qui reste au-dessus du détroit d'Hudson

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

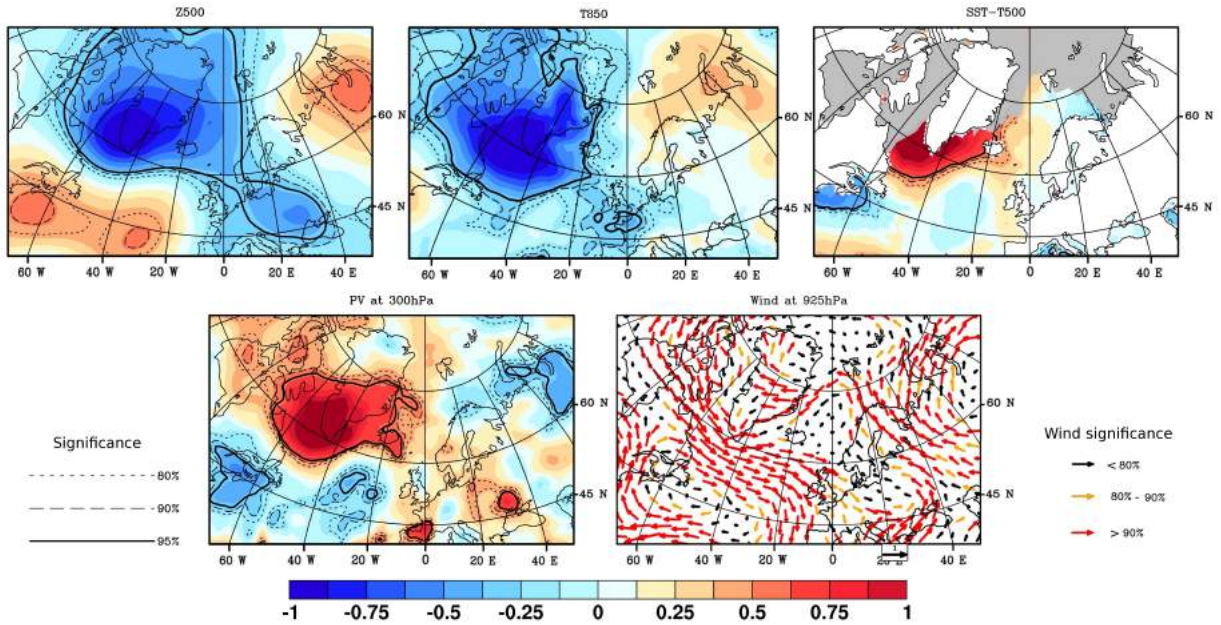


FIG. 3.9 – Anomalie standardisée de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Kolstad. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

(Figure 3.11), et T850 présente un fort gradient horizontal, de l'ordre de 0.5 K/(100 km) en mer du Labrador. L'anomalie de vent s'installe progressivement depuis trois jours avant le jour clef (Figure 3.12). Juste avant le jour clef, les anomalies de Z500 et de PV s'étendent sur la mer du Labrador, et une anomalie de SST-T500, inexistante jusque là, apparait près de la limite de glace (Figure 3.13). Le déclenchement du PL correspond alors à l'apparition d'une anomalie significative de SST-T500, et à la soudaine intensification de la PV à 300hPa et du gradient de T850 qui atteint des valeurs proches de 1 K/(100 km), signe d'une baroclinicité très marquée. Ensuite les anomalies s'étirent vers l'est sur le bassin Nord-Atlantique, entre les côtes canadiennes et le méridien de Greenwich, et 55 °N et 80°N en latitude, s'étiolant progressivement.

Une autre base de données conséquente et fiable pour cette région du globe est la liste de *Parker* (1997), avec 89 cas de PLs en mer du Labrador entre 1977 et 1994. L'existence de plusieurs cas avant 1979 nous a conduit à utiliser NCEP/NCAR plutôt que ERA-I pour cette analyse. Comme pour les cas de Kolstad, l'évolution de l'anomalie de Z500 (Figure 3.14), montre l'apparition d'une structure négative quatre jours avant le jour clef. Celle-ci s'étend de la baie d'Hudson à la mer de Norvège et est particulièrement marquée au-dessus du Détroit d'Hudson (plus à l'est que pour la liste de Kolstad). Ce maximum d'anomalie s'étend, puis se déplace en direction du sud de la mer du Labrador. On note que dans

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

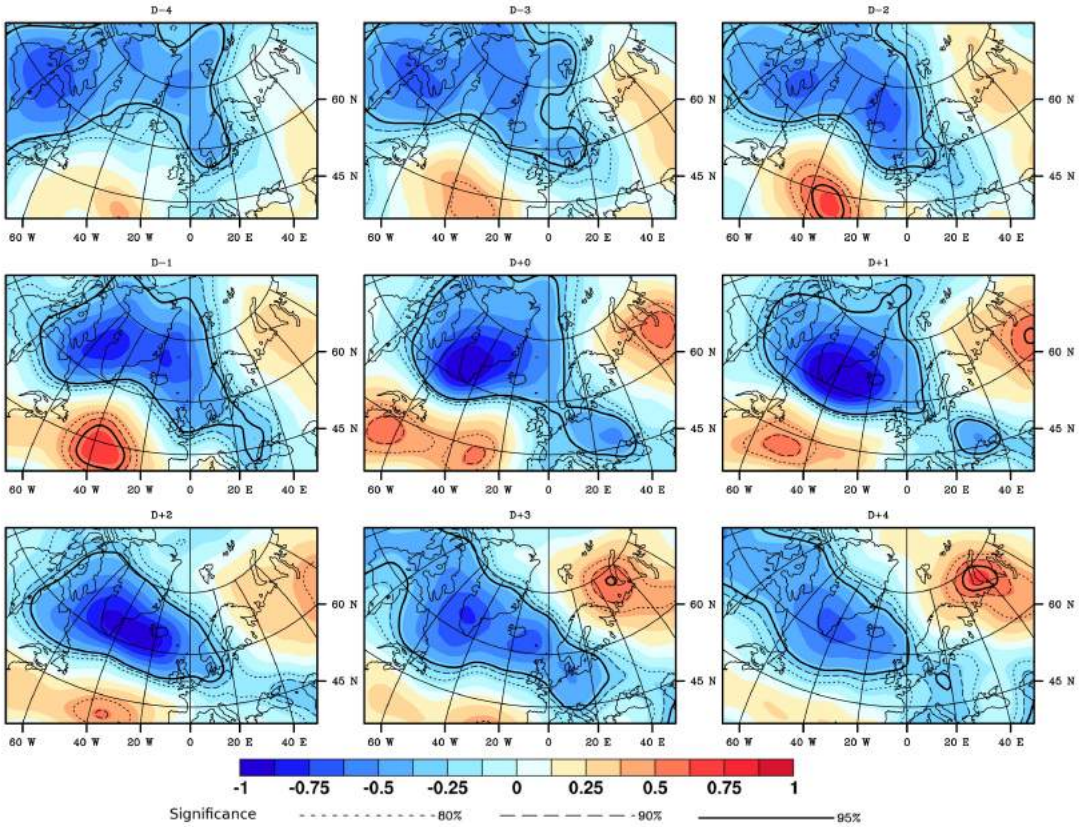


Fig. 3.10 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Kolstad, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

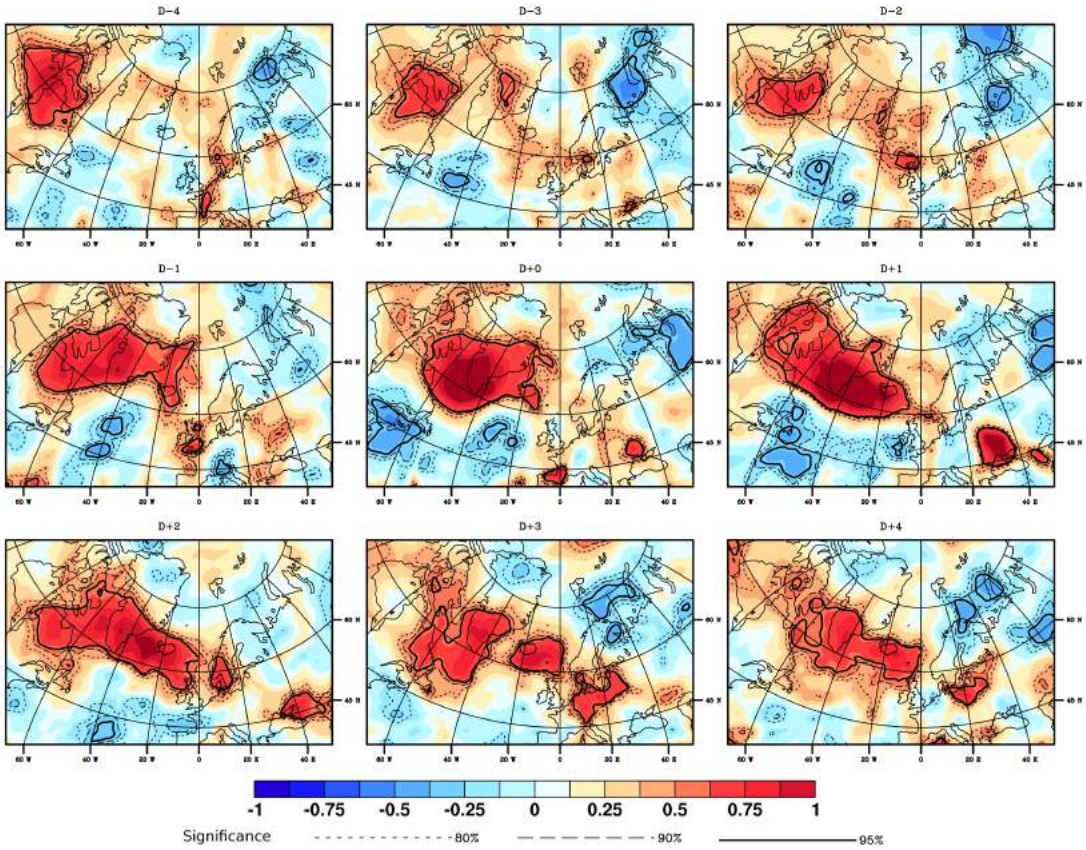


FIG. 3.11 – Comme la Figure 3.10 mais pour la PV à 300hPa.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

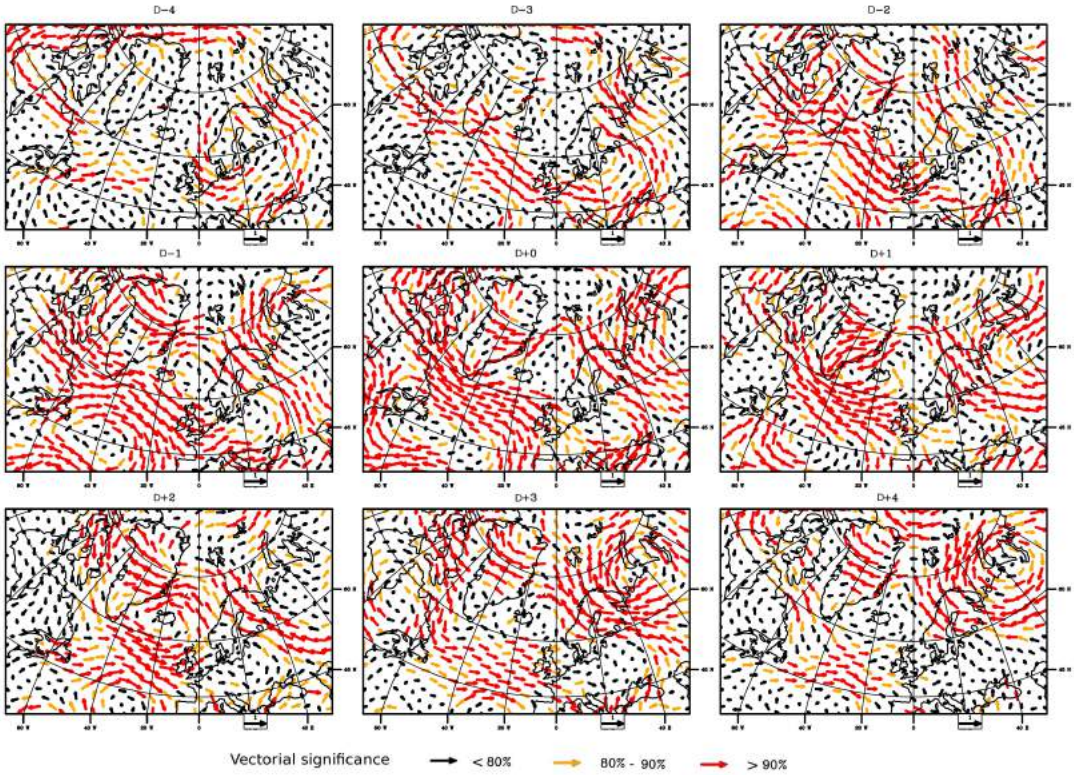


FIG. 3.12 – Comme la Figure 3.10, mais pour le vent à 925hPa. Les niveaux de significativité sont indiqués par des vecteurs de couleur.

ce cas, l'anomalie ne s'étire pas en direction de l'Europe centrale. L'anomalie négative de T500 présente une augmentation particulièrement forte entre J-1 et J+1 à la frontière de la glace de mer. L'anomalie de vent présente également des structures semblables à celles obtenues avec la liste de Kolstad, avec notamment une anomalie d'ouest sur la mer du Labrador. En revanche l'effet orographique de canalisation du flux par le détroit d'Hudson n'est cette fois-ci pas représenté. De plus, les anomalies sont moins marquées que celles obtenues avec la liste de Kolstad. Ceci peut être dû à la qualité moindre des données issues de la réanalyse NCEP/NCAR, notamment pour la prise en compte des effets orographiques, et/ou à l'absence de critère de vent dans cette liste, qui mélange probablement PLs et MCs moins intenses. Ces derniers ne sont en effet pas associés avec les mêmes caractéristiques de grande échelle.

Synthèse

L'évolution des conditions de grande échelle amenant au développement de PLs en mer du Labrador présente plusieurs différences marquantes en comparaison avec celle des mers de Norvège et de Barents. Tout d'abord, dans le cas présent, les anomalies de géopotentiel, de température et de PV ne se forment pas localement, mais paraissent se déplacer depuis

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

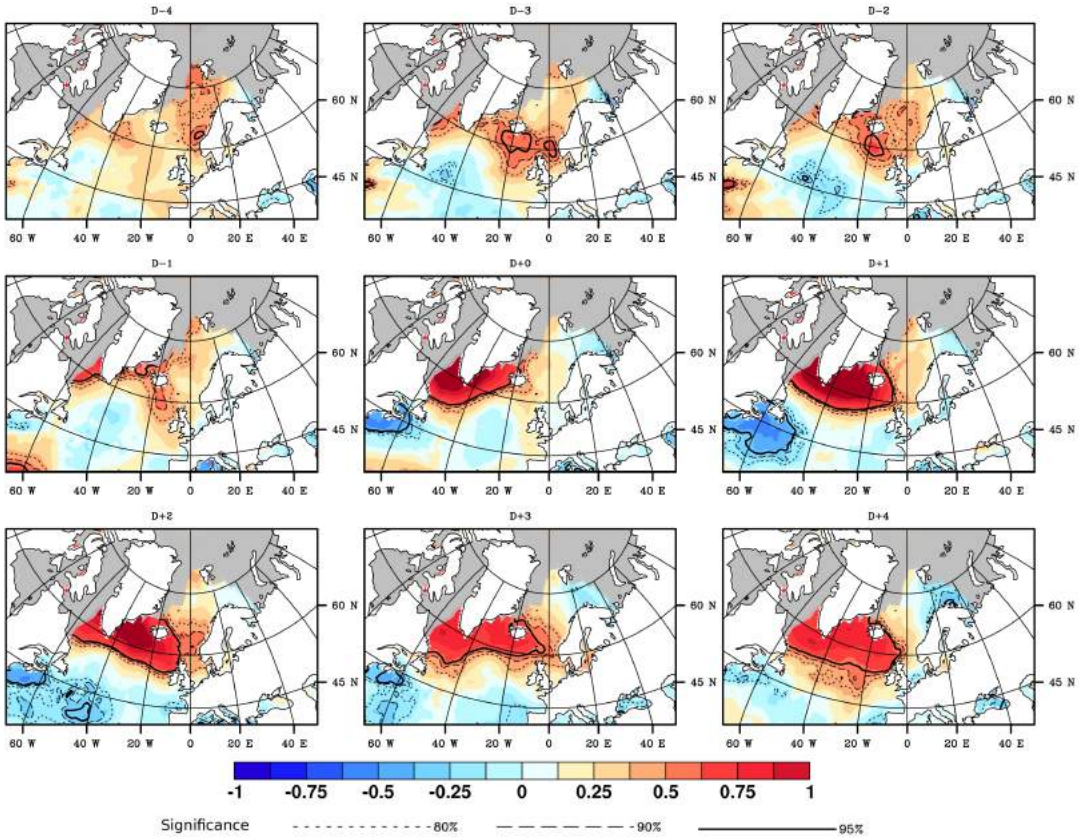


FIG. 3.13 – Comme la Figure 3.10, mais pour SST-T500.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

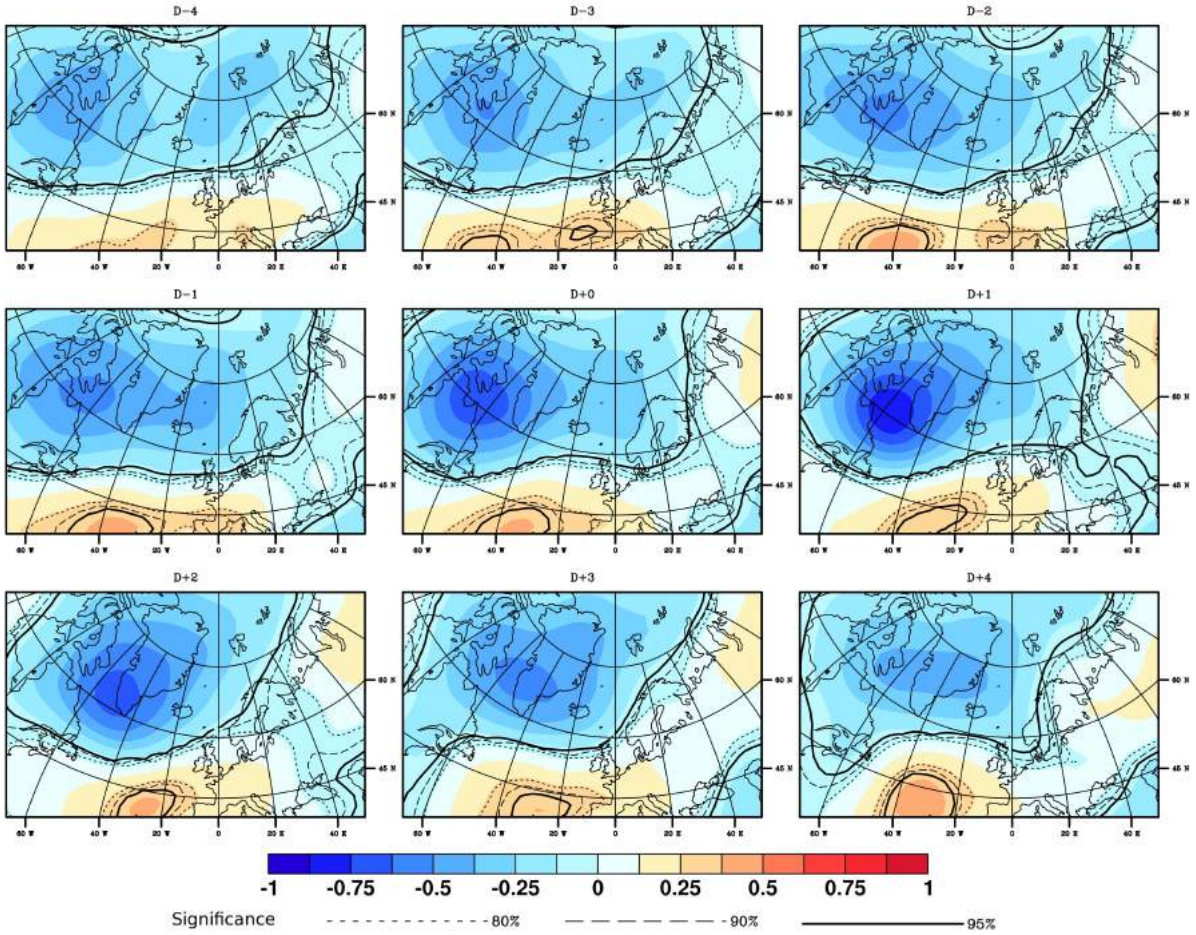


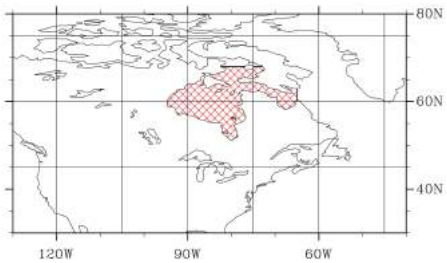
Fig. 3.14 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Parker en mer du Labrador, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

la baie et le détroit d'Hudson, et ne rejoignent la région de formation qu'au jour clef. La baroclinicité de l'environnement de surface est déjà importante plusieurs jours avant le jour clef, ce qui est assez courant dans les régions de bords de banquise. L'anomalie de vent est de plus d'une direction ouest-est, et le flux semble canalisé par le détroit d'Hudson. Cette canalisation du flux a déjà été observée par *Rasmussen et al.* (1996), qui notent, lors de l'étude de plusieurs PLs sur cette région, que cet effet orographique particulièrement prononcé au sud du détroit d'Hudson est dû à la présence d'une chaine montagneuse. Un courant jet de basse couche serait ainsi parfois observable à la sortie du détroit, avec des vitesses beaucoup plus importantes au centre qu'en périphérie. Ce courant serait alors une source importante de formation de petits cyclones, et favoriserait les flux de chaleur sensible et latente. Finalement, le jour clef est marqué par la brusque apparition d'une anomalie significative de SST-T500 à la limite de la glace de mer au lieu d'une mise en place progressive comme en mers de Norvège et de Barents. Ceci laisse penser que l'arrivée d'air froid sur la mer libre est l'élément déclencheur de la formation. Il est intéressant de noter que, selon l'étude de *Rasmussen et al.* (1996), les PLs se formant en mer du Labrador sont remarquables de par leur similitude, que ce soit en terme de structure nuageuses, d'environnement synoptique associé, ou de mécanismes physiques de formation.

3.1.3 Baie et détroit d'Hudson

Treize cas de PLs survenus dans la baie d'Hudson ou le détroit d'Hudson sont disponibles dans la liste de *Parker* (1997). Trois jours avant le jour clef, une faible anomalie de vent nord-ouest apparait significative à l'ouest de la Baie d'Hudson (non montré), alors qu'une forte anomalie de PV progresse vers l'est depuis l'Alaska (Figure 3.15). Un jour avant le jour clef, l'anomalie de vent s'intensifie, et des anomalies significatives quoique peu intenses de Z500 et de T500 apparaissent à l'ouest de l'aire de formation.



Zone approximative des observations : baie et détroit d'Hudson.

Le jour clef et le jour d'après, ces anomalies rejoignent la Baie d'Hudson par l'ouest (avec de faibles valeurs), l'anomalie de vent présente une composante nord-ouest sur la Baie d'Hudson, et une circulation anticyclonique sur le nord-est canadien, et la PV montre une forte anomalie, qui reste sur la Baie jusqu'à deux jours après le jour clef, avant de disparaitre, comme les autres anomalies.

Cette région est régulièrement prise par la glace en hiver. Pour cette raison, les PLs qui y

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

sont observés le sont entre octobre et décembre. L'anomalie de vent se mettant en place plusieurs jours avant la formation des PLs joue probablement un rôle important pour amener de l'air froid provenant du Nord, expliquant la formation d'une anomalie négative de T500. Cependant, la faible intensité des anomalies de T500 et de Z500 est plutôt inhabituelle au regard des autres zones étudiées. Ceci pourrait être dû au fait que les cas de PLs observés dans cette région se produisent relativement tôt dans la saison. Il semble que l'arrivée depuis l'ouest du continent américain d'une forte anomalie de PV soit un facteur déterminant pour la formation de PLs dans la Baie d'Hudson. Ceci est assez cohérent avec l'apparition d'un gradient moyen de T850 sur la baie d'Hudson (de l'ordre de 0,4 K/(100 km), Figure 3.16), signe d'une relative baroclinicité, du jour avant le jour clef à deux jours après. Une étude de cas de PL sur la baie d'Hudson, menée par *Albright et al.* (1995), a conclu que la formation du PL était due à l'arrivée d'une anomalie d'altitude sur une partie libre de glace de la baie. Le PL était considéré comme une conséquence du dégagement de chaleur latente par la surface dans une atmosphère organisée en convection profonde par le forçage d'altitude. Le forçage barocline parait ne jouer qu'un petit rôle dans le développement du PL. Si dans l'étude statistique présentée ici, il est difficile de trancher entre développement barocline ou convectif, ces résultats mettent en avant l'importance de l'apport d'une anomalie d'altitude pour le développement de PLs en baie d'Hudson, en accord avec l'étude de *Albright et al.* (1995). Une étude numérique de *Roch et al.* (1991) sur la baie d'Hudson met elle en avant l'importance de la connaissance de l'état de la glace de mer pour pouvoir améliorer la prévision des PLs sur cette région.

3.1.4 Mer de Baffin

Dans le cas de la mer de Baffin, on ne dispose que de cinq cas, donnés par *Parker* (1997). Les différents champs étudiés présentent des signatures peu significatives autour de la région concernée. Seule la PV à 300hPa montre l'évolution d'une structure forte, existant au-dessus du nord de la mer de Baffin de quatre jours avant le jour clef à deux jours après, et plus au sud l'arrivée d'une structure plus faible depuis le sud-ouest. L'étude des cas faite séparément semble indiquer un comportement différent entre les PLs se formant au nord de la mer de Baffin, relativement tôt dans la saison, lorsque la couverture en glace de mer n'est pas très étendue, et ceux se produisant plus au sud, bien qu'aucune caractéristique commune de grande échelle ne soit clairement identifiable.

Pour illustrer le développement de PLs en mer de Baffin, l'environnement synoptique est présenté pour un jour de formation de PL, le 5 novembre 1992 (Figure 3.17). Ce PL n'est pas représenté dans la réanalyse ERA-I, suivant les critères de *Laffineur* (2012) (pas de structure de MSLP de petite taille présentant un minimum local et vent de surface inférieur

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

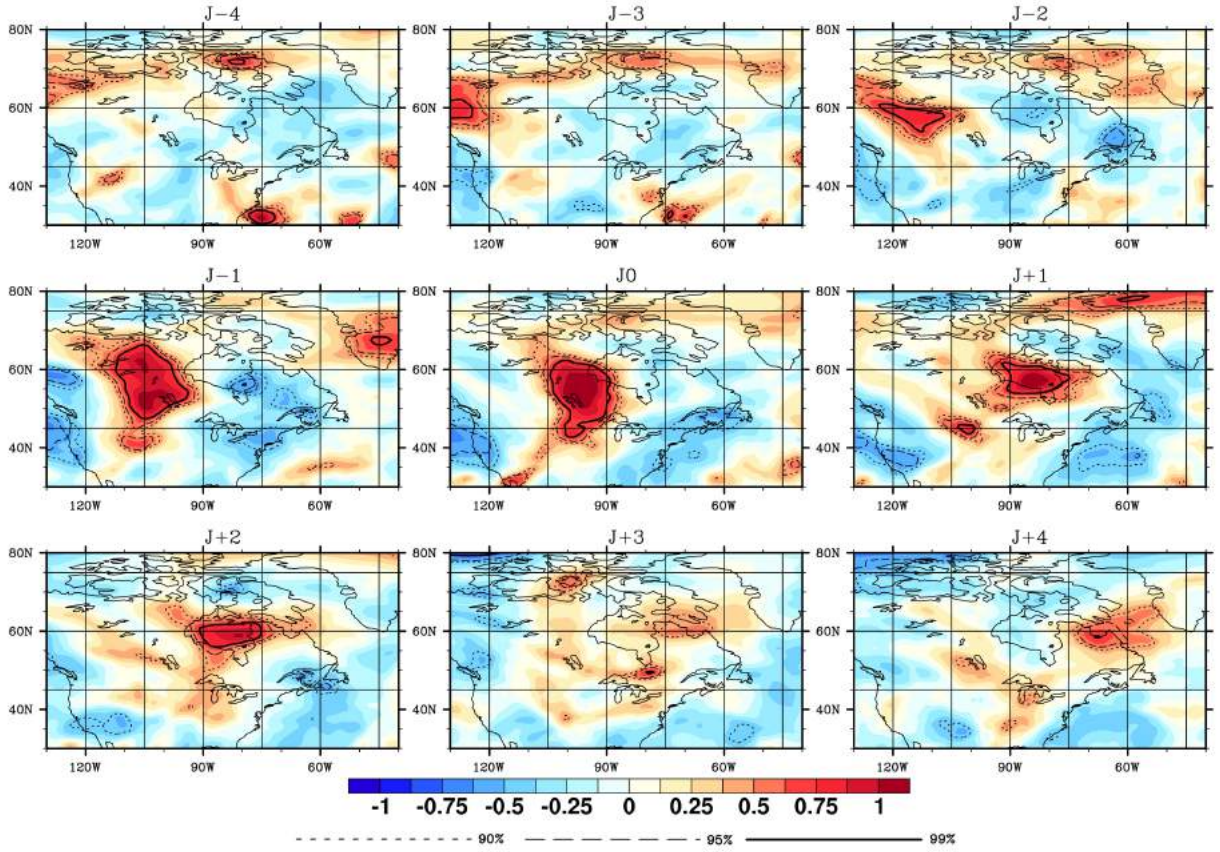


FIG. 3.15 – Évolution du champs d'anomalie de PV300 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, pour les cas de la liste de Parker en baie d'Hudson ou dans le détroit d'Hudson, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

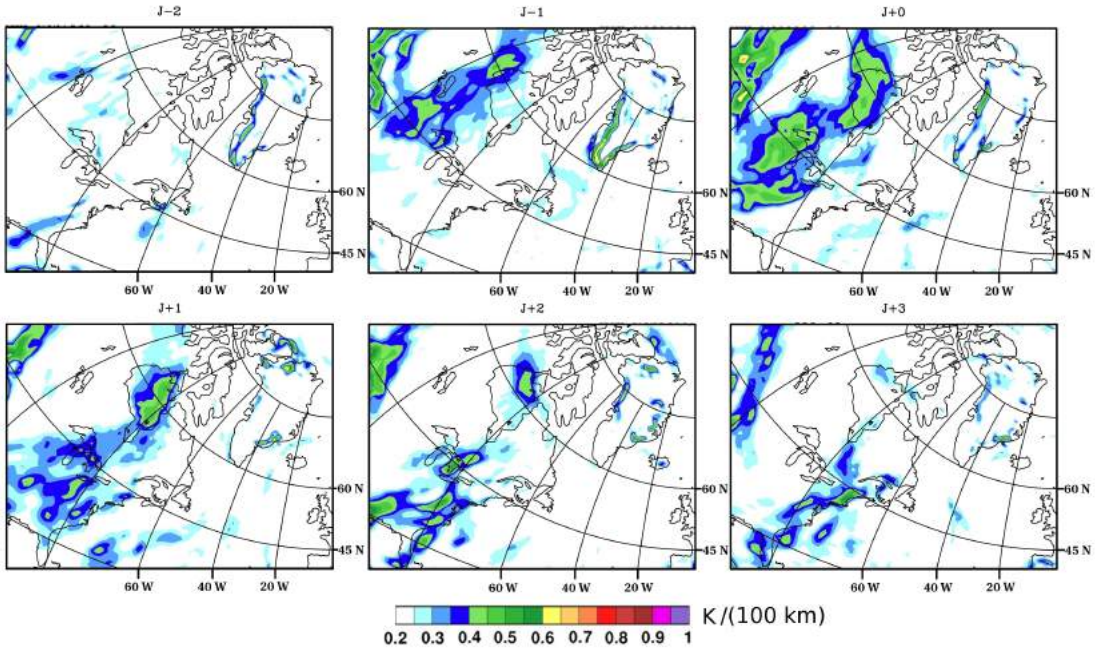


FIG. 3.16 – Évolution du gradient de l'anomalie de T850 de 2 jours avant le jour clef à 3 jours après, pour les cas de la liste de Parker en baie d'Hudson ou dans le détroit d'Hudson, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994.

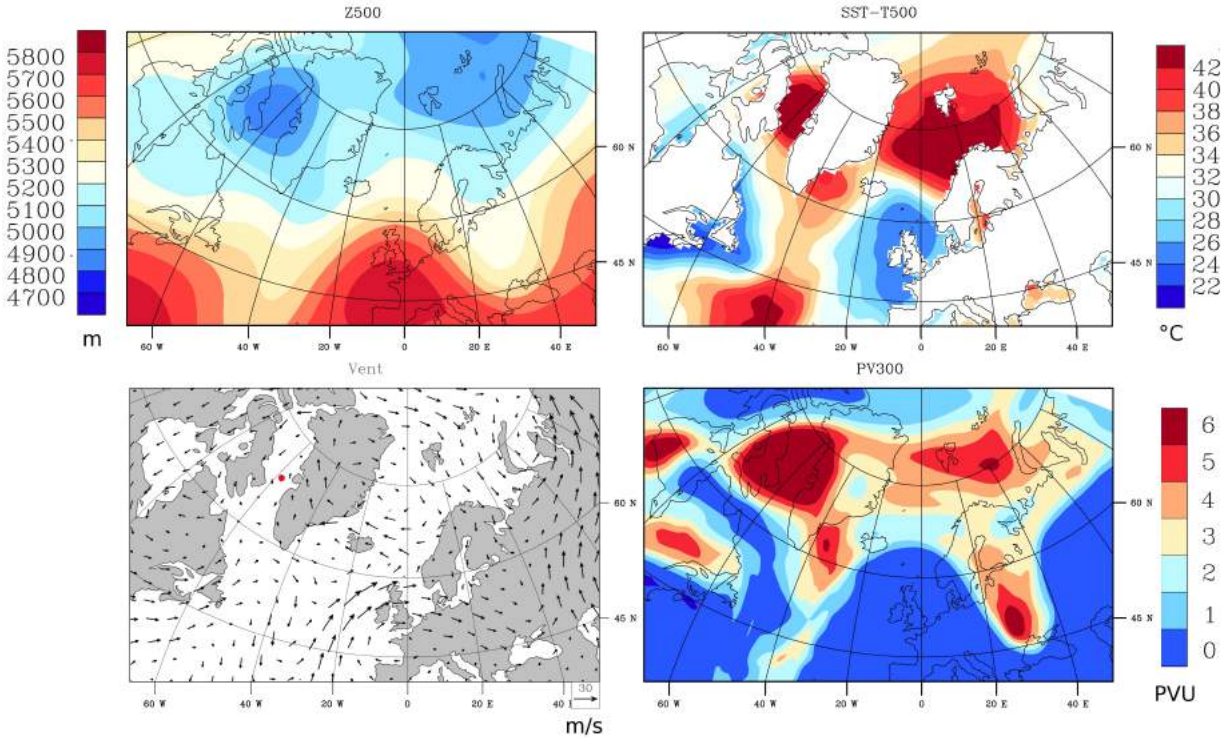


FIG. 3.17 – Conditions synoptiques lors d'un cas de PL en mer de Baffin le 5 Novembre 1992 : Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), le vent à 925 hPa (en bas à gauche) et la PV à 300hPa (en bas à droite). La position approximative du PL est indiquée par un point rouge sur la carte de vent (en bas à gauche).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

à 15 $m.s^{-1}$). Malgré ça, l'environnement synoptique présente plusieurs des caractéristiques habituelles, avec sur la zone de formation une faible hauteur de géopotentiel (de l'ordre de 4800 m), une forte différence de température entre la surface de la mer et 500 hPa (de l'ordre de 44 K), et de forts niveaux de PV (jusqu'à 9 PVU). Le champ de vent ne présente que de faibles valeurs sur la zone.

3.2 Pacifique Nord

Du côté Pacifique Nord, les PLs se forment dans différentes régions maritimes. Plusieurs d'entre elles se retrouvent souvent presque totalement recouvertes de glace, pendant la majeure partie de l'hiver, comme la mer de Chukchi, ou pendant quelques mois, comme la mer de Bering ou la mer d'Okhotsk. D'autres zones moins enclavées restent libres, comme le Golfe d'Alaska et les régions océaniques. Des PLs se développent également en mer du Japon, malgré sa position plus méridionale que les autres zones d'occurrence. On dispose d'observations de PLs globalement moins nombreuses ou moins récentes pour cette région que pour l'Atlantique Nord.

3.2.1 Golfe d'Alaska

La Figure 3.18 présente les anomalies des divers champs étudiés pour les jours de formation de PLs dans le Golfe d'Alaska d'après Businger (cf. Tableau 1). Les résultats présentés sont ceux obtenus dans ERA-I, pour les treize cas de PLs après 1979. Les résultats obtenus dans NCEP/NCAR sur l'ensemble des données disponibles (soit 21 cas) sont très proches, et ne seront donc pas discutés.

Zone approximative des observations : Golfe d'Alaska.

Z500 présente une forte anomalie négative et significative sur l'ensemble de l'Alaska, qui s'étend au nord sur la mer de Chukchi, et au sud sur le Golfe d'Alaska, des anomalies positives de SST-T500 et de PV à 300hPa couvrent le Golfe d'Alaska et la partie orientale de la mer de Béring, une anomalie de vent de nord existe sur l'ouest de l'Alaska, alors qu'une circulation cyclonique est présente sur le Golfe d'Alaska. Les anomalies de Z500 et de PV apparaissent environ quatre jours avant le jour clef sur l'Alaska (voir Figure 3.19). Dès trois jours avant le jour clef, elles s'intensifient et se propagent sur le Golfe d'Alaska, une anomalie de SST-T500 y apparait, et l'anomalie de vent devient significative

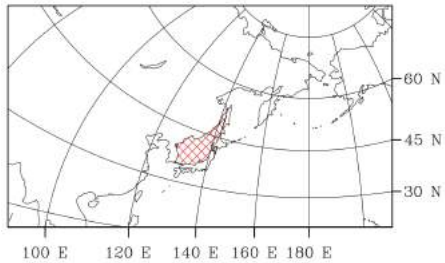
pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

avec une composante nord-ouest, principalement sur la partie ouest de la zone concernée. Ces différentes anomalies atteignent rapidement de fortes valeurs, à l'exception de la PV qui s'intensifie brusquement le jour clef, puis disparaissent deux ou trois jours après. Le gradient de T850 présente des valeurs importantes le long des côtes de l'Alaska à partir de deux jours avant le jour clef, puis sur toute la zone de formation des PLs (principalement l'ouest du Golfe d'Alaska) du jour avant le jour clef à un jour après.

En conclusion, les PLs se produisant dans cette région semblent être associés soit à un flux d'air provenant du Nord, soit à une circulation synoptique de type cyclonique sur le Golfe d'Alaska. Les deux PLs dans le Golfe d'Alaska observés par *Bond and Shapiro* (1991) se développent près du centre d'une dépression mature d'échelle synoptique, allant dans le même sens que cette étude. Selon ces auteurs, dans cette région, la baroclinicité liée à la cyclogenèse n'est pas due à des différences de flux de chaleur de surface, comme dans les zones de bordure de glace, mais plutôt à la dynamique de grande échelle, permettant la rencontre près du centre de la dépression, d'air relativement chaud avec des masses d'air arctiques froides. Il est par ailleurs important de noter que les cas de PLs observés par Businger sont presque tous survenus près des côtes de l'Alaska et du Canada (cf. Figure 2.7). Ceux-ci ne représentent qu'une partie des PLs pouvant se développer dans le Golfe d'Alaska (voir par exemple la climatologie des PLs dans le Pacifique Nord présentée par *Yarnal and Henderson*, 1989). Les conditions de formation décrites ici ne seront pas nécessairement les mêmes pour des cas plus au large.

3.2.2 Mer du Japon

L'évolution de l'anomalie de Z500 est présentée en Figure 3.21 pour dix cas de formation de PLs en mer du Japon entre 1996 et 2011. Deux structures distinctes apparaissent entre trois et quatre jours avant le jour clef. L'une d'elle est stationnaire, s'étendant meridionalement du nord au sud du Japon ; l'autre apparaît à l'ouest du lac Baïkal, au centre du continent eurasien, et va se déplacer en direction du Japon.



Zone approximative des observations : mer du Japon.

Ces deux structures se rejoignent au niveau de la Corée, et fusionnent lors du jour clef, présentant un maximum d'amplitude sur le sud de la mer du Japon jusqu'au jour suivant le jour clef, puis décroissent rapidement en glissant vers l'est. La PV à 300hPa présente un comportement similaire, avec l'existence de trois structures distinctes et marquées. Deux d'entre elles restent au niveau du Japon (une au sud, une au nord), la dernière, plus étendue

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

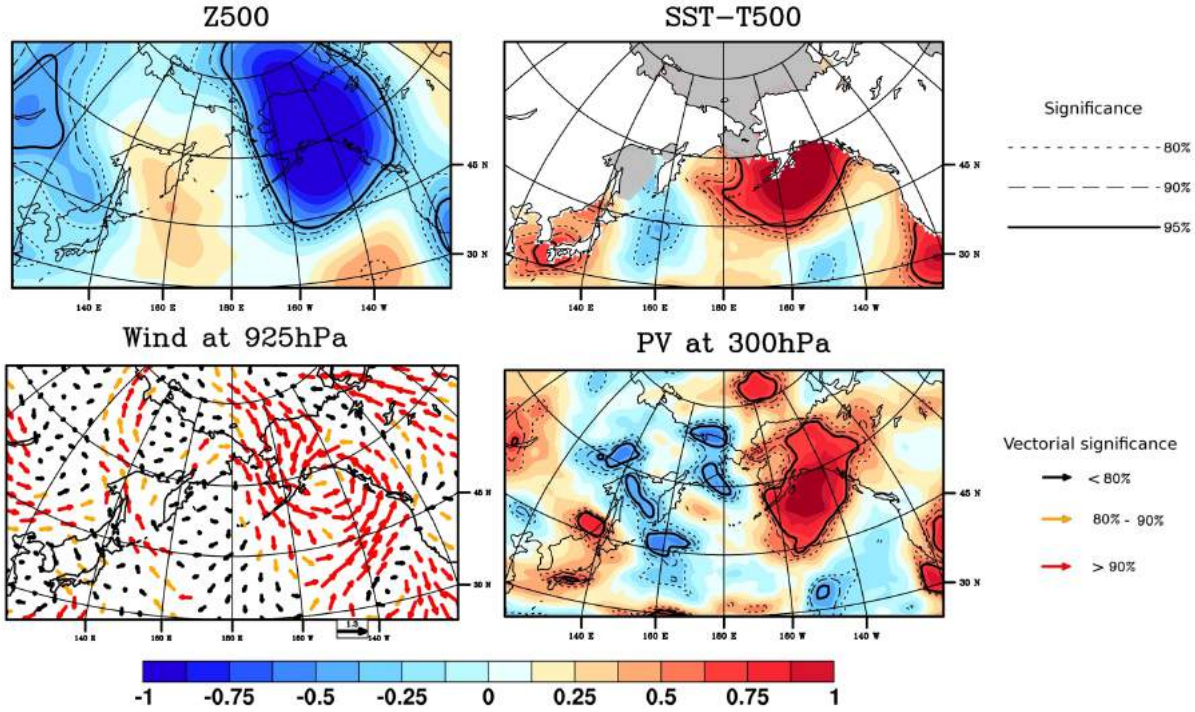


FIG. 3.18 – Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Businger sur le Golfe d'Alaska. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

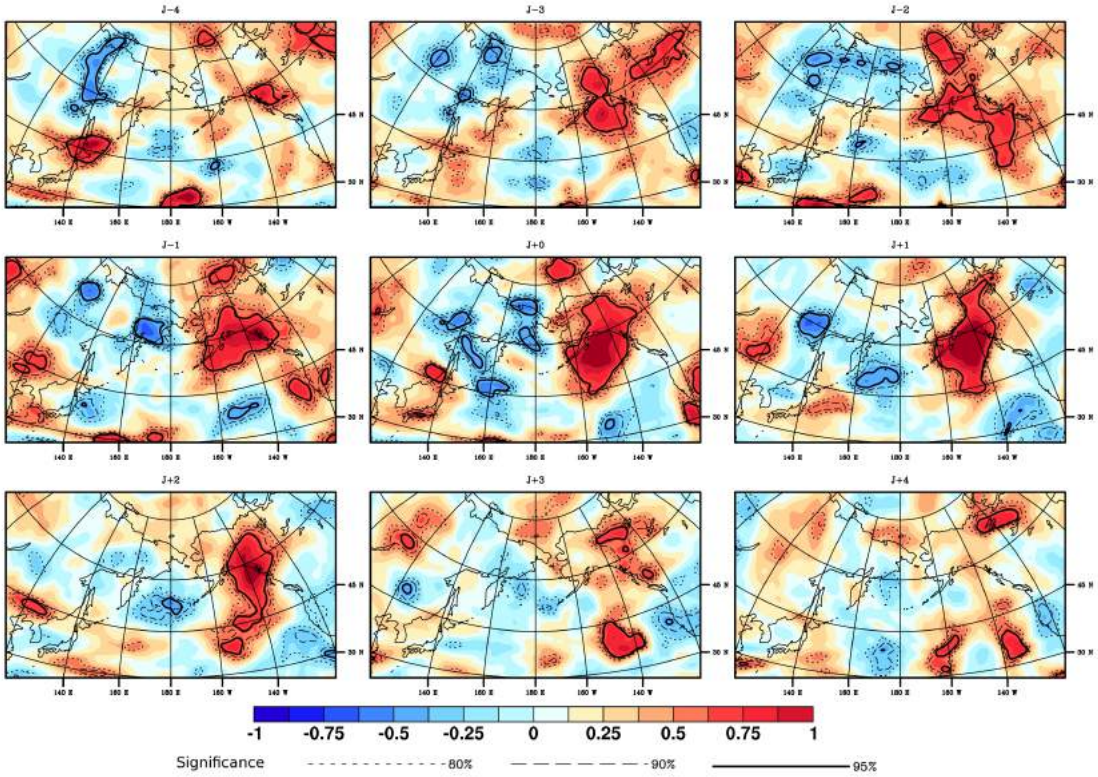


FIG. 3.19 – Évolution du champs d'anomalie de PV à 300 hPa de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Businger, pour les mois de saison froide (ONDJFM). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

et intense, se déplace vers l'est depuis le centre de la Sibérie. Du jour clef à deux jours après, il existe une anomalie forte sur la mer du Japon qui se déplace ensuite vers l'est en s'étiolant. SST-T500 ne montre de valeur significative à plus de 90% sur la mer du Japon que de un à deux jours après le jour clef. Une anomalie significative de vent d'est apparaît un jour avant le jour clef au nord de la mer du Japon ; s'étendant sur l'ensemble de la mer, elle prend ensuite une direction sud-ouest, jusqu'à trois jours après le jour clef.

La position très au sud de la mer du Japon (même latitude que l'Espagne) en fait une zone à part dans l'étude des PLs. Elle serait propice aux PLs et autres MCs en raison du courant marin chaud caractéristique qui engendre de fortes valeurs de SST et aux contrastes de température ainsi engendrés avec la proximité de la Sibérie (par ex., *Nagata*, 1987, 1992). Certaines singularités apparaissent pour les cas de PLs en mer du Japon. Tout d'abord, les anomalies présentent deux structures d'altitudes majeures, l'une se formant localement, l'autre provenant du centre de l'Eurasie et ne rejoignant l'aire de formation qu'au jour clef. Ceci laisse penser que deux types bien distincts de circulation de grande échelle peuvent conduire à l'occurrence de PLs dans cette région. Bien que le nombre de cas disponibles ne permette pas d'être catégorique, une étude des cas réalisée séparément semble confirmer cette conclusion (non montré). Ensuite, le vent se montre très peu significatif sur la mer du Japon avant le jour précédent le jour clef et il en va de même pour SST-T500 avant le jour clef. L'anomalie de vent est de nord-est, et ne ressemble pas à la JPCZ (Japan Sea Polar Air mass Convergence Zone) proposée par *Nagata* (1987), et souvent associée aux événements de PLs dans la région (*Rasmussen and Turner*, 2003). Celle-ci est une zone de convergence/confluence de flux d'air froid provenant des régions montagneuses de la zone côtière du continent asiatique bordant la mer du Japon, dans laquelle les importants contrastes thermiques entre l'air et la surface de la mer favorisent les flux de chaleur latente et sensible depuis la surface, permettent l'installation d'une forte activité convective. *Guo et al.* (2007) ont eux considéré qu'une forte baroclinicité de l'environnement jouait un rôle important dans le développement initial d'un PL en mer du Japon. On ne relève ici que de faibles signes de baroclinicité avant le jour clef. Cependant, les résultats obtenus sur cette région demandent à être confirmés avec un plus grand nombre d'observations.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

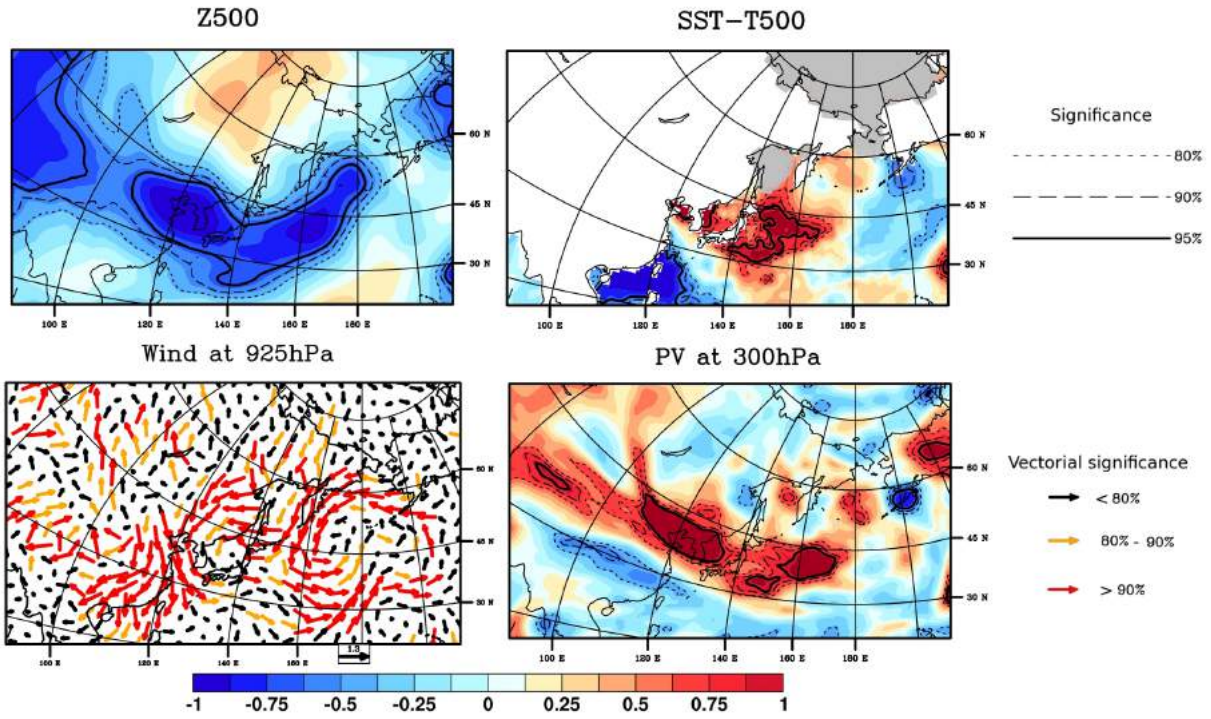


FIG. 3.20 – Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows sur la mer du Japon. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

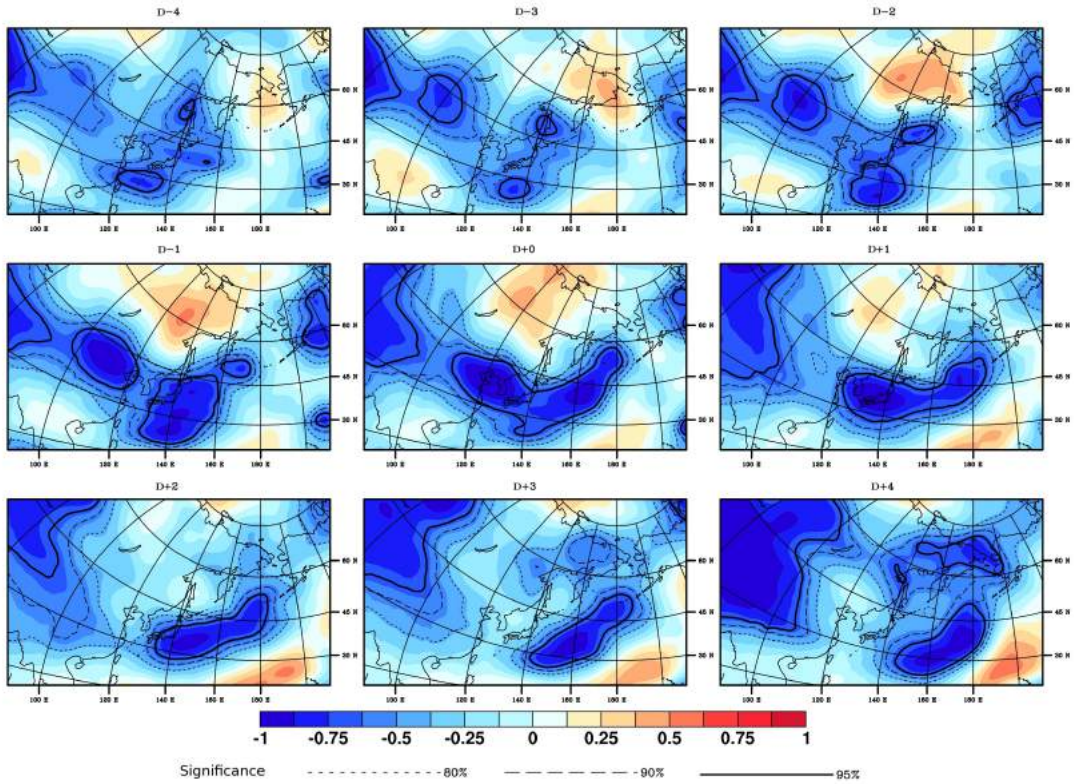


FIG. 3.21 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, pour les polar lows en mer du Japon, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

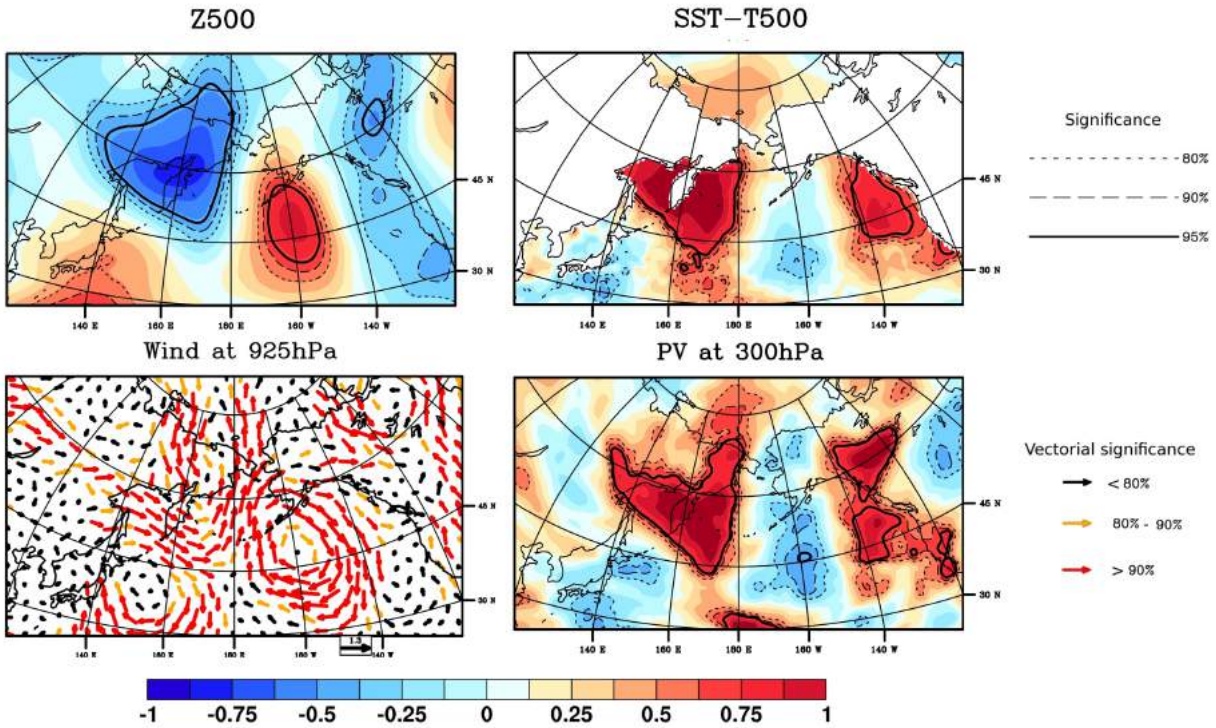
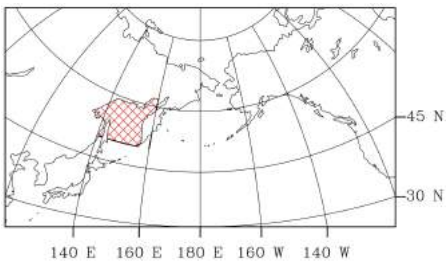


FIG. 3.22 – Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Mitnik en mer d'Okhotsk. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent.

3.2.3 Mer d'Okhotsk

Pour les 11 cas PLs en mer d'Okhotsk entre 1994 et 2010 d'après Mitnik (2012), des anomalies significatives de Z500, SST-T500 et PV à 300 hPa existent sur l'ensemble de la zone de formation de trois à quatre jours avant le jour clef, jusqu'à deux jours après (Figures 3.22 et 3.23). Une anomalie de vent de nord apparait au nord-est de la mer d'Okhotsk quatre jours avant le jour clef, rejointe deux jours avant le jour clef par une anomalie nord-ouest plus au sud.



Zone approximative des observations : mer d'Ohkotsk.

Cette convergence de flux existe jusqu'au jour suivant le jour clef, et les anomalies disparaissent trois jours après le jour clef. On n'observe en revanche pas de signe de baroclinicité sur la mer d'Okhotsk avant ou pendant la formation des PLs, bien que cette région soit une zone de limite de glace de mer.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

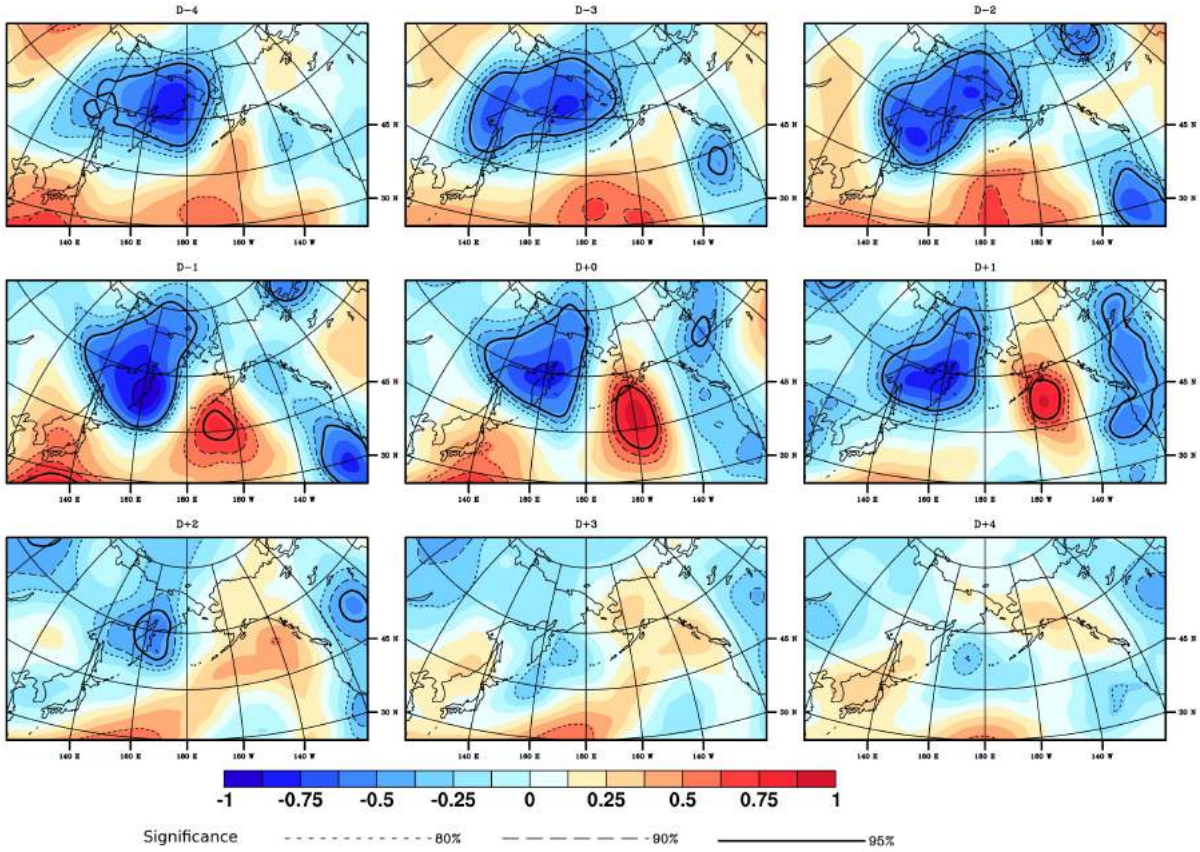


FIG. 3.23 – Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Mitnik en mer d'Okhotsk, pour les mois de saison froide (ONDJFM). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

3.3 Conclusions générales au chapitre

Dans ce chapitre, l'environnement typique de grande échelle conduisant à la formation de PLs a été étudié pour différentes régions de l'hémisphère Nord. Des listes d'observations réalisées sur des périodes relativement longues et les plus homogènes que possible ont été utilisées, ainsi que des produits de réanalyses (ERA-I et NCEP/NCAR pour les périodes précédant 1979), ce qui permet une évaluation statistique de la significativité des résultats. Les différentes variables étudiées, la hauteur de géopotentiel à 500 hPa, la température à 850 et 500 hPa, le vent à 925 hPa, la température de surface de la mer, et le tourbillon potentiel, sont connues pour influencer le développement des PLs, et sont mieux représentées que les PLs eux-mêmes dans les réanalyses (*Condron et al.*, 2006).

L'environnement de grande échelle associé à la formation des PLs présente plusieurs caractéristiques communes aux régions étudiées. Ainsi, lors de la formation des PLs, Z500, T500 (et SST-T500) présentent des anomalies négatives (respectivement positives) significatives sur de larges zones centrées sur la zone de formation.

Le vent présente également des anomalies sur la zone de formation des PLs ainsi qu'en amont. Celles-ci sont toujours fortement significatives lors de la phase de maturation des PLs, ce qui indique leur importance. Elles montrent des directions très différentes selon les régions, allant de ouest à est en passant par nord. Les PLs semblent ainsi se produire lorsque le vent amène l'air depuis une région caractérisée par des températures plus froides : soit plus au nord, soit depuis les continents. Les PLs se formant en mer d'Okhotsk illustrent parfaitement ce principe en se produisant lorsque le flux d'air vient directement de latitudes plus hautes, et lorsqu'il vient de l'ouest depuis la Sibérie orientale. Le rôle de l'orographie est également illustré par la canalisation du flux d'air par le détroit d'Hudson dans le cas des PLs se formant en mer du Labrador.

La SST ne varie pas significativement en comparaison de sa valeur climatologique ni avant, ni après la formation des PLs. Ce résultat parait surprenant au vue de la littérature : l'importance d'une SST haute pour la formation des PLs est régulièrement mise en avant (voir par ex. *Rasmussen and Turner*, 2003), et le passage d'un PL modifierait la SST (*Saetra et al.*, 2008; *Condron and Renfrew*, 2013). Plusieurs possibilités peuvent expliquer ce désaccord : les PLs ne seraient pas le produit d'une augmentation momentanée de la SST, mais se développeraient dans des régions à la SST toujours haute, comme le suggèrent les résultats de *Kolstad* (2011) ; les variations de la SST subies lors du passage d'un PL seraient trop faibles et/ou trop locales au regard de la précision du champ de SST dans les réanalyses et à la définition utilisée (soit ERA-I ou NCEP en journalier).

D'une manière générale, à partir de quatre jours avant le jour clef, l'environnement troposphérique devient de plus en plus favorable à la formation de PLs. Après un maximum

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

atteint dans l'intensité des anomalies le jour suivant le jour clef, celles-ci décroissent et disparaissent en deux à quatre jours après le jour clef. La formation de PLs s'accompagne donc d'un environnement particulier sur une durée d'environ huit-dix jours.

Selon la région considérée, l'évolution de l'environnement synoptique avant la formation des PLs peut présenter des comportement très différents. Ceci illustre la diversité des mécanismes engagés. Si cette étude, par son aspect statistique, ne permet pas de les montrer explicitement, des caractéristiques plus ou moins marquées se dégagent. Selon les zones, de hauts niveaux de baroclinicité de basse altitude peuvent être détectés plusieurs jours avant le jour clef, ou au contraire seulement pour le jour clef. L'évolution des conditions synoptiques montre que les anomalies peuvent soit se former localement, gagnant en intensité progressivement, comme dans le cas du Golfe d'Alaska, soit avoir d'autres origines, et rejoindre l'aire de formation des PLs avant ou pour le jour clef, comme dans le cas de la mer du Labrador. D'autres régions, comme celle de la mer de Barents, présentent un développement local de conditions favorables de basse altitude, et l'arrivée d'une perturbation d'altitude ayant une autre origine ; ou encore, dans le cas de la baie et du détroit d'Hudson, le développement de PLs à partir de l'arrivée d'une anomalie d'altitude au-dessus d'un environnement relativement neutre.

De la même manière, ces résultats interrogent sur le facteur déclenchant le développement des PLs. Dans des cas de régions de formation pour lesquelles les anomalies ne se développent pas localement, il est probable que la formation se déclenche au moment où les diverses conditions se réunissent. Par exemple, en mer du Labrador, on peut supposer que c'est la migration d'un système plus ancien réunissant une grande partie des conditions de formation (système dépressionnaire froid surmonté d'une anomalie de PV) au-dessus de la mer libre qui déclenche le développement des PLs, grâce à l'apport des flux de chaleur provenant de la surface de l'océan. Dans des cas de régions de formation pour lesquels les anomalies se développent localement, il est plus difficile de discerner les causes du déclenchement. Par exemple dans le Golfe d'Alaska, on ne discerne pas de différences majeures entre les anomalies pour les différents jours précédant le jour clef et celui-ci, si ce n'est une amplification progressive ; l'anomalie de PV fait exception en augmentant brusquement au jour clef. On peut alors penser que le moment du déclenchement correspond au dépassement d'un seuil dans l'intensité des anomalies de basse altitude (notamment dans les anomalies de vent, responsable du CAO qui déstabilise l'atmosphère et permet d'augmenter la profondeur de la couche limite convective ; voir *Røsting et al.*, 1996), qui permet un couplage efficace avec l'anomalie de PV d'altitude. Des simulations avec des études de sensibilité seraient probablement nécessaires pour avancer sur ce point.

Une grande partie de nos connaissances actuelles sur les PLs provient d'études de cas, qui fournissent des informations détaillées sur des événements spécifiques. La complexité pour

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

développer de longues climatologies de PLs explique en partie les difficultés pour généraliser les résultats obtenus par ces études de cas. En utilisant l'ensemble des climatologies disponibles de PLs, cette étude apporte des preuves de l'existence de structures et des cycles de vie communs à ces systèmes.

La mise en évidence de l'existence de conditions particulières plusieurs jours avant la formation de PLs, ainsi que leur mise en place progressive, et ce sur un grand nombre d'observations de PLs, montre l'importance de considérer ce phénomène comme un phénomène dynamique. Ce point pourrait notamment être essentiel pour l'amélioration de la prévision.

Cette étude pointe aussi le besoin de réaliser des observations homogènes de PLs sur de longues périodes de temps, afin de permettre ce type d'études statistiques utiles pour la prévision. Nous reprendrons ce point dans le dernier chapitre de cette thèse.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Chapitre 4

Influence de la variabilité atmosphérique de grande échelle sur la formation de PLs

Dans le chapitre précédent, l'existence d'un ensemble de conditions de grande échelle particulières associées à la formation de PLs a été montrée. La possibilité de conjonction de ces conditions favorables est dépendante des fluctuations des masses d'air et des courants à l'échelle planétaire. L'objectif de ce chapitre est de déterminer l'influence de la variabilité atmosphérique sur l'occurrence de PLs dans l'hémisphère Nord. L'étude chronologique a montré l'existence d'un environnement particulier sur une durée d'environ 8-10 jours. A cette échelle de temps, deux manières de concevoir la variabilité atmosphérique paraissent pertinentes : les structures de téléconnection et les régimes de temps.

4.1 Les structures de téléconnection

La circulation atmosphérique présente une variabilité intrinsèque, qui s'exprime sur une large gamme d'échelles spatiales et temporelles interagissant entre elles de manière chaotique et non linéaire. Pour les latitudes moyennes et hautes, la variabilité moyenne fréquence peut être décrite en termes d'occurrences de structures stationnaires, appelées structures de téléconnection. Celles-ci sont des agencements d'anomalies de pression et de circulation atmosphérique, récurrentes et persistantes, pouvant mettre en relation des régions très éloignées du globe. Les conditions météorologiques propres à une localité donnée sont ainsi reliées à un état atmosphérique de grande échelle. Ces structures de téléconnection représentent une part importante de la variabilité des champs atmosphériques comme la

MSLP, les températures, les précipitations (par ex., *Barnston and Livezey*, 1987; *Bojariu and Paliu*, 2001; *Deser and Blackmon*, 1993). En plus de leur impact sur les moyennes saisonnières, elles peuvent influer sur la fréquence et l'intensité d'évènements extrêmes, comme les vagues de froid, les sécheresses (*Plaut and Simonnet*, 2001; *Rodó et al.*, 1997), les précipitations (*Trigo and DaCamara*, 2000), ou la hauteur des vagues (*The WASA Group*, 1998). Elles sont également propres à influencer le comportement des PLs. Plusieurs études montrent ainsi l'existence de liens entre le comportement des PLs et les téléconnections (par ex., *Carleton*, 1996; *Claud et al.*, 2007, 2009a,b).

Les principales structures de téléconnection impactant les régions concernées par les PLs sont présentés par la suite. Celles-ci interagissent largement entre elles, et ne peuvent donc pas être considérées comme des entités indépendantes. Les deux techniques usuellement utilisées pour déterminer les structures de téléconnection sont l'analyse en corrélation et l'analyse en composantes principales (EOF pour Empirical Orthogonal Function). L'analyse en corrélation s'effectue généralement en corrélant temporellement les fluctuations d'une variable (par exemple la hauteur de géopotentiel) en chaque point de grille avec celles en tout autre point de la région sélectionnée (par ex., *Wallace and Gutzler*, 1981). L'analyse des corrélations obtenues les plus marquées et significatives permet alors de dégager les structures de téléconnection. L'EOF correspond aux vecteurs propres de la matrice de covariance obtenue en calculant les covariances de séries temporelles en différents points de l'espace (par ex., *Jolliffe*, 1986). La première EOF exprime la plus grande partie de la variabilité temporelle du jeu de donné considéré. Les EOF suivantes sont mutuellement orthogonales, et expliquent de moins en moins de variance.

Les indices mensuels de structures de téléconnection utilisés dans cette thèse proviennent du Climate Prevision Center de la NOAA (CPC/NOAA), et sont disponibles sur la période 1950-2010 (au moins) sur http ://www.cdc.ncep.noaa.gov. Les structures de téléconnection et les indices associés sont déterminés par analyse en composantes principales avec rotation (RPCA pour Rotated Principal Component Analysis ; *Barnston and Livezey*, 1987). Les vecteurs propres de la matrice d'inter-corrélation dérivant des variations temporelles des valeurs du paramètre météorologique considéré en chaque point de grille sont individuellement étalonnés en fonction de la proportion de la variabilité totale qu'ils expliquent, puis sont linéairement transformés pour obtenir les structures de circulation majeures. Cette procédure isole les structures primaires de téléconnection pour chaque mois et permet la construction de séries temporelles. Elle est appliquée à la moyenne mensuelle des anomalies standardisées de la variable considérée (généralement une grandeur représentative de l'état circulatoire, comme Z500) obtenues à partir de NCEP/NCAR. La RPCA est supérieure à l'analyse en corrélation, car dans l'approche RPCA, l'identification des structures de téléconnection est faite sur l'ensemble du champ considéré, et pas seulement à partir d'ano-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

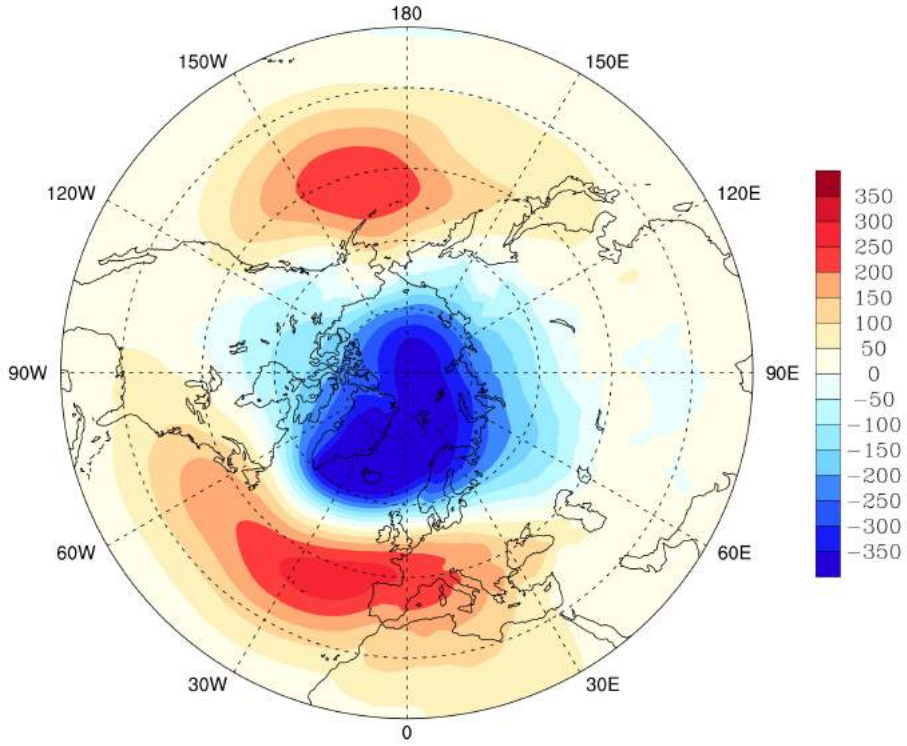


FIG. 4.1 – Structure caractéristique de l'AO : régression linéaire entre l'indice de téléconnection et la MSLP pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010 (en Pa).

malies ponctuelles.

La structure dominante de la variabilité dans l'hémisphère Nord est l'Oscillation Arctique (AO pour Arctic Oscillation, également appelée NAM pour Northern Anular Mode, *Thompson and Wallace*, 2001), expliquant près d'un quart de la variance totale. Elle est usuellement définie comme la première EOF du champ de MSLP dans l'hémisphère Nord. L'AO décrit la distribution méridienne des masses atmosphériques de l'hémisphère Nord. Elle est caractérisée par une alternance d'anomalies de pressions concentriques et de signes opposés entre le pôle Nord et les moyennes latitudes, et présente deux centres marqués de même signe au niveau des moyennes latitudes des bassins Nord Atlantique et Nord Pacifique, et un centre de signe opposé au niveau des hautes latitudes (Figure 4.1).

La composante la plus robuste de l'AO est la NAO (*Walker and Bliss*, 1932; *Wallace and Gutzler*, 1981; *Thompson and Wallace*, 2001; *Ambaum et al.*, 2001, 2002), également reconnue comme l'un des modes de variabilité climatique les plus importants de l'hémisphère Nord (*Wanner et al.*, 2001; *Ambaum et al.*, 2001; *Stephenson et al.*, 2003). La NAO consiste en un dipôle d'anomalies Nord-Sud sur l'Atlantique Nord, avec un centre localisé sur le Groenland et un autre de signe opposé au centre du bassin Nord-Atlantique entre 35°N et 40°N (Figure 4.2).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

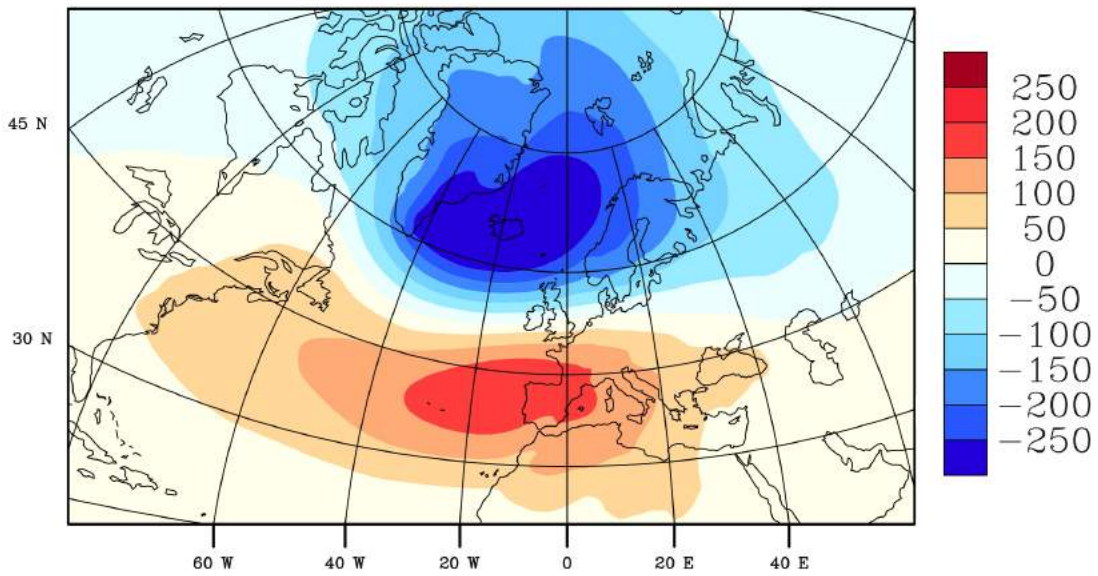


Fig. 4.2 – Structure caractéristique de la NAO : régression linéaire entre l'indice de téléconnection et la MSLP pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010 (en Pa).

Les autres structures importantes pour les régions de PLs en Atlantique Nord sont la Scandinavian pattern (SCAND ou Eurasia-1 pattern dans *Barnston and Livezey*, 1987), et la structure Polaire/Eurasienne. La SCAND consiste en un centre de circulation principal au-dessus de la Scandinavie, accompagné de centres plus faibles et de signe opposé sur l'Europe de l'Ouest et l'est de la Russie. La structure Polaire/Eusasienne consiste en une structure couvrant les régions polaires, et une structure de signe opposé sur le nord de la Chine et la Mongolie. Elle reflète les fluctuations d'intensité de la circulation circumpolaire.

L'AO et l'ENSO sont parmi les structures dominantes la variabilité atmosphérique dans le Pacifique Nord. L'ENSO relie un phénomène océanique, El Niño, et un phénomène atmosphérique, l'Oscillation Australe (ou Southern Oscillation). Bien que ce phénomène soit propre aux basses latitudes du Pacifique, ses effets se répercutent sur l'ensemble du système climatique, ce qui justifie l'étude de son impact sur les hautes latitudes (par ex., *Turner*, 2004; *Kiladis and Diaz*, 1989; *Hoskins and Karoly*, 1981). El Niño (et sa phase opposée La Niña) se réfère à un réchauffement (refroidissement) saisonnier inhabituel des premières dizaines de mètres de l'océan Pacifique équatorial dans sa partie est et/ou centrale. Sa composante atmosphérique, l'Oscillation Australe, correspond à une fluctuation de pression de surface entre l'est et l'ouest du bassin Pacifique. Le phasage entre l'océan Pacifique et l'atmosphère tropicale est tel qu'on ne parle généralement que d'un seul phénomène, ayant une persistance de l'ordre de 6 à 18 mois (Figure 4.3). Le National Center for Environmental Prediction du CPC/NOAA définit les événements El Niño et La Niña à partir de l'indice ONI (Oceanic Nino Index), correspondant à une moyenne glissante de l'anomalie de SST

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

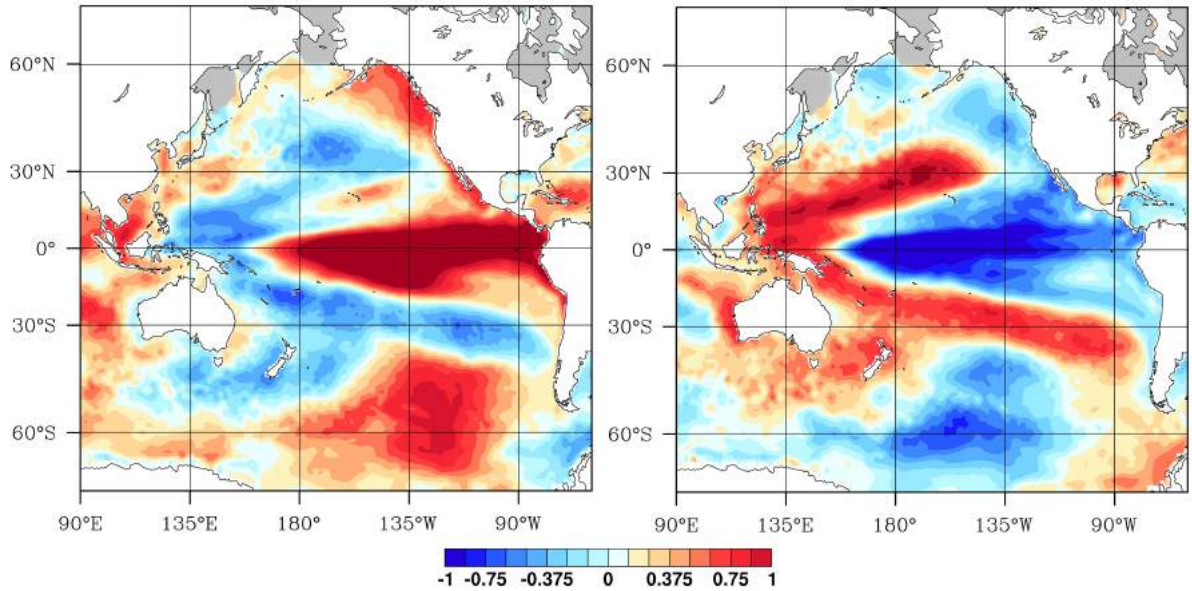


FIG. 4.3 – Structures caractéristiques d'El Niño (à gauche) et de La Niña (à droite) : anomalies standardisées de la SST pour chacune des phases de la téléconnection, pour les mois d'hiver (ONDJFM) de 1979 à 2010.

(ERSST.v3b) sur la région Nino 3.4. Un épisode chaud (froid) correspond à une période d'au moins 5 mois pour laquelle l'ONI est supérieur (inférieur) à 0,5 K. La liste de ces événements est disponible en ligne à l'adresse http ://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml.

La Pacific / North America (PNA) est l'un des autres modes parmi les plus importants de la variabilité moyenne fréquence dans le Pacifique Nord extra-tropical. Il est calculé sur Z500. Il peut être considéré comme le pendant de la NAO sur la partie est de l'Océan Pacifique. Sa phase positive présente une anomalie négative de Z500 au centre du bassin Nord Pacifique, et une anomalie positive sur l'Amérique du Nord (Figure 4.4 à gauche). Le North Pacific (NP) Indice est défini par la MSLP sur la région 30°N-65°N, 160°E-140°O (Figure 4.4 à droite). En raison de sa structure très proche de celle de la PNA (Figure 4.4 à droite), cette structure ne sera pas considérée ici.

L'autre mode prédominant de la variabilité atmosphérique aux hautes latitudes dans le Pacifique Nord est la North Pacific / Est Pacific Oscillation (NPO ; *Walker and Bliss*, 1932; *Rogers*, 1981). Celui-ci peut être considéré avec la West Pacific teleconnection (WP) comme une même entité, notée NPO/WP (*Linkin and Nigam*, 2008). La WP, d'abord décrite par *Wallace and Gutzler* (1981) et *Barnston and Livezey* (1987), consiste en un dipôle d'anomalies de Z500 nord/sud, avec un centre sur la péninsule du Kamchatka et un autre de signe opposé sur une partie du sud-est de l'Asie et l'ouest du Pacifique Nord subtropical (Figure 4.5). Cependant la NPO est principalement active en été, et seule la

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

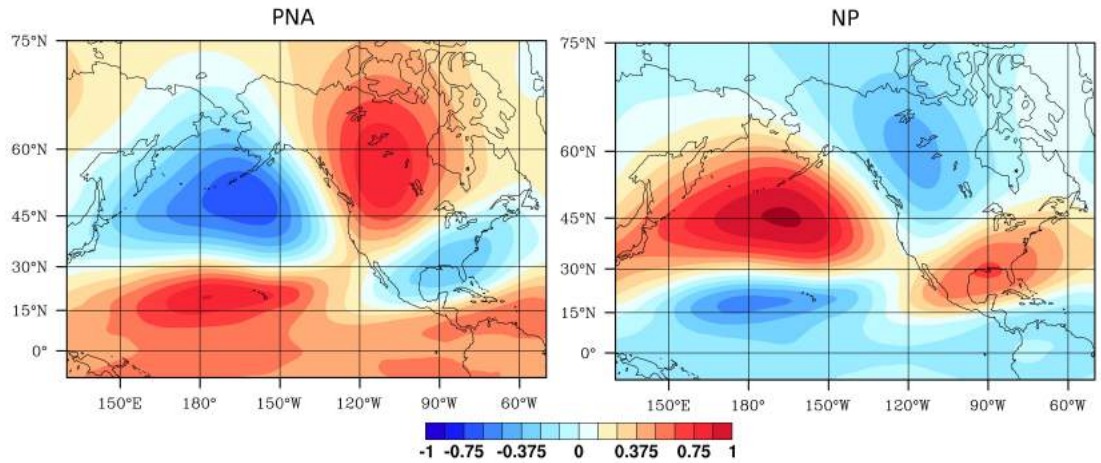


FIG. 4.4 – Structures caractéristiques de la PNA (à gauche) et du NP (à droite) : corrélation entre les indices de téléconnection et Z500 pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010.

WP sera étudiée ici.

Dans l'hémisphère Sud, en plus de l'influence d'ENSO, le Southern Annular Mode (SAM) et le Trans-Polar Index (TPI) sont parmi les modes de variabilité les plus importants près des côtes antarctiques. Le SAM est un des modes dominants de la variabilité de la circulation atmosphérique dans les hautes et moyennes latitudes de l'hémisphère Sud (*Kidson*, 1999; *Thompson and Wallace*, 2001). Il est l'équivalent pour l'hémisphère Sud de l'AO (ou NAM), et correspond ainsi à un mouvement nord-sud du jet zonal des moyennes latitudes. Dans sa phase positive (négative), le TPI s'exprime comme une augmentation de l'anticyclone (dépression) dans la région de l'Australie, et une augmentation de la dépression (anticyclone) dans le Sud de l'Amérique.

4.2 Les régimes de temps

Une autre approche consiste à considérer que la circulation atmosphérique n'oscille pas autour d'un état moyen, mais se déplace parmi plusieurs états préférentiels, appelés régimes de temps, ou régimes. Ceux-ci peuvent être vus comme des pics dans la fonction de densité de l'espace des phases du climat, et correspondent à des structures quasi-stationnaires, récurrentes et persistantes de la circulation atmosphérique. Ils ont été introduits par *Vautard* (1990) et *Michelangeli et al.* (1995) pour des études sur les types de temps et leurs transitions sur la région Atlantique-Nord et Europe. Aux moyennes latitudes, les fluctuations caractéristiques de la variabilité atmosphérique peuvent s'interpréter comme les transitions temporelles entre ces régimes. Les mécanismes sous-jacents sont complexes, produits de l'interaction entre ondes planétaires et ondes atmosphériques d'échelle synoptique (*Ghil and*

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

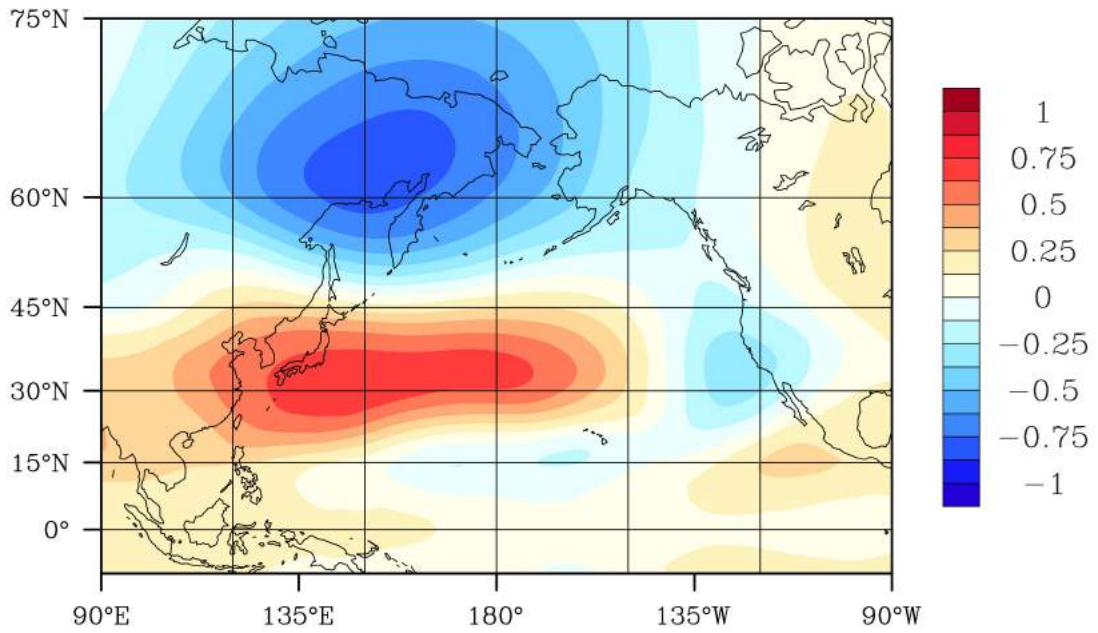


FIG. 4.5 – Structure caractéristique de la WP : corrélation entre l'indice de téléconnection et Z500 pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010.

Robertson, 2002).

Comme l'approche en structures de téléconnection, l'analyse en régimes de temps permet de caractériser les modes dominants de la variabilité climatique, d'en expliquer une large part, et est régulièrement utilisée pour étudier les interactions entre la circulation atmosphérique de grande échelle et les climats régionaux (voir par exemple *The WASA Group*, 1998; *Trigo and DaCamara*, 2000; *Plaut and Simonnet*, 2001; *Yiou and Nogaj*, 2004; *Sanchez-Gomez et al.*, 2008). Les régimes présentent cependant des différences par rapport aux structures de téléconnection : à l'inverse de l'approche linéaire, les régimes ne vont pas de paire avec une anomalie identique de signe opposée, et leur persistance de l'ordre de 8-10 jours (*Vautard*, 1990) parait plus adaptée à l'étude des liens entre environnement de grande échelle et développement de PLs, puisque leur environnement propre existe sur un laps de temps sensiblement identique.

Les régimes sont définis à partir de la classification des structures journalières d'un champ atmosphérique caractéristique de l'état circulatoire, par exemple MSLP ou Z500, entre plusieurs clusters. Une méthode statistique basée sur un principe de reproductibilité, dite « k-mean » (*Michelangeli et al.*, 1995), permet de déterminer le nombre de clusters : on retiendra la partition qui minimise le ratio entre la variance à l'intérieur des régimes et la variance entre les centroïdes des régimes. Le centroïde d'un régime est la valeur moyenne de la variable sur les jours appartenant au régime. D'autres méthodes existent pour déterminer les régimes, mais l'analyse en clusters a pour avantage de déterminer les structures en prenant

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

en compte les interactions entre échelles de temps et les asymétries spatiales (*Anderberg*, 1973). Pour chaque jour de la période sélectionnée, l'anomalie de la variable est classée dans l'un des régimes par un critère de ressemblance entre celle-ci et les centroïdes préexistants. Cette ressemblance peut être évaluée par le calcul de la distance de corrélation ou de la distance euclidienne, dans l'espace des phases ou dans l'espace physique. La distance au plus proche centroïde est appelée distance intra-régime, et donne une information sur la différence d'amplitude d'anomalie entre le jour donné et le centroïde associé. La distance aux autres centroïdes est appelée distance inter-régimes et indique à quel point l'anomalie du jour considéré est loin des autres régimes.

Au-dessus de l'Atlantique Nord, des régimes de temps sont bien définis pour les saisons d'hiver et d'été. Cependant ce comportement n'est pas nécessairement généralisable à d'autres régions et d'autres périodes, pour lesquelles il n'y a pas toujours de structures récurrentes.

Dans l'étude présentée par la suite, les régimes sont déterminés sur le domaine 20°N-80°N/90°W-30°E sur les champs Z500 et MSLP issus de NCEP-NCAR, pour les mois d'hiver (novembre à mars) sur la période 1957-2011. On obtient par ce moyen 4 régimes de temps d'une persistance typique de 8-10 jours et spatialement bien définis (voir *Vautard*, 1990; *Feldstein*, 2000). Ceux-ci sont représentés en Figure 4.6. Deux d'entre eux peuvent êtres vus comme des régimes de flux zonal, et correspondent aux phases négatives et positives de NAO, et sont donc nommés régime NAO- et NAO+ (également nommés dans la littérature régime anticyclone groenlandais et régime zonal, respectivement). Les deux autres peuvent êtres vus comme des régimes de blocage : Scandinavian Blocking (SB) est caractérisé par un anticyclone sur le nord de l'Europe et la Scandinavie, et Atlantic Ridge (AR) par un gonflement de l'anticyclone des Açores, recouvrant tout le bassin atlantique.

4.3 Résultats

Introduction

L'idée que la formation de PLs est influencée par les fluctuations atmosphériques n'est pas nouvelle, et plusieurs études ont déjà établi ce type de liens. En cherchant à trouver des informations climatologiques sur les PLs, par l'analyse d'images satellites et d'observations synoptiques sur deux hivers, *Carleton* (1985, 1996) a observé que lors de l'hiver correspondant à la phase positive de NAO, un nombre plus important de PLs et de MCs se développent au large du Labrador, de Terre-Neuve et du Groenland, et que les PLs formés en mer de Norvège ont tendance à plus se déplacer vers le pôle.

A partir d'une base de données réunissant deux ans d'observations de MCs par imagerie

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

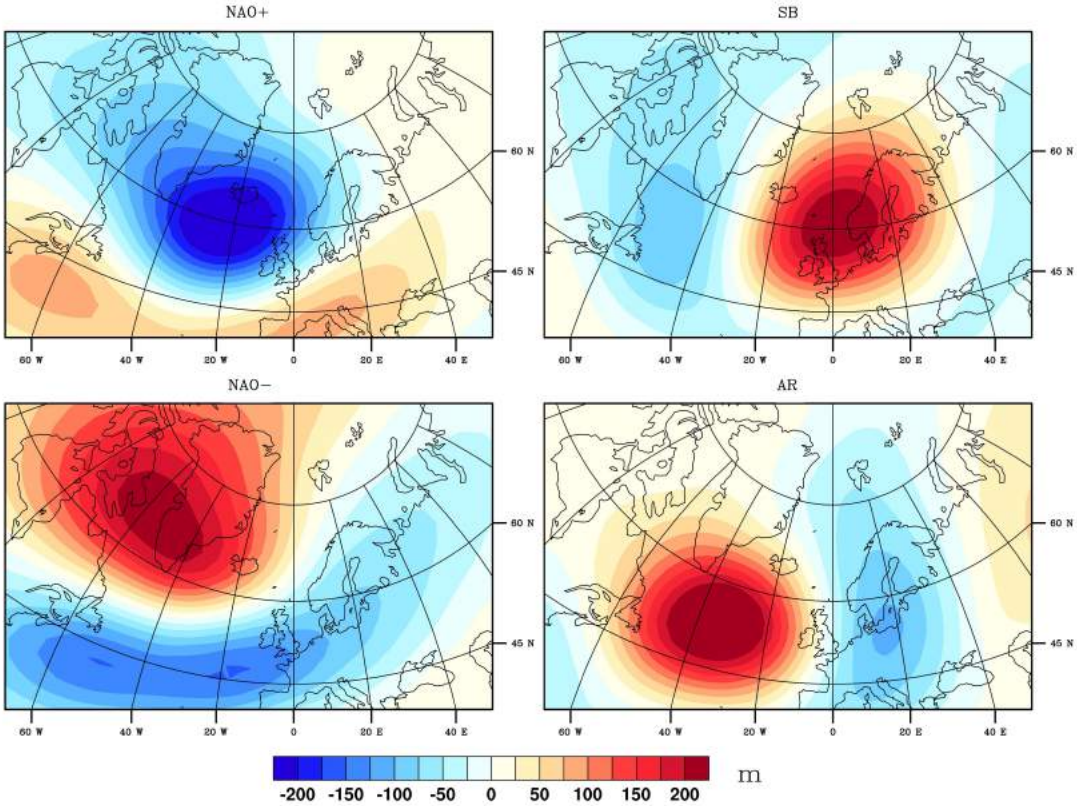


FIG. 4.6 – Centroïdes des régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe : anomalies de Z500 en hiver (NDJFM) sur la période 1957-2011, pour les jours classés comme NAO+, SB, NAO-, et AR (en m).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

infrarouge satellitaire dans le nord-est de l'Atlantique, *Harold et al.* (1999) trouvent que le nombre de systèmes dont la taille est comprise entre 200 et 600 km croit en même temps que l'indice NAO devient positif. Cependant tous les MCs sélectionnés pour cette étude ne sont pas des PLs, ce qui constitue une limite importante à cette étude, si l'on prend en compte que l'environnement de grande échelle amenant au développement de PLs est clairement différent de celui amenant la formation de MCs de faible intensité (*Forbes and Lottes*, 1985).

Claud et al. (2007) ont analysé l'existence de liens entre plusieurs structures de téléconnection et la formation de PLs en hiver dans l'Atlantique Nord, prenant en compte leur influence sur plusieurs critères de formation : T500, Z500, le vent à 925hPa et 300hPa, SST et SST-T500. Ils trouvent que ces variables clefs sont fortement influencées par la NAO et la « Scandinavian pattern », avec de forts contrastes spatiaux et temporels. Les conditions apparaissent plus favorables dans la mer du Labrador pour la phase positive de NAO, alors qu'en mer de Barents elles le sont plus en NAO-, et en mer de Norvège il y a une augmentation des PLs formés après le passage de dépressions synoptiques. La « Scandinavian pattern » présente une anti-corrélation avec ces variables sur les mer de Norvège et de Barents, mais n'affecte que faiblement la mer du Labrador. La formation de PLs est par ailleurs favorisée sur les mers de Norvège et du Groenland lors de la phase négative de la structure Polaire/Eurasienne.

Claud et al. (2009a,b) ont aussi étudié le lien entre téléconnections et MCs polaires dans l'hémisphère Sud, pour l'hiver austral (de juin à septembre), et pour les périodes de transition de saison (soit mars-avril et octobre-novembre). Les résultats montrent que la variabilité intrahémisphérique dans la formation des MCs est dominée par l'ENSO en hiver et au printemps, alors qu'en automne, ENSO, SAM, et TPI l'influencent de manière équivalente, bien que de fortes disparités régionales existent, et que l'effet soit moins important qu'au printemps.

D'une part, les liens entre structures de téléconnection et PLs ont déjà été étudiés sur l'Atlantique Nord et pas sur le Pacifique Nord. D'autre part, une classification des structures de temps en régimes de temps paraît pertinente pour l'Atlantique Nord, alors qu'elle ne le serait moins sur le Pacifique Nord, et l'influence des régimes sur les PLs n'a jamais été étudié. Par conséquent, l'influence de la variabilité climatique sur la formation des PLs sera étudiée sur le Pacifique Nord à travers les structures de téléconnection, et sur l'Atlantique Nord à travers les régimes de temps.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

4.3.1 Atlantique Nord

4.3.1.1 Liens entre PLs et régimes de temps

Grâce à la liste étendue de PL de Noer en mers de Norvège et de Barents, et des autres listes de PLs en Atlantique Nord, mous pouvons essayer d'établir un lien entre régimes de temps et observations de PLs. Pour chaque PL, le jour de déclenchement du PL est classé en fonction du régime auquel il appartient. La Figure 4.7 représente alors les distributions correspondantes, en bleu pour les listes de PLs des mers nordiques, et en orange pour celles de la mer du Labrador. Environ deux tiers des PLs de la liste de Noer se forment durant des jours classés comme AR et NAO- (respectivement 37%, avec 49PLs en AR, et 28% avec 37 PLs en NAO-), alors que 19% se forment en NAO+ (26 PL) et 16% en SB (22PLs). Cette distribution inégale en fonction des régimes ne saurait être expliquée simplement par l'occurrence moyenne des régimes sur la période correspondante. En effet, celle-ci est égale à 30% (571 jours) pour NAO+, 23% (443 jours) pour SB, 21% (404 jours) pour NAO- et 26% (487 jours) pour AR, comme cela est montré sur la Figure 4.7 par des points noirs. En d'autres termes, une formation de PL a pu être observée sur cette période pour près de 10% des jours en NAO- et en AR, et de près de 5% pour NAO+ et SB. On peut alors considérer AR et NAO- comme des anomalies de circulation de grande échelle favorables à la formation des PLs sur la mer de Norvège et la mer de Barents, alors que NAO+ et SB sont plutôt défavorables aux PLs. L'étude faite distinctement pour les PLs en mer de Norvège et ceux en mer de Barents montre des résultats similaires, avec comme différence notable qu'il se forme plus de PLs en SB sur la mer de Barents (21%) que sur la mer de Norvège (14%). Des résultats cohérents sont obtenus pour les autres jeux de données couvrant approximativement la même région à des périodes différentes (Figure 4.7, en bleu) : AR (SB) est toujours le régime le plus (moins) représenté, alors que NAO+ et NAO- sont plutôt équivalents en termes d'occurrence de PLs.

Pour la mer du Labrador (Figure 4.7, en orange), une majorité de PLs se forment au cours du même régime : NAO+, avec 74% des cas d'après les observations de Kolstad, alors qu'il ne s'en forme que 16% en SB, 11% en AR, et aucun en NAO-. La liste de Parker confirme la robustesse de ce résultat en donnant une distribution similaire pour une autre période.

4.3.1.2 Les régimes de temps comme dynamique de grande échelle pour la formation des PLs en mer de Norvège et de Barents

Pour comprendre le lien statistique entre l'occurrence des PLs et des régimes de temps, on étudie l'état troposphérique moyen spécifique à chacun des régimes, au travers des champs importants pour la formation des PLs. En plus de l'anomalie de Z500 présentée en Figure

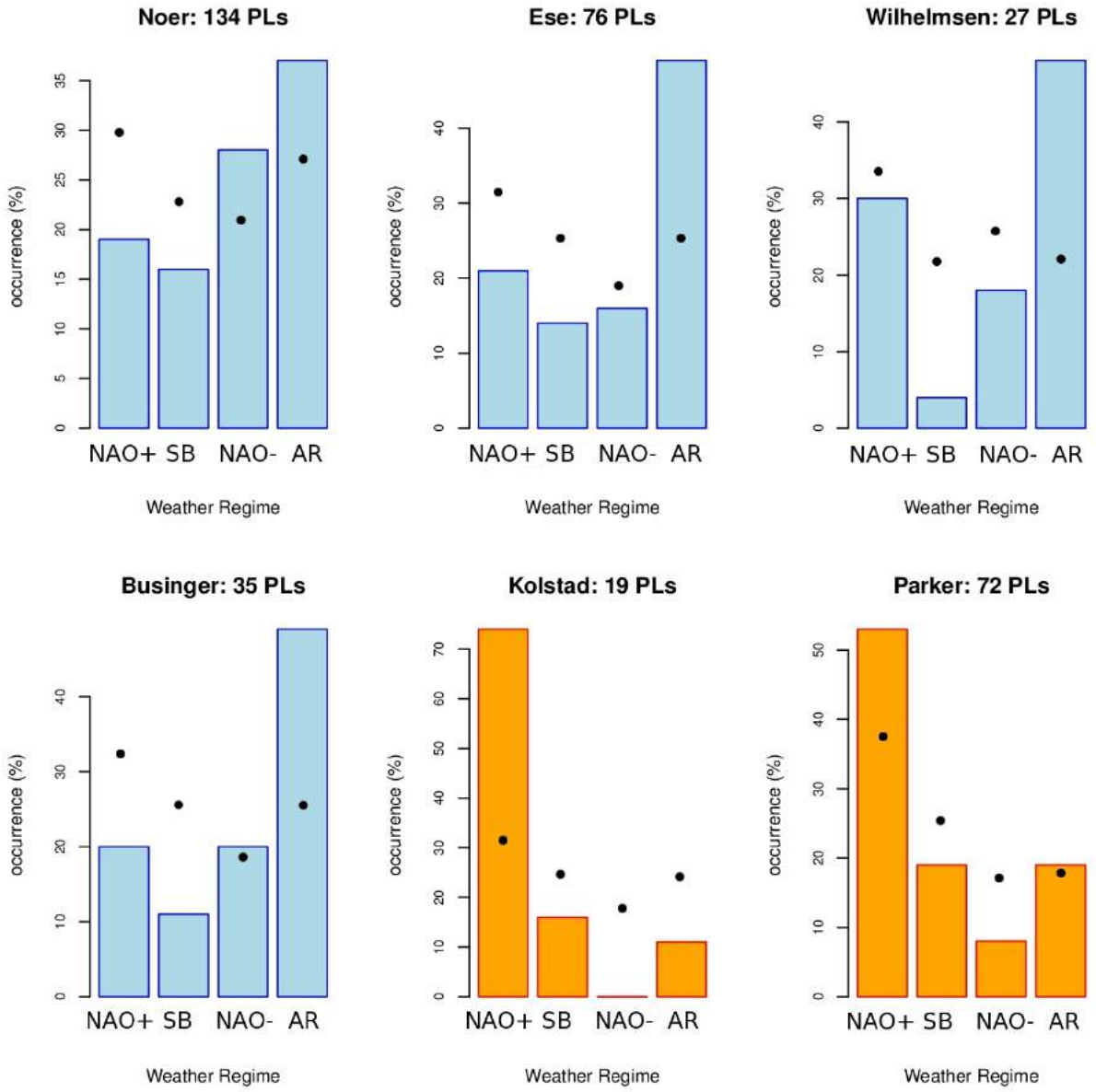


FIG. 4.7 – Répartition des occurrences de polar lows en fonction du régime de temps correspondant au jour clef, pour les mers de Norvège et Barents (en bleu), et pour la mer du Labrador et les côtes sud du Groenland (en orange) : cas de Noer (1999-2011), cas d'Ese (1971-1983), cas de Wilhelmsen (1978-1982), cas de Businger (1971-1983), cas de Kolstad (2000-2009), et cas de Parker (1977-1994). L'occurrence des régimes de temps pendant les périodes correspondantes est indiquée par des points noirs.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

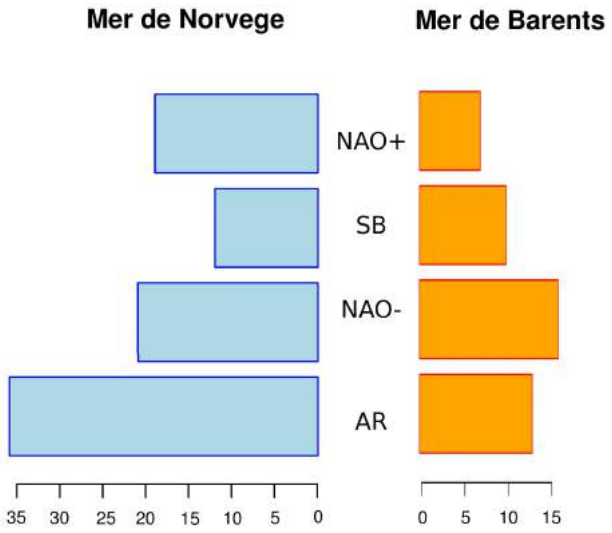


FIG. 4.8 – Répartition des occurrences de PLs entre la mer de Norvège et la mer de Barents pour les PLs formés dans chacun des régimes de temps.

4.6, les anomalies de SST-T500 et de vent à 925 hPa correspondant à chacun des régimes de temps entre décembre 1999 et mars 2011 sont présentées en Figures 4.9 et 4.10 (basé sur les données journalières ERA-I). Pour AR, les mers de Norvège et de Barents sont caractérisées par une anomalie négative de Z500, une anomalie positive de SST-T500, correspondant à une diminution de la stabilité statique de basse couche, et une anomalie de vent d'est avec une composante nord (sud) sur la mer de Norvège (Barents). Ces conditions atmosphériques de grande échelle correspondent en grande partie aux conditions troposphériques favorables à la formation des PLs sur les mers Nordiques (plus particulièrement sur la mer de Norvège). Ceci doit être mis en relation avec le fait que les PLs se forment préférentiellement dans ce régime, comme avec le fait que les PLs se développant dans ce régime apparaissent plus à l'ouest que ceux se formant dans d'autres régimes (Figure 4.8).

De la même façon, les structures des anomalies pour NAO- présentent beaucoup de ressemblances avec l'environnement typique de formation des PLs, à la fois sur la mer de Norvège et celle de Barents. NAO- apparaît même être le régime le plus favorable en mer de Barents, avec le plus grand nombre de PLs observés (Figure 4.8). NAO+ présente des conditions plus nuancées entre est et ouest : la faible stabilité statique et le flux de nord tendent à favoriser le déclenchement de PLs sur la mer de Norvège, alors qu'ils inhibent clairement leur formation sur la mer de Barents. Très peu de PLs se développent en mer de Barents en NAO+, alors qu'une grande occurrence est observée en mer de Norvège (Figure 4.8). SB montre des conditions très éloignées des conditions favorables, principalement en mer de Norvège (conformément à la très faible occurrence de PLs, Figure 4.8). La différence de comportement entre la liste de Noer et les autres listes sur la région qui porte sur les occur-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

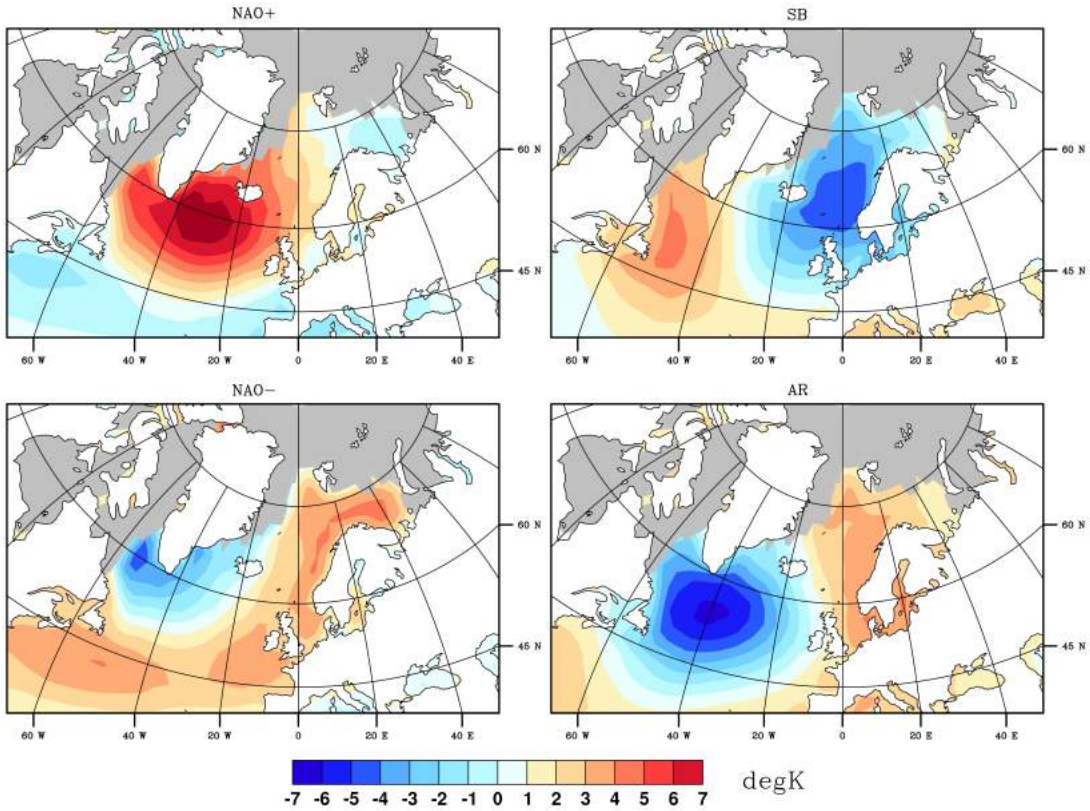


FIG. 4.9 – Anomalie de SST-T500 en hiver (NDJFM) pour les jours classés comme : NAO+, SB, NAO- et AR.

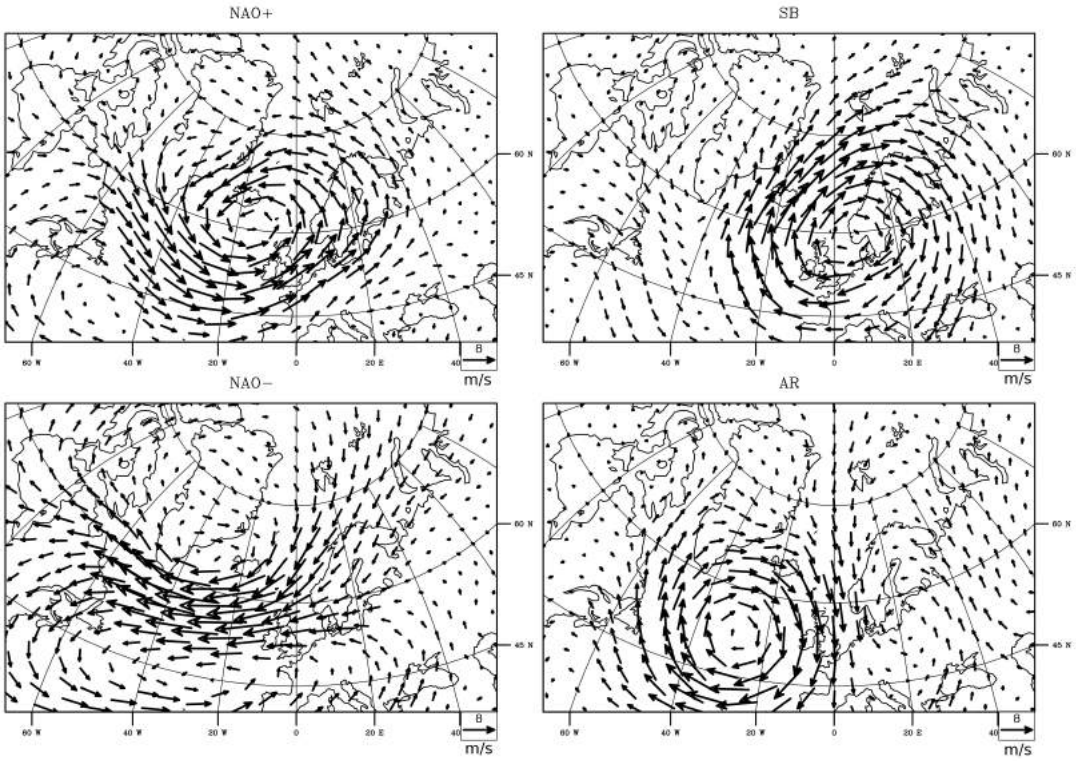


Fig. 4.10 – Anomalie de Vent à 925 hPa en hiver (NDJFM) pour les jours classés comme : NAO+, SB, NAO- et AR.

rences de NAO- et NAO+ peut s'expliquer par le fait que la liste de Noer contient beaucoup de cas de PLs en mer de Barents, où NAO- est favorable, et NAO+ très défavorable.

On a aussi testé la possibilité que les PLs puissent être associés avec des transitions de phase spécifiques, comme dans *Sanchez-Gomez et al.* (2008), pour des extrêmes de précipitation locaux. La chronologie de la distribution moyenne de l'occurrence des régimes est tracée pour les jours de PLs dans chaque régime, de six jours avant le déclenchement à quatre jours après (Figure 4.11). Sur cette fenêtre temporelle, on peut observer de faibles écarts à la symétrie par rapport au jour clef. Cependant leur significativité est difficile à évaluer, en raison du faible nombre de cas et de la courte durée de la période considérée. Pour les PLs en NAO+, les jours suivants le développement sont moins NAO+ que les précédents, ce qui laisse penser que les PLs se développent plutôt durant la phase de déclin du régime. A l'opposé, les PLs se formant en AR semblent se développer lors des premiers instants du régime. SB est par ailleurs le régime le moins comparable aux autres, car la proportion de jours dans ce régime croit et décroit rapidement autour du jour clef. Pour aller plus loin, la même étude statistique est réalisée en ne considérant que les régimes durant au moins cinq jours, et en excluant le premier et dernier jour de chaque phase de régime, considérés comme jours de transition. Dans ce cas seule la proportion de PLs se formant en SB change

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

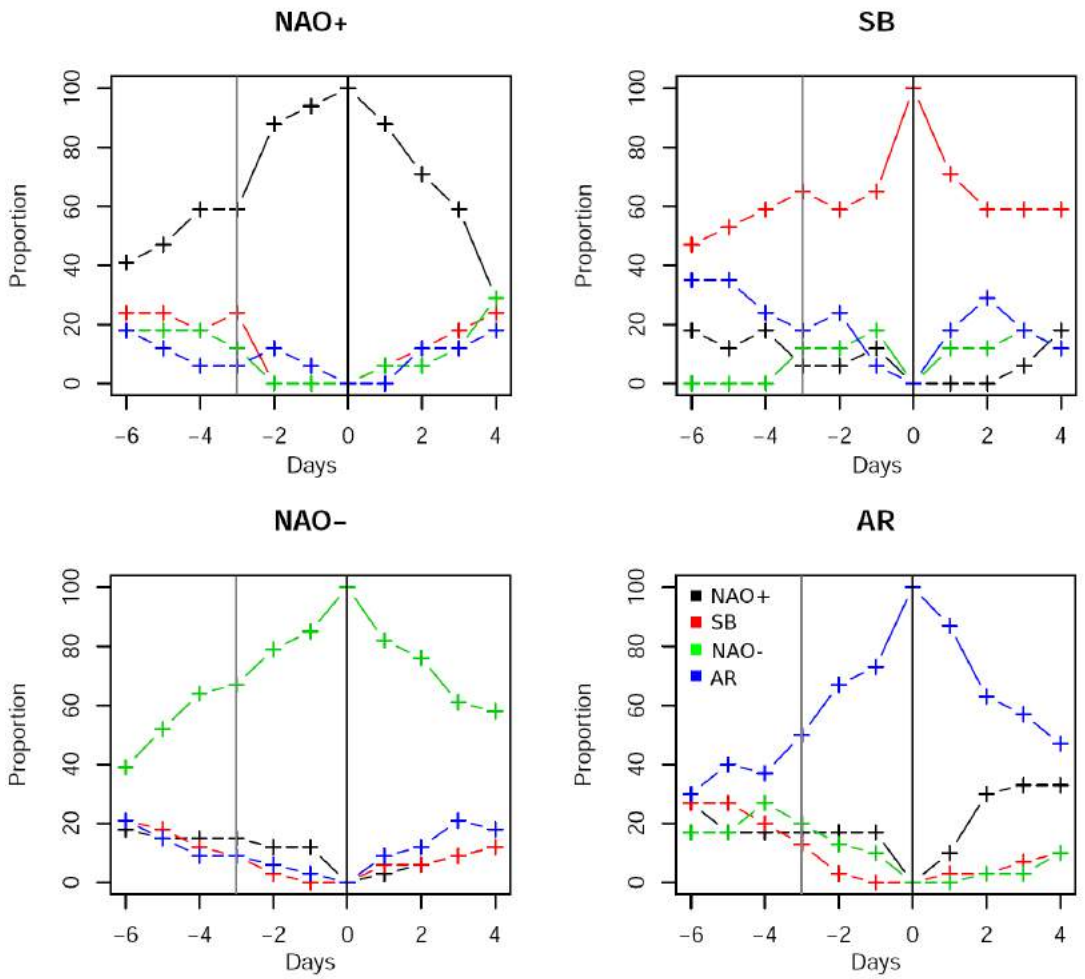


FIG. 4.11 – Répartition de l'occurrence des régimes de temps de six jours avant le jour clef à six jours après, selon que le jour clef soit classé comme NAO+, SB, NAO- ou AR. La ligne noire indique le jour clef, la ligne grise indique trois jours avant.

significativement, baissant de 16% à 12%. Cela tend à confirmer encore une fois que les conditions de grande échelle en SB sont globalement défavorables aux PLs, et que des cas de PLs peuvent être classés comme SB par construction.

Distances aux régimes Une autre façon de concevoir ce problème est d'étudier les distances inter- et intra-régimes, pour les jours de formation des PLs classés dans chacun des régimes, et de les comparer à leur valeur climatologique (Figure 4.12 et 4.13). La mesure de distance aux régimes est une mesure objective qui permet de quantifier le degré de similitude entre la dynamique propre aux jours de PLs et celle moyenne pour chaque régime. Les résultats montrent que les distances intra-régimes quand les PLs se forment en SB sont significativement différentes que leur distribution moyenne, ce qui suggère un écart des anomalies de Z500 relatifs au centroïde moyen de SB, que ce soit spatialement ou en

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

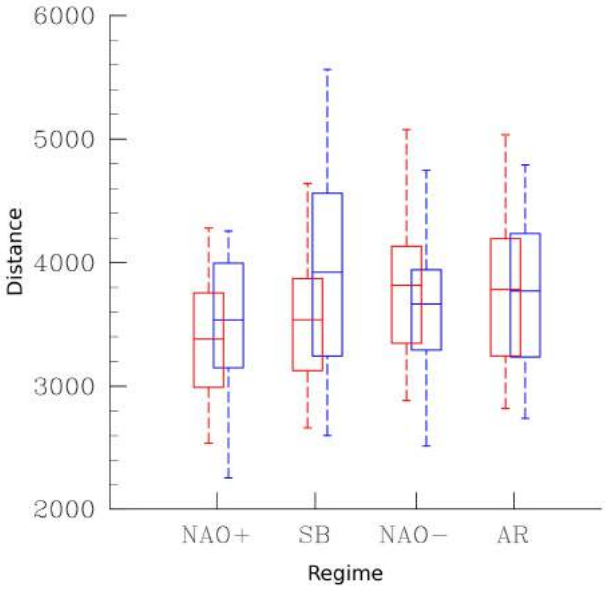


FIG. 4.12 – Comparaison entre les distributions de distance intra-régime pour les jours clef de la liste de Noer (en bleu), et des distributions des distances intra-régime climatologiques (en rouge). Les distributions sont représentées sous forme de diagrammes en boîte : la ligne au centre de la boite représente la valeur moyenne, le sommet et le fond de la boite représentent respectivement les 25èmes et 75èmes centiles, et les extrémités des pattes indiquent les 5èmes et 95èmes centiles.

intensité. De plus grandes distances sont aussi trouvées pour les jours de PLs en NAO+, à un moindre degré. Au contraire, pour AR les deux distributions ne sont pas différentes, et pour NAO- les résultats suggèrent que les jours de PLs correspondent à des conditions relativement proches de celles du centroïde correspondant.

L'étude sur les distances inter-régimes, en Figure 4.13 est moins indicative. On note tout de même que la distance à SB est toujours plus grande pour les jours de PLs qu'en moyenne, et ce quel que soit le régime dans lequel les PLs se forment. Une fois encore, ce résultat suggère que les PLs se forment dans des conditions notablement différentes de celles correspondant à SB.

La distance euclidienne est cependant une quantité calculée pour l'anomalie de Z500 sur l'ensemble de la zone considérée, et peut par conséquent masquer les informations locales. La Figure 4.14 présente pour chaque régime la différence entre les structures de Z500 pour les jours de formation de PL, et le centroïde correspondant. Ceci peut donc être vu comme la signature spatiale de la distance étudiée précédemment. NAO- ne présente pas de structures marquées, en accord avec sa distance intra-régime en Figure 4.12. Au contraire, NAO+, SB, et AR montrent des structures négatives relativement intenses centrées sur la zone de formation des PLs, soit les mers de Norvège et de Barents. La comparaison avec leurs centroïdes (contours noirs sur la Figure 4.14) montre que pour AR, cela correspond à une intensification

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

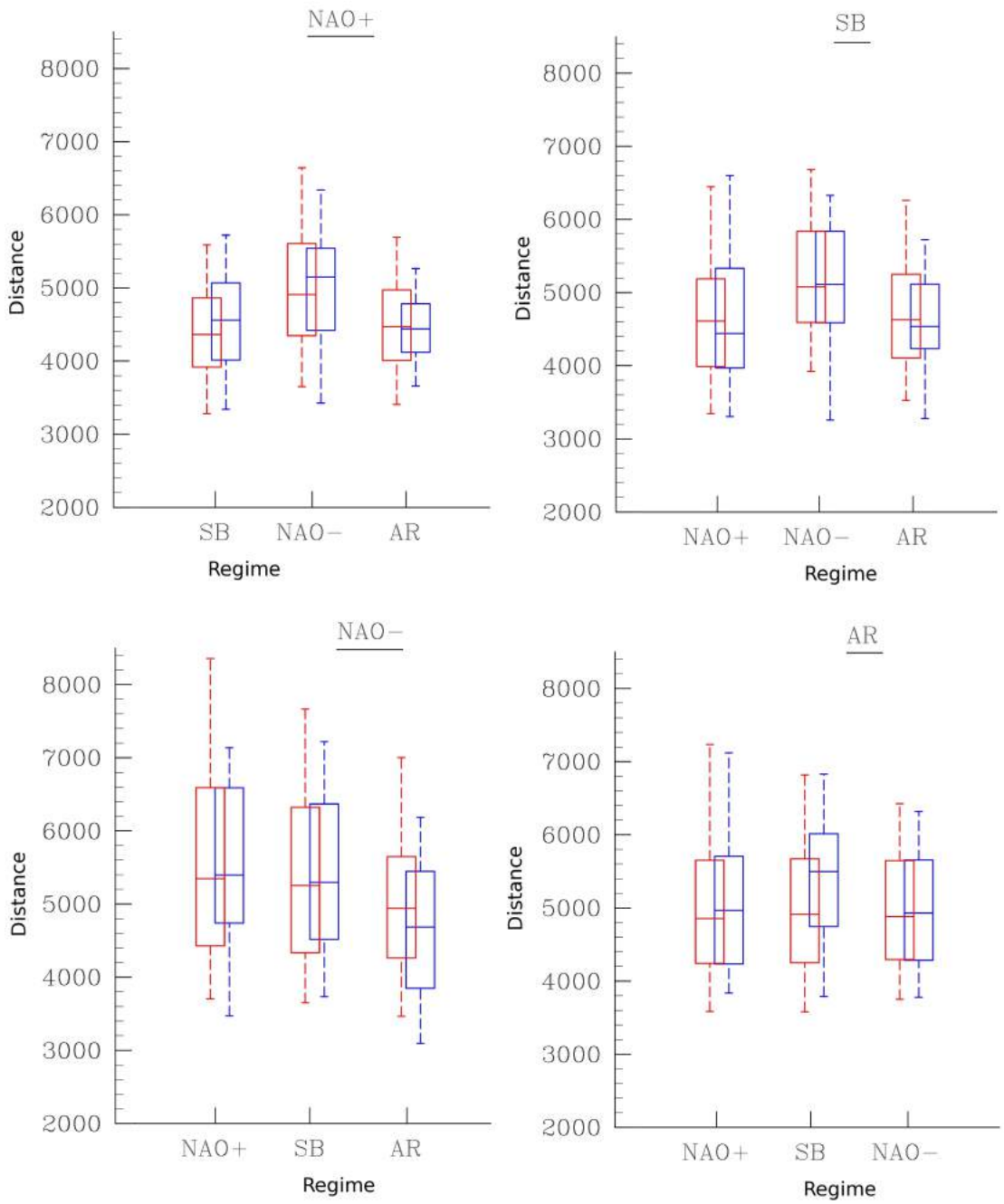


FIG. 4.13 – Comparaison entre les distributions de distance inter-régime pour les jours clef de la liste de Noer (en bleu), et des distributions des distances inter-régime climatologiques (en rouge). Les distributions sont représentées sous forme de diagrammes en boîte : la ligne au centre de la boite représente la valeur moyenne, le sommet et le fond de la boite représentent respectivement les 25èmes et 75èmes centiles, et les extrémités des pattes indiquent les 5èmes et 95èmes centiles.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

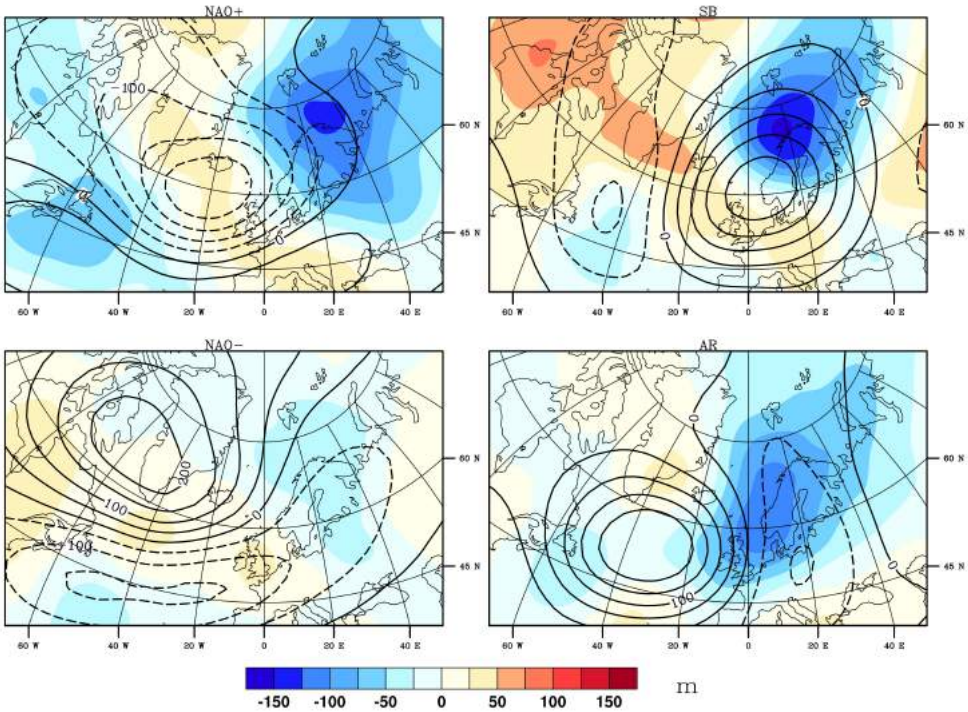


FIG. 4.14 – Différence entre les structures d'anomalies de Z500 pour les jours de polar lows correspondant à chaque régime, et la structure d'anomalie de Z500 du régime correspondant. Cette dernière est représentée par des contours noirs pleins (ou pointillées pour les valeurs négatives).

de la structure négative moyenne au-dessus de la Scandinavie. Pour NAO+, la structure de différence indique un gonflement vers l'est de la dépression islandaise intrinsèque au régime. Pour SB, la signature spatiale de différence est très intense, et opposée en signe à l'anomalie anticyclonique caractéristique du régime au-dessus des mers de Norvège et de Barents. La corrélation spatiale entre le centroïde et le composite construit sur les occurrences de PLs en SB est égale à -0,40, ce qui est cohérent. Par conséquent, lorsque des PLs se développent en phase de SB, alors cela se produit pendant un épisode SB « faible », dans le sens des régimes. La dynamique de grande échelle est alors caractérisée par un blocage scandinave plus faible, associé avec une dépression plus faible sur le Groenland et la mer du Labrador.

4.3.1.3 Environnement de grande échelle spécifique aux PLs selon le régime de temps associé

Dans cette partie, les variables clefs pour les jours de PLs en mer de Norvège et de Barents sont étudiées séparément pour chaque régime. Les anomalies standardisées de Z500, SST-T500, du vent à 925 hPa et de la PV à 300hPa sont montrées pour les jours de formation de PLs selon qu'ils sont classés comme AR (Figure 4.15), NAO- (Figure 4.16), NAO+ (Figure

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

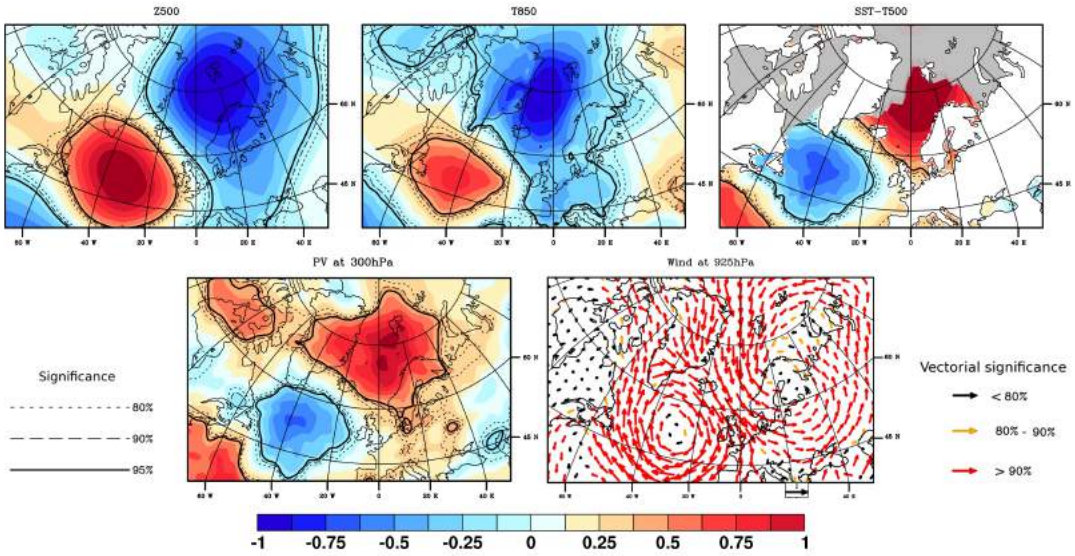


FIG. 4.15 – Anomalies standardisées de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa, et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de PLs de la liste de Noer classés comme AR. La zone grisée correspond au maximum d'extension de glace de mer mensuelle entre 1979 et 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes solides ou pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs colorés (vent).

4.17), et SB (Figure 4.18). Les anomalies standardisées et leur significativité sont calculées comme dans le chapitre 3. On remarque alors des structures de grande échelle différentes, étayant l'idée d'un continuum de conditions amenant au développement de PLs.

Pour les cas classés comme AR (Figure 4.15), l'anomalie de PV est notablement plus forte au-dessus de la mer de Norvège que pour les autres régimes, et le vent de surface présente une anomalie de nord en mer de Norvège, et plutôt d'est en mer de Barents. Les anomalies standardisées de SST-T500 et de T850 indiquent un fort renforcement de l'activité convective troposphérique par des flux de surface et de la baroclinicité de basses couches, à la fois sur la mer de Norvège et sur la mer de Barents.

Pour les cas de PLs classés comme NAO- (Figure 4.16), la structure d'anomalie de Z500 est centrée sur la Scandinavie, et le vent de surface présente une anomalie nord-est. L'anomalie de SST-T500 est particulièrement prononcée sur la mer de Barents, et la structure de T850 indique une faible baroclinicité, particulièrement sur la mer de Norvège. De plus, l'anomalie de PV présente une faible intensité au sud du Svalbard. Ces conditions suggèrent un rôle important de la convection, et un faible rôle de l'interaction barocline pour le développement de PLs en NAO-.

Les spécificités de l'environnement pour les cas de PLs en NAO+ (Figure 4.17) sont : une forte anomalie de PV, de forts signes de baroclinicité sur la mer de Norvège, un maximum d'anomalie de SST-T500 confiné à l'est, un flux d'air nord-est le long de la bordure de la

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

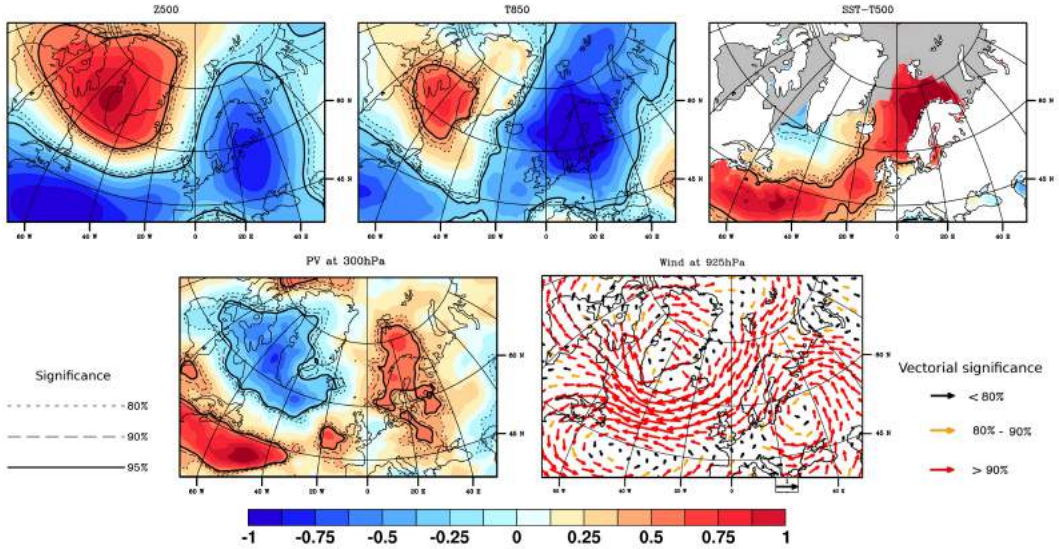


FIG. 4.16 – Comme la Figure 4.15, mais pour NAO-.

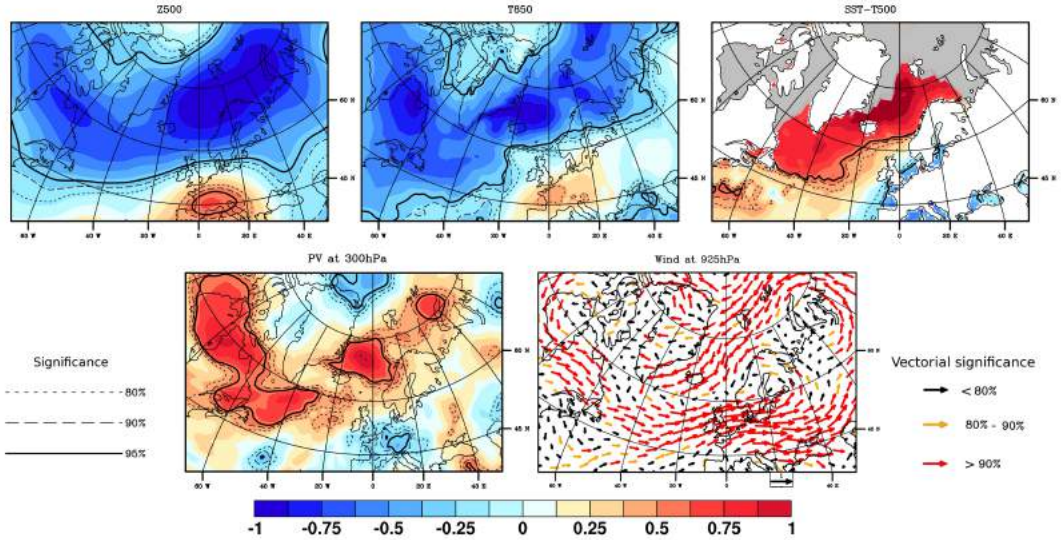


FIG. 4.17 – Comme pour la Figure 4.15, mais pour NAO+.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

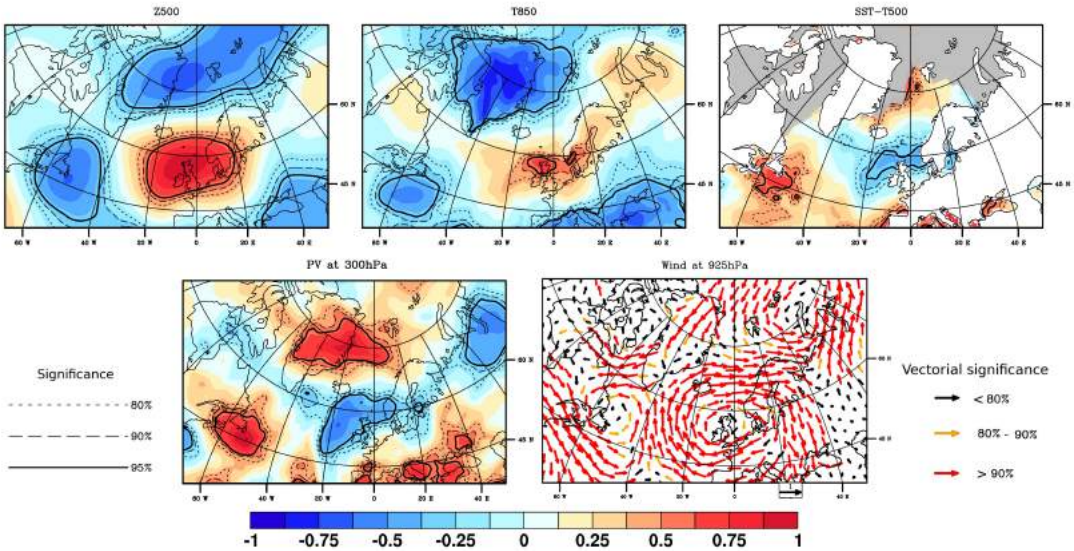


Fig. 4.18 – Comme la Figure 4.15, mais pour SB.

banquise, ainsi qu'une anomalie négative de Z500 particulièrement au sud.

Les PLs développés des jours classés comme SB montrent le comportement le plus éloigné du comportement général (Figure 4.18). L'anomalie de Z500 est faiblement négative au nord des mers de Norvège et de Barents, et positive au sud de la mer de Norvège. La SST-T500 présente une anomalie très peu significative sur la zone de formation, et le vent près de la surface montre une anomalie ouest au sud de 75°N, et nord au nord. L'anomalie de PV est confinée sur la partie ouest de la zone d'intérêt. Malgré des signes de baroclinicité, l'ensemble des conditions est cohérente avec la faible proportion de PLs se formant dans ce régime.

Finalement, la Figure 4.19 compare l'évolution des anomalies standardisées de PV de quatre jours avant le jour clef au jour suivant, selon le régime associé. Pour les régimes NAO, les anomalies de PV sont faiblement positives et significatives avant le jour clef, contrairement aux centres négatifs forts et significatifs autour de 45°W. De plus, la structure d'anomalie associée avec NAO- apparait à l'est de la position de formation des PLs. Étant donné qu'une interaction positive entre des anomalies de bas et haut niveaux n'est possible que si l'anomalie d'altitude est placée en amont (*Hoskins et al.*, 1985; *van Delden et al.*, 2003), la PV ne joue à priori qu'un petit rôle dans le développement des PLs. En utilisant les données ERA-I échantillonnées toutes les 6h plutôt que les données journalières, les résultats montrent une faible anomalie significative au-dessus de la position du PL 24h avant le jour clef dans le cas de NAO+, et 6h avant pour NAO- (non montré).

Pour les régimes de blocage SB et AR, de fortes structures d'anomalies existent depuis deux jours avant le jour clef. L'anomalie se forme au-dessus de l'aire de développement

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

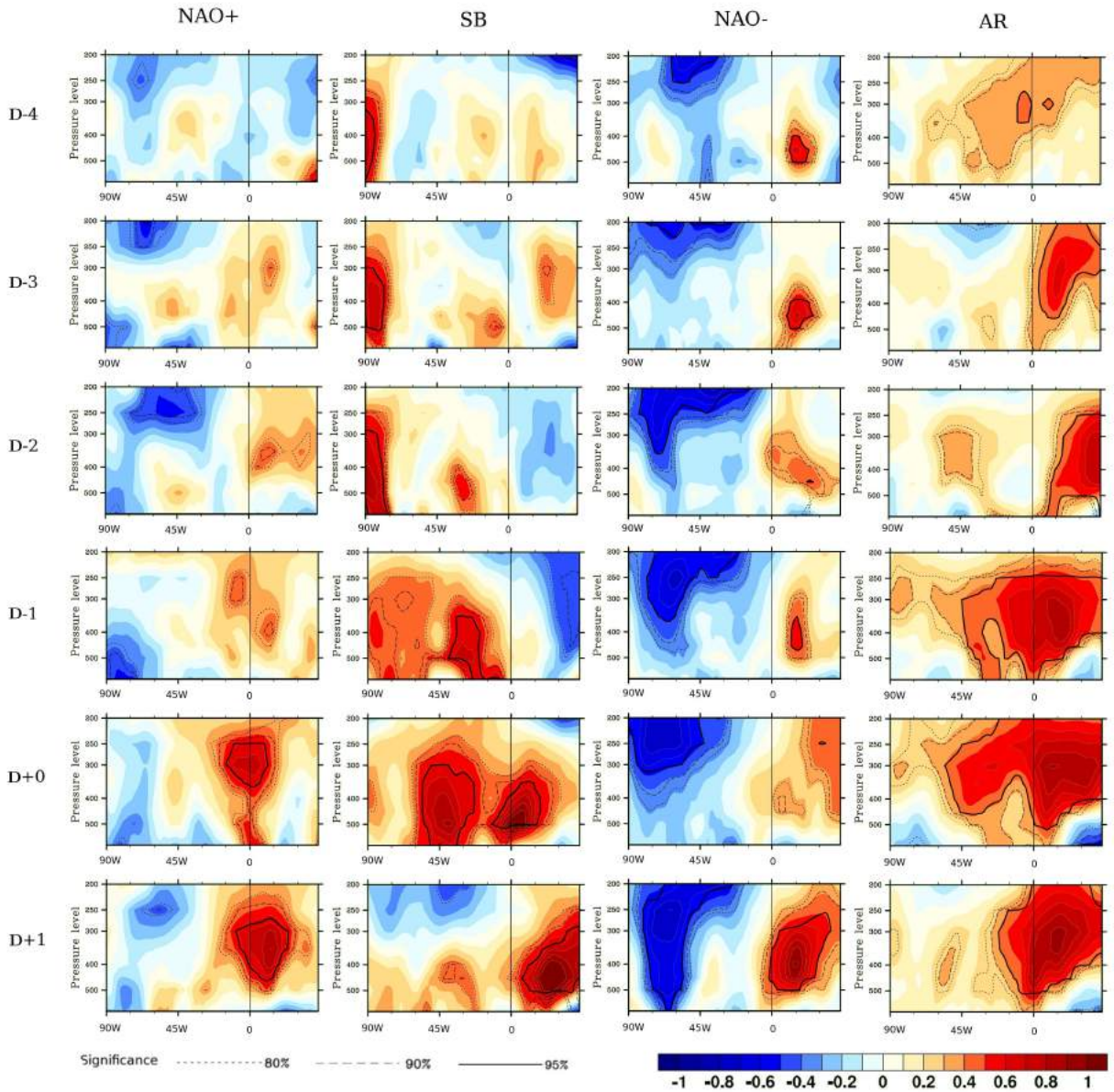


FIG. 4.19 – Évolution temporelle des anomalies de PV présentées en coupe (de 600 à 200 hPa) autour des jours clefs classés en régimes de temps. La coupe est-ouest, à la latitude 71,25°N, est centrée sur la longitude de formation des PLs. Les saisons froides considérées vont de Novembre 2000 à Mars 2011. Les niveaux de significativité sont représentés par des lignes solides et pontillées comme indiqué dans la légende.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

des PLs dans les cas en AR, avec une faible propagation des l'ouest, alors que pour SB, elle se déplace vers l'ouest, rejoignant l'aire de formation seulement quelques heures avant le développement du PL. Ceci suggère que l'anomalie de PV est le principal acteur du déclenchement de PLs en régime SB, ce qui est cohérent avec l'environnement de basse couche faiblement favorable dans ce régime.

Synthèse

Les régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe correspondent à une représentation de la circulation atmosphérique, respectant la non-orthogonalité des modes de circulation et leur asymétrie spatiale. Ils ont une persistance temporelle de l'ordre de 8-10 jours, comparable à celle de l'environnement de grande échelle particulier au développement de PLs. Les résultats de cette étude renseignent sur les interactions temporelles entre les PLs, phénomène de petite taille et de courte durée de vie, et les modes circulatoires de grande échelle. Il apparaît que, selon les régions, les PLs se forment préférentiellement pour certains de ces régimes, en accord avec les conditions locales sur les variables clefs correspondant. En mers de Norvège et de Barents, une formation de PL est observée pour 10% des jours en NAO- et AR, et moitié moins pour les jours classés comme NAO+ et SB. En mer du Labrador, une majorité des occurrences de PLs s'observe en NAO+, alors que presque aucun PL ne se forme en NAO-. Le développement de PLs ne paraît pas correspondre à une transition privilégiée entre régimes. Lorsque des PLs se développent durant des régimes peu favorables, comme SB en mers de Norvège et mer de Barents, l'anomalie de circulation de grande échelle se projette mal sur le centroïde du régime correspondant, ou correspond à un régime "mou". Cette étude va dans le sens du continuum de PLs sur les mers nordiques, proposé par *Rasmussen and Turner* (2003). En mer du Labrador, les résultats semblent confirmer l'intuition de *Rasmussen et al.* (1996), selon laquelle une grande majorité de PLs se développent dans cette région dans des conditions similaires.

4.3.2 Pacifique Nord

4.3.2.1 Liens entre structures de téléconnection

Les différentes structures de téléconnection n'étant pas indépendantes les unes des autres, il est important d'étudier les liens entres elles avant de discuter leurs différentes associations avec les variables atmosphériques. Pour ce faire, les coefficients d'inter-corrélations temporels entre les indices de téléconnection pertinents pour les régions et les périodes concernées (octobre à mars) sont présentés dans le Tableau 4.1. La stabilité des corrélations est estimée

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Tab. 4.1: Coefficients de corrélation entre les indices de téléconnection pour les mois d'hiver. Les valeurs significatives à plus de 90% sont indiquées en rouge.

Indices	Période	Coefficients d'intercorrélation entre indices.					
		Octobre	Novembre	Décembre	Janvier	Février	Mars
WP/AO	1950-1978	0.15	0.20	0.14	0.13	0.16	0.11
	1979-2010	**0.33**	0.33	**0.43**	0.19	0.07	-0.18
nino34/AO	1950-1978	-0.06	-0.11	0.04	**-0.31**	-0.21	-0.11
	1979-2010	**-0.35**	0.29	0.06	**-0.22**	-0.26	-0.01
PNA/AO	1950-1978	-0.21	-0.19	**-0.30**	**-0.41**	-0.23	-0.18
	1979-2010	-0.00	**-0.40**	-0.11	-0.29	**-0.34**	**-0.33**
WP/nino34	1950-1978	0.04	0.11	**0.30**	**0.47**	**0.49**	0.24
	1979-2010	-0.23	0.18	**0.36**	0.04	-0.19	0.22
WP/PNA	1950-1978	-0.10	-0.23	0.18	0.06	0.10	-0.10
	1979-2010	0.17	0.20	-0.05	-0.15	-0.13	-0.09
nino34/PNA	1950-1978	0.24	**0.38**	0.09	**0.34**	**0.37**	**0.45**
	1979-2010	**-0.28**	-0.07	**0.39**	**0.31**	0.31	**0.47**

en comparant les résultats pour la période étudiée ici, soit 1979-2010, avec ceux obtenus pour la période précédente 1950-1978.

Yu and Zwiers (2007) montrent que la PNA est directement impactée par la phase de l'ENSO. Ceci se vérifie partiellement : la corrélation entre PNA et nino34 présente des valeurs significatives sur une partie des mois d'hiver, sans grande stabilité dans le temps, car seuls les mois de janvier et mars sont cohérents entre les deux périodes. Le couple d'indices PNA /AO présente des corrélations significatives sur une partie des mois d'hiver avec des valeurs proches de r=-0,3, mais aucune stabilité. Plusieurs couples d'indices apparaissent clairement dissociés sur l'ensemble de l'hiver. L'indice AO n'est significativement corrélé avec l'indice nino34 sur les deux périodes considérées qu'en janvier, avec des coefficients de corrélations de r=-0,22 pour la période récente et r=-0,31 pour la période précédente. La corrélation de WP avec les autres indices est globalement faible, et jamais stable dans le temps, à l'exception du mois de décembre pour nino34.

Pour résumer, les corrélations temporelles des différents indices permettent de connaître

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

l'état de dépendance temporelle des téléconnections entre elles. L'AO est partiellement corrélée avec la PNA, et avec la WP. On voit également que ces corrélations varient à l'échelle inter-décennale.

4.3.2.2 Étude de l'influence des structures de téléconnection sur la formation de PLs dans le Pacifique Nord

Dans cette partie, on étudie l'influence des différentes structures de téléconnections sur les champs troposphériques et océaniques propres à influencer la formation des PLs, et plus particulièrement Z500, SST-T500, et le vent à 925hPa. Sauf contre-indications, les structures de téléconnections sont considérées comme linéaires, comportant des phases positives et négatives spatialement anti-corrélées et indépendantes les unes des autres (en dépit de certaines corrélations significatives). L'étude de leur influence sur l'environnement peut alors se faire en corrélant temporellement en chaque point de grille les variables issues de la réanalyse ERA-I avec leurs indices.

Oscillation Arctique Durant l'ensemble des mois d'hiver, les structures associées à l'AO sur le Pacifique Nord présentent globalement le dipôle Nord/Sud typique de cette oscillation, en termes de pression et de température de l'air. L'occurrence cumulée de conditions favorables en Z500 (Figure 4.20), SST-T500 (Figure 4.21) et T500 (non montré) à partir de novembre et décembre en phase négative de l'AO ferait de la mer du Japon une zone propice aux PLs en phase positive de l'AO. Sur les autres régions, l'influence de l'AO est moins continue, avec, en phase positive de l'AO, des conditions favorables en Z500, SST et SST-T500 de décembre à janvier sur la mer de Bering, de faibles températures et géopotentiels à 500hPa jusqu'en janvier au-dessus de la mer de Chukchi, et la conjonction d'une faible T500, d'une forte SST-T500, ainsi que d'un vent de surface avec une composante nord en octobre et novembre sur le Golfe d'Alaska (Figure 4.22). On note cependant que le résultat de ces corrélations ne présente pas de structures fortement marquées pour SST-T500, qui est un facteur prépondérant pour la formation des PLs. L'AO aurait donc un effet relativement faible sur la formation de PLs dans la région Pacifique Nord, à l'exception du Golfe d'Alaska en début d'hiver, et de la mer de Bering en milieu d'hiver.

El Niño/Southern Oscillation Avec l'AO, l'ENSO est la structure expliquant la plus grande part de la variabilité atmosphérique dans le Pacifique Nord. Au premier ordre, l'ENSO peut être décrit par une structure de SST dont l'amplitude croît ou décroît avec le temps. Cependant les structures de ses phases chaudes et froides ne sont pas parfaitement

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

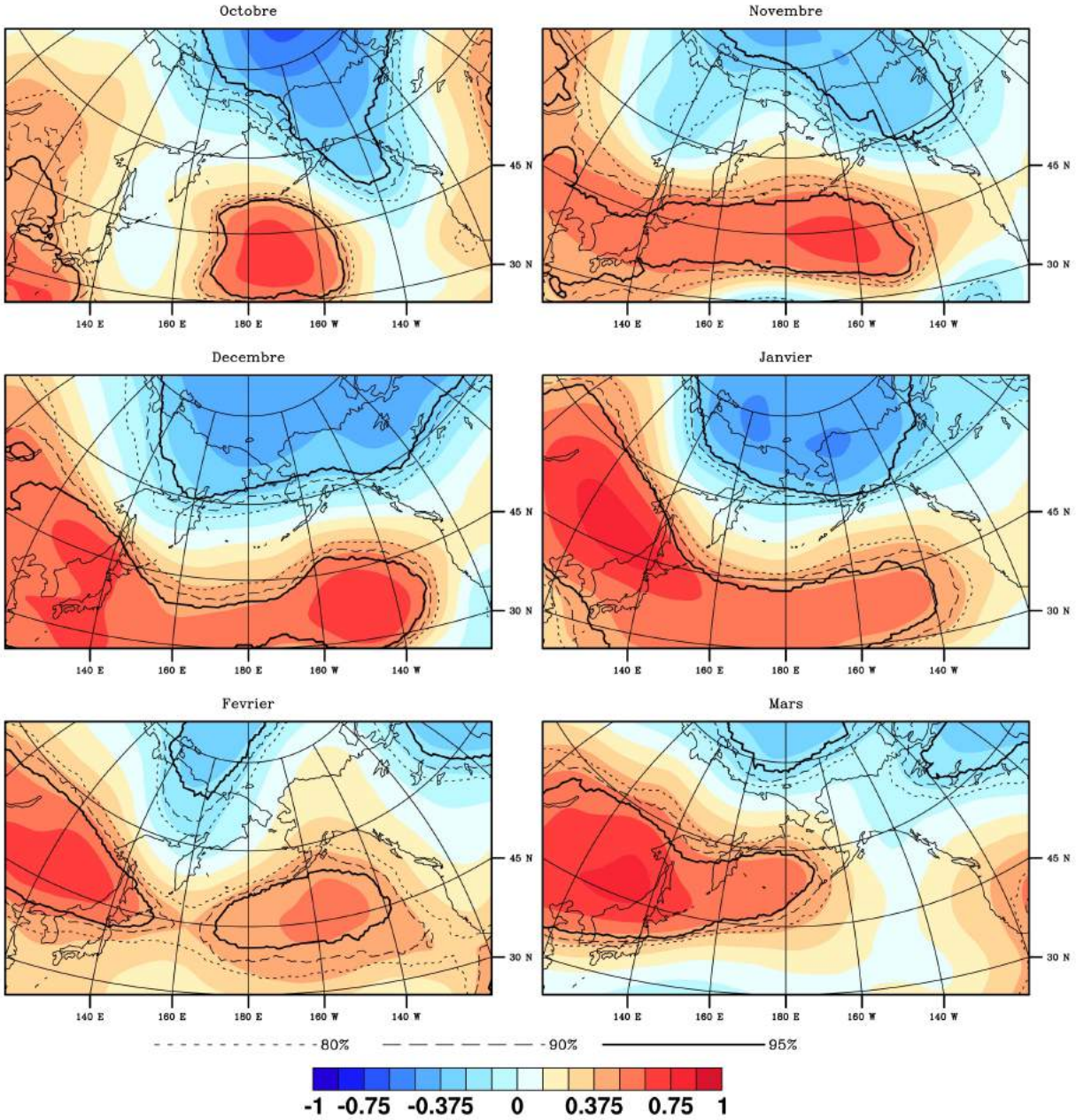


FIG. 4.20 – Corrélation entre l'indice AO et Z500 pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

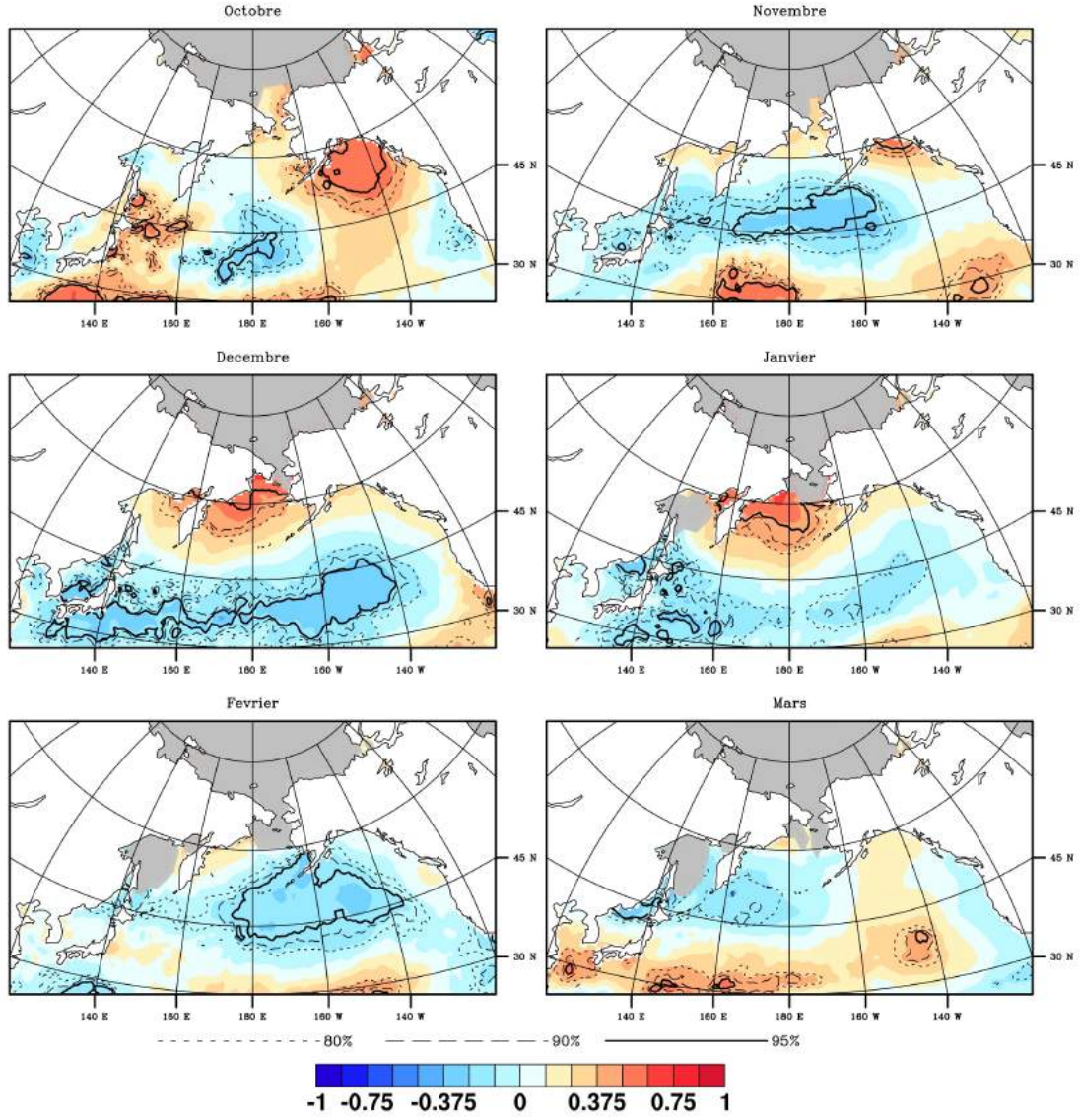


FIG. 4.21 – Corrélation entre l'indice AO et SST-T500 pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines.

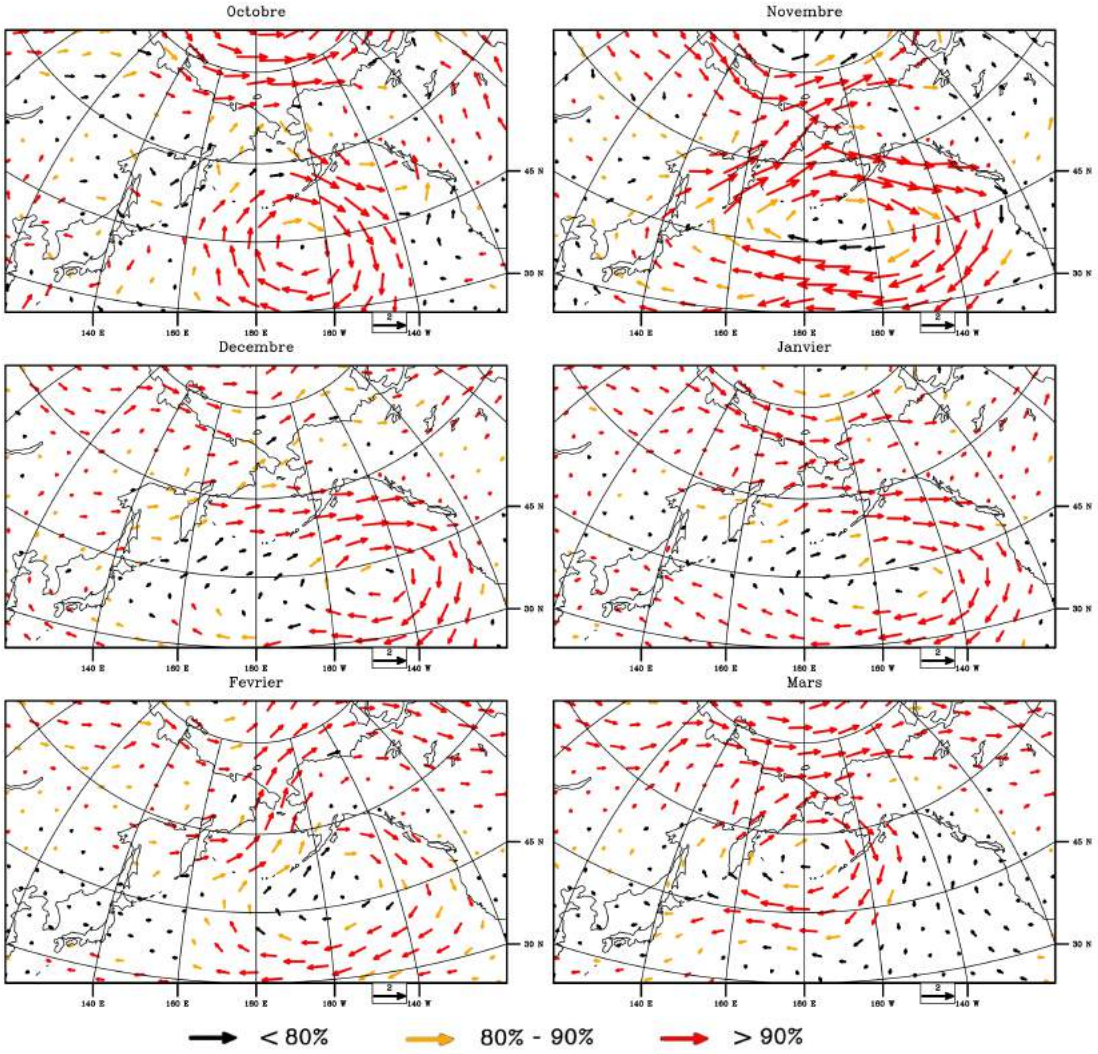


FIG. 4.22 – Corrélation entre l'indice AO et le vent à 925hPa pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	Années d'épisode Niño	Années d'épisode Niña
Octobre	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2007, 2010, 2011
Novembre	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2005, 2007, 2010, 2011
Décembre	1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004, 2006, 2009	1983, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999, 2000, 2005, 2007, 2010, 2011
Janvier	1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2005, 2007, 2010	1984, 1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2001, 2006, 2008, 2011, 2012
Février	1983, 1987, 1988, 1992, 1995, 1998, 2003, 2010	1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2001, 2006, 2008, 2011, 2012
Mars	1983, 1987, 1992, 1995, 1998, 2010	1985, 1989, 1996, 1999, 2000, 2001, 2006, 2008, 2011, 2012

Tab. 4.2 – Liste des années d'épisodes El Niño et La Niña par mois d'hiver.

identiques (Figure 4.3), et la réponse de l'atmosphère à ce forçage n'est pas linéaire. L'analyse de champs atmosphériques caractéristiques de la circulation tels que Z500 montre que les événements El Niño et La Niña sont associés à des modes différents (*Hoerling et al.*, 1997). Ceci serait due à une réponse non linéaire du vent zonal aux anomalies de SST (*Dommenget et al.*, 2012). Pour rendre compte des différence entre El Niño et La Niña, une analyse composite semble plus adaptée que l'analyse par corrélation jusqu'ici utilisée. La liste des épisodes El Niño et La Niña sont représentés dans le Tableau 4.2.

Les anomalies standardisées de Z500 (Figure 4.23), de SST-T500 (Figure 4.24), et du vent à 925hPa (Figure 4.25) sont présentés sur le Pacifique Nord pour les événements El Niño et La Niña, pour chacun des mois d'hiver. Si la signature de la SST est assez stable sur l'ensemble de l'hiver (non montré, cf. structures en Figure 4.2), on retrouve bien une réponse atmosphérique plus variable. Globalement, on observe un comportement particulier pour le mois d'octobre, une transition en novembre et décembre, avec une signature particulièrement faible en novembre, puis une autre configuration qui se met en place à partir du mois de janvier, qui présente les plus fortes anomalies. Ceci n'est pas étonnant du fait que les anomalies de SST associées aux épisodes El Niño/La Niña apparaissent généralement en début d'hiver. On note que les structures présentées entres janvier et mars sont assez proches de celles de la PNA sur l'ensemble de l'hiver (Figure 4.26). Les indices PNA et nino34 sont d'ailleurs significativement corrélés dans le temps sur cette période. Cependant, la PNA est plutôt caractérisée par un dipôle marqué entre l'Amérique du Nord

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

et le Pacifique Nord, alors que les phases respectives de l'ENSO sont plutôt caractérisées entre décembre et mars par leur structure sur le Pacifique, et leur lien avec les tropiques.

La phase El Niño correspond dans le Golfe d'Alaska à des condition défavorables à la formation de PLs en octobre, avec une forte anomalie positive de Z500, une anomalie négative de SST-T500, et une anomalie de circulation anticyclonique. Le mois de décembre montre des conditions plutôt favorables sur la partie est du Golfe, alors qu'à partir de janvier les conditions sont favorables au large. Sur l'est de la mer de Béring, une anomalie positive de Z500 coïncide en octobre avec une anomalie négative de SST-T500, rendant la formation de PLs peu probable. En décembre, Z500, SST-T500, et le vent de surface montrent des conditions favorables sur les mers de Bering et d'Okhotsk, et défavorables sur la mer du Japon. La phase La Niña présente quant à elle des conditions plutôt favorables à la cyclogenèse sur le Golfe d'Alaska durant le mois d'octobre, avec une anomalie de Z500 négative et une anomalie de SST-T500 positive. La mer du Japon semble propice aux PLs au cours des mois de novembre et de décembre, comme le montre la conjonction d'anomalies positive de SST-T500, négative de Z500, et de vent de nord.

Structure Pacific-North American Comme cela a déjà été évoqué plus haut, les signatures spatiales relatives à PNA et à NP sont très proches sur la région d'intérêt, pour le champ sur lequel ces téléconnections sont définies, soit Z500 (Figure 4.4) et MSLP (non montré), et pour les autres champs relatifs à notre étude. De plus leurs phases respectives présentent une très forte anticorrélation temporelle (non montré). De ce fait seule la PNA sera considérée ici. Sa signature est plus marquée sur les champs atmosphériques que ceux de surface. Celle-ci est plutôt stable sur l'ensemble de l'hiver, avec généralement une amplification entre novembre et février. La Figure 4.26 montre les corrélations entre l'indice PNA et Z500, SST-T500 et le vent à 925 hPa, moyennée pour les mois d'hiver de 1979 à 2010. La phase positive de PNA est marquée par la présence d'un dipôle de structures de corrélation de Z500, négatif au sud-ouest, au milieu du Pacifique Nord, et positif au nord-est, sur la partie ouest du Canada et des États-Unis. Sur les régions impactées par les PLs, elle correspond à des structures négatives (positives) de Z500, de SST, et de T500 (respectivement de SST-T500), sur le sud de la mer de Bering, la partie ouest du Golfe d'Alaska, le sud de la mer d'Okhotsk, et la mer du Japon ; un comportement inverse est observé le long des côtes du Golfe d'Alaska. La phase positive de PNA est associée à une recrudescence de vent de nord sur la mer du Japon et la mer d'Okhotsk, de vent d'est sur la mer de Bering, et de vent sud-est sur le Golfe d'Alaska. Des conditions atmosphériques favorables aux PLs seront donc réunies en phase positive de PNA sur la mer du Japon, la mer d'Okhotsk, la mer de Bering, et l'ouest du Golfe d'Alaska, alors qu'elles le seront en phase négative près des côtes Nord Américaines. Cependant, la SST n'est jamais en phase avec les autres

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

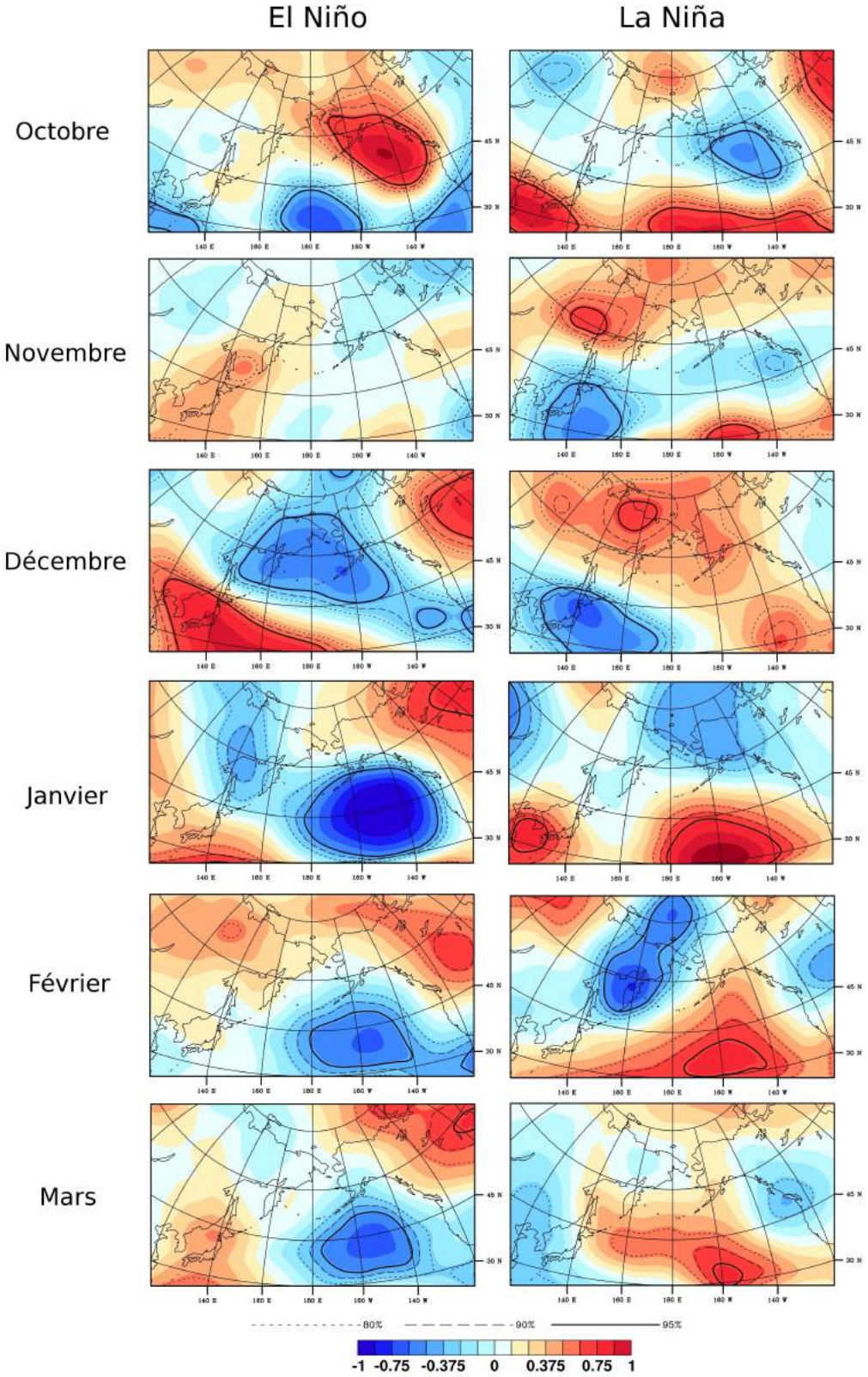


FIG. 4.23 – Anomalie standardisée de Z500 pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño (à gauche) et La Niña (à droite). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

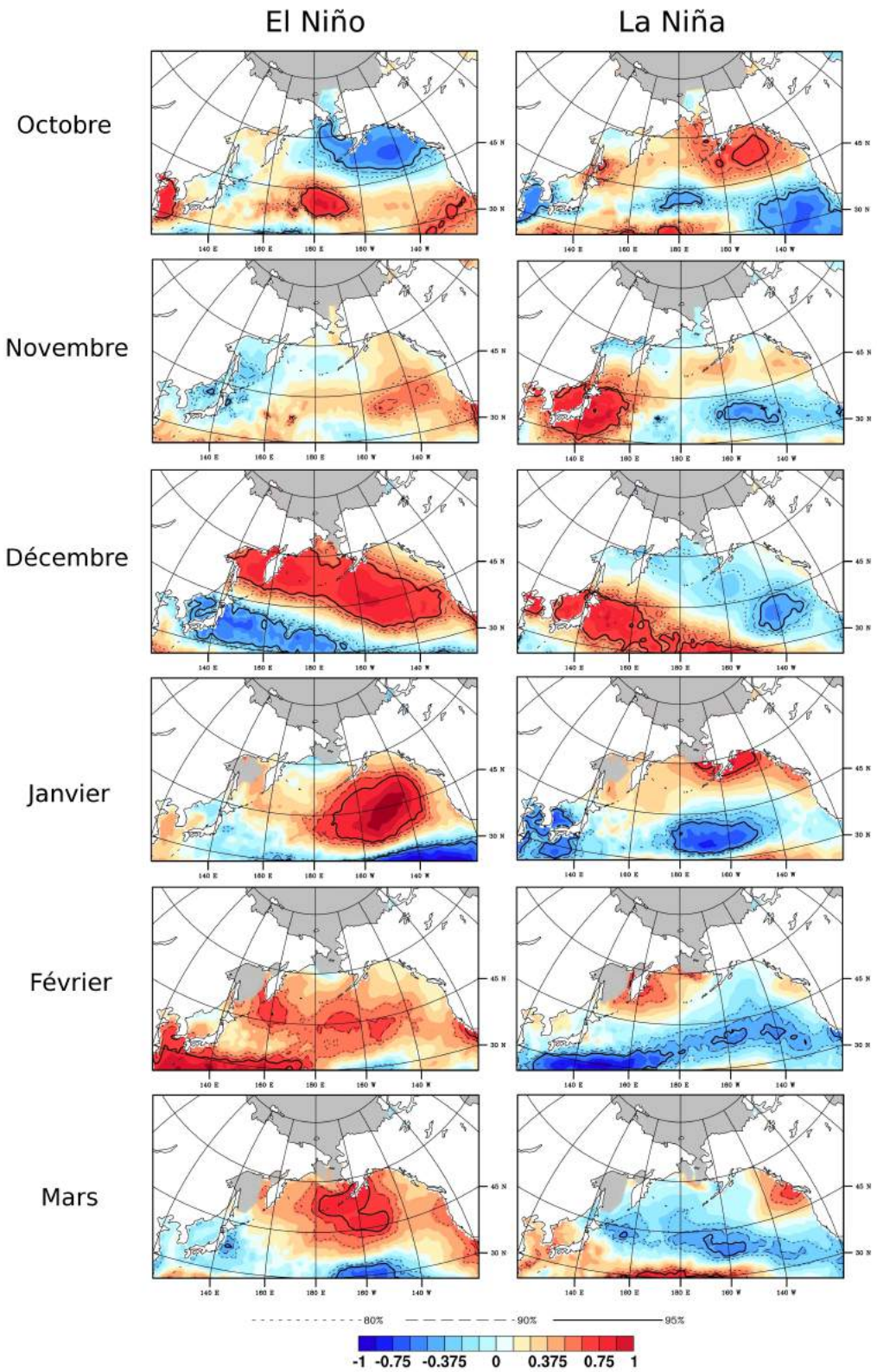


FIG. 4.24 – Anomalie standardisée de SST-T500 pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño (à gauche) et La Niña (à droite). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

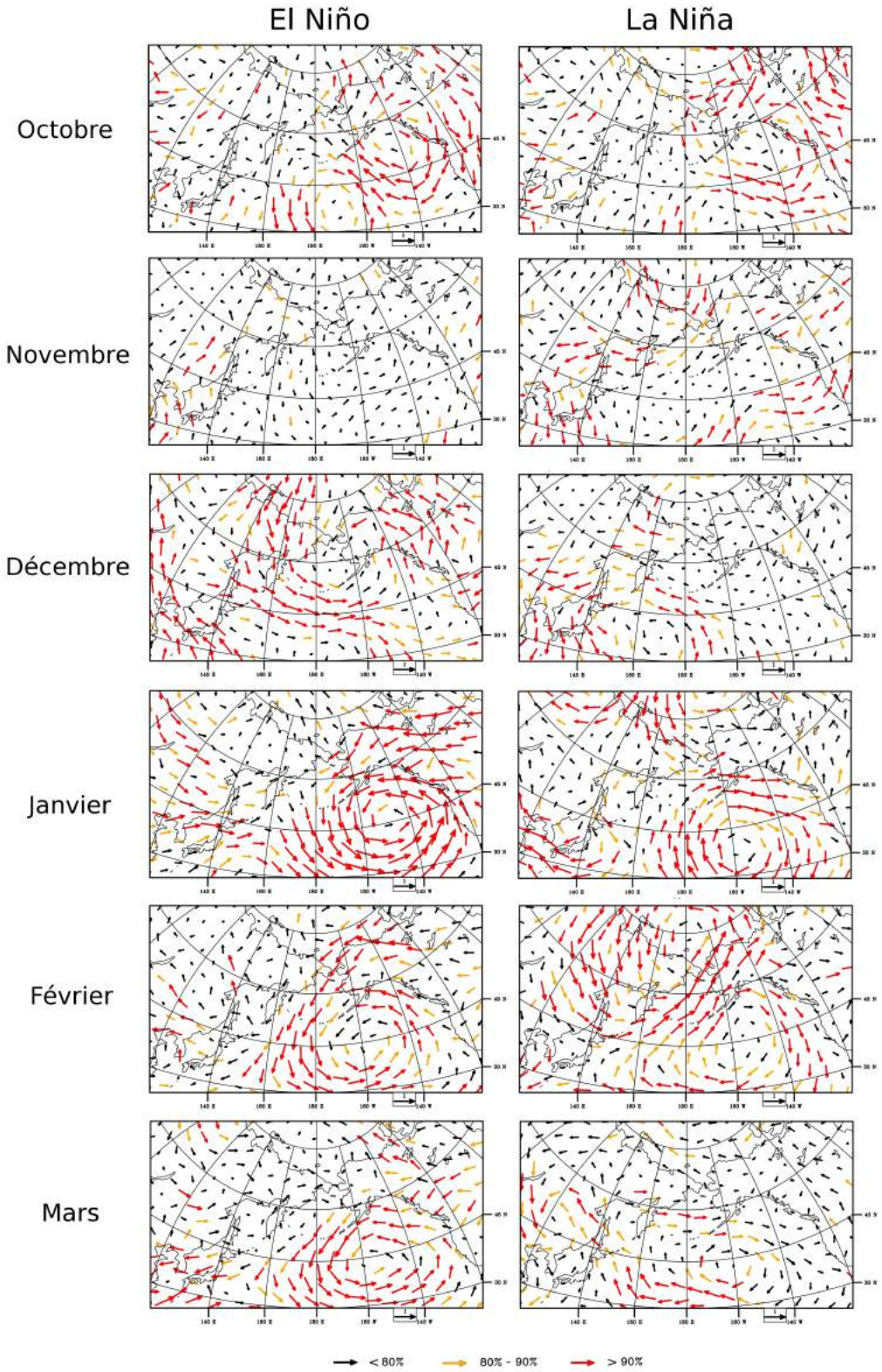


FIG. 4.25 – Anomalie standardisée de vent à 925hPa pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño. La significativité est indiquée par des vecteurs de couleur.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

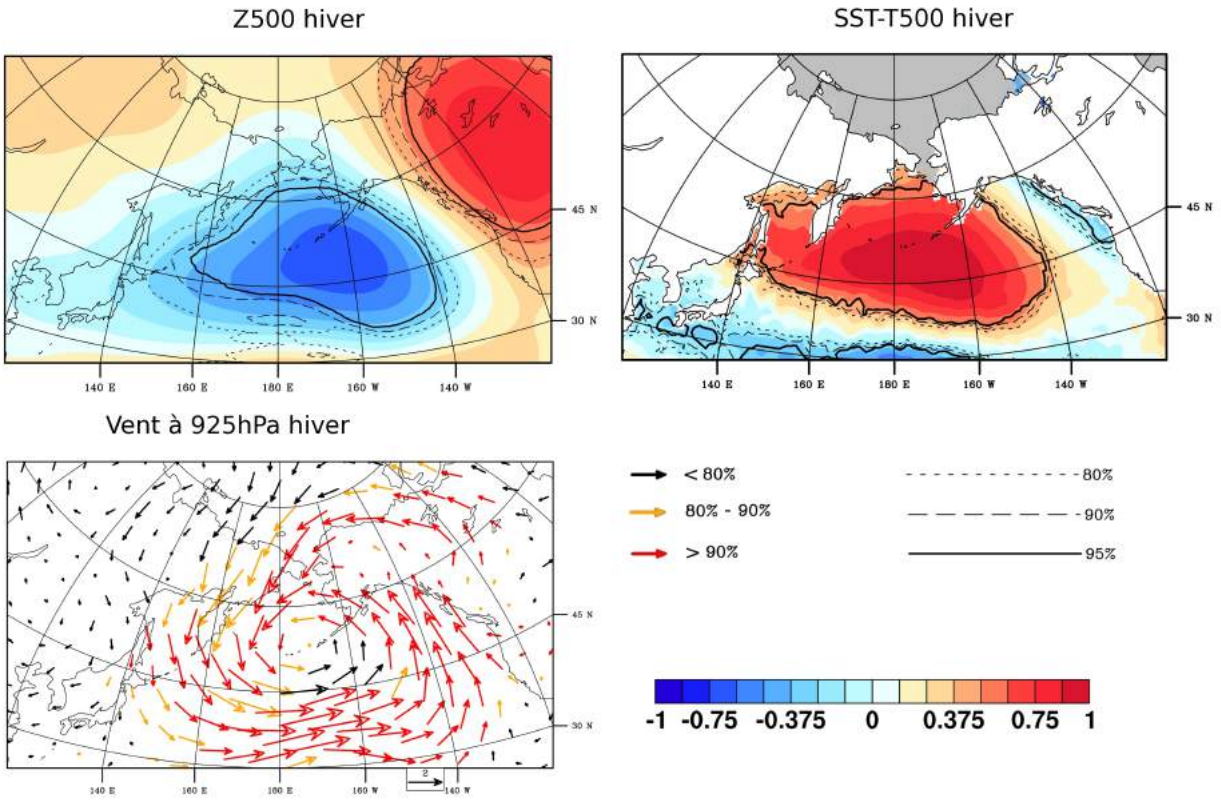


FIG. 4.26 – Corrélation entre l'indice PNA et Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), et le vent à 925hPa (en bas à gauche) pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. Les niveaux de significativité sont représentés pas des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs colorés pour le vent.

champs pour que coexistent l'ensemble des conditions propices au développement de PLs.

Structure West Pacific La corrélation des champs atmosphériques avec l'indice WP présente une réponse très franche dans l'ouest du Pacifique, avec un dipôle nord/sud de températures et de pressions (Figure 4.27). Ce comportement est assez proche de celui de l'AO sur la partie ouest du Pacifique Nord. Les deux indices sont d'ailleurs partiellement corrélés dans le temps (Tableau 4.1), mais les structures de la WP sont généralement plus intenses. La signature de la WP est stable pour les mois d'hiver. Son influence sur la SST est en revanche assez faible. Par conséquent, les régions propices à la formation de PLs sur la partie ouest du Pacifique, à savoir la mer du Japon et la mer d'Okhotsk, sont directement impactées par cette oscillation. En phase positive, l'environnement est particulièrement favorable (défavorable) aux PLs sur la mer d'Okhotsk et l'ouest de la mer de Bering (du Japon), avec de fortes structures de corrélation négatives (positives) de Z500 et T500, positives (négatives) de SST-T500 et un vent d'ouest et parfois du nord (plutôt du sud). La seule influence notable de la WP sur la partie est du Pacifique est la présence d'une

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

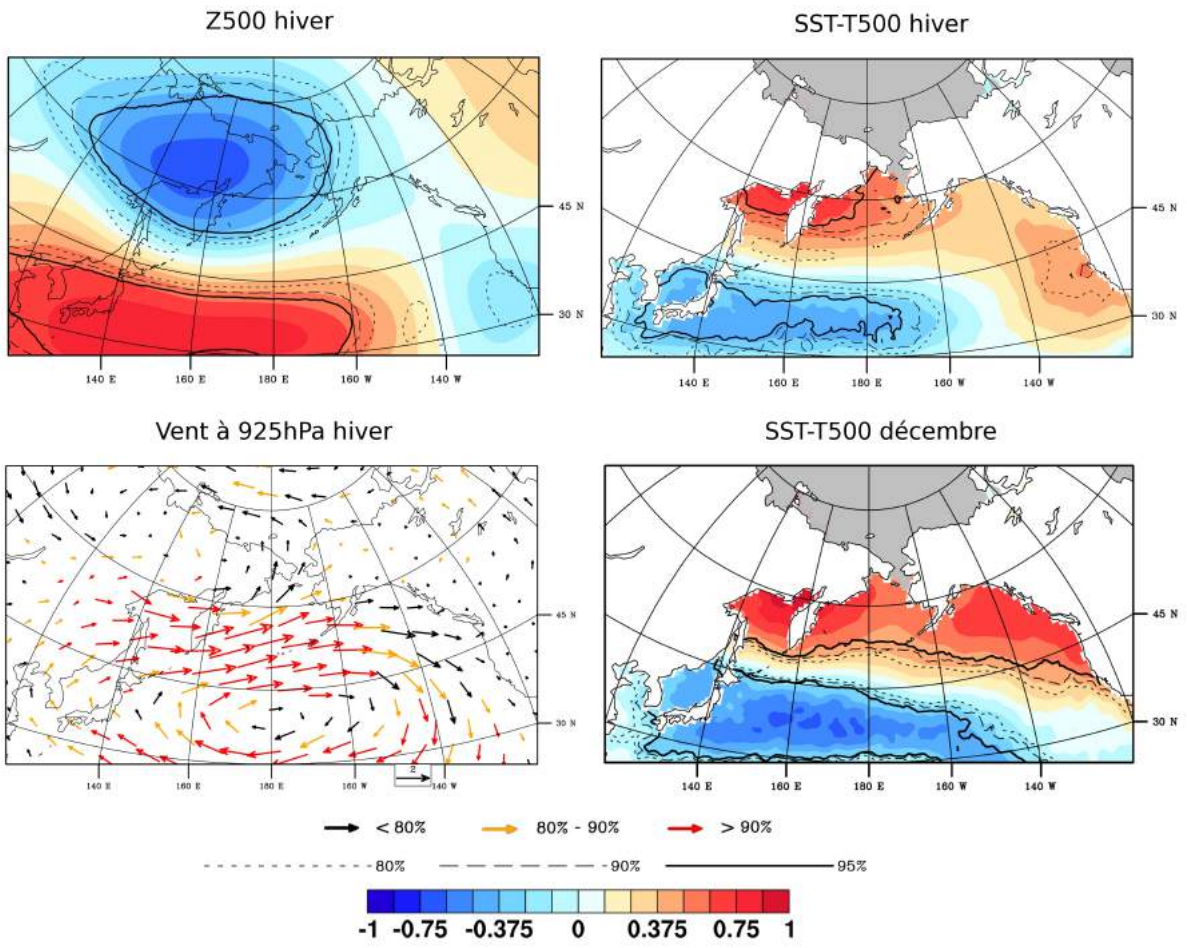


FIG. 4.27 – Corrélation entre l'indice WP et Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), et le vent à 925hPa (en bas à gauche) pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. Corrélation entre l'indice WP et SST-T500 pour le mois de décembre (en bas à droite). Les niveaux de significativité sont représentés pas des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs colorés pour le vent.

forte signature avec la SST-T500 en décembre sur le Golfe d'Alaska (Figure 4.27 en bas à droite), ce qui constitue un facteur favorable important pour le développement de PLs. On note cependant que l'indice WP est significativement corrélé avec l'ENSO en décembre. Cette forte signature est plus probablement due à l'influence de l'ENSO, plus influente que la WP sur la partie est du Pacifique Nord.

Synthèse Les structures de téléconnection sont un outil régulièrement utilisé pour faire le lien entre environnement de grande échelle et conditions météorologiques locales, moyennes ou extrêmes. L'étude de leur influence sur les PLs dans le Pacifique Nord est ici réalisée pour les mois d'hiver, qui correspondent à la saison d'activité des PLs. Pour pallier le manque d'observations de cas de PLs et leur mauvaise représentation dans les réanalyses,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

on étudie l'influence des structures de téléconnection sur les conditions environnementales déterminantes pour la formation de PLs.

Différents modes de variabilité à moyen terme du système océan-atmosphère jugés les plus influents sur les régions et les périodes concernées sont étudiés : l'AO, la WP, la PNA et l'ENSO. Ici, on considère que ces structures de téléconnection ont un comportement linéaire, c'est-à-dire que leurs phases positives et négatives présentent des anomalies identiques dans l'espace et en intensité, de signes opposés, à l'exception de l'ENSO, dont les deux phases sont traitées séparément. On les a considérées comme indépendantes les unes des autres, ce qui n'est pas vérifié pour tous les mois et toutes les structures. Dans de futurs travaux, une prise en compte plus fine de ces corrélations serait souhaitable. Ces structures de téléconnection ont des influences variées, en termes temporels, spatiaux, et d'intensités, sur les différentes zones d'occurrence de PLs dans le Pacifique Nord. En effet, certaines se montrent très stables au cours des mois d'hiver, comme la WP et PNA, ou au contraire, présentent différents comportements, comme l'ENSO ; certaines influencent une grande partie des régions propices aux PLs, comme la PNA, ou ont au contraire un impact plus régional, comme la WP, particulièrement influente à l'ouest du Pacifique Nord, ou l'ENSO, principalement actives sur le Golfe d'Alaska ; enfin certaines influencent fortement les champs déterminants pour les PLs, comme WP, PNA, ou plus faiblement, comme l'AO. Cette approche permet de déterminer, pour chaque zone propice aux PLs, le type d'influence que chaque structure de téléconnection aura.

- La formation de PLs dans le Golfe d'Alaska serait principalement influencée par l'ENSO, avec des réponses différentes, au cours de l'hiver et pour chacune de ses deux phases, El Niño (favorable en milieu et fin d'hiver) et La Niña (favorable en début d'hiver). PNA/NP serait favorable en phase positive à l'ouest, et en phase négative le long de la côte est du Golfe d4alaska, la phase positive de l'AO y est favorable en début d'hiver.
- Sur la mer de Béring l'occurrence de PLs parait particulièrement favorisée par la phase positive de PNA. Viennent ensuite la phase positive de WP (surtout sur la partie ouest), la phase positive de l'AO en décembre et janvier, et El Niño en décembre.
- Le développement de PLs en mer de Chukchi est favorisé par les phases positives de AO et WP.
- Sur la mer d'Okhotsk, des conditions très favorables sont réunies en phase positive de la WP, et en milieu d'hiver lors d'El Niño. PNA semble également favorable en phase positive.
- La formation de PLs est favorisé sur la mer du Japon en phases négatives de l'AO et de WP, ainsi que par La Niña en novembre et décembre.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Chapitre 5

Etude de l'évolution des polar lows dans le cadre du changement climatique

Ce chapitre exploratoire est consacré à l'évolution du comportement des PLs dans le cadre du changement climatique. Comme cela a été montré dans les chapitres précédents, et en accord avec la littérature, la formation de PLs est dirigée par l'existence de conditions atmosphériques et océaniques particulières. Le changement climatique en cours est susceptible d'influer sur ces conditions, et donc de modifier le comportement des PLs. Estimer le type et l'ampleur de cette modification pourrait être d'une grande utilité pour la gestion des zones arctiques et subarctiques, que ce soit pour la politique de développement des régions côtières, pour les stratégies d'exploitation offshore, ou l'ouverture de routes maritimes arctiques.

Dans une première partie, l'étude portera sur la glace de mer, qui est un facteur important aux hautes latitudes, grandement influant sur le développement des PLs, et fortement modifié par le changement climatique. Dans une seconde partie, l'évolution des variables clefs dans le développement de PLs sera étudiée dans une simulation climatique, ECHAM5/MPI-OM.

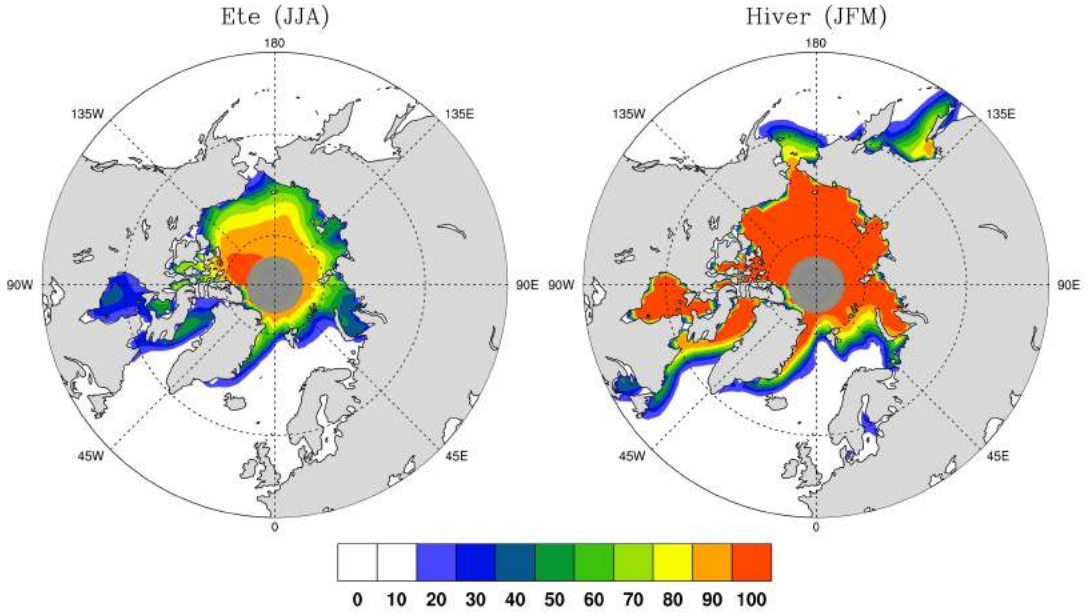


FIG. 5.1 – Concentration moyenne en glace de mer pour les mois d'été (à gauche : juin, juillet, août), et pour les mois d'hiver (à droite : janvier, février, mars) sur la période 1979-2007 à partir des données NSIDC.

5.1 Étude de l'impact de la variabilité de la couverture en glace de mer sur le développement de polar lows

La glace de mer est un acteur important du système climatique aux hautes latitudes. Cette couche de glace, aussi appelée banquise, se forme par congélation de l'eau de mer et a une épaisseur moyenne de l'ordre de 2 m en hiver (par ex., *Kwok et al.*, 2009). Elle observe un important cycle saisonnier, recouvrant des surfaces de l'ordre de 6.10^6 km^2 en septembre (Figure 5.1), où elle est confinée principalement à l'intérieur du bassin arctique, et 15.10^6 km^2, en mars (par ex., *Parkinson and Cavalieri*, 2008), où elle s'étend vers le sud, recouvrant totalement ou partiellement de nombreuses régions maritimes polaires, qui correspondent dans de nombreux cas aux zones de formation des PLs (ces zones sont représentées Figure 5.2). A ce cycle saisonnier, s'ajoute une variabilité inter-annuelle pouvant être conséquente (Figure 5.3), et une tendance globale à la diminution, avec des valeurs allant jusqu'à -15% par décennie pour le mois de septembre (*Comiso*, 2011). L'accroissement des concentrations de gaz à effet de serre anthropiques dans l'atmosphère est considéré comme le principal contributeur pour expliquer cette tendance (*Vinnikov et al.*, 1999; *Houghton et al.*, 2001; *Johannessen et al.*, 2004).

Outre son rôle considérable dans le bilan radiatif de ces régions, la présence de glace

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

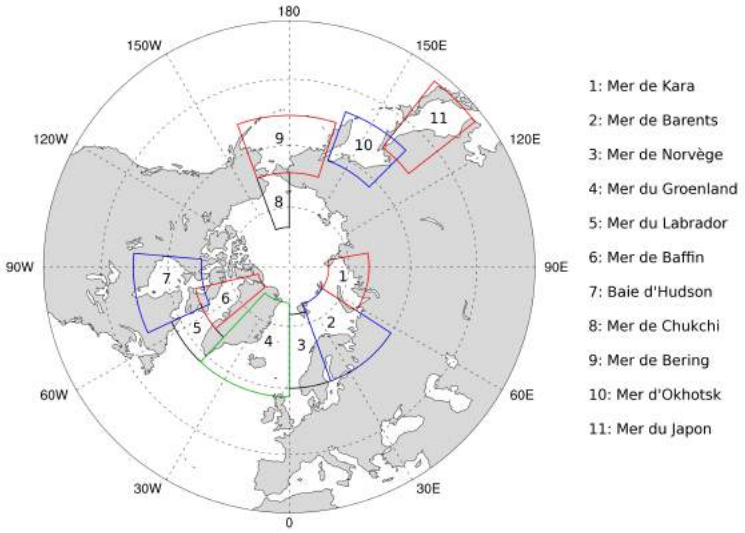


FIG. 5.2 – Zones de formations de PLs pouvant être couvertes totalement ou partiellement de banquise.

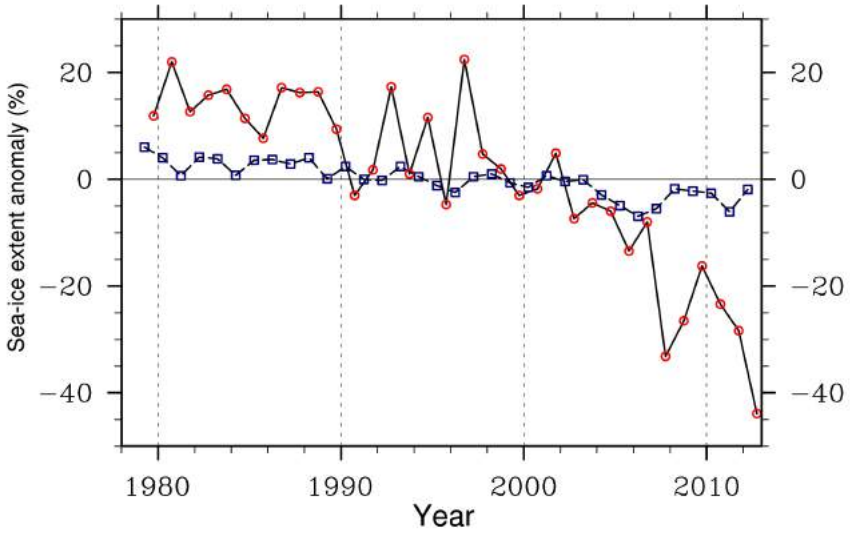


FIG. 5.3 – Variation interannuelle des anomalies de concentration en glace de mer pour les mois de septembre et mars entre 1979 et 2012.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

de mer modifie les échanges entre l'océan et l'atmosphère, et notamment les échanges d'énergie. Du point de vue atmosphérique, ceux-ci se traduisent principalement par des flux de chaleur latente et sensible, qui modifient les conditions atmosphériques locales, entraînant réchauffement des basses couches, baisse de la stabilité statique et augmentation de la profondeur de la couche limite. La présence de ces conditions est indispensable au développement de PLs. La banquise constitue dès lors un obstacle majeur au développement de PLs.

De plus, en modulant localement le réchauffement des basses couches de l'atmosphère, la présence ou non de banquise redistribue sa masse et modifie sa circulation de grande échelle. Cette circulation altérée conduit à son tour à une modification des conditions locales, en créant par exemple des anomalies de pression ou de température. *Honda et al.*(1999 ; 2009) ont ainsi montré, par l'utilisation d'un modèle général de climat, puis d'un modèle couplé atmosphère-océan, que la réponse atmosphérique à un épisode de couverture en glace réduite en hiver est caractérisée par une onde de Rossby stationnaire, générée par le forçage thermique de la surface de l'océan lié à l'absence de glace, conduisant à des hivers particulièrement froids en Eurasie. *Alexander et al.* (2004) ont montré que la réponse atmosphérique à une anomalie négative de glace conduit à une augmentation des flux de chaleurs montants, de la température de surface et des précipitations, ainsi qu'à l'existence d'une anomalie anticyclonique de MSLP là où l'étendue de glace était réduite. En utilisant un ensemble de simulations, *Strey et al.* (2010) ont présenté une analyse de l'influence du déclin de la couverture en glace de mer sur l'atmosphère, pour les mois d'octobre et de novembre suivant un été de minimum de glace. La réponse atmosphérique est caractérisée par une forte augmentation locale de la température à 2 mètres et une baisse locale de la MSLP, ainsi que par une modification de la circulation de grande échelle, avec en particulier un fort signal de type ridge sur l'Amérique du Nord. En modifiant les conditions atmosphériques locales et à grande échelle, l'état de la couverture en glace de mer est susceptible d'influencer le comportement des PLs. *Inoue et al.* (2012) ont ainsi montré que pour les hivers durant lesquels la mer de Barents est faiblement recouverte, les cyclones observés se propagent moins vers l'est, en relation avec l'existence d'anomalies anticycloniques sur les côtes sibériennes.

L'influence de la répartition de la banquise sur l'atmosphère peut aussi s'opérer d'une saison sur l'autre. Plusieurs études ont ainsi montré qu'aux variations d'englacement arctique estival étaient associées des variations des structures atmosphériques de grande échelle lors des premiers mois de l'hiver suivant (*Francis et al.*, 2009; *Overland and Wang*, 2010; *Blüthgen et al.*, 2012; *Hopsch et al.*, 2012; *Jaiser et al.*, 2012). Il est donc probable que la glace de mer en fin d'été influe sur le comportement des PLs lors de la saison suivante.

L'objectif de cette section est d'étudier l'influence de la variabilité de la couverture en

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

glace de mer sur l'occurrence de PLs. En considérant la banquise par sa capacité à bloquer les mécanismes d'intensification des MCs en PLs, on étudiera dans un premier temps la variabilité des étendues disponibles au développement de PLs. Dans un second temps, on étudiera l'influence de la couverture en glace de mer hivernale locale sur les conditions atmosphériques à grande échelle, déterminantes pour la formation de PLs. Finalement, on analysera les effets d'une faible couverture globale de l'Arctique en glace de mer estivale sur l'environnement hivernal et le développement de PLs.

5.1.1 Étude de la variabilité de la couverture en glace de mer des régions propices aux PLs

D'une année sur l'autre, la glace de mer arctique connait des variations importantes. La variabilité la plus forte s'observe vers la fin de l'été dans le bassin arctique, où des variations allant jusqu'à 2.106 km^2, soit 40% de la surface totale moyenne, peuvent être observées (Figure 5.3). En hiver, le bassin arctique est recouvert de glace, et les zones connaissant la plus grande variabilité sont alors périphériques. L'étude de cette variabilité est nécessaire pour connaitre les variations de la surface disponible à l'apparition de PLs. Cette analyse servira de plus à étudier l'influence de la couverture en glace sur l'atmosphère. La Figure 5.4, qui présente la variabilité de la glace de mer au long de l'année comme l'écart-type mensuel (moyenné par pas de 3 mois) de la concentration en glace de mer, permet de repérer les régions dont la couverture connait d'importantes fluctuations, et les périodes associées. On retrouve bien la signature la plus marquée et la plus étendue pour les mois d'été, avec des valeurs d'écart-type de l'ordre de 30% sur une grande partie du bassin arctique située au nord du Pacifique et de la Sibérie. Durant le reste de l'année, la mer de Barents est la zone connaissant le plus de variabilité (autour de 25%). La mer de Chukchi présente une forte variabilité en début d'hiver, lors de son englacement, et de grandes différences interannuelles existent en JFM sur l'étendue des bords de glace en mer du Groenland et en mer du Labrador, ainsi que sur l'ensemble de la mer d'Okhotsk.

La forte variabilité en mer de Barents est illustrée plus en détail en Figure 5.5. Les périodes de forte extension, comme 1979 et 1981, correspondent à des situations pour lesquelles la plus grande partie de la mer de Barents est fermée, ne laissant qu'une petite zone possible permettant le développement de PLs, alors que les périodes de faible extension, comme 1984, autorisent la formation de PLs sur une aire beaucoup plus grande, à l'est et au nord. L'évolution de l'anomalie de couverture en glace de mer semble indiquer un changement important entre 1979 et 2010. La tendance est proche de -2% par an, et les anomalies positives correspondant à une fermeture importante de la mer sont regroupées essentiellement avant 1990, alors que les anomalies négatives le sont après 2000, avec de fortes valeurs

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

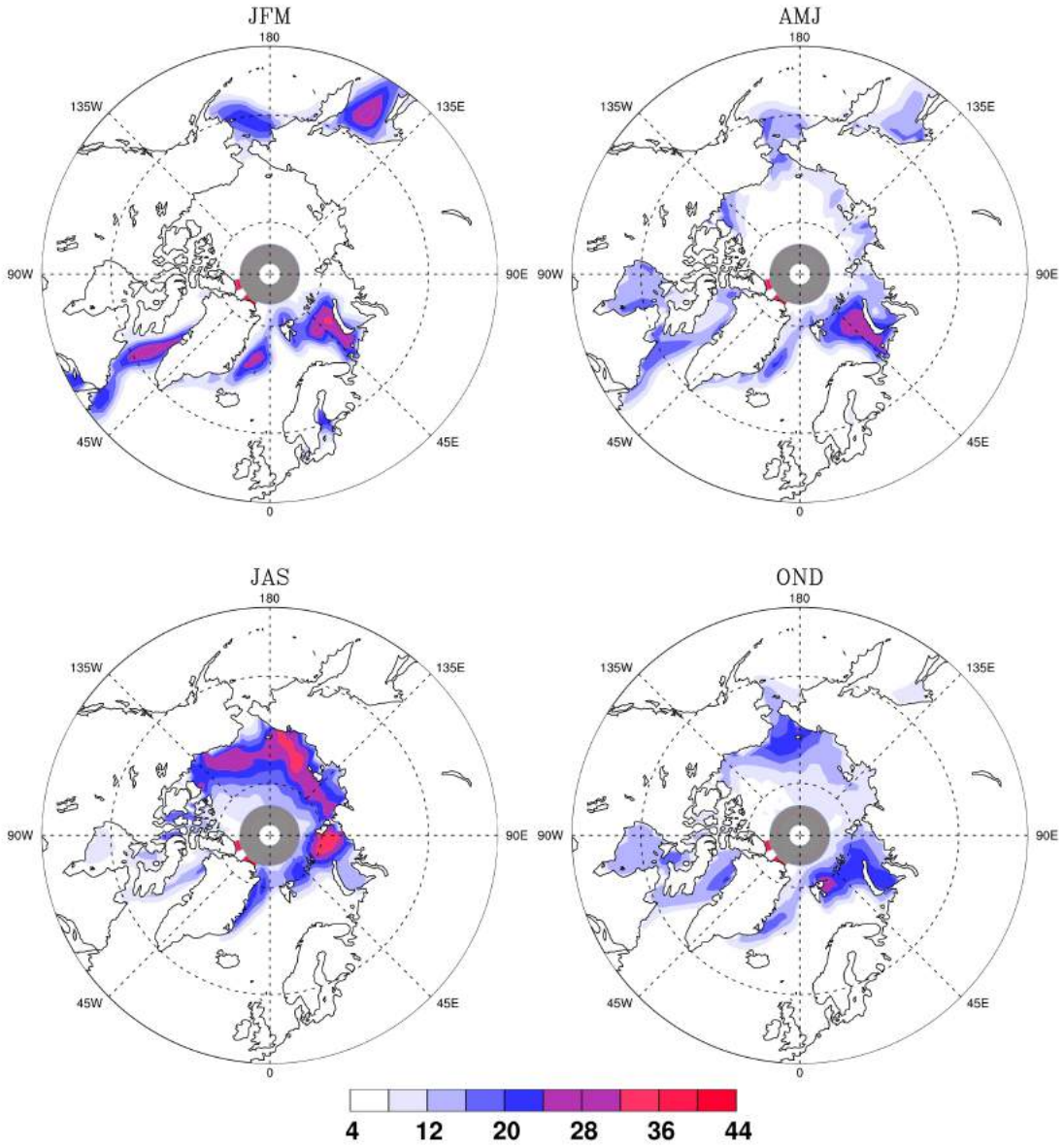


Fig. 5.4 – Variabilité mensuelle de la concentration en glace de mer moyennée par pas de trois mois (données NSIDC mensuelles entre 1979 et 2010).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

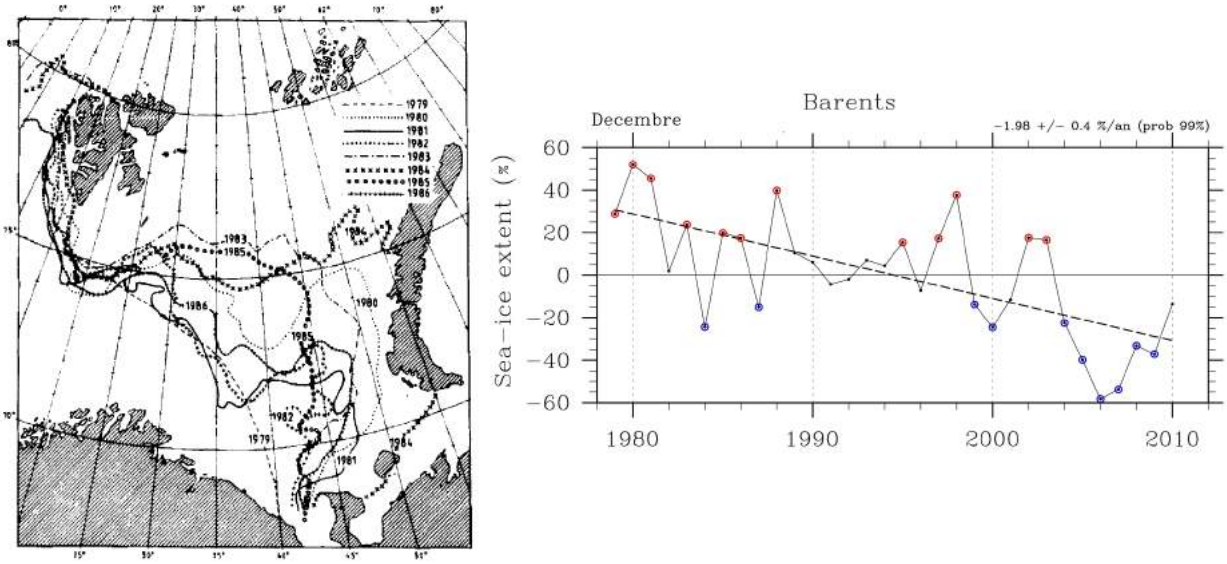


Fig. 5.5 – Variabilité de la couverture en glace de mer hivernale en mer de Barents : Couverture maximale en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 1986 (à gauche, d'après *Midttun*, 1990) ; et évolution de l'anomalie mensuelle de couverture en glace de mer entre 1979 et 2010 en décembre (à droite). Les années pour lesquelles la couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu). La pente est indiquée en haut à droite, et la probabilité associée calculée par t-test (*Brownlee*, 1965) est indiquée entre parenthèse.

(jusqu'à -60% en 2007). Cette observation est globalement valable pour les autres mois d'hiver : la tendance est particulièrement forte en début d'hiver (-3% par an en octobre) et diminue presque linéairement jusqu'en mars (-1% par an), mois d'extension maximale. Ces résultats pourraient indiquer un changement important dans l'englacement hivernal de la mer de Barents, celui-ci intervenant de plus en plus tard dans la saison. Les fortes valeurs d'écart-type relevées en Figure 5.4 ne seraient donc pas uniquement dues à la forte variabilité interannuelle, mais également à la tendance. La liste de Noer commençant en 1999 présente ainsi de nombreux cas de PLs formés en mer de Barents tout au long de l'hiver, dont certains sur les parties est et nord de la mer. On peut également citer le cas marquant d'un PL qui s'est formé en janvier 2010 pour la première fois connue au nord du Svalbard.

Certaines régions peuvent être quasiment intégralement recouvertes de glace de mer en hiver. Il est particulièrement intéressant d'étudier ces étendues d'eau, car leur englacement ne se limite pas à repousser les limites spatiales de développement possible de PLs, mais conditionne totalement leur occurrence. Ainsi, si la mer de Chukchi, la mer de Kara, la Baie d'Hudson, ou la mer de Baffin se retrouvent chaque année complètement bloqués par les glaces, la date d'englacement total peut grandement varier d'une année sur l'autre. La Figure 5.6 présente l'évolution des anomalies de couverture en glace de mer des régions

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

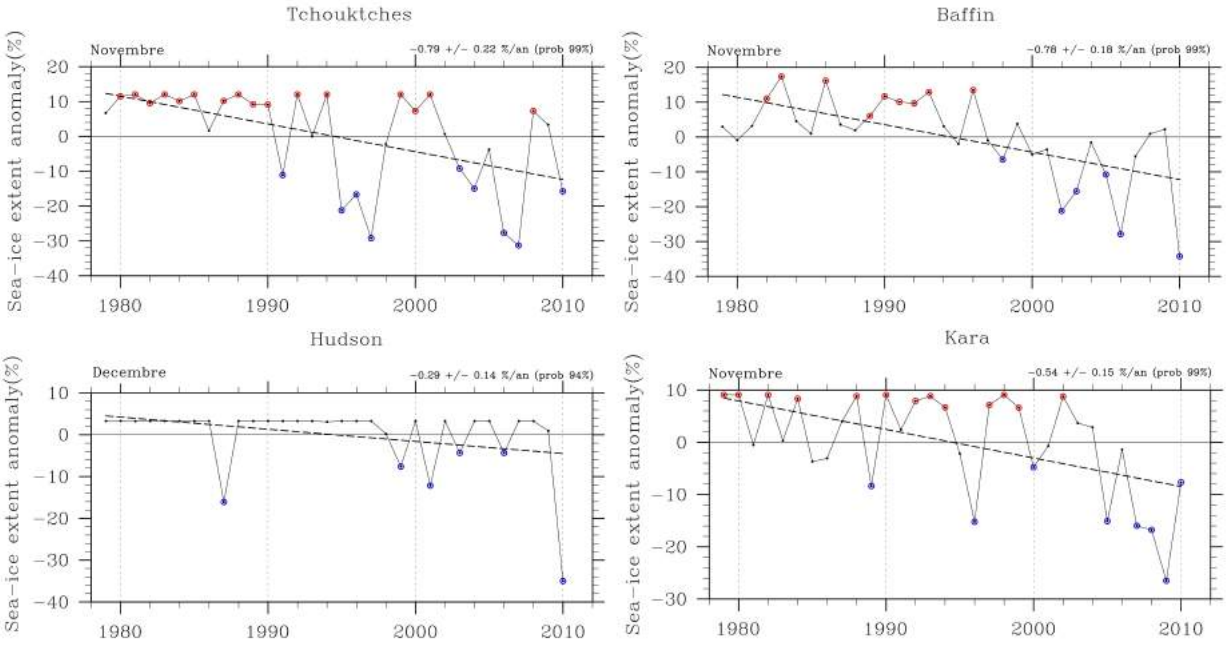


FIG. 5.6 – Évolution de l'anomalie mensuelle en glace de mer entre 1979 et 2010 en novembre pour les mers de Chukchi, de Baffin et de Kara, et en décembre pour la baie d'Hudson. Les années pour lesquelles la couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu). La pente est indiquée en haut à droite, et la probabilité associée calculée par t-test (*Brownlee*, 1965) est indiquée entre parenthèse.

d'intérêt entre 1979 et 2010, pour les mois connaissant la plus grande variabilité. Ces régions présentent le même type de comportement : durant la première décennie (1979-1989), la couverture en glace de mer est très élevée au moment de l'année considéré (novembre ou décembre pour Hudson), correspondant à des situations de mers en grande partie fermées (ou totalement fermée, dans le cas de la baie d'Hudson) ; la décennie la plus récente (2000-2010) est elle caractérisée par de nombreuses anomalies négatives. Ceci indique une tendance significative (en moyenne -6% par décennie, significatif à 94% ou plus) à un englacement plus tardif des régions de ces mers propices au développement de PLs. Ces derniers pourraient alors se former de plus en plus tard dans la saison.

Une étude de l'évolution de la glace de mer en climat futur a été réalisée par *Arzel et al.* (2006), en comparant les résultats de simulations multimodèles issues du quatrième rapport d'évaluation du GIEC en climat présent (Observations 1950-2000, scénario 20C 1981-2000, scénario A1B 2081-2100). Une forte diminution du volume de glace de mer hivernale (-48%) est alors constatée, alors que l'extension en glace de mer hivernale, critère à priori plus pertinent pour la formation des PLs, ne montre qu'une baisse relativement faible (-15%). La cryosphère connaitra probablement un changement majeur lié au réchauffement global, cependant l'espace maritime hivernal libre de glace ne serait que modérément modifié, et

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

par conséquent l'impact sur les PLs pourrait être relativement faible de ce point de vue. Ces résultats ne sont cependant valables que pour la période de très forte expansion : le mois de mars. Il est toutefois possible, comme le suggère l'évolution des couvertures en glace en climat présent (notamment Figure 5.6), que la couverture en glace des régions froides se fasse de plus en plus tard dans la saison. *Overland and Wang* (2007) ont eux trouvé par des moyens similaires une baisse d'ici 2050 d'environ 40% de la couverture hivernale en glace de mer en mers de Bering, d'Okhotsk et de Barents, alors que la Baie de Baffin et la mer du Labrador ne montreraient que de faibles évolutions par rapport aux conditions présentes.

5.1.2 Étude de l'influence de la couverture en glace de mer sur la circulation de grande échelle

Dans cette partie, l'influence des variations régionales de la couverture en glace de mer hivernale sur la formation de PLs est étudiée. On se concentre sur la région de la mer de Barents, qui présente la plus grande variabilité en extension de banquise des zones arctiques tout au long de l'hiver (Figure 5.4). Cette variabilité est représentée Figure 5.5. Les mécanismes reliant la couverture en glace à son impact atmosphérique étant complexes et encore mal compris, il est difficile de connaitre la temporalité du phénomène. On propose ici d'étudier ce lien à l'échelle mensuelle. Les variables clefs pour le développement de PLs sont ainsi étudiées au regard de l'extension mensuelle moyenne de la banquise au cours du même mois, puis au cours de chacun des deux mois précédents.

Pour réaliser cette étude, des composites mensuelles SI+ (SI-) des variables clefs sont calculées pour les années pour lesquelles l'anomalie mensuelle de couverture de glace de mer en mer de Barents était supérieure (resp., inférieure) à la moitié de l'écart-type le même mois (M0), un mois avant (M-1), ou deux mois avant (M-2). Dans chaque cas, la différence entre SI- et SI+ est faite. Les structures SI- et SI+ montrent des caractéristiques globalement opposées, ce qui permet de considérer la réponse environnementale aux anomalies de glace en mer de Barents comme sensiblement linéaire, et de faire cette différence sans perte d'information. Les années considérées sont celles représentées Figure 5.5. Il apparait que pour l'ensemble des configurations, seules trois situations ressortent : les situations A, B ou C.

- Pour la "situation A", les variables clefs ne présentent pas de structures significatives (à l'exception de la SST, qui montre dans quasiment tous les cas une structure significative positive en mer de Barents).
- La "situation B" (Figure 5.7) est caractérisée en mer de Barents par des anomalies significatives et positives de SST et de Z500, ainsi que par une anomalie de vent de sud, les années d'anomalies négatives en glace de mer. SST-T500 ne présente pas de structure

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

significative. Le développement de PLs se montrant peu sensible aux seules variations de la SST (*Adakudlu and Barstad*, 2011; *Linders et al.*, 2011), la situation B apparait peu (plutôt) favorable au développement de PLs en mer de Barents en réponse à une anomalie négative (positive) de couverture en glace de mer.

– La "situation C" est caractérisée en mer de Barents par des anomalies significatives et positives de SST, SST-T500, négatives de Z500, ainsi que par une anomalie de vent de nord. Lorsque l'anomalie de glace de mer correspond à une signature de type situation C, alors le développement de PLs parait favorisé (défavorisé) par une anomalie de glace négative (positive). Il est important de noter qu'en mer de Barents entre septembre et janvier, l'état de la couverture en glace de mer pour un mois donné est corrélé plus ou moins fortement avec l'état de la couverture en glace le mois suivant (coefficients de corrélation entre 0,2 et 0,6), mais toujours faiblement avec les mois suivants (coefficients de corrélation de l'ordre ou inférieurs à 0,2). La réponse atmosphérique à une anomalie de glace antérieure de deux mois (dans une moindre mesure antérieure d'un mois) ne peut donc pas être considérée comme due à une persistance de la même anomalie. Ceci s'explique en partie par des mécanismes différents d'évolution de la couverture de glace suivant les saisons (*Nghiem et al.*, 2007; *Cottier et al.*, 2007; *Deser and Teng*, 2008; *Eisenman*, 2010; *Stroeve et al.*, 2012).

Les signatures atmosphériques pour les différents mois d'hiver liées à des anomalies de couverture de glace de mer en mer de Barents à M0, M-1 et M-2 sont résumées en Tableau 5.1, en termes d'occurrence des situations A, B ou C. On remarque que la situation B est dominante. Lorsque les variables clefs sont étudiées en fonction de l'état de la glace du même mois (M0), tous les mois présentent un comportement de type situation B, à l'exception de mars qui n'est pas significatif. On remarque que les conditions associées à la situation B en cas d'anomalie de glace négatives correspondent aux conditions idéales pour diminuer l'extension en glace de mer (anomalies de température de la surface de la mer et de l'air près de la surface positives, et anomalie de vent de sud). Les conditions environnementales correspondant à une anomalie négative de glace pourraient donc être la cause de cette anomalie, auquel cas chercher l'influence de la glace sur les PLs à M0 n'aurait pas de sens, ou donnerait une réponse atmosphérique en forme de rétroaction amplificatrice du phénomène. A M-1, les mois de décembre, janvier et février se retrouvent dans la situation B, et le mois de mars dans la situation C. A M-2, le mois de février est dans la situation B, et les mois de novembre et mars dans la situation C.

Ces résultats indiquent que la couverture de banquise en mer de Barents pourrait avoir une influence sur l'état atmosphérique de la région, comme cela avait pu être montré par *Inoue et al.* (2012). D'une manière générale, une anomalie négative (positive) de couverture en glace de mer coïnciderait avec des conditions plutôt défavorables (favorables) à l'occurrence

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	M0	M-1	M-2
Octobre	B	A	A
Novembre	B	A	C
Décembre	B	B	B
Janvier	B	B	A
Février	B	B	B
Mars	A	C	C

Tab. 5.1 – Représentation du type de situation atmosphérique (A, B ou C) observée pour chaque mois en fonction d'anomalies de glace en mer de Barents le même mois (M0), le mois précédent (M-1), ou deux mois avant (M-2).

de PLs le même mois, et les deux mois suivant pour le milieu de l'hiver. Une réduction de la couverture de glace en mer de Barents ne favoriserait le développement de PLs dans la région que pour une faible partie de la saison. Une anomalie négative en glace de mer amènerait des conditions favorables à la formation de PLs un mois plus tard en mars, et deux mois plus tard en novembre et en mars. Les mécanismes sous-jacents sont cependant mal compris. La même étude réalisée sur une zone plus grande (mer du Groenland, mer de Norvège, mer de Barents et mer de Kara) montre des résultats semblables, mais moins marqués. Ceci suggère que la réponse environnementale à la variabilité de la couverture en glace dans les mers nordiques est dominée par celle de la mer de Barents.

5.1.3 Étude de l'influence de la couverture en glace de mer en fin d'été sur l'occurrence de PLs pendant l'hiver suivant

L'étude de *Francis et al.* (2009) suggère que les conditions d'englacement estivales du bassin arctique peuvent influencer la circulation atmosphérique de l'hémisphère Nord durant l'hiver suivant. Les structures atmosphériques de grande échelle seraient ainsi influencées par une modification de la stabilité dans la basse troposphère, pouvant agir sur les caractéristiques du courant jet polaire. Cette étude est cependant réalisé sur un nombre d'année très limité. *Hopsch et al.* (2012) ont analysé le lien entre concentration de glace de mer arctique et structures atmosphériques l'hiver suivant sur une assez longue période (1979-2009). Cette étude confirme les résultats des études précédentes, mais insiste sur la faible significativité obtenue. Dans cette partie, l'étude porte sur l'influence de la variabilité de la couverture en glace de mer arctique estivale sur le développement de PLs durant l'hiver suivant, à partir de

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

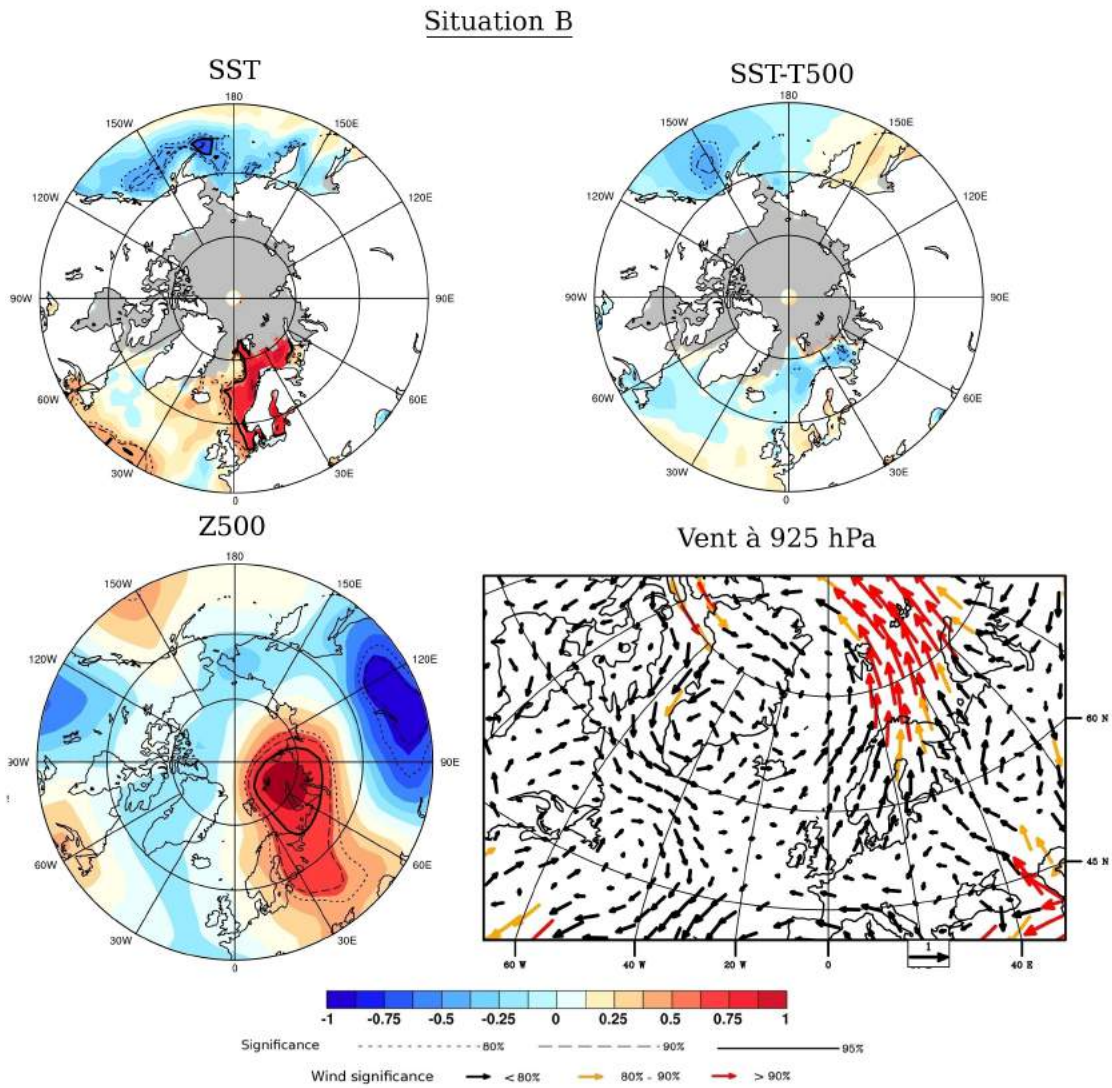


FIG. 5.7 – Situation B : différences entre les anomalies standardisées de SST, SST-T500, Z500 et du vent à 925 hPa pour les années de faible couverture en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 2010 (montré ici en décembre pour les champs atmosphériques et la SST, en fonction de la couverture en glace en décembre). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

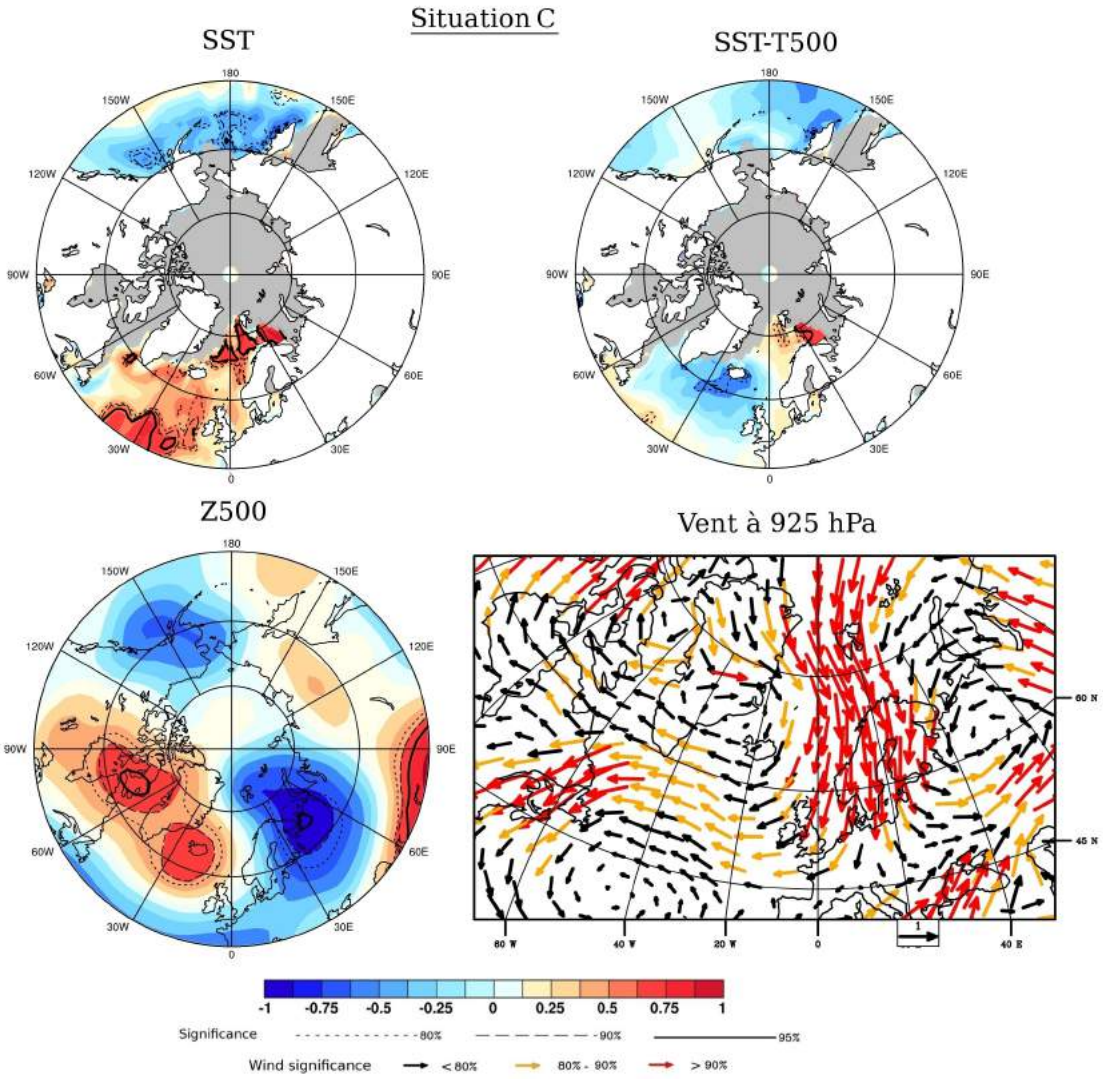


FIG. 5.8 – Situation C : différences entre les anomalies standardisées de SST, SST-T500, Z500 et du vent à 925 hPa pour les années de faible couverture en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 2010 (montré ici en mars pour les champs atmosphériques et la SST, en fonction de la couverture en glace en janvier). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

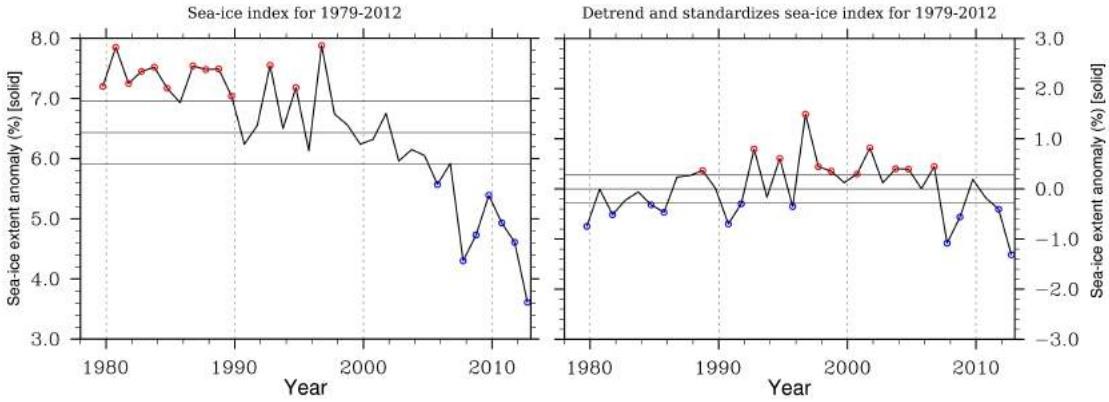


FIG. 5.9 – Séries temporelles de l'indice d'extension de la glace de mer arctique en septembre entre 1979 et 2012 observé (à gauche), puis détrendé linéairement et standardisé (à droite). Les années pour lesquelles l'indice de couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu).

l'influence sur les variables clefs. La Figure 5.9 représente la série temporelle de l'extension en glace de mer entre 1979 et 2012, telle qu'elle est observée, puis sans la tendance (enlevée linéairement).

La corrélation entre l'indice de glace de mer estival et la SST des mois suivants présente la même structure pour les différents mois d'hiver. Le résultat est représenté en Figure 5.10 (à gauche) pour le mois de novembre, et montre des valeurs significatives et relativement fortes d'anti-corrélation sur une grande partie de l'Atlantique Nord (autour de 0,5), et dans une moindre mesure sur la partie ouest du Pacifique Nord. Ce résultat suggère donc que les hivers précédés par une situation dans laquelle l'Océan Arctique est faiblement recouvert en glace de mer sont caractérisés par une SST remarquablement plus chaude. Cependant, si l'on retire la tendance dans l'indice en glace de mer estivale (Figure 5.10 à droite), cette signature disparait, ne laissant qu'une petite structure significative d'anticorrélation en mer du Groenland. Ces résultats vont dans le sens d'un réchauffement progressif de la SST Nord Atlantique avec le réchauffement global, comme cela a déjà pu être montré, par exemple par *Hansen et al.* (2006), plutôt que d'une influence globale de la variabilité interannuelle de la banquise arctique en septembre sur la SST hivernale. Bien que l'effet de la SST sur le développement des PLs reste difficile à mettre en évidence, cette tendance globale pourrait être a priori favorable à une augmentation de l'occurrence des PLs en Atlantique Nord.

L'influence de la couverture en glace de mer arctique en septembre sur les autres variables clefs pour le développement de PLs est ensuite étudié pour les différents mois de début d'hiver. Le mois d'octobre ne présente pas de signature significative sur des zones propices à la formation de PLs (non montré). En novembre, des structures significatives se dégagent au sud du Groenland, recouvrant partiellement les mers du Labrador et d'Irminger (Figure 5.11). Celles-ci présentent des valeurs d'anticorrélation de l'ordre de -0,4 pour Z500 et

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

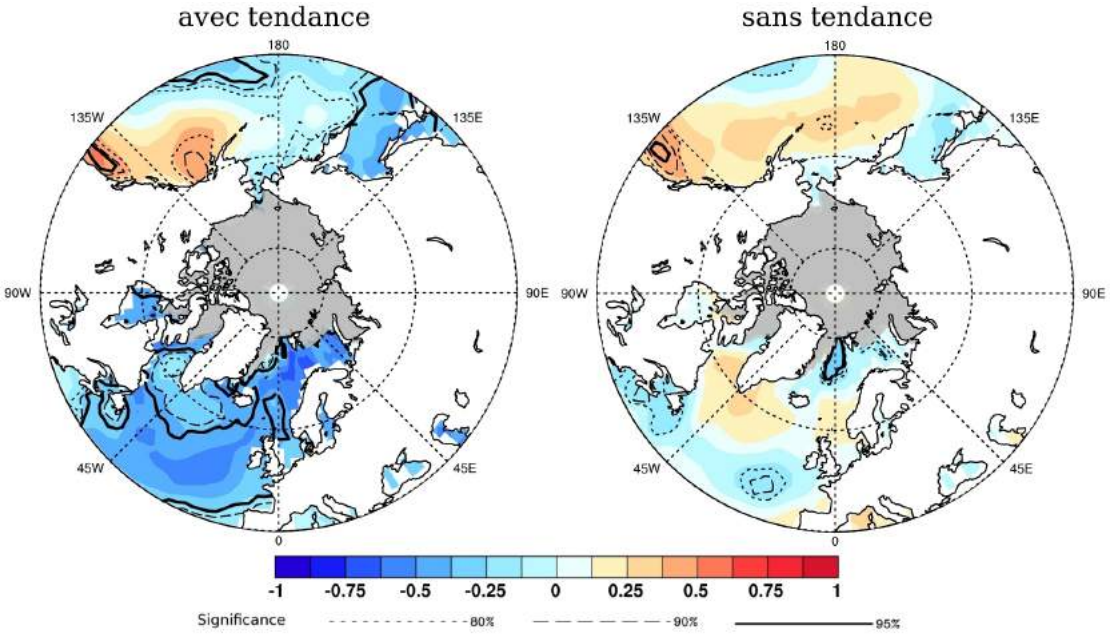


FIG. 5.10 – Corrélation entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et la SST entre 1979 et 2012 (structures semblables entre novembre et janvier, montré ici pour le mois de novembre). La significativité est indiquée par des lignes pleines et continues. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées.

T500, des valeurs moins significatives pour SST-T500 de l'ordre de 0,3, et des valeurs de régression linéaire pour le vent de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$ par pourcent d'anomalie de glace de mer estivale, avec une composante nord ou nord-est prononcée. Les mêmes calculs effectués sans la tendance dans l'indice de glace de mer montrent des résultats similaires, bien que moins significatifs (supérieurs à 80 ou 90% plutôt qu'à 95%), et légèrement moins intenses (non montré), ce qui indique que ces structures sont bien à mettre en relation avec la variabilité interannuelle de la glace de mer en septembre plutôt qu'avec la tendance. Ces résultats indiquent que des conditions plus favorables au développement de PLs au sud du Groenland, et dans une moindre mesure sur les mers de Bering et d'Okhotsk de part et d'autre de la péninsule du Kamtchatka, surviennent les mois de novembre suivant de forts englacements estivaux de l'océan arctique, avec de plus faibles valeurs de Z500 et de T500, de plus fortes valeurs de SST-T500, et un vent de nord. Les mois de décembre et de janvier présentent des signatures similaires en réponse à la variation de la glace de mer estivale, avec des structures significatives en mer de Barents et de Norvège (voir Figure 5.12 pour le mois de décembre). Celles-ci présentent des valeurs d'anticorrélation de l'ordre de -0,4 pour Z500 et T500, et des valeurs de corrélation de l'ordre de 0,4 pour SST-T500. La régression linéaire avec le vent à 925 hPa donne des valeurs de l'ordre de 2 $m.s^{-1}$ par pourcent d'anomalie de glace de mer estivale, avec une composante nord-est prononcée. Comme pour le mois de novembre, les calculs effectués avec l'indice sans la tendance donnent des résultats

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

similaires, bien que moins intenses et significatifs. Ceci indique que des conditions favorables à l'occurrence de PLs sont privilégiées les mois de décembre et de janvier suivant des étés de forts englacement de l'océan arctique.

5.2 Étude des polar lows en climat futur dans la simulation ECHAM5/MPI-OM

Peu d'études ont abordé l'évolution du comportement des PLs en climat futur et elles sont relativement récentes. *Kolstad and Bracegirdle* (2008) ont étudié l'évolution de l'occurrence d'événements de "Cold Air Outbreaks" (CAOs) pour estimer les modifications dans la fréquence d'occurrence des PLs. L'une des conditions de grande échelle typique du développement des PLs est en effet l'occurrence d'un CAO, advection de masses d'air froid et sec originaire de régions couvertes de glace ou de neige, au-dessus de la mer libre. Dans cette étude réalisée à partir d'un ensemble de modèles (issus du rapport AR4 du GIEC), les CAOs marins sont représentés par un indice constitué par la différence entre les températures potentielles à la surface de la mer et à 700hPa divisé par la différence de pression entre ces deux niveaux. Les épisodes les plus extrêmes sont identifiés comme le 95eme centile des valeurs de cet indice. En suivant cette méthode, les auteurs trouvent une évolution assez hétérogène de la fréquence d'occurrence des CAOs dans les régions polaires et subpolaires de l'hémisphère Nord, avec une tendance globale à une réduction du nombre des événements les plus extrêmes, notamment en mer du Labrador. Sur les mers nordiques, l'évolution de l'indice suggère une remontée vers le nord de l'activité des PLs. Cette étude est à mettre en relation avec l'étude de *Vavrus et al.* (2006), centrée sur l'évolution du comportement des CAO sans considération des PLs. Là, les événements de CAOs sont définis comme une période d'au moins deux jours consécutifs pour lesquels la température de surface est inférieure à un écart à la moyenne des températures locales hivernales de 2 fois la déviation standard. Les résultats sont encore une fois très hétérogènes selon les régions, mais montrent globalement une diminution de 50 à 100% de la fréquence d'occurrence des épisodes de CAOs.

Zahn and von Storch (2010) ont eux utilisé une méthode de descente en échelle pour détecter et suivre les PLs dans différents scénarios d'un ensemble de modèles. Les techniques de descente en échelle dynamiques sont des méthodes de post-traitement de champs de résolution grossière avec un modèle de plus fine échelle, pour obtenir une meilleure résolution spatiale. Les PLs mal représentés dans les jeux de réanalyses ou dans les simulations de grande échelle sont susceptibles d'être mieux représentés à cette échelle (*Laffineur*, 2012). *Zahn and von Storch* ont également développé une procédure de détection automatique des PLs

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

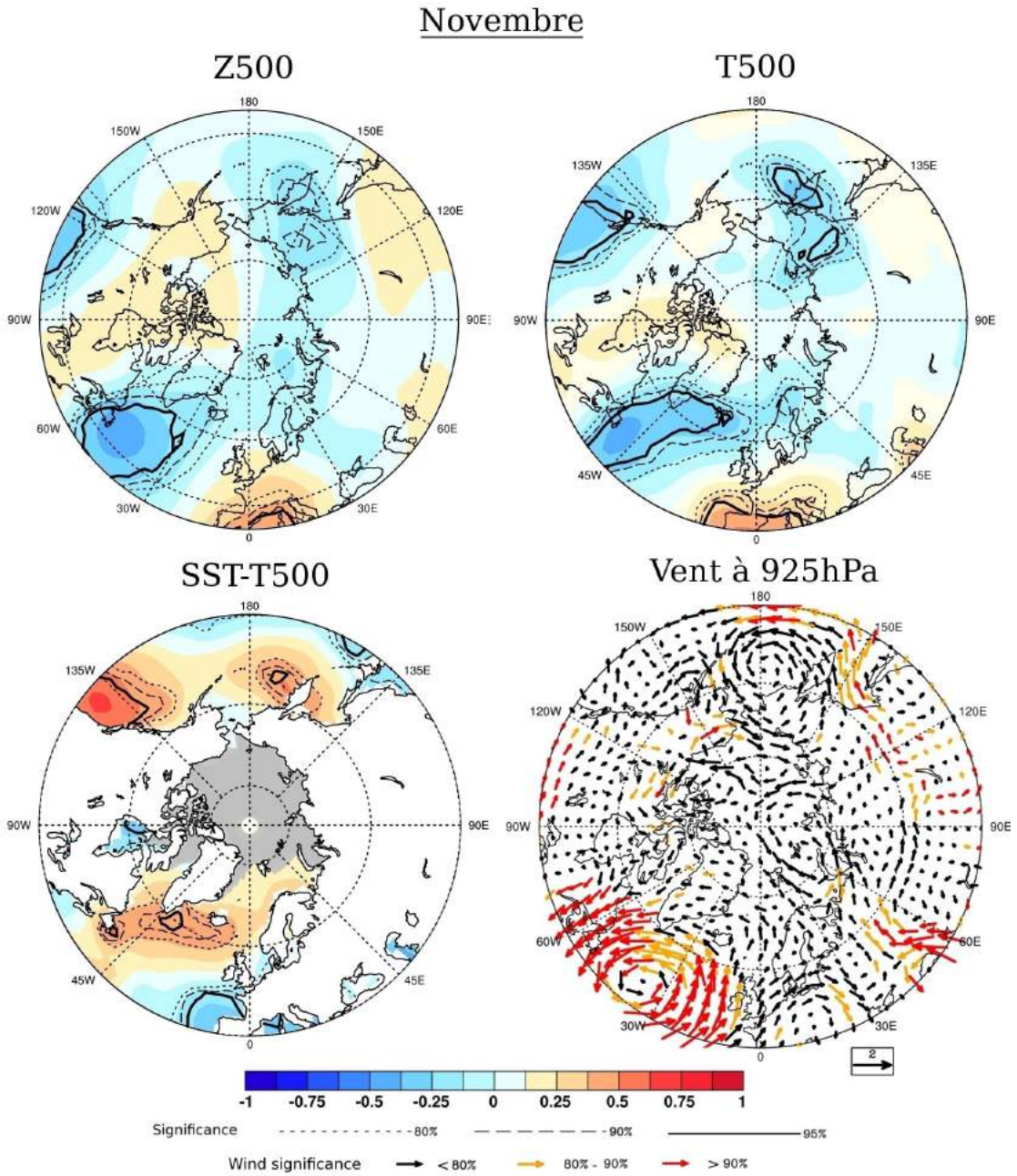


FIG. 5.11 – Corrélation (pour les champs scalaire) et régression linéaire (pour le vent) entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et les champs mensuels de Z500, T500, SST-T500, et du vent à 925 hPa (en m/s par % d'anomalie de couverture de glace) en novembre entre 1979 et 2012. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

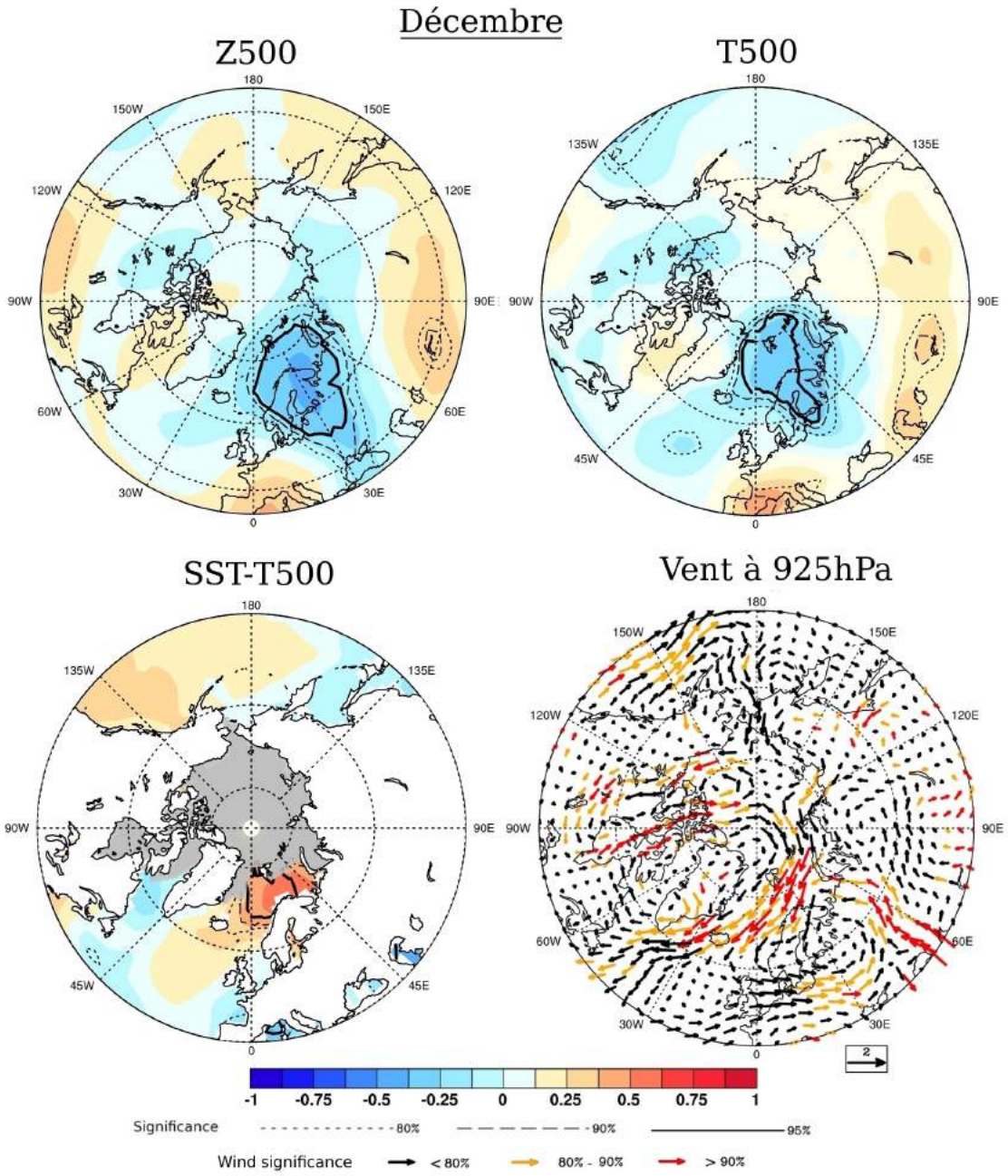


FIG. 5.12 – Corrélation (pour les champs scalaire) et régression linéaire (pour le vent) entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et respectivement Z500, T500, SST-T500, et le vent à 925 hPa (en m/s par % d'anomalie de couverture de glace) en décembre entre 1979 et 2012. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

basée sur un filtrage passe-bande du champ de MSLP et la reconnaissance de minima locaux. Un ensemble de critères sur la vitesse du vent, les valeurs de SST-T500 ou une forte composante méridienne nord-sud dans les trajectoires des systèmes sélectionnés viennent compléter le méthode de détection. Ces auteurs ont auparavant testé cette méthode sur 6 décennies de 1948 à 2006 à partir de la réanalyse NCEP/NCAR, d'une résolution de 2,5° (descente dynamique en échelle sur l'ensemble de l'Atlantique Nord sur une grille d'environ 0.5° ; *Zahn and von Storch*, 2008a,b). Les fréquences d'occurrence de PLs ainsi calculées sont assez proches des observations disponibles. Il est intéressant de noter que, selon ces auteurs, cette fréquence ne présente pas de tendance au cours du XXème siècle. L'utilisation de cette technique sur les simulations issues de différents scénarios d'un ensemble de simulations pour les périodes 1960-1989 et 2070-2099 montre une baisse significative du nombre de PLs et une remontée vers le nord de leur zone d'activité principale.

La méthode développée par Zahn et von Storch donne des résultats cohérents avec ceux de *Kolstad and Bracegirdle* (2008) et *Vavrus et al.* (2006). Cependant, plusieurs réserves peuvent être formulées. Ainsi la représentation de PLs par des techniques de descente en échelle n'est pas exhaustive, et dépend fortement de la qualité et de la résolution des données de grande échelle initiales (*Laffineur*, 2012 ; en l'occurrence les champs issus de GCM ou de la réanalyse NCEP/NCAR ne sont pas à très haute résolution). Les résultats obtenus sont de plus subjectifs, car non reproductibles et dépendants des critères de sélection de l'auteur. Dans la méthode de détection et de suivi de PLs utilisée dans cette étude, on peut notamment remettre en cause le critère de déplacement des PLs vers le sud. En effet, si d'anciennes études semblaient présenter cette direction de déplacement comme préférentielle (voir par ex. *Wilhelmsen*, 1985), des observations plus récentes basées sur la climatologie de *Noer et al.* (2011) montrent une grande diversité dans la direction des trajectoires (M.Rojo, communication personnelle). Finalement, la climatologie subjective développée par Zahn et von Storch ne correspond pas à une représentation réaliste, mais en présente des caractéristiques statistiques proches.

Woollings et al. (2012) se sont eux interrogés sur le rôle que joueraient des modifications de circulation océanique dans une modification de la stabilité atmosphérique. La principale conclusion de cette étude est que le ralentissement de l'AMOC (Atlantic Meridional Overturning Circulation, courant marin apportant de la chaleur dans l'Atlantique Nord) avec le forçage anthropogénique, devrait entraîner un minimum local dans le réchauffement de surface, ce qui contribuerait à une augmentation de la stabilité statique, défavorable aux PLs.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

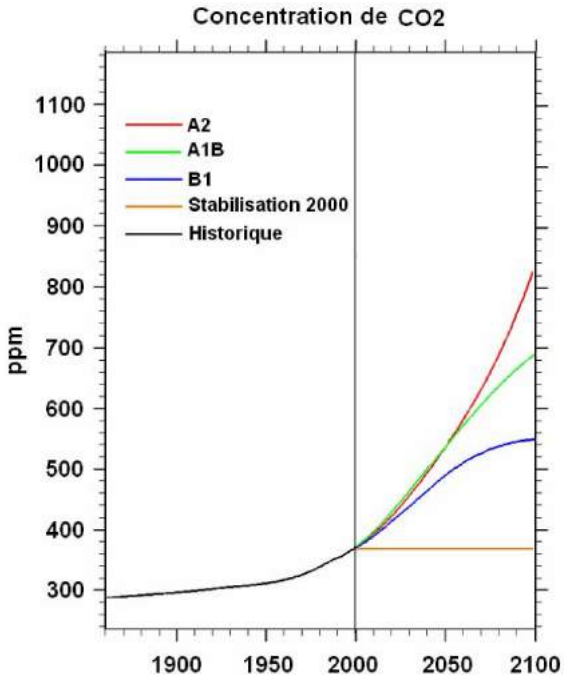


FIG. 5.13 – Évolution du taux de CO2 atmosphérique (en ppm) dans les différents scénarios de changement climatique prévus par le GIEC (d'après Nakicenovic et al., 2000).

Scénarios de changement climatique

Quatre groupes de scénarios ont été préconisés par le GIEC, et utilisés dans les modèles de changement climatique (*Nakićenović et al.*, 2000). Ces scénarios décrivent le développement général des sociétés humaines au XXIème siècle. Plusieurs types de facteurs influant sur le climat sont considérés : la protection gouvernementale de l'environnement, la croissance économique et le développement technologique, la démographie, la politique d'occupation des sols (déforestation, type d'agriculture, expansion urbaine...), l'industrialisation, l'utilisation d'énergies fossiles et l'augmentation des gaz à effet de serre. Cette diversité de scénarios est censée représenter l'étendue des possibilités des développements humains lors de ce siècle, et les réponses climatiques correspondantes. Dans ce travail de thèse, j'ai considéré le scénario A2, correspondant à un changement particulièrement extrême, dans l'optique de travailler sur des changements plus marqués, donc plus faciles à interpréter. Ce scénario correspond à un fort développement économique et démographique, et à un faible niveau de communication entre régions. Les différents scénarios débutent en 1990 avec comme conditions initiales la simulation 20C sur le XXème siècle. La Figure 5.13 présente l'évolution de la concentration atmosphérique en CO2, entre autres gaz à effet de serre, pour les différents scénarios au cours du XXIème siècle. Le scénario A2 est marqué par la forte augmentation des taux de gaz à effet de serre dans l'atmosphère.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

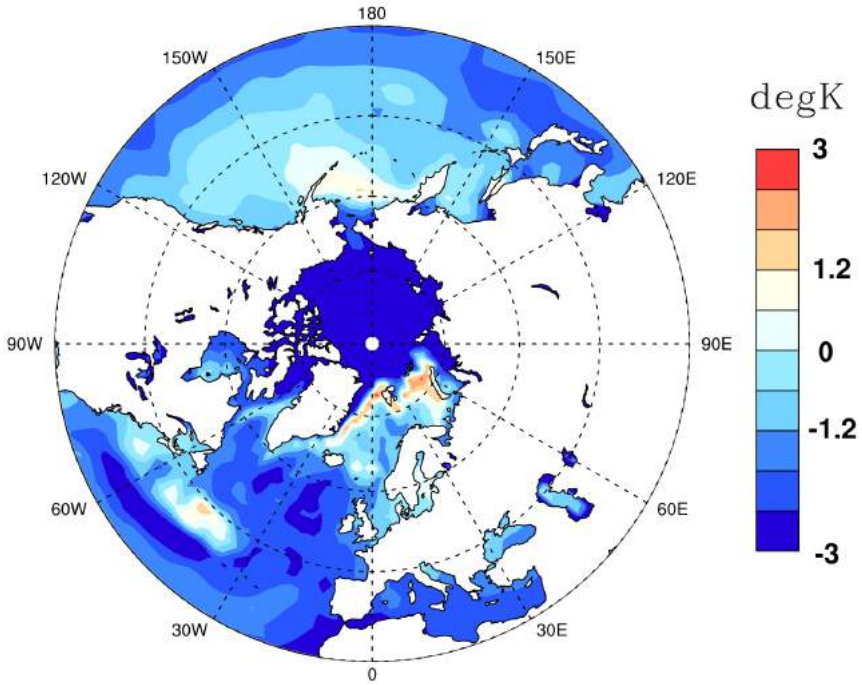


Fig. 5.14 – Changement moyen hivernal de SST-T500 entre 1970-1999 (ECHAM5-20C) et 2070-2099 (ECHAM5-A2).

5.2.1 Évolution des conditions moyennes avec le réchauffement globale

Pour étudier l'évolution des PLs en climat futur, la méthode des "proxy" est pertinente et déjà utilisée (*Kolstad and Bracegirdle*, 2008). Elle repose sur l'idée que les PLs ne peuvent se former qu'en présence de conditions particulières, et elle permet une étude objective à partir des simulations. Parmi ces proxys, SST-T500 est particulièrement judicieux, car comme indicateur du réchauffement troposphérique induit par les flux de surface, il permet d'identifier rapidement les zones au-dessus desquelles le développement de PLs est possible (voir à ce sujet *Kolstad*, 2011). Une baisse substantielle de cette valeur avec le réchauffement global indiquerait alors une stabilisation des basses couches atmosphériques, et donc une diminution de la probabilité d'occurrence de PLs.

La différence entre les valeurs moyennes de SST-T500 pour la période récente 20C et pour le scénario A2 est présentée Figure 5.14 pour l'ensemble des régions propices aux PLs de l'hémisphère Nord. Les valeurs moyennes de SST-T500 présentent une baisse sur une grande partie des régions de PLs actuelles, mais ce changement est assez hétérogène. Cette baisse est particulièrement marquée sur la partie centrale de l'Atlantique Nord, au sud du Groenland et de l'Islande, et sur la mer du Labrador, avec des valeurs de l'ordre de -2,5 à -3 K. La situation est différente sur les mers nordiques. La mer de Norvège montre une baisse

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

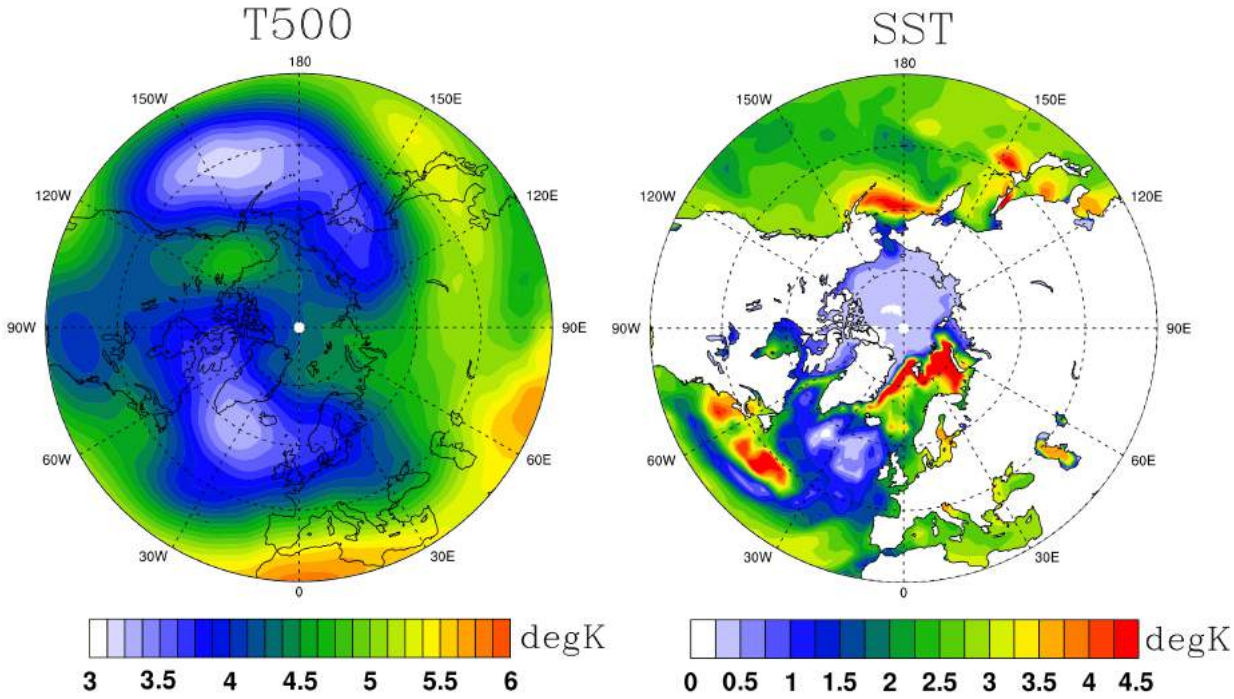


FIG. 5.15 – Différence entre les valeurs hivernales moyennes de T500 (à droite) et de SST (à droite) entre 1970-1999 (ECHAM5-20C) et 2070-2099 (ECHAM5-A2).

plutôt conséquente, de l'ordre de -1,5 K, alors que les mers de Barents et du Groenland montrent une tendance nulle ou positive selon les localités, avec des valeurs allant jusqu'à 3 K. De la même manière, côté Pacifique, la mer du Japon présente une tendance négative de l'ordre de -1,5 K, alors que des zones plus septentrionales comme la mer de Bering et le Golfe d'Alaska (surtout la partie ouest) montrent une stagnation ou un accroissement de la SST-T500, de l'ordre d'1 K. Le réchauffement global aurait alors pour conséquence de diminuer la probabilité d'occurrences de PLs dans les zones subpolaires, et de l'accroitre dans les zones les plus polaires. Ces résultats semblent en accord avec ceux de *Kolstad and Bracegirdle* (2008), obtenus sur un autre indice de stabilité statique, et ceux de *Zahn and von Storch* (2010), obtenus par une méthode de descente en échelle et de détection automatique sur l'Atlantique Nord.

Il est possible d'analyser les parts respectives du réchauffement de la surface et des plus hautes couches atmosphériques en décomposant l'indice SST-T500. La Figure 5.15 montre pour SST et pour T500 la différence entre les valeurs moyennes en climat présent (20C) et en climat futur (A2). L'augmentation de la T500 montre de fortes valeurs aux basses latitudes, et de plus faibles dans les régions tempérées et polaires, ainsi que des différences correspondant à la répartition des terres et océans, pour présenter deux zones de faible réchauffement au-dessus de l'Atlantique Nord et du Pacifique Nord. La mer de Barents montre une assez forte hausse de température.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

L'évolution de la SST est plus hétérogène. Elle montre une très faible augmentation au niveau de la partie centrale de l'Atlantique Nord, une augmentation modérée sur le Pacifique Nord, et quelques zones de réchauffement intense en mer de Barents, en mer du Groenland le long des côtes et en mer de Bering.

La Figure 5.16 représente l'évolution de la concentration en glace de mer dans ECHAM5/MPI-OM entre la période récente (20C, 1970-1999 ; à gauche), la période future (A2, 2070-2099 ; au centre) et la différence entre les deux périodes (20C-A2 ; à droite).

Cette figure montre une quasi disparition de la couverture de glace estivale. Cette observation est en accord avec plusieurs études. L'étude de *Arzel et al.* (2006) montre ainsi une probable baisse de la couverture en glace estivale de l'ordre de 62%, alors que *Boé et al.* (2009) considèrent la disparition totale de la glace de mer estivale en Arctique comme vraisemblable avant la fin du XXIème siècle. *Holland et al.* (2006) estiment quant à eux que la disparition de la glace de mer estivale en Arctique ne se ferait pas en suivant la tendance actuelle, mais subirait une diminution abrupte en une décennie autour de 2040. *Mahlstein and Knutti* (2012) considèrent que la réduction de la couverture en glace est sous-estimée dans la majorité des modèles de climat. Un réétalonnage d'un ensemble de GCM à partir d'observations leur permet de montrer qu'un changement de l'ordre de 2°C dans la température de surface moyenne annuelle à partir de la situation présente conduirait à une disparition de la glace de mer Arctique en septembre. *Wang and Overland* (2012) estiment que l'Arctique serait libre de glace en été à partir des années 2030. Cette modification pourrait avoir un gros impact sur l'état atmosphérique des premiers mois d'hiver.

Comparativement aux mois d'été, les mois d'hiver présentent une diminution d'englacement assez faible, comme cela avait pu être noté par *Comiso* (2011). Cependant, cette faible diminution n'est vraie que pour la fin de l'hiver (de janvier à avril). Les mois de novembre et décembre présentent une très forte diminution de la couverture de glace en climat futur. L'englacement est donc beaucoup plus tardif en climat futur. Cette observation pourrait avoir des conséquences importantes pour les PLs, puisque les conditions atmosphériques pourraient alors être modifiées, et que de grands espaces seraient alors disponibles pour leur formation jusqu'à un moment avancé de l'hiver, comme les côtes russes et canadiennes de l'Océan Arctique.

De plus, certaines régions largement recouvertes de glace en hiver en climat présent ne devraient plus l'être en climat futur, comme la mer de Barents, la mer d'Okhotsk. Les zones de forte augmentation de SST et de SST-T500 relevées au nord des mers nordiques et de la mer de Bering paraissent correspondre à une forte diminution de la concentration en glace de mer sur ces zones les mois d'hiver. Ces fortes valeurs traduisent alors une disparition de la glace plutôt qu'une réelle augmentation de SST-T500.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

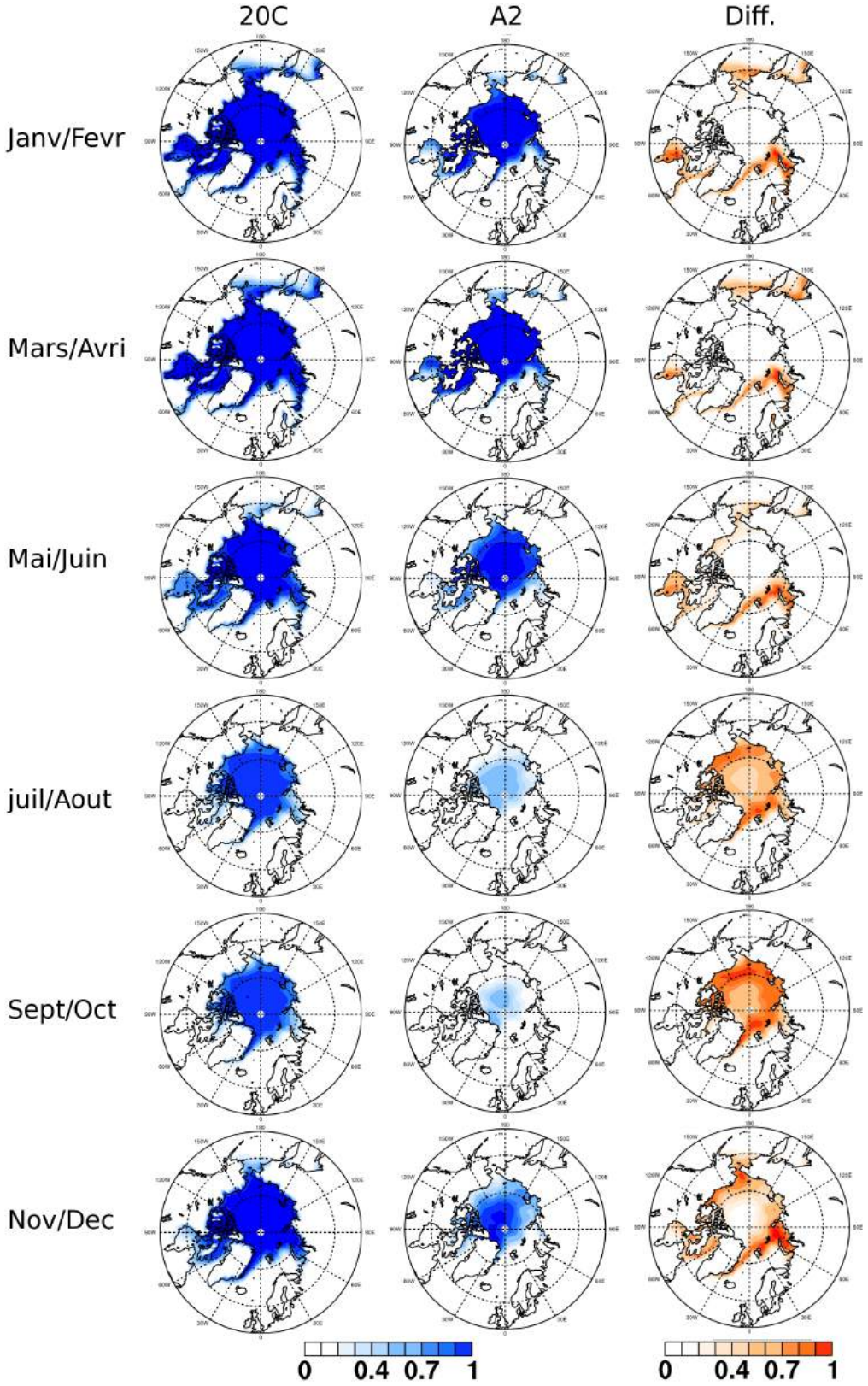


FIG. 5.16 – Comparaison entre la concentration en glace de mer mensuelle (proportion entre 0 et 1 ; moyennée tous les deux mois) dans ECHAM5/MPI-OM pour la période récente (20C : 1970-1999 ; à gauche) et future (A2 : 2070-2099 ; au centre), ainsi que la différence entre les deux périodes (20C-A2 ; à droite).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

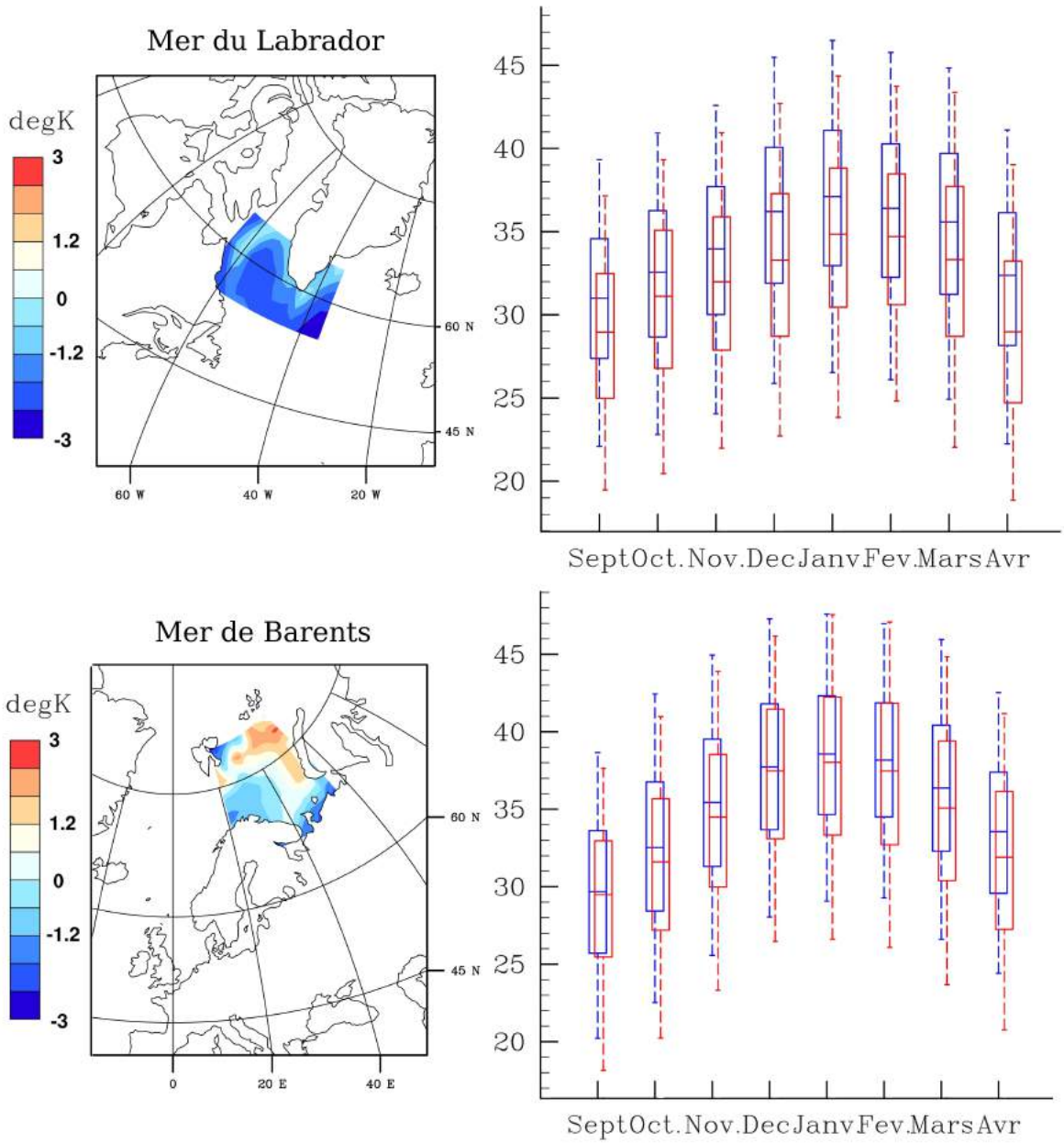


FIG. 5.17 – Carte des zones étudiées et différence entre les valeurs hivernales moyennes de SST-T500 entre 2070-2099 (ECHAM5-A2) et 1970-1999 (ECHAM5-20C) (à gauche), et distributions mensuelles de cette différence (à droite) pour la mer du Labrador (en haut) et la mer de Barents (en bas). Les distributions pour 1970-1999 (ECHAM5-20C) sont en bleu, et celles pour 2070-2099 (ECHAM5-A2) sont en rouge. La ligne horizontale dans la boite correspond à la valeur moyenne, le bas et le haut montrent les 25eme et 75 centiles (respectivement), et les lignes hautes et basses hors de la boite représentent les 5ème et 95ème centiles (respectivement).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

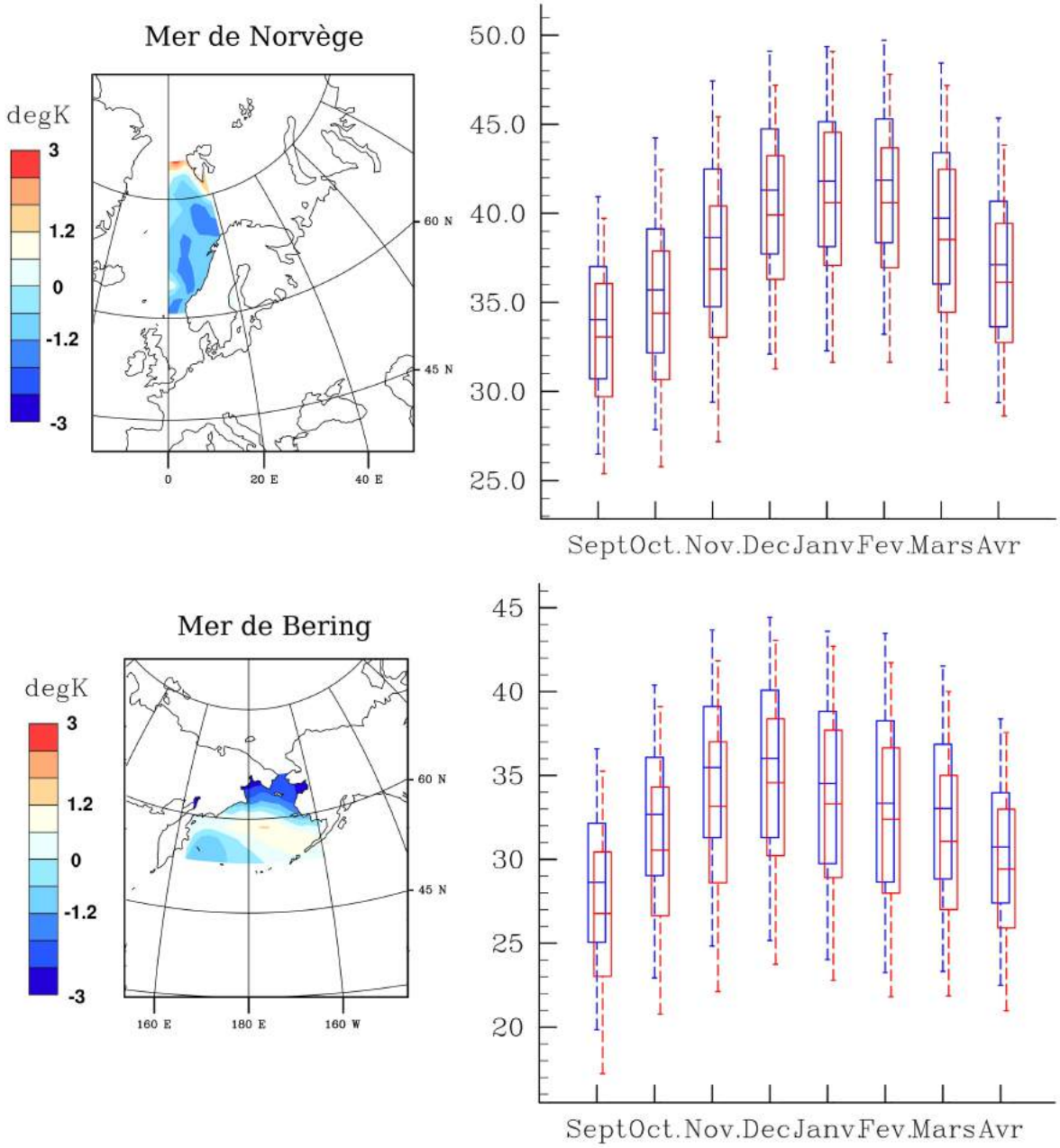


FIG. 5.18 – Comme la Figure 5.17, mais pour la mer de Norvège (en haut) et la mer de Bering (en bas).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Jusque là, seule l'évolution des valeurs moyennes a été traitée. Celles-ci donnent une première idée de l'évolution des conditions. Cependant la formation de PL devrait le plus souvent correspondre à des CAOs, et donc à des événements plus rares de SST-T500 haute. La modification de la SST-T500 n'est de plus pas nécessairement stable au cours de l'hiver. Il est du coup plus intéressant d'étudier la distribution des valeurs de SST-T500 et leur évolution. Les Figures 5.17 et 5.18 comparent les répartitions mensuelles de SST-T500 pour 1970-1999 et 2070-2099 pour différentes régions d'intérêt. En mer du Labrador, le changement est assez homogène au cour de l'hiver, et les valeurs extrêmes connaissent une diminution semblable à celle de la valeur moyenne. La modification subie par SST-T500 est du coup bien résumée par sa valeur moyenne En revanche, en mer de Barents, les mois de début et de fin d'hiver rencontrent une baisse globale des valeurs de SST-T500 de 1 à 2 K, alors que les mois de décembre, janvier et février connaissent une stagnation ou une légère augmentation. Ceci conduirait alors à un raccourcissement de la saison des PLs dans cette région. En mer de Norvège, l'évolution des distributions de SST-T500 est assez stable au cours de la saison froide, avec une diminution de l'ordre de 2 K, à l'exception du mois de janvier qui présente une évolution plus faible (diminution d'environ 1 K). On remarque en janvier que les valeurs extrêmes (75eme et 95eme centiles) restent assez proche de leur niveau pour le XXème siècle. La mer de Bering présente le même type de comportement, avec une diminution assez homogène d'environ 3 K, sauf pour les mois de janvier et février (plutôt 1 K). On note sur cette mer deux évolutions moyennes assez différentes, avec une forte diminution sur la partie nord (autour de -3 K) qui est assez homogène au long de l'hiver (non montré), et une stagnation des valeurs sur la partie sud, voir une légère augmentation à partir de décembre.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

5.2.2 Étude de l'évolution du comportement des PLs en climat futur en fonction de l'évolution des régimes de temps

Le chapitre 4 a montré que l'approche en régimes de temps hivernaux calculés sur la région Atlantique Nord/Europe était une bonne façon de relier l'occurrence des PLs à la variabilité climatique, puisque le développement de PLs dépend de la conjonction de plusieurs conditions favorables sur une période de temps correspondant à la durée typique d'existence d'un régime. Étudier l'évolution des régimes de temps en climat futur pourrait donc permettre d'estimer l'évolution de l'occurrence des PLs.

5.2.2.1 Les régimes de temps dans la simulation ECHAM5/MPI-OM

Les régimes de temps peuvent être déterminés à partir de différents champs atmosphériques. La comparaison entre des régimes de temps calculés en climat futur et en climat présent serait facilitée par l'utilisation du champs de MSLP, plutôt que celui de Z500, utilisé jusqu'ici. En effet, sous l'effet d'un réchauffement atmosphérique, une dilatation hétérogène des couches atmosphériques selon les latitudes et les régions est prévisible, ce qui aurait pour conséquence de modifier le comportement de Z500, mais moins celui de MSLP. Le lien entre régimes de temps et PLs présenté dans le chapitre 4 ne variait pas selon que les régimes étaient calculés sur Z500 ou MSLP. Ceci nous permet de considérer dans cette partie des régimes MSLP.

Pour calculer les régimes dans les simulations, plutôt que de calculer de nouveaux centroïdes dans la simulation ECHAM en climat présent et futur par classification des cartes d'anomalies journalières de MSLP en différents clusters, on a projeté ces cartes sur les centroïdes obtenus avec les observations (en l'occurrence, NCEP/NCAR), comme dans *von Storch and Zwiers* (2001) et *Goubanova et al.* (2010). La similitude entre les structures journalières et les centroïdes issus des observations a été estimée par corrélation spatiale. Pour obtenir une représentation plus précise des régimes, les jours de transition entre régimes ont été éliminés (comme dans *Sanchez-Gomez and Terray* 2005), et seuls les épisodes de plus de trois jours ont été conservés (comme dans *Goubanova et al.* 2010).

Les régimes obtenus sont présentés Figure 5.19. On observe sans surprise une grande ressemblance entre les centroïdes obtenus dans les simulations et dans NCEP/NCAR. Les principales différences résident dans l'intensité des différentes structures, et la différence de l'influence du plateau groenlandais, particulièrement importante dans ECHAM. Ce dernier point est probablement lié à un traitement différent de l'orographie dans les réanalyses et les modèles.

Dans le paradigme des régimes de temps, il a été proposé qu'une modification de la température atmosphérique moyenne pourrait être interprétée comme un changement dans l'occurrence des mêmes régimes de temps (*Corti et al.*, 1999; *Palmer*, 1999). Pour discerner la part du changement en température moyenne pouvant être exprimée comme un changement d'occurrence des régimes, et celle due à une modification des mêmes régimes, une décomposition linéaire du changement de température est alors proposée par *Boé et al.* (2006) :

$$\triangle X = X^F - X^P = \sum_{k=1}^{4}(f_k^F x_k^F - f_k^P x_k^P) + (f_0^F Y^F - f_0^P Y^P) \tag{5.1}$$

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

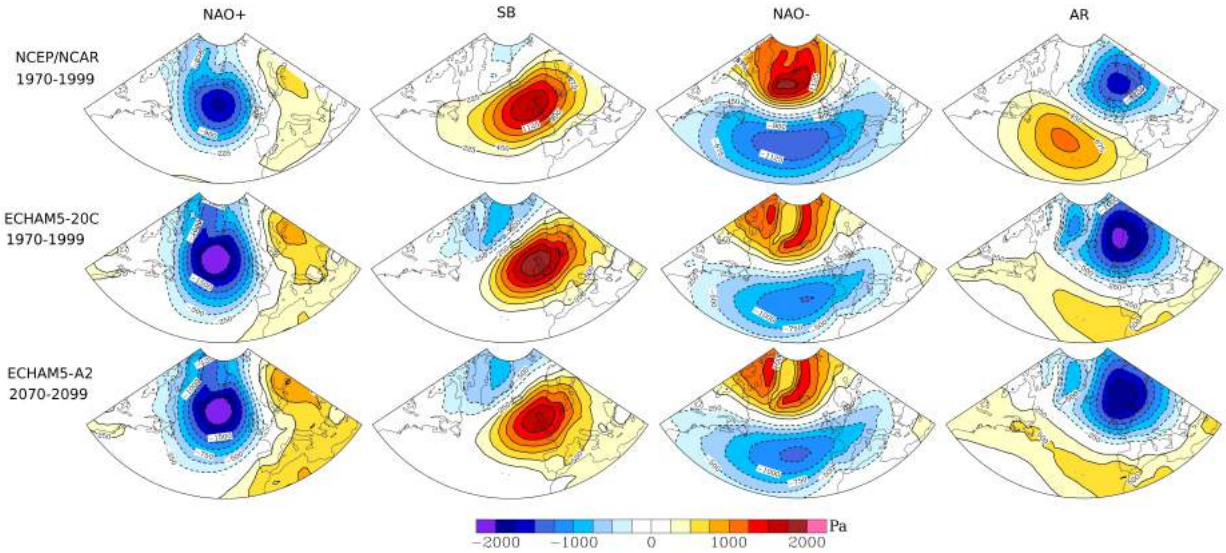


FIG. 5.19 – Les quatre centroïdes des régimes calculés sur les cartes d'anomalie journalière de MSLP de NCEP/NCAR sur l'Atlantique Nord et l'Europe pour NDJFM entre 1970 et 1999 (ligne du haut) ; les centroïdes ECHAM5-20C obtenus par projection des cartes d'anomalie journalière de MSLP entre 1970 et 1999 sur les centroïdes NCEP/NCAR (ligne du milieu) ; et les centroïdes ECHAM5-A2 obtenus par projection des cartes d'anomalie journalière de MSLP entre 2070 et 2099 sur les centroïdes NCEP/NCAR (ligne du bas).

Où la différence $\triangle X$ entre la température moyenne dans le scénario de climat présent X^P et future X^F s'écrit en fonction des fréquences d'occurrences f_k^P (f_k^F) de chacun des k régimes de la simulation en climat présent (futur), des températures moyennes x_k^P (x_k^F) de chacun des k régimes de la simulation en climat présent (futur), de la fréquence d'occurrence des jours de transitions entre régimes f_0^P (f_0^F) de la simulation en climat présent (futur), et de la température moyenne $Y^F(Y^P)$ pour les jours de transition de la simulation en climat présent (futur).

Ainsi $\triangle X$ peut être réécrit comme la somme de trois termes :

$$\begin{aligned}\triangle X = &\left\{\sum_{k=1}^{4}\left[(f_k^P(x_k^F - x_k^P)\right] + \left[(f_0^P(Y^F - Y^P)\right]\right\} \\ &+ \left\{\sum_{k=1}^{4}\left[(x_k^P(f_k^F - f_k^P)\right] + Y^P(f_0^F - f_0^P)\right\} \\ &+ \left\{\sum_{k=1}^{4}(x_k^F - x_k^P)(f_k^F - f_k^P) + (Y^F - Y^P)(f_0^F - f_0^P)\right\} \quad (5.2)\end{aligned}$$

Le premier terme, qui correspond à la part du changement total dû à des modifications

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	NAO+	SB	NAO-	AR
20C / 1970-1999	9	9	19	10
A2 / 2070-2099	10	10	19	10

Tab. 5.2 – Occurrence des régimes de temps (en %) dans les simulations ECHAM5 pour la période "présente" du scénario 20C (1970-1999) et pour la période "future" du scénario A2 (2070-2099). Les régimes de temps sont obtenus par projection des anomalies journalières de MSLP sur les centroides des régimes issus d'observations.

internes à chacun des régimes, est appelé terme « intratype » ; le second terme correspond à la part du changement total dû uniquement au changement d'occurrence entre les différents régimes et est appelé terme « intertype ». Le dernier terme est mixte et dépend à la fois des changements d'occurrences et des changements internes aux régimes. En général, les résultats issus de cette décomposition montrent que, bien que la part du changement due à chacun de ces termes puisse varier fortement selon la variable, la région, la saison, ou la période considérée, le changement moyen ne peut pas être uniquement décrit par le changement d'occurrences des régimes, et donc par l'intertype (*Boé et al.*, 2006; *Najac et al.*, 2009; *Goubanova et al.*, 2010).

Le tableau 5.2 montre l'occurrence des régimes dans les simulations ECHAM en climat présent et en climat futur (sans prendre en compte les jours considérés comme "jours de transition"). On n'observe qu'une très faible différence d'occurrence entre les deux périodes, qui n'explique à priori qu'une faible partie du large changement de température. Les résultats issus de la décomposition montrent que les changements dans les valeurs de SST-T500 sont dominés par le terme intratype (Tableau 5.3). En mer de Norvège, par exemple, le changement de SST-T500 moyen de -1.380 K (comme sur la Figure 5.18) peut se réécrire comme la somme d'un changement dû à l'intertype de -0.063 K, d'un changement dû à l'intratype de -1.318 K, et du terme mixte de +0.005 K. L'intratype est bien le terme dominant. Ce type de comportement est également vérifié pour la mer du Labrador et la mer de Barents. Ceci signifie que le changement de valeur moyenne de SST-T500 entre les climats présent et futur est largement dominé par les modifications entre conditions locales et conditions de grande échelle, plutôt que par des changements d'occurrence entre ces régimes. Pour comprendre cette évolution, il faut alors étudier l'évolution des conditions propres à chaque régime.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

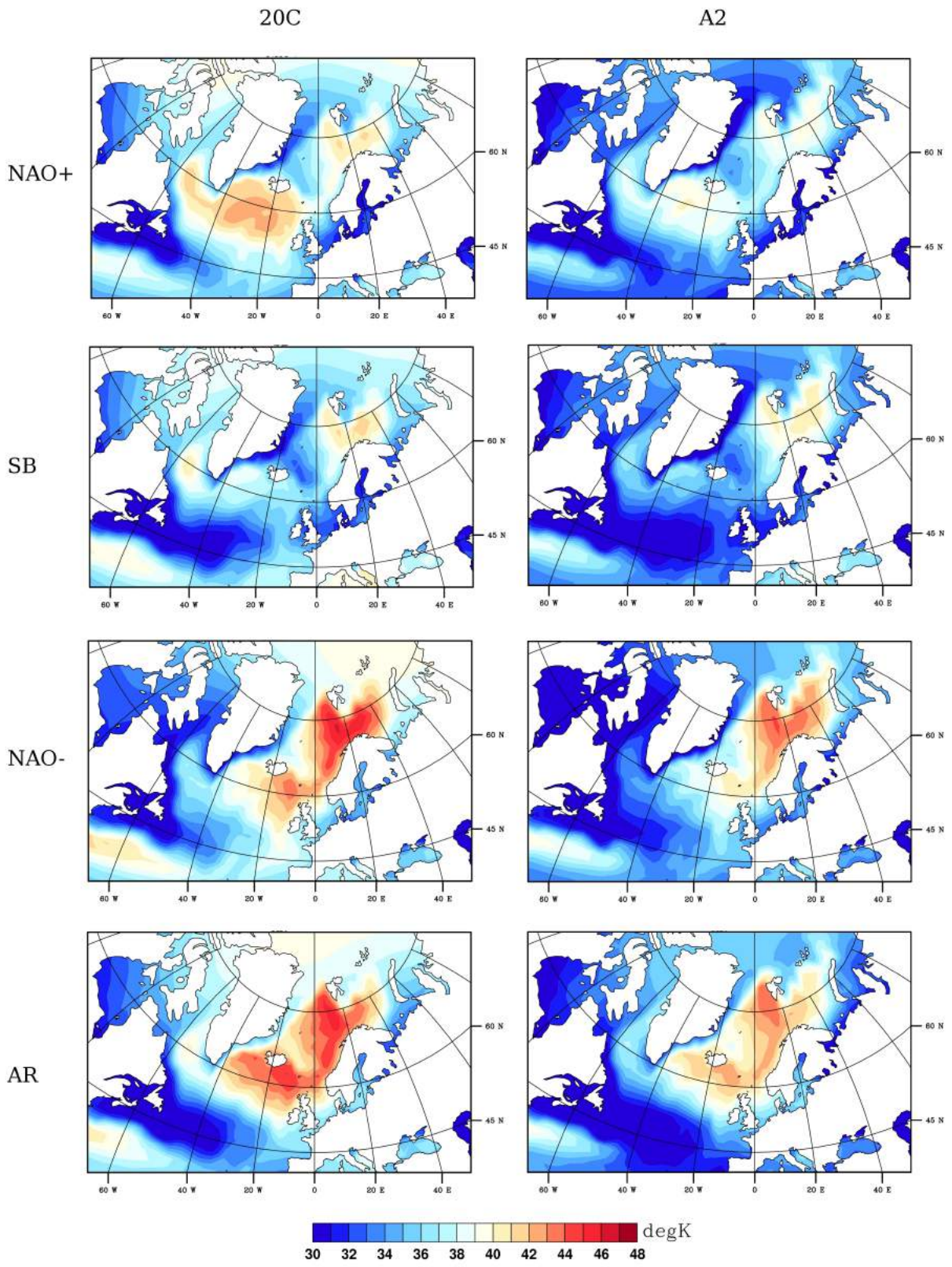


FIG. 5.20 – Comparaison entre les valeurs hivernales moyennes de SST-T500 en fonction des régimes de temps associés, en climat présent (1970-1999, ECHAM5-20C) et en climat futur (2070-2099, ECHAM5-A2).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	mer du Labrador	mer de Barents	mer de Norvège
Intertype	-0.063	-0.08	-0.063
Intratype	-2.203	-0.14	-1.318
Terme mixte	0.008	0.006	0.005
Total	-2.258	-0.214	-1.376

Tab. 5.3 – Résultats de la décomposition du changement de SST-T500 moyen (en K) entre 20C et A2 en intertype, intratype et terme mixte, pour trois régions différentes de l'Atlantique Nord (les domaines considérés sont représentés en Figures 5.17 et 5.18).

5.2.2.2 Les changements dans les régimes de temps en climat futur et les conséquences pour les PLs

La Figure 5.20 présente une comparaison de la SST-T500 moyenne pour chacun des régimes de temps en climat présent et futur. On remarque que le changement moyen présenté Figure 5.14 ne s'exprime pas de la même manière selon les différents régimes. La diminution de la valeur moyenne observée en mer de Norvège et sur la partie occidentale de la mer de Barents n'est pas équivalente pour les différents régimes. Pour mettre ceci en évidence, l'évolution de SST-T500 entre les scénarios 20C et A2 est montrée Figure 5.21 pour chacun des régimes de temps, relativement au changement moyen. Par rapport à ce dernier, SB montre une différence positive de plus d'1 K des valeurs de SST-T500 sur l'ensemble des mers de Norvège et de Barents, alors que celle-ci est nulle pour NAO+ et négative pour NAO- et AR.

En terme d'évolution de la SST-T500 moyenne, cela se traduit par une baisse importante pour les deux régimes les plus favorables au développement de PLs en mers de Norvège et Barents : AR et NAO-, et une baisse très légère pour SB et NAO+. L'évolution des distributions des valeurs de SST-T500 par régime et par zone (Figure 5.22) confirme ce résultat et permet plus de précision : en mer de Barents, les régimes NAO- et AR deviennent un peu moins favorables avec un décalage des distributions d'environ 1 K, alors que SB devient moins défavorable ; en mer de Norvège, l'ensemble des régimes devient moins favorable, mais cette baisse est particulièrement marquée pour AR, le régime le plus favorable en climat présent.

En mer du Labrador, les PLs se forment principalement en NAO+ en climat présent. Si les valeurs de SST-T500 décroissent sur cette région quelque soit le régime considéré (Figure 5.21, en haut), cette baisse est particulièrement importante en NAO+, comme le montre la Figure 5.21, avec une diminution d'environ 4 K, ce qui pourrait suggérer une diminution

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

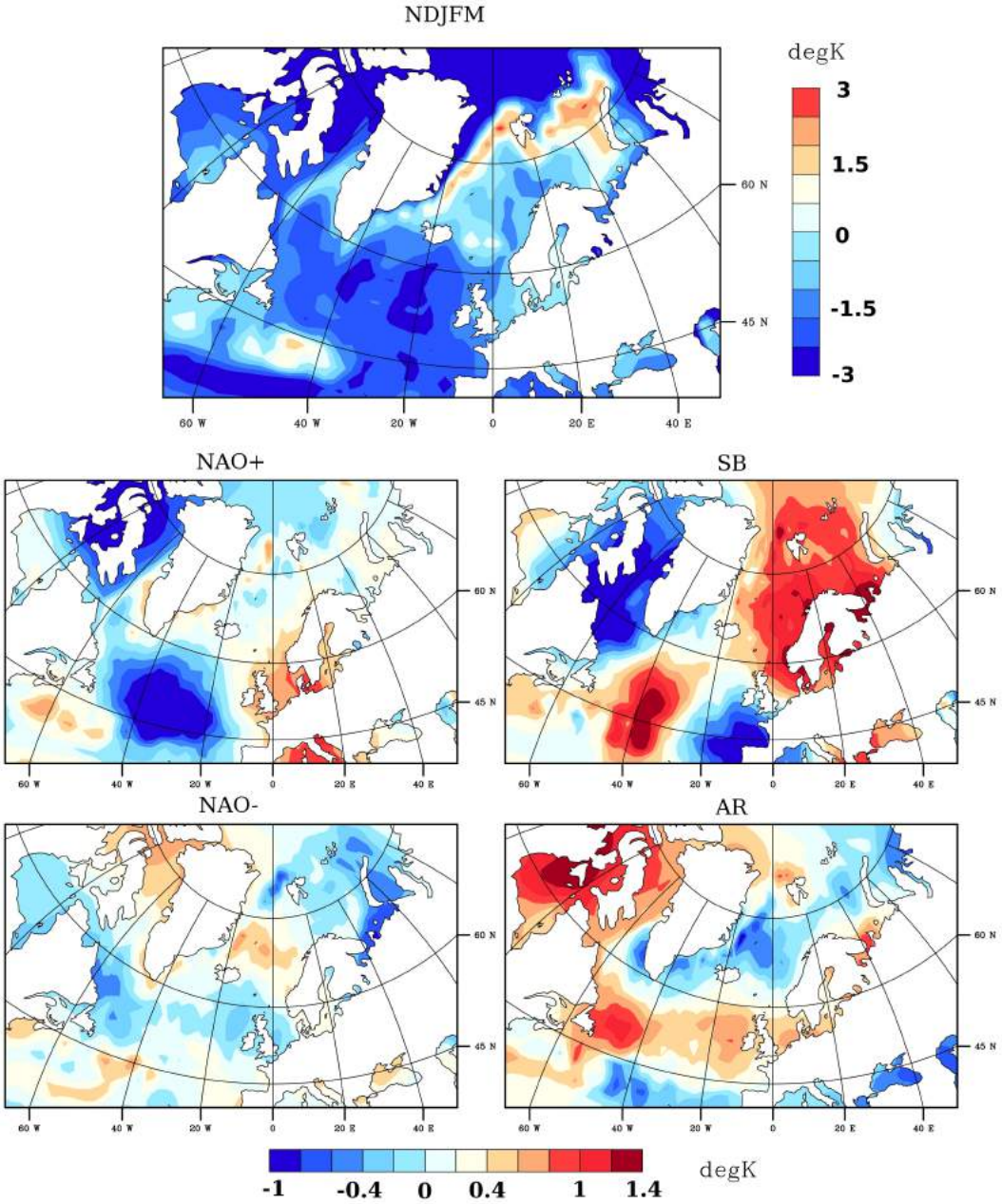


FIG. 5.21 – En haut : changement hivernal moyen de SST-T500 entre le climat présent (20C) et futur (A2). En bas : changement hivernal moyen de SST-T500 pour chacun des régimes de temps, en anomalie du changement moyen.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

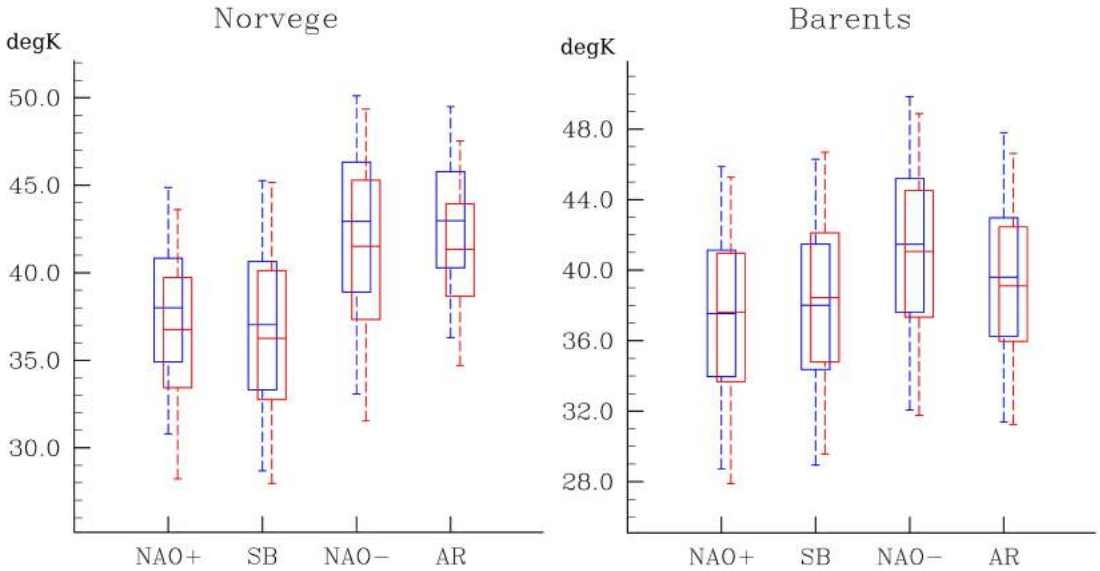


FIG. 5.22 – Comparaison des distributions des valeurs hivernales de SST-T500 en mers de Norvège et de Barents par régime de temps en climat présent (20C, en bleu), et en climat futur (A2, en rouge). La ligne horizontale dans la boite correspond à la valeur moyenne, le bas et le haut montrent les 25eme et 75 centiles (respectivement), et les lignes hautes et basses hors de la boite représentent les 5ème et 95ème centiles (respectivement).

de l'activité des PLs dans cette région.

Ces résultats indiquent une tendance à l'homogénéisation des conditions locales en fonction des conditions de grande échelle, qui deviennent du coup moins discriminantes pour le développement de PLs.

5.3 Résumé et discussion

L'objectif de ce chapitre exploratoire est de tenter d'évaluer l'évolution des PLs dans le cadre du changement climatique, en se basant sur les observations réalisées dans les chapitres précédents de la thèse.

Dans un premier temps, l'étude de l'influence du changement climatique est étudiée à travers les tendances observables en climat présent. Aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord, cette influence est particulièrement marquée sur la glace de mer, dont l'extension connait une diminution, remarquablement importante en été. L'étude de l'évolution de la couverture de glace de mer hivernale montre que de nombreuses régions maritimes propices aux PLs ont tendance être moins prises par la glace, comme la mer de Barents, ou de plus en plus tard dans la saison, comme la mer de Kara, la mer de Baffin ou la mer de Chukchi. Ces régions libres de glace de plus en plus grandes, sur une partie de plus en plus longue de

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

l'année sont autant d'espaces supplémentaires dans lesquels des PLs pourraient se former, puisque les PLs ne se développent que sur des zones maritimes libres de glace.

Une autre conséquence de la diminution de la couverture en glace de mer est une redistribution des zones d'échanges directs entre la surface océanique et l'atmosphère. Le réchauffement des basses couches atmosphériques induit par l'absence de glace modifie la circulation de grande échelle et influe sur les conditions locales (*Honda et al.*, 1999, 2009; *Alexander et al.*, 2004; *Strey et al.*, 2010; *Inoue et al.*, 2012). On a alors étudié l'influence de la variabilité de la couverture en glace de mer sur les variables clefs pour le développement des PLs. On s'est concentré sur la région montrant la plus forte variabilité au cours de l'hiver dans hémisphère Nord : la mer de Barents.

La réponse environnementale des anomalies opposées de glace de mer en mer de Barents montre des structures locales globalement identiques et de signe opposés, ce qui suggère un comportement linéaire. Globalement, une grande couverture en glace de mer a tendance à favoriser la formation de PLs au cours du même mois entre octobre et février, et pour les deux mois suivant en milieu d'hiver. Inversement, une faible couverture en glace conduit à un environnement défavorable aux PLs. Le mois de mars fait exception, en présentant une réponse atmosphérique favorable aux PLs les deux mois suivant une situation de faible englacement. On note cependant que l'environnement lié à une faible couverture de glace, soit une situation anticyclonique accompagnée d'un vent de sud et d'une SST haute, correspond aux conditions favorables à une diminution de la banquise. Cette étude réalisée avec des données mensuelles ne permet pas de savoir si les conditions environnementales associées une anomalie négative de couverture de glace en sont la cause, ou la conséquence sous forme de rétroaction amplificatrice. Une étude de *Petoukhov and Semenov* (2010), réalisée en faisant varier l'englacement des mers de Kara et de Barents dans la simulation ECHAM5, montre une réponse anticyclonique à une diminution de la couverture en glace de la même ampleur que celle de l'hiver 2005-2006. Ceci va dans le sens d'une rétroaction amplificatrice du phénomène. Par ailleurs, une étude de *Petoukhov and Semenov* (2010) indique que la réponse atmosphérique à une réduction de glace de mer en mers de Kara et de Barents devient fortement non linéaire lorsque cette diminution est plus importante. Les résultats basés sur l'observation obtenus ici ne sont donc a priori pas extrapolables à de plus fortes réductions de l'étendue de la banquise avec le réchauffement global. Pour aller plus loin sur ce point, une étude par simulation numérique serait nécessaire.

La diminution de la surface recouverte par la glace de mer est cependant plus importante pour les mois d'été. Plusieurs études ont montré qu'un faible englacement estival avait des répercussions sur la circulation atmosphérique des hautes et moyennes latitudes des premiers mois de l'hiver suivant (*Francis et al.*, 2009; *Overland and Wang*, 2010; *Blüthgen et al.*, 2012; *Hopsch et al.*, 2012; *Jaiser et al.*, 2012). Les mécanismes permettant à l'at-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

mosphère de se « souvenir » d'une réduction estivale de la couverture en glace incluent le réchauffement et la déstabilisation de la basse troposphère, l'augmentation de la couverture nuageuse et la baisse du gradient méridien d'épaisseur de couche, relié à un affaiblissement du courant jet polaire (*Francis et al.*, 2009). L'analyse de l'environnement en fonction de la couverture en glace de mer estivale de l'Océan Arctique indique qu'un faible (fort) englacement en septembre correspondrait des conditions plus défavorables (favorables) en mers du Labrador et d'Irminger en novembre, et en mers de Norvège et de Barents en décembre et en janvier.

Dans un second temps, l'étude de l'influence du changement climatique sur les PLs a été étudiée en comparant les caractéristiques des variables clefs pour le développement des PLs en climat présent (1970-1999) et futur (2070-2099), dans le scénario A2, caractérisé par une augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effets de serre et un réchauffement prononcés, de la simulation climatique couplée océan/atmosphère ECHAM5/MPI-OM. L'océan Arctique apparait en grande partie (ou totalement selon certaines études, *Arzel et al.*, 2006; *Boé et al.*, 2009; *Holland et al.*, 2006; *Mahlstein and Knutti*, 2012; *Wang and Overland*, 2012) dégagé de glace durant les mois d'été en climat futur. Ceci pourrait avoir des conséquences importantes sur la circulation atmosphérique des premiers mois d'hiver. L'aire maximale annuelle couverte par la glace ne diminuerait que faiblement, mais pendant toute la première partie de l'hiver, la diminution de la couverture serait très importante, ce qui ouvrirait de larges zones au possible développement de PLs, comme les côtes russes et canadiennes de l'Océan Arctique, la baie d'Hudson ou la mer d'Okhotsk.

L'évolution des conditions de stabilité statique, représentées par SST-T500, indique une stabilisation générale de l'environnement hivernal en climat futur dans l'hémisphère Nord, ce qui va dans le sens d'une probable diminution des occurrences de PLs. Ce phénomène est particulièrement marqué en Atlantique Nord. Pour certaines régions comme les mers de Norvège et Barents, ou la partie sud de la mer de Bering, cette diminution n'est valable que pour une partie de l'hiver. L'occurrence de PLs serait donc favorisée sur une partie plus courte de l'hiver. En climat présent, les régimes de temps apparaissaient assez discriminants pour l'occurrence des PLs dans l'Atlantique Nord. Il apparait qu'ils le deviendraient moins en climat futur : les conditions locales en stabilité statique auraient tendance à devenir moins dépendantes des conditions de grande échelle.

Cette étude s'est concentré essentiellement sur l'une des variables clefs pour le développement des PLs, SST-T500, car celle-ci permet d'identifier efficacement les zones sur lesquelles le développement de PLs est possible. Cependant, l'étude de l'évolution des autres variables clefs serait également utile pour estimer l'évolution des PLs. L'analyse de l'évolution de la distribution des vents, notamment en fonction de la variabilité de grande échelle, pourrait par exemple donner de bonnes indications sur l'évolution de l'occurrence des CAOs sur les

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

régions d'intérêt. L'étude de l'évolution des conditions d'altitude serait aussi très utile pour comprendre la future évolution des PLs.

Par ailleurs, l'étude statistique des conditions synoptiques associées avec la formation des PLs (Chapitre 3) a montré qu'un environnement particulier existait sur une durée d'environ 8-10 jours autour de la date de formation des PLs. Il pourrait être intéressant d'introduire cette dimension temporelle dans l'étude de l'évolution du comportement des PLs. Plutôt que de regarder des valeurs moyennes, ou même leur distribution, on étudierait alors des épisodes d'anomalies de plusieurs jours, comme dans *Vavrus et al.* (2006) pour l'étude des CAOs.

Finalement, cette étude doit être complétée en analysant d'autres scénarios d'évolution climatique, et différentes périodes. Elle gagnerait en solidité en analysant différentes réalisations et en utilisant un ensemble de modèles, plutôt qu'un seul comme ici.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Conclusions et perspectives

Aux hautes latitudes, les cyclones de méso-échelle de forte intensité font partie des événements sévères ayant le plus fort impact sur les populations et les infrastructures locales. Ils paraissent de plus jouer un rôle actif dans le couplage entre l'océan et l'atmosphère, et influencent la circulation océanique des régions subpolaires de l'Atlantique Nord. Ce sont des phénomènes complexes par la diversité des mécanismes de formation ou d'intensification associés, et la difficulté de leur étude est accrue par le manque d'observations et leur mauvaise représentation dans les modèles et analyses climatiques. Comme la plupart des événements extrêmes, ils sont susceptibles de subir des modifications avec les changements du système climatique en cours et à venir. On a cherché dans cette thèse à améliorer la connaissance et la prévision de ces phénomènes, que ce soit à brève ou plus longue échelle, et à évaluer leur évolution future.

Les connaissances actuelles sur les PLs proviennent essentiellement d'études de cas fournissant des descriptions détaillées d'événements particuliers. Dans une première partie, on a cherché à établir une description statistique des environnements synoptiques associés au développement de PLs, à partir de l'ensemble des listes de PLs homogènes et respectant des critères de taille et d'intensité. Cette approche permet notamment de contourner le problème de la mauvaise représentation des PLs dans les analyses et simulations climatiques. L'environnement est décrit par un ensemble de variables, connues pour être des indicateurs de formation des PLs, renvoyant aux mécanismes de développement et d'intensification. La mise en évidence de caractéristiques communes à un large ensemble de cas de PLs est un résultat novateur, permis par un récent effort dans les observations. L'étude couvre de nombreuses régions de formation de PLs de l'hémisphère Nord, avec un intérêt particulier pour les mers de Norvège et de Barents. Le jour de formation des PLs, le géopotentiel et la température à 500 hPa, la différence de température entre la surface de la mer et 500 hPa, le vent et la température proche de la surface, ainsi que le tourbillon potentiel proche de la tropopause présentent des anomalies significatives sur de larges régions centrées sur la zone de formation des PLs. Ces anomalies se mettent en place différemment suivant les variables et les régions considérées. D'une manière générale, un environnement particulier se met en place depuis environ quatre jours avant le jour de déclenchement des PLs, comme le montre

l'amplification progressive des anomalies des variables de basse altitude (toutes les variables citées sauf la PV à 300hPa). Cet environnement existe sur une période d'environ 8-10 jours autour du moment de formation. D'une région étudiée à l'autre, plusieurs caractéristiques peuvent changer. La diversité trouvée est également en accord avec la vision actuelle du phénomène comme occupant un spectre continu de types. Cette étude documente l'influence respective des différents mécanismes engagés pour chaque région. Sur certaines zones, notamment en mer de Barents, une forte baroclinicité de basse altitude apparait plusieurs jours avant le jour clef, alors que sur d'autres, des signes de baroclinicité n'apparaissent que faiblement au jour clef, indiquant des rôles différents joués par l'instabilité barocline sur le développement des PLs sur ces régions. Pour certaines régions, les conditions particulières sur les variables clefs se mettent en place localement. Pour d'autres, les anomalies s'intensifient ailleurs et migrent sur la zone de formation juste avant le déclenchement. Les anomalies d'altitude montrent notamment des comportements divers. Les anomalies peuvent apparaître et s'intensifier localement, en même temps que les anomalies de basse altitude, comme dans le Golfe d'Alaska. Dans le cas de la mer du Labrador, l'anomalie de PV s'intensifie au même endroit que les anomalies troposphériques, au-dessus de la baie d'Hudson, puis l'ensemble se déplace au sud-est sur la mer du Labrador, déclenchant du même coup la formation des PLs. En mer de Norvège, il n'y a quasiment pas de trace d'anomalie de PV avant le jour clef, alors qu'en mer de Barents, l'anomalie de PV arrive deux jours avant sans déclencher de PL. Ces résultats documentent l'évolution des situations typiques à chaque région menant au développement de PLs. La récente implémentation de ces résultats dans la méthodologie de prévision du service de météorologie norvégienne a permis d'améliorer la prévision à court terme des événements, réduisant notamment le nombre de fausses alertes (G. Noer, communication personnelle). Cette étude est cependant limitée par la disponibilité de liste de PLs, complètes, homogènes et temporellement étendues. Certains résultats, comme l'existence de deux situations évolutives distinctes pouvant conduire au développement de PLs en mer du Japon, reposent sur un nombre d'observations limité et demandent à être confirmés. L'amélioration de ces résultats et leur prolongement à d'autres zones dépend cependant des observations disponibles. L'extension temporelle et spatiale de la liste de Noer va permettre d'affiner encore les résultats sur les mers nordiques.

Ensuite, on a analysé l'influence de la variabilité atmosphérique de grande échelle sur le développement de PLs. La circulation atmosphérique connait une variabilité pouvant s'exprimer à différentes échelles spatiales et temporelles, allant de la perturbation locale à l'échelle de l'heure, jusqu'aux changements climatiques globaux à l'échelle du siècle. Les conditions atmosphériques associées au développement de PLs existent sur des périodes d'environ 8-10 jours. A cette échelle temporelle, la variabilité atmosphérique peut être conçue en terme de structures de téléconnection, ou de régimes de temps. Ces deux para-

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

digmes sont régulièrement utilisés pour faire le lien entre la circulation de grande échelle et des conditions locales. On a cherché à déterminer l'influence de cette variabilité sur le développement de PLs à travers leur influence sur les variables clefs. Sur l'Atlantique Nord et l'Europe, la variabilité atmosphérique peut être décrite en hiver par les régimes de temps, qui ont l'avantage d'avoir une durée de persistance caractéristique plus proche de la durée d'existence de l'environnement particulier au développement de PLs que les structures de téléconnection. Nous avons montré que les régimes AR et NAO- paraissent particulièrement favorables au développement de PLs en mers de Norvège et de Barents, alors que le régime SB parait plus défavorable. Environ 2/3 des PLs se développent en AR et NAO-, soit une formation de PL pour environ 10% des jours d'hiver classés dans ces régimes (entre 1999 et 2011), alors que seuls 1/3 se développaient en SB et NAO+, soit une formation de PL pour environ 5% des jours d'hiver classés dans ces régimes. En mers du Labrador et d'Irminger, la plupart des PLs se forment en NAO+, et presque aucun en NAO-. Ceci parait confirmer l'intuition de *Rasmussen et al.* (1996) selon laquelle les PLs se développant en mer du Labrador seraient remarquables par leur similitude en termes de signature nuageuse, mécanismes physiques et conditions synoptiques associées. Il apparait de plus que lorsque des PLs se forment durant des jours classés dans des régimes défavorables, la structure de circulation de grande échelle ne correspond que faiblement à la structure du régime, renforçant l'idée que les régimes de temps sont assez discriminants pour le développement de PLs en Atlantique Nord. Par ailleurs, la formation de PLs ne correspondrait pas à une transition privilégiée entre régimes. On a alors décrit les différents types d'environnements associés avec le développement des PLs en mers de Norvège et de Barents suivant le régime associé. La différence la plus marquante est le rôle différent que semblent jouer les anomalies d'altitude dans chacun des cas. La formation de PLs durant des régimes de blocage est associé avec l'arrivée d'importantes structures d'altitude plusieurs jours avant le développement des PLs, alors que lors de régimes de type NAO, les anomalies d'altitude n'apparaissent significatives qu'au moment du déclenchement du PL, et sont plus petites. Ce résultat indique que la PV joue probablement un rôle différent selon le régime considéré. Il est par exemple possible que l'arrivée d'une importante anomalie de PV sur un environnement de basse couche faiblement favorable force le développement de PLs, ce qui pourrait expliquer les cas observés en SB. Pour avancer sur ce point, une étude par simulation numérique serait probablement nécessaire.

Sur le Pacifique Nord, la variabilité est mieux décrite par les structures de téléconnection. Les plus influentes sur les régions et les périodes concernées sont l'AO, la WP, la PNA et l'ENSO. Le développement de PLs dans chacune des régions d'intérêt du Pacifique Nord semble majoritairement influencée par l'une des structures de téléconnection. Dans le Golfe d'Alaska, ENSO parait le plus influent, et les PLs seraient favorisés pendant la phase El Niño

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

(ou La Niña en début d'hiver) ; en mer de Bering ils seraient favorisés en phase positive de la PNA ; en mer de Chukchi par les phases positives de l'AO et de WP ; en mer d'Okhotsk, lors de la phase positive de WP ; et enfin en mer du Japon, en phases négatives de l'AO et WP. La mise en évidence de ces liens entre développement de PLs et régimes de temps ou structures de téléconnection fournit des informations sur le rôle que joue la circulation de grande échelle sur leur développement. Ce point pourrait notamment être particulièrement utile pour améliorer la prévision à court ou moyen terme.

Enfin, on a cherché à évaluer l'évolution que pourraient connaître les PLs avec les changements de grande échelle associés au changement climatique en cours et à venir. L'influence du changement climatique est aujourd'hui particulièrement visible dans les régions arctiques au niveau de la glace de mer. Celle-ci est un acteur important des régions polaires, car elle module les échanges entre océan et atmosphère. En bloquant les flux de chaleur sensible et latente, elle inhibe le développement de PLs. Le réchauffement des basses couches atmosphériques lors de l'absence de glace modifie la circulation de grande échelle et change les conditions locales. De nombreuses régions d'occurrence de PL, comme la mer de Barents, la mer de Kara, la mer de Baffin, ou la mer de Chukchi ont tendance à être moins recouvertes de glace en hiver ou de plus en plus tard dans la saison, permettant ainsi la formation de PLs sur des régions de plus en plus grandes et pendant une partie de plus en plus longue de l'hiver. La couverture en glace de mer hivernale en mer de Barents, qui connait une variabilité inter-annuelle remarquable, est connue pour influencer la circulation atmosphérique régionale. On a cherché à en tirer des conclusions en termes d'occurrence de PLs. Globalement, une réduction de la couverture en glace de mer de la mer de Barents correspond à des conditions atmosphériques locales défavorables aux PLs sur la plus grande partie de l'hiver, et que cette influence perdure jusqu'à deux mois après l'anomalie de glace en milieu d'hiver. Une réponse très favorable au développement de PLs en mer de Barents est cependant observable en fin d'hiver un ou deux mois après une anomalie de couverture en glace faible, ou en début d'hiver deux mois après une anomalie de couverture de glace faible. La couverture en glace estivale est elle reconnue pour influencer la circulation atmosphérique sur une grande partie de l'hémisphère Nord au cours de l'automne et des premiers mois de l'hiver suivant. L'analyse de l'environnement en fonction de la couverture en glace de mer estivale de l'Océan Arctique a alors montré qu'à un faible (fort) englacement en septembre correspondait des conditions défavorables (favorables) pour le développement de PLs en mers du Labrador et d'Irminger en novembre, et en mers de Norvège et de Barents en décembre et en janvier.

On a ensuite cherché à caractériser l'évolution des PLs en climat futur à l'aide de la simulation climatique couplée océan/atmosphère ECHAM5/MPI-OM. Les zones préférentielles d'occurrence de PLs présentent deux particularités : ce sont des zones de mer libre et la

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

stabilité statistique y est faible. On s'est donc concentré sur l'évolution de la glace de mer et de SST-T500. La diminution de la couverture en glace est assez faible au moment de son extension maximale, mais la première partie de l'hiver est marquée par un recul important. De nombreuses régions sont ainsi ouvertes au développement de PLs sur une grande partie de l'hiver. De plus les mers de Barents, de Kara, de Bering ou d'Okhotsk se retrouvent largement découvertes tout au long de l'hiver. La réduction de la glace pourrait avoir plusieurs implications plus indirectes qui influeraient sur l'occurrence de PLs. D'une part, elle impacterait la circulation atmosphérique, comme cela est déjà observable en climat présent, bien que cette évolution soit difficilement évaluable à partir des observations, car un comportement fortement non-linéaire est attendu (*Petoukhov and Semenov*, 2010). D'autre part, il y aurait des répercussions sur la baroclinicité des zones impliquées, qui pourraient fortement impacter le comportement des PLs (*Adakudlu and Barstad*, 2011; *Inoue et al.*, 2012). L'évolution de SST-T500 va dans le sens d'une hausse de la stabilité statique, principalement en Atlantique Nord, et donc d'une diminution de l'occurrence des PLs, en accord avec *Kolstad and Bracegirdle* (2008) et *Zahn and von Storch* (2010). On a montré que cette évolution ne serait cependant pas homogène au sein de l'hiver. On peut s'attendre alors à une nouvelle répartition de l'occurrence des PLs au cours des mois d'hiver. La variabilité de grande échelle, qui paraissait particulièrement discriminante sur l'occurrence de PLs en Atlantique Nord en climat présent, aurait tendance à l'être moins en climat futur.

L'influence de la variabilité de l'atmosphère, de l'océan, ou de la glace de mer sur l'occurrence de PLs est complexe à mettre en évidence, car le développement de PL est la résultante de toutes ces influences, et fait intervenir de multiples échelles de temps avec des interactions entre elles. On a cherché dans cette thèse à les étudier séparément, de manière découplée. On a montré le fort impact de la variabilité troposphérique, notamment grâce à l'utilisation des régimes de temps. La glace de mer affiche une influence, bien que plus nuancée et plus difficile à mettre en lien avec les observations de PLs, car suivant des chemins complexes. En revanche, le rôle joué par la surface océanique sur la formation des PLs, ou par les PLs sur l'océan, n'est pas apparu. Cet aspect est au cœur de nombreuses recherches actuelles (*Saetra et al.*, 2008; *Condron and Renfrew*, 2013). Il semblerait que le développement et l'intensité des PLs ne soit que faiblement sensible à la SST (*Adakudlu and Barstad*, 2011; *Linders et al.*, 2011). D'autres études de sensibilité sont souhaitables pour faire la lumière sur ce point. Une étude par simulation numérique aurait l'avantage de permettre de découpler plus facilement les différentes influences. L'étude de l'influence des conditions de surface sur la formation de PLs sera prolongée au sein du projet de recherche européen NACLIM (North Atlantic Climate Variability), projet ayant pour but de renforcer la compréhension des conditions de surface dans l'Atlantique Nord, de leur influence, et de leur évolution.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

On a également montré que les anomalies d'altitude jouent un rôle primordial dans le développement des PLs. Il est apparu que ce rôle pouvait varier selon les régions, et selon les conditions troposphériques de grande échelle. Les résultats laissent par exemple penser que l'arrivée d'une anomalie de PV sur une zone d'occurrence de PL peut soit déclencher directement un développement, soit contribuer à la mise en place de conditions de basses couches favorables, ou qu'une forte anomalie de PV peut déclencher un PL dans un environnement faiblement favorable. L'utilisation de la PV dans les études sur les PLs ou pour la prévision est encore assez récente. Les résultats obtenus sont en ce sens novateurs. Des études par simulations numériques devraient permettre de mieux comprendre les interactions entre anomalies de basses et de hautes altitudes. On peut noter à ce sujet que la mauvaise prise en compte de ce couplage est en partie responsable de la mauvaise représentation des PLs dans les modèles et réanalyses (*Laffineur*, 2012), et qu'une meilleure compréhension du phénomène permettrait également d'améliorer cette représentation.

L'amplitude de la réduction de la glace de mer en climat futur, principalement en été et pendant les premiers mois d'hiver, est susceptible d'avoir une grande influence sur la circulation atmosphérique de grande échelle, et donc sur les PLs. Ce point devrait être approfondi avec une étude numérique.

L'étude de l'évolution des PLs en climat futur réalisée s'est focalisée sur l'indicateur de stabilité statique, car celui-ci permet d'identifier efficacement les régions sur lesquelles l'occurrence de PLs est probable. L'étude des autres variables clefs pour le développement de PLs permettrait de compléter cette étude. L'analyse de l'évolution de la distribution des vents, notamment en fonction de la variabilité de grande échelle, pourrait par exemple donner de bonnes indications sur l'évolution de l'occurrence des CAOs sur les régions d'intérêt. L'étude de l'évolution des conditions d'altitude serait aussi très utile pour comprendre la future évolution des PLs. Plusieurs études indiquent par exemple que la réduction de la couverture en glace de mer pourrait modifier les comportements de l'AO, du courant jet et les interactions entre troposphère et stratosphère (par exemple, *Liu et al.*, 2004; *Cai et al.*, 2012). Ceci, ainsi que le changement de structure du gradient vertical de température dû au réchauffement, pourrait avoir des conséquences en termes d'intrusions stratosphériques.

La connaissance des conditions amenant au développement de PLs permet d'améliorer la prévision et la représentation dans les réanalyses et les simulations climatiques, et d'évaluer leur évolution. *Kolstad* (2011) considère par exemple qu'un PL se déclenche lorsqu'une valeur de stabilité statique et une valeur de forçage d'altitude dépassent un certain seuil. On a choisi dans cette thèse de considérer la formation de PLs comme la résultante d'un ensemble de conditions favorables sur diverses variables environnementales. L'étude statistique des conditions synoptiques associées avec la formation des PLs (Chapitre 3) a montré qu'un environnement particulier existait sur une durée d'environ 8-10 jours autour de la

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

date de formation des PLs. Il pourrait être intéressant d'introduire cette dimension temporelle dans l'étude de l'évolution du comportement des PLs. Plutôt que de regarder des valeurs moyennes, ou même leur distribution, on étudierait alors des épisodes d'anomalie de plusieurs jours, comme dans *Vavrus et al.* (2006) pour l'étude des CAOs. Pour avancer sur ce point, on pourrait s'inspirer d'une méthode statistique-déterministe développée par *Romero and Emanuel* (conditionally accepted) pour générer des medicanes, cyclones méditerranéens proches des PLs, basée sur la classification des environnements synoptiques journaliers et de leur évolution.

Cette étude pourrait être complétée en analysant d'autres scénarios d'évolution climatique, et différentes périodes. Elle gagnerait en solidité en analysant différents runs et en utilisant un ensemble de modèles, plutôt qu'un seul comme ici.

Finalement, cette étude montre la nécessité de bases de données de PLs longues et homogènes. Celles-ci pourraient permettre des avancées sur l'ensemble des questions soulevées dans cette thèse.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Bibliographie

Adakudlu, M., and I. Barstad, Impacts of the ice-cover and sea-surface temperature on a polar low over the Nordic seas : a numerical case study, *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1716–1730, 2011.

Albright, M. D., R. J. Reed, and D. W. Ovens, Origin and structure of a numerically simulated polar low over Hudson Bay, *Tellus A*, *47*, 834–848, 1995.

Alexander, M. A., U. S. Bhatt, J. E. Walsh, M. S. Timlin, J. S. Miller, and J. D. Scott, The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM during Winter, *J. Climate*, *17*, 890–905, 2004.

Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson, Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation ?, *J. Climate*, *14*, 3495–3507, 2001.

Ambaum, M. H. P., B. J. Hoskins, and D. B. Stephenson, CORRIGENDUM, *J. Climate*, *15*, 553, 2002.

Anderberg, M. R., *Cluster Analysis for Applications*, Academic Press, 1973.

Arzel, O., T. Fichefet, and H. Goosse, Sea ice evolution over the 20th and 21st centuries as simulated by current AOGCMs, *Ocean Modelling*, *12*, 401–415, 2006.

Auer, A. H., An observational study of polar air depressions in the Australian region, in *Preprint volume Second International Conference on Southern Hemispheric Meteorology, 1-5 December 1986*, edited by A. M. Society, pp. 46–49, 1986.

Barnston, A. G., and R. E. Livezey, Classification, seasonality and persistance of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Monthly Weather Review*, *115*, 1083–1126, 1987.

Bergeron, T., Reviews of tropical hurricanes, *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *80*, 131–164, 1954.

Betts, A. K., Saturation point analysis of moist convective overturning, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *39*, 1484–1505, 1982.

Blüthgen, J., R. Gerdes, and M. Werner, Atmospheric response to the extreme Arctic sea ice conditions in 2007, *Geophysical Research Letters*, *39*, 2012.

Boé, J., L. Terray, F. Habets, and E. Martin, A simple statistical-dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling, *Journal of Geophysical Research*, *111*, 2006.

Boé, J., A. Hall, and X. Qu, September sea-ice cover in the Arctic Ocean projected to vanish by 2100, *Nature Geoscience*, *2*, 341–343, 2009.

Bojariu, R., and D. M. Paliu, 29 North Atlantic Oscillation Projection on Romanian Climate Fluctuations in the Cold Season, *Detecting and Modelling Regional Climate Change*, 2001.

Bond, N. A., and M. A. Shapiro, Polar Lows over the Gulf of Alaska in Conditions of Reverse Shear, *Monthly Weather Review*, *119*, 551–572, 1991.

Bosart, L. F., and F. Sanders, The Johnstown Flood of July 1977 : A Long-Lived Convective System, *J. Atmos. Sci.*, *38*, 1616–1642, 1981.

Bracegirdle, T. J., and S. L. Gray, An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas, *International Journal of Climatology*, *28*, 1903–1919, 2008.

Browning, K. A., and E. M. Dicks, Mesoscale structure of a polar low with strong upper-level forcing, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *127*, 359–375, 2001.

Brownlee, K. A., *Statistical Theory and Methodology in science and engineering*, Wiley, New York, 1965.

Businger, S., The synoptic climatology of polar low outbreaks, *Tellus A*, *37A*, 419–432, 1985.

Businger, S., The synoptic climatology of polar-low outbreaks over the Gulf of Alaska and the Bering Sea, *Tellus A*, *39A*, 307–325, 1987.

Businger, S., and J.-J. Baik, An Arctic Hurricane over the Bering Sea, *Monthly Weather Review*, *119*, 2293–2322, 1991.

Businger, S., and R. J. Reed, Cyclogenesis in Cold Air Masses, *Weather Forecasting*, *4*, 133–156, 1989.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Cai, D., M. Dameris, H. Garny, and T. Runde, Implications of all season Arctic sea-ice anomalies on the stratosphere, *Atmospheric Chemistry and Physics*, *12*, 11,819–11,831, 2012.

Carleton, Satellite climatological aspect of cold air mesocyclones in the Arctic and Antarctic, *Global Atmos. Ocean Sys.*, *5*, 1–42, 1996.

Carleton, A. M., Satellite climatological aspects of the "polar low" and "instant occlusion", *Tellus A*, *37A*, 433–450, 1985.

Carleton, A. M., and D. A. Carpenter, Satellite climatology of 'polar lows' and broadscale climatic associations for the Southern Hemisphere, *International Journal of Climatology*, *10*, 219–246, 1990.

Cavalieri, D. J., C. L. Parkinson, P. Gloersen, J. C. Comiso, and H. J. Zwally, Deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 1999.

Cavanie, A., and F. Gohin, The AMI-Wind scatterometer, *Ocean. Apps. Rem. Sens.*, *1*, 457–460, 1995.

Charney, J., and A. Eliassen, On the growth of the hurricane depression, *Journal of Atmospheric Sciences*, *21*, 68–75, 1964.

Claud, C., K. B. Katsaros, G. W. Petty, A. Chedin, and N. A. Scott, A cold air outbreak over the Norvegian Sea observed with the TIROS-N Operational Vertical Sounder (TOVS) and the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I), *Tellus*, *44 A*, 100–118, 1992.

Claud, C., N. M. Mognard, K. B. Katsaros, A. Chedin, and N. A. Scott, Satellite observations of a polar low over the Norwegian Sea by special sensor microwave imager, Geosat, and TIROS-N operational vertical sounder, *Journal of Geophysical Research*, *98*, 1993.

Claud, C., G. Heinemann, E. Raustein, and L. McMurdie, Polar low le Cygne : Satellite observations and numerical simulations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *130*, 1075–1102, 2004.

Claud, C., B. Duchiron, and P. Terray, Associations between large-scale atmospheric circulation and polar low developments over the North Atlantic during winter, *Journal of Geophysical Research*, *112*, 2007.

Claud, C., A. M. Carleton, B. Duchiron, and P. Terray, Atmospheric and upper ocean environments of southern ocean polar mesocyclones in the transition season months and associations with teleconnections, *Journal of Geophysical Research*, *114*, 2009a.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Claud, C., A. M. Carleton, B. Duchiron, and P. Terray, Southern hemisphere winter cold-air mesocyclones : climatic environments and associations with teleconnections, *Climate Dynamics*, *33*, 383–408, 2009b.

Claud, C., B. M. Funatsu, G. Noer, and Chaboureau, Observation of polar lows by the Advanced Microwave Sounding Unit : potential and limitations, *Tellus A*, *61*, 264–277, 2009c.

Comiso, J. C., Large Decadal Decline of the Arctic Multiyear Ice Cover, *J. Climate*, *25*, 1176–1193, 2011.

Condron, A., and I. A. Renfrew, The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation, *Nature Geoscience*, 2013.

Condron, A., G. R. Bigg, and I. A. Renfrew, Polar Mesoscale Cyclones in the Northeast Atlantic : Comparing Climatologies from ERA-40 and Satellite Imagery, *Monthly Weather Review*, *134*, 1518–1533, 2006.

Corti, S., F. Molteni, and T. N. Palmer, Signature of recent climate change in frequencies of natural atmospheric circulation regimes, *Nature*, *398*, 799–802, 1999.

Cottier, F. R., F. Nilsen, M. E. Inall, S. Gerland, V. Tverberg, and H. Svendsen, Wintertime warming of an Arctic shelf in response to large-scale atmospheric circulation, *Geophysical Research Letters*, *34*, 2007.

Craig, G. C., T. D. Hewson, and C. Claud, Mesoscale structure and life cycle of a polar low, in *The life cycles of Extratropical Cyclones, Volume III. Proceeding of an International Symposium 27 June-1 July 1994, Bergen, Norway*, edited by M. A. Shapiro and S. Grønås, pp. 57–60, 1994.

Dalu, G., C. Prabhakara, and J. Nuccarione, Optimization of an algorithm for the estimation of rainfall from the SSM/I data, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *71*, 419–424, 1993.

Dannevig, P., Meteorologi for Flygere, *Aschehoug*, 1954.

Davison, A. C., and D. V. Hinkley, *Bootstrap methods and their application (Vol. 1)*, Cambridge university press, 1997.

Dee, D. P., et al., The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 553–597, 2011.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Deser, C., and M. L. Blackmon, Surface Climate Variations over the North Atlantic Ocean during Winter : 1900-1989, *J. Climate*, *6*, 1743–1753, 1993.

Deser, C., and H. Teng, Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979-2007, *Geophysical Research Letters*, *35*, 2008.

Deveson, A. C. L., K. A. Browning, and T. D. Hewson, A classification of FASTEX cyclones using a height-attributable quasi-geostrophic vertical-motion diagnostic, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *128*, 93–117, 2002.

Dommenget, D., T. Bayr, and C. Frauen, Analysis of the non-linearity in the pattern and time evolution of El Niño southern oscillation, *Climate Dynamics*, pp. 1–23, 2012.

Douglas, M. W., L. S. Fedor, and M. A. Shapiro, Polar Low Structure over the Northern Gulf of Alaska Based on Research Aircraft Observations, *Monthly Weather Review*, *119*, 32–54, 1991.

Duncan, C. N., A numerical investigation of polar lows, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *103*, 255–268, 1977.

Eisenman, I., Geographic muting of changes in the Arctic sea ice cover, *Geophysical Research Letters*, *37*, n/a, 2010.

Emanuel, K. A., An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I : Steady-State Maintenance, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 585–605, 1986.

Emanuel, K. A., and R. Rotunno, Polar lows as arctic hurricanes, *Tellus*, *41 A*, 1–17, 1989.

Ertel, H., Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz, *Meteorol. Z.*, *59*, 277–281, 1942.

Ese, T., I. Kanestrøm, and K. Pedersen, Climatology of polar lows over the Norwegian and Barents Seas, *Tellus A*, *40A*, 248–255, 1988.

Feldstein, S. B., The Timescale, Power Spectra, and Climate Noise Properties of Teleconnection Patterns, *J. Climate*, *13*, 4430–4440, 2000.

Forbes, G. S., and W. D. Lottes, Classification of mesoscale vortices in polar airstreams and the influence of the large-scale environment on their evolutions, *Tellus A*, *37A*, 132–155, 1985.

Føre, I., J. E. Kristjánsson, Ø. Saetra, Ø. Breivik, B. Røsting, and M. Shapiro, The full life cycle of a polar low over the Norwegian Sea observed by three research aircraft flights, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1659–1673, 2011.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Føre, I., J. E. Kristjánsson, E. W. Kolstad, T. J. Bracegirdle, Ø. Saetra, and B. Røsting, A 'hurricane-like' polar low fuelled by sensible heat flux : high-resolution numerical simulations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *138*, 1308–1324, 2012.

Francis, J. A., W. Chan, D. J. Leathers, J. R. Miller, and D. E. Veron, Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea ice extent, *Geophysical Research Letters*, *36*, 2009.

Fu, G., H. Niino, R. Kimura, and T. Kato, A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part I : Observational Analysis, *Monthly Weather Review*, *132*, 1537–1551, 2004.

Gautier, D. L., et al., Assessment of Undiscovered Oil and Gas in the Arctic, *Science*, *324*, 1175–1179, 2009.

Ghil, M., and A. W. Robertson, "waves" vs. "particles" in the atmosphere's phase space : A pathway to long-range forecasting ?, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *99*, 2493–2500, 2002.

Goodberlet, M. A., C. T. Swift, and J. C. Wilkerson, Remote sensing of ocean surface winds with the special sensor microwave/imager, *Journal of Geophysical Research*, *94*, 1989.

Goubanova, K., L. Li, P. Yiou, and F. Codron, Relation between Large-Scale Circulation and European Winter Temperature : Does It Hold under Warmer Climate ?, *J. Climate*, *23*, 3752–3760, 2010.

Grønås, S., and N. G. Kvamstø, Numerical simulations of the synoptic conditions and development of Arctic outbreak polar lows, *Tellus A*, *47*, 797–814, 1995.

Guo, J., G. Fu, Z. Li, L. Shao, Y. Duan, and J. Wang, Analyses and numerical modeling of a polar low over the Japan Sea on 19 December 2003, *Atmospheric Research*, *85*, 395–412, 2007.

Hanley, D., and W. G. Richards, Polar Lows in Canadian Waters 1977-1989. Report : MAES 2-91, *Tech. rep.*, Scientific Services Division, Atlantic Region, Atmospheric Environment Service, Canada, 1991.

Hansen, J., M. Sato, R. Ruedy, K. Lo, D. W. Lea, and M. Medina-Elizade, Global temperature change, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *103*, 14,288–14,293, 2006.

Harold, J. M., G. R. Bigg, and J. Turner, Mesocyclone activity over the Northeast Atlantic. Part 2 : An investigation of causal mechanisms, *International Journal of Climatology*, *19*, 1283–1299, 1999.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Harrold, T. W., and K. A. Browning, The polar low as a baroclinic disturbance, *Q. J. R. Meteol. Soc.*, *95*, 710–723, 1969.

Heinemann, G., A wintertime polar low over the eastern Weddell Sea (Antarctica) : A study with AVHRR, TOVS, SSM/I and conventional data, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *58*, 83–102, 1996.

Heinemann, G., and C. Claud, Report of a workshop on "Theoretical and observational studies of polar lows" of the European Geophysical Society Polar Lows Working Group, *Bull. Am. Met. Soc.*, *78*, 2643–2658, 1997.

Hewson, T., G. Craig, and C. Claud, Evolution and mesoscale structure of a polar low outbreak, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *126*, 1031–1064, 2000.

Hoerling, M. P., A. Kumar, and M. Zhong, El Niño, La Niña, and the nonlinearity of Their Teleconnections, *J. Climate*, *10*, 1769–1786, 1997.

Holland, M. M., C. M. Bitz, and B. Tremblay, Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice, *Geophysical Research Letters*, *33*, 2006.

Holton, J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology*, 3rd ed., Academic Press, New York, 1992.

Honda, M., K. Yamazaki, H. Nakamura, and K. Takeuchi, Dynamic and Thermodynamic Characteristics of Atmospheric Response to Anomalous Sea-Ice Extent in the Sea of Okhotsk, *J. Climate*, *12*, 3347–3358, 1999.

Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters, *Geophysical Research Letters*, *36*, 2009.

Hopsch, S., J. Cohen, and K. Dethloff, Analysis of a link between fall Arctic sea ice concentration and atmospheric patterns in the following winter, *Tellus A*, *64*, 2012.

Hoskins, B. J., and D. J. Karoly, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *Journal of the Atmospheric Sciences*, *38*, 1179–1196, 1981.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *111*, 877–946, 1985.

Houghton, J. T., Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. Johnson, *Climate change 2001 : the scientific basis*, vol. 881, Cambridge University Press Cambridge, 2001.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya, The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly, *J. Climate*, *25*, 2561–2568, 2012.

Irvine, E. A., S. L. Gray, and J. Methven, Targeted observations of a polar low in the Norwegian Sea, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1688–1699, 2011.

Jaiser, R., K. Dethloff, D. Handorf, A. Rinke, and J. Cohen, Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation, *Tellus A*, *64*, 2012.

Johannessen, et al., Arctic climate change : observed and modeled temperature and sea-ice variability, *Tellus A*, *56*, 559–560, 2004.

Jolliffe, I. T., *Principal Component Analysis*, Springer-Verlag, 1986.

Jung, T., and M. Leutbecher, Performance of the ECMWF forecasting system in the Arctic during winter, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *133*, 1327–1340, 2007.

Jungclaus, J. H., N. Keenlyside, M. Botzet, H. Haak, J. J. Luo, M. Latif, J. Marotzke, U. Mikolajewicz, and E. Roeckner, Ocean circulation and tropical variability in the coupled model ECHAM5/MPI-OM, *Journal of Climate*, *19*, 3952–3972, 2006.

Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, 437–471, 1996.

Kew, S. F., Structure and dynamics of distinctive flow anomalies in the lowermost stratosphere, Ph.D. thesis, ETH, Zurich, 2007.

Kidson, J. W., Principal Modes of Southern Hemisphere Low-Frequency Variability Obtained from NCEP-NCAR Reanalyses, *J. Climate*, *12*, 2808–2830, 1999.

Kiladis, G. N., and H. F. Diaz, Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation, *J. Climate*, *2*, 1069–1090, 1989.

Kolstad, E., and T. Bracegirdle, Marine cold-air outbreaks in the future : an assessment of IPCC AR4 model results for the Northern Hemisphere, *Climate Dynamics*, *30*, 871–885, 2008.

Kolstad, E. W., A new climatology of favourable conditions for reverse-shear polar lows, *Tellus A*, *58*, 344–354, 2006.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Kolstad, E. W., A global climatology of favourable conditions for polar lows, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1749–1761, 2011.

Kristjánsson, J. E., S. Thorsteinsson, E. W. Kolstad, and A.-M. Blechschmidt, Orographic influence of east Greenland on a polar low over the Denmark Strait, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1773–1789, 2011.

Kwok, R., G. F. Cunningham, M. Wensnahan, I. Rigor, H. J. Zwally, and D. Yi, Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover : 2003-2008, *Journal of Geophysical Research*, *114*, 2009.

Laffineur, T., Influence de l'environnement synoptique sur la formation et le développement de polar lows en Atlantique du Nord, Rapport de stage, 2012.

Lafore, J. P., et al., The meso-nh Atmospheric Simulation System. Part I : adiabatic formulation and control simulations, *Annales Geophysicae*, *16*, 90–109, 1999.

Linders, T., Saetra, and T. J. Bracegirdle, Limited polar low sensitivity to sea-surface temperature, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 58–69, 2011.

Linkin, M. E., and S. Nigam, The North Pacific Oscillation-West Pacific Teleconnection Pattern : Mature-Phase Structure and Winter Impacts, *J. Climate*, *21*, 1979–1997, 2008.

Liu, J., J. A. Curry, and Y. Hu, Recent Arctic Sea Ice Variability : Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO, *Geophysical Research Letters*, *31*, 2004.

Lystad, M., Polar lows in the Norwegian, Greenland and Barents Seas. Final report, Polar Lows Project, *Tech. rep.*, 1986.

Magnusdottir, G., C. Deser, and R. Saravanan, The Effects of North Atlantic SST and Sea Ice Anomalies on the Winter Circulation in CCM3. Part I : Main Features and Storm Track Characteristics of the Response, *J. Climate*, *17*, 857–876, 2004.

Mahlstein, I., and R. Knutti, September Arctic sea ice predicted to disappear near 2°C global warming above present, *Journal of Geophysical Research*, *117*, 2012.

Mansfield, D. A., Polar lows : the development of baroclinicity disturbance in cold air outbreaks, *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *100*, 541–554, 1974.

Marshall, G. J., and J. Turner, Surface wind fields of Antarctic mesocyclones derived from ERS 1 scatterometer data, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 1997.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, and F. Röske, The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates, *Ocean Modelling*, *5*, 91–127, 2003.

McInnes, H., J. Kristiansen, J. E. Kristjánsson, and H. Schyberg, The role of horizontal resolution for polar low simulations, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1674–1687, 2011.

McMurdie, L. A., C. Claud, and S. Atakturk, Satellite-derived atmospheric characteristics of spiral and comma-shaped southern hemisphere mesocyclones, *Journal of Geophysical Research*, *102*, 1997.

Michelangeli, P.-A., R. Vautard, and B. Legras, Weather Regimes : Recurrence and Quasi Stationarity, *J. Atmos. Sci.*, *52*, 1237–1256, 1995.

Midttun, L., Surface temperatures of the Barents Sea, *Polar Research*, *8*, 11–16, 1990.

Mitnik, L. M., I. A. Gurvich, M. K. Pichugin, and E. V. Zabolotskikh, Intense mesoscale cyclones over the Asian Marginal Seas : Multisensor study, in *Workshop on Polar Lows in Oslo, Norway*, 2012.

Mitnik, M. L., L. M. Mitnik, and L. A. Gurvich, Using ENVISAT ASAR for the study of winter mesoscale cyclones in the Asian marginal seas, in *Proc. 'Envisat Symposium 2007', Montreux, Switzerland 23-27 April 2007 (ESA SP-636, July 2007)*, V.I. IL'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences 43 Baltiyskaya St., 690041, Vladivostok, Russia, 2007.

Montgomery, M. T., and B. F. Farrell, Polar Low Dynamics, *J. Atmos. Sci.*, *49*, 2484–2505, 1992.

Moore, G. W. K., M. C. Reader, J. York, and S. Sathiyamoorthy, Polar lows in the Labrador Sea. A case study, *Tellus A*, *48*, 17–40, 1996.

Mullen, S. L., An investigation of small synoptic cyclones in the polar air streams, *Monthly Weather Review*, *107*, 245–250, 1979.

Mullen, S. L., Cyclone development in the polar airstreams over the wintertime continent, *Monthly Weather Review*, *110*, 1664–1676, 1982.

Mullen, S. L., Explosive cyclogenesis associated with cyclones in polar air streams, *Monthly Weather Review*, *111*, 1537–1553, 1983.

Nagata, M., On the structure of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter ; a prediction experiment, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *65*, 871–883, 1987.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Nagata, M., Modeling case study of the Japan Sea convergent cloud band in a varying large-scale environment ; evolution and upscale effect, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *70*, 649–671, 1992.

Nagata, M., Meso-alpha-scale vortices developing along the Japan Sea polar airmass convergence zone cloud band : numerical simulation, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *71*, 43–57, 1993.

Najac, J., J. Boé, and L. Terray, A multi-model ensemble approach for assessment of climate change impact on surface winds in France, *32*, 615–634, 2009.

Nakićenović, N., et al., Emission scenarios, in *A special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 2000.

Nghiem, S. V., I. G. Rigor, D. K. Perovich, P. Clemente-Colón, J. W. Weatherly, and G. Neumann, Rapid reduction of Arctic perennial sea ice, *Geophysical Research Letters*, *34*, 2007.

Ninomiya, K., Polar/comma-cloud lows over the Japan Sea and the northwestern Pacific in winter, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *67*, 83–97, 1989.

Ninomiya, K., Polar low development over the east cost of the Asian Continent on 9-11 December 1986, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *69*, 669–685, 1991.

Ninomiya, K., K. Hoshino, and K. Kurihara, Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11-12 December 1989. Part I : Evolution process and meso-alpha-scale structure, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *68*, 293–306, 1990.

Ninomiya, K., K. Wakahara, and H. Okubo, Meso-a-scale low development over the northeastern Japan Sea under influence of a parent large-scale low and a cold vortex aloft, *Journal of the Meteorology Society of Japan*, *71*, 73–91, 1993.

Noer, G., and M. Ovhed, Forecasting of polar lows in the Norwegian and the Barents Sea, in *Paper presented at the 9th Meeting of the EGS Polar Lows working Group*, Eur. Geophys. Soc., Cambridge, UK, 2003.

Noer, G., Ø. Saetra, T. Lien, and Y. Gusdal, A climatological study of polar lows in the Nordic Seas, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1762–1772, 2011.

Nordeng, T. E., The effect of vertical and slantwise convection on the simulation of polar lows, *Tellus A*, *39A*, 354–375, 1987.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Nordeng, T. E., A model-based diagnostic study of the development and maintenance mechanism of two polar lows, *Tellus*, *42 A*, 92–108, 1990.

Nordeng, T. E., and E. A. Rasmussen, A most beautiful polar low. A case study of a polar low development in the Bear Island region, *Tellus A*, *44*, 81–99, 1992.

Nordeng, T. E., and B. Røsting, A polar low named Vera : the use of potential vorticity diagnostics to assess its development, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1790–1803, 2011.

Økland, H., On the intensification of meso-scale cyclones formed in very cold air masses heated over the ocean. institute report series no.26, *Tech. rep.*, Institutt for Geofysikk, Universitet, Oslo, 1977.

Økland, H., Heating by organized convection as a source of polar low intensification, *Tellus A*, *39A*, 397–407, 1987.

Orlanski, I., A rational subdivision of scales for atmospheric processes, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *56*, 527–530, 1975.

Overland, J. E., and M. Wang, Future regional Arctic sea ice declines, *Geophysical Research Letters*, *34*, 2007.

Overland, J. E., and M. Wang, Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice, *Tellus A*, *62*, 1–9, 2010.

Palmer, T. N., A Nonlinear Dynamical Perspective on Climate Prediction, *J. Climate*, *12*, 575–591, 1999.

Parker, N., *Cold air vortices and Polar Low Handbook for Canadian Meteorologists*, Environment Canada, Edmonton, Canada, 1997.

Parkinson, C. L., and D. J. Cavalieri, Arctic sea ice variability and trends, 1979-2006, *Journal of Geophysical Research*, *113*, 2008.

Parkinson, C. L., D. J. Cavalieri, P. Gloersen, H. J. Zwally, and J. C. Comiso, Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978-1996, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 1999.

Pearson, G. M., and G. Strogaitis, Satellite imagery interpretation in synoptic and mesoscale meteorology, 1988.

Petoukhov, V., and V. A. Semenov, A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents, *Journal of Geophysical Research*, *115*, 2010.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Pettersen, S., and S. J. Smebye, On the development of extratropical cyclones, *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *97*, 457–482, 1971.

Pinto, J. G., U. Ulbrich, G. C. Leckebusch, T. Spangehl, M. Reyers, and S. Zacharias, Changes in storm track and cyclone activity in three SRES ensemble experiments with the ECHAM5/MPI-OM1 GCM, *Climate Dynamics*, *29*, 195–210, 2007.

Plant, R. S., G. C. Craig, and S. L. Gray, On a threefold classification of extratropical cyclogenesis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *129*, 2989–3012, 2003.

Plaut, G., and E. Simonnet, Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe, *Climate Research*, *17*, 303–324, 2001.

Rabbe, A., Arctic instability lows, *Met. Annaler*, *6*, 303–329, 1975.

Randriamampianina, R., T. Iversen, and A. Storto, Exploring the assimilation of IASI radiances in forecasting polar lows, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *137*, 1700–1715, 2011.

Rasmussen, E., The polar lows as a CISK phenomena, *Tech. rep.*, Copenhagen.

Rasmussen, E., The polar low as an extratropical CISK disturbance, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *105*, 531–549, 1979.

Rasmussen, E., A review of meso-scale disturbances in cold air masses, in *Mesoscale Meteorology-Theories, Observations and Models*, edited by D. K. Lilly and T. Gal-Chen, pp. 247–283, Boston, 1983.

Rasmussen, E., A case study of a polar low development over the Barents Sea, *Tellus A*, *37A*, 407–418, 1985.

Rasmussen, E., and M. Lystad, The Norwegian polar lows project : a summary of the international conference on polar lows, *Bulletin of the American Meteorological Society*, *68*, 801–816, 1987.

Rasmussen, E. A., On the application of satellite data for forecasting/nowcasting and research of polar lows, in *Proceedings of the Fifth Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, September 3-7 1990, London, England*, edited by A. M. Society, pp. 384–385, 1990.

Rasmussen, E. A., and P. D. Aakjær, Two polar lows affecting Denmark, *Waether*, *47*, 326–338, 1992.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Rasmussen, E. A., and J. Turner, *Polar lows : Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*, New York, 2003.

Rasmussen, E. A., C. Claud, and J. F. Purdom, Labrador Sea polar lows, *Global Atmosphere-Ocean System*, *4*, 275–333, 1996.

Reed, R. J., Cyclogenesis in polar airstreams, *Monthly Weather Review*, *107*, 38–52, 1979.

Renfrew, I. A., Polar Lows (Arcticle No.317), in *Encyclopedia of the Atmospheric Sciences*, edited by J. R. Holton, J. Pyle, and J. Curry, pp. 1761–1768, 2003.

Roch, M., R. Benoit, and N. Parker, Sensitivity experiments for polar low forecasting with the CMC mesoscale finite-element model, *Atmosphere-Ocean*, *29*, 381–419, 1991.

Rodó, X., E. Baert, and F. A. Comin, Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century : relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation, *Climate Dynamics*, *13*, 275–284, 1997.

Roeckner, E., et al., *The atmospheric general circulation model EHAM5. Part I : model description*, Max-Plank-Institut fur Meteorologie, Hamburg, 2003.

Rogers, J. C., The North Pacific Oscillation, *Journal of Climatology*, *1*, 39–57, 1981.

Romero, R., and K. Emanuel, Medicane risk in a changing climate, *Journal of Geophysical Research*, conditionally accepted.

Røsting, B., J. Sunde, and K. H. Midtbø, Monitoring of NWP models by use of satellite data, *Meteorological Applications*, *3*, 331–340, 1996.

Saetra, O., T. Linders, and Debernard, Can polar lows lead to a warming of the ocean surface ?, *Tellus A*, *60*, 141–153, 2008.

Sanchez-Gomez, E., and L. Terray, Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes, *Geophysical Research Letters*, *32*, 2005.

Sanchez-Gomez, E., L. Terray, and B. Joly, Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region, *Geophysical Research Letters*, *35*, 2008.

Sardie, J. M., and T. T. Warner, On the Mechanism for the Development of Polar Lows, *J. Atmos. Sci.*, *40*, 869–881, 1983.

Sardie, J. M., and T. T. Warner, A numerical study of the development mechanism of polar lows, *Tellus*, *37 A*, 460–477, 1985.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Sater, J. E., A. G. Ronhovde, and L. C. Van Allen, *Arctic Environment and Resources*, The Arctic Institute of the North America, Wasington, DC, 1971.

Scherhag, R., and L. Klauser, *Grundlagen der Wettervorhersage*, Bauer F, Leipzig, 1962.

Serreze, M. C., M. M. Holland, and J. Stroeve, Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover, *Science*, *315*, 1533–1536, 2007.

Shapiro, M. A., L. S. Fedor, and T. Hampel, Research aircraft measurements of a polar low over the Norwegian Sea, *Tellus A*, *39A*, 272–306, 1987.

Stephenson, D. B., H. Wanner, S. Bronnimann, and J. Luterbacher, The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation., *Geophysical monograph-American Geophysical Union*, *134*, 37–50, 2003.

Stevenson, C. M., The snowfall of early december 1967, *Weather*, *23*, 156–161, 1968.

Strey, S. T., W. L. Chapman, and J. E. Walsh, The 2007 sea ice minimum : Impacts on the Northern Hemisphere atmosphere in late autumn and early winter, *Journal of Geophysical Research*, *115*, 2010.

Stroeve, J., M. Serreze, M. Holland, J. Kay, J. Malanik, and A. Barrett, The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover : a research synthesis, *Climatic Change*, *110*, 1005–1027, 2012.

Suttie, T. K., Portrait of a polar low, *Waether*, *25*, 504–507, 1970.

The WASA Group, Changing Waves and Storms in the Northeast Atlantic ?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *79*, 741–760, 1998.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode, *Science*, *293*, 85–89, 2001.

Trigo, R. M., and C. C. DaCamara, Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal, *International Journal of Climatology*, *20*, 1559–1581, 2000.

Turner, J., The El Niño-Southern Oscillation and Antarctica, *International Journal of Climatology*, *24*, 1–31, 2004.

Uppala, S. M., et al., The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *131*, 2961–3012, 2005.

Van Delden, A., On the deepening and filling of balanced cyclones by diabatic heating, *Meteorology and Atmospheric Physics*, *41*, 127–145, 1989.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

van Delden, A., E. A. Rasmussen, J. Turner, and B. Røsting, Theorical investigations, in *Polar Lows : Mesoscale Weather Systems in the Polar Region*, edited by E. A. Rasmussen and J. Turner, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 2003.

Vautard, R., Multiple Weather Regimes over the North Atlantic : Analysis of Precursors and Successors, *Monthly Weather Review*, *118*, 2056–2081, 1990.

Vavrus, S., J. E. Walsh, W. L. Chapman, and D. Portis, The behavior of extreme cold air outbreaks under greenhouse warming, *International Journal of Climatology*, *26*, 1133–1147, 2006.

Vinnikov, K. Y., A. Robock, R. J. Stouffer, J. E. Walsh, C. L. Parkinson, D. J. Cavalieri, J. F. B. Mitchell, D. Garrett, and V. F. Zakharov, Global Warming and Northern Hemisphere Sea Ice Extent, *Science*, *286*, 1934–1937, 1999.

von Storch, H., and F. W. Zwiers, *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, 2001.

Wagner, J. S., A. Gohm, A. Dörnbrack, and A. Schäfler, The mesoscale structure of a polar low : airborne lidar measurements and simulations, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, *137*, 1516–1531, 2011.

Walker, G. T., and E. W. Bliss, World weather, *V. Mem. Roy. Meteor. Soc.*, *4*, 53–84, 1932.

Wallace, J. M., and D. S. Gutzler, Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter, *Monthly Weather Review*, *109*, 784–812, 1981.

Wang, M., and J. E. Overland, A sea ice free summer Arctic within thirty years : An update from CMIP5 models, *Geophysical Research Letters*, *39*, n/a, 2012.

Wanner, H., S. Brönnimann, C. Casty, D. Gyalistras, J. Luterbacher, C. Schmutz, D. Stephenson, and E. Xoplaki, North Atlantic Oscillation - Concepts And Studies, *22*, 321–381, 2001.

Watanabe, S., H. Niino, and W. Yasane, Numerical Sudy on a Polar Mesocyclone (PMC) Development in a Shear Zone over the Japan Sea, in *Workshop on Polar Lows in Oslo, Norway*, 2012.

Wilhelmsen, K., Climatological study of gale-producing polar lows near Norway, *Tellus A*, *37A*, 451–459, 1985.

Wilhelmsen, K., Climatological study of gale producing polar lows near Norway, in *Proceedings of the International Conference on Polar Lows, Oslo 1986*, pp. 31–39, 1986.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Woollings, T., B. Harvey, M. Zahn, and L. Shaffrey, On the role of the ocean in projected atmospheric stability changes in the Atlantic polar low region, *Geophysical Research Letters*, *39*, n/a, 2012.

Wu, L., J. E. Martin, and G. W. Petty, Piecewise potential vorticity diagnosis of the development of a polar low over the Sea of Japan, *Tellus A*, *63*, 198–211, 2011.

Yanase, W., G. Fu, H. Niino, and T. Kato, A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II : A Numerical Study, *Monthly Weather Review*, *132*, 1552–1574, 2004.

Yarnal, B., and K. G. Henderson, A Climatology of Polar Low Cyclogenetic Regions over the North Pacific Ocean, *J. Climate*, *2*, 1476–1491, 1989.

Yiou, P., and M. Nogaj, Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : When and where ?, *Geophysical Research Letters*, *31*, 2004.

Yu, B., and F. W. Zwiers, The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate : a 1,000-year climate modeling study, *29*, 837–851, 2007.

Zabolotskikh, E., L. Bobylev, and L. Mitnik, Polar low study using satellite passive and active microwave remote sensong, in *11th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment*, 2010.

Zahn, M., and H. von Storch, A long-term climatology of North Atlantic polar lows, *Geophysical Research Letters*, *35*, 2008a.

Zahn, M., and H. von Storch, Tracking Polar Lows in CLM, *Meteorologische Zeitschrift*, *17*, 445–453, 2008b.

Zahn, M., and H. von Storch, Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming, *Nature*, *467*, 309–312, 2010.

Zahn, M., and H. von Storch, *Investigation of Past and Future Polar Low Frequency in the North Atlantic* , vol. 196, pp. 99–110, American Geophysical Union, Washington, D. C., 2012.

Zick, C., Polar lows in the SW Pacific region and their transition from or into synoptic-scale cyclones, in *The life cycles of Extratropical Cyclones, Volume III. Proceeding of an International Symposium 27 June-1 July 1994, Bergen, Norway*, edited by S. Grønås and M. A. Shapiro, pp. 248–255, 1994.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Annexe A. Article Mallet et al., 2013, *Polar lows over the Nordic and Labrador Seas : Synoptic circulation patterns and associations with North Atlantic-Europe wintertime weather regimes*

Article publié dans *Journal of Geophysical Research : Atmosphere*, volume 118, pages 1-18, 2013.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH: ATMOSPHERES, VOL. 118, 1–18, doi:10.1002/jgrd.50246, 2013

Polar lows over the Nordic and Labrador Seas: Synoptic circulation patterns and associations with North Atlantic-Europe wintertime weather regimes

Paul-Etienne Mallet,[1] Chantal Claud,[1] Christophe Cassou,[2] Gunnar Noer,[3] and Kunihiko Kodera[4]

Received 11 June 2012; revised 29 January 2013; accepted 31 January 2013.

[1] Polar Lows (PLs) are intense meso-cyclones forming in winter at high latitudes over open water. Using several datasets of PLs over the North Atlantic, the synoptic environment conducive to their development is determined. The 500 hPa geopotential height, the difference between the sea surface temperature and the 500 hPa air temperature, the near-surface wind and air temperature, and the 300 hPa potential vorticity present significant anomaly patterns over large areas centered over PL genesis zones, suggesting cold air outbreaks and stratospheric intrusions. PLs develop within a northerly flow in the Norwegian Sea, a northeasterly flow in the Barents Sea and a westerly flow in the Labrador Sea. PLs form after a certain build-up, the outbreak day being marked by strong winds and PV intensification. The relationship between PLs and daily weather regimes over North Atlantic-Europe is then investigated. Regimes have a typical lifetime of 8–10 days, similar to the large-scale anomalies associated with PLs. Over the Norwegian and Barents seas from 1999 to 2011, 37% of PLs are observed during the Atlantic Ridge regime (AR) and 28% in the negative phase regime of the North Atlantic Oscillation (NAO), whereas PL probability of occurrence is reduced by half for the positive phase of NAO and the Scandinavian blocking (SB) regimes. Over the Labrador Sea, most PLs occur during NAO+ while they are almost absent during NAO−. Demonstrating the temporal variation of key factors based on an updated dataset and relating PLs to weather regimes will introduce novel and important elements in PL forecasting methodology.

Citation: Mallet, P.-E., Claud C., Cassou C., Noer G. and Kodera K. (2013), Polar lows over the Nordic and Labrador Seas: Synoptic circulation patterns and associations with North Atlantic-Europe wintertime weather regimes, *J. Geophys. Res. Atmos. 118*, doi:10.1002/jgrd.50246.

1. Introduction

[2] Polar lows (PLs) are high-latitude intense maritime cyclones, characterized by their small horizontal scale (between 200 and 1000 km), their short lifetime (one to two days), and surface winds which can exceed 30 m s^{-1} [*Heinemann and Claud*, 1997]. There are other severe conditions associated with PLs, such as large-amplitude ocean waves [e.g. *Claud et al.*, 1993] and heavy snow showers with severely limited visibility [*Harrold and Browning*, 1969]. Therefore, they remain difficult to accurately forecast. Recent investigations indicate that PLs may contribute to ocean-atmosphere coupling by increasing depth, frequency, and area of deep convection in the Nordic seas, which in turn lead to modify oceanic circulation [*Saetra et al.*, 2008; *Condron and Renfrew*, 2013]. PLs may form throughout the year in the Southern Hemisphere around the Antarctic or near "South America" or Australia [e.g., *Carleton and Carpenter*, 1990; *Auer*, 1986; *Zick*, 1994; *McMurdie et al.*, 1997]; however, they are a wintertime phenomenon in the Northern Hemisphere. There, they occur mainly in the Norwegian and Barents Seas [*Rasmussen and Turner*, 2003] but are also observed in other open sea areas, like the Labrador Sea and the Greenland Sea [*Rasmussen*, 1990; *Rasmussen et al.*, 1996; *Moore et al.*, 1996], and occasionally to the north of the United Kingdom [e.g., *Hewson et al.*, 2000]. Additional PL genesis regions are the Okhotsk Sea and the Japan Sea [*Ninomiya*, 1989; *Ninomiya et al.*, 1990; *Yanase et al.*, 2004; *Mitnik et al.*, 2011], the far Northeast Pacific and the Bering Strait [*Businger*, 1987; *Businger and Baik*, 1991; *Douglas et al.*, 1991], and other higher latitude areas where and when sea ice is absent, like Baffin Bay and the Beaufort Sea [*Parker*, 1989, *Rasmussen et al.*, 1993]. With the recent rapid

[1]Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL, CNRS, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France.
[2]CERFACS/CNRS, Climate Modeling and Global Change Team, Toulouse, France.
[3]The Norwegian Meteorological Institute, Tromsoe, Norway.
[4]Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Japan.

Corresponding author: P.-E. Mallet, Laboratoire de Météorologie Dynamique/IPSL, CNRS, Ecole Polytechnique, Palaiseau, France. (pemallet@lmd.polytechnique.fr)

©2013. American Geophysical Union. All Rights Reserved.
2169-897X/13/10.1002/jgrd.50246

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

decrease in sea-ice extent over the Pacific sector of the Arctic during intermediate seasons, the Chukchi Sea might also see more PL developments especially in the fall season [e.g., *Inoue et al*., 2010].

[3] The relatively small-scale and short life time of PLs means they are generally not well represented in model outputs and meteorological reanalysis data sets, as shown by *Condron et al*. [2006] for the ERA-40 reanalysis. Nevertheless, reanalysis data are a valuable tool to study their typical synoptic or large-scale environment [e.g., *Claud et al*., 2007, 2009a, 2009b; *Kolstad*, 2011]. Because PLs generally form when cold air from polar latitudes is transported from ice-covered sea or land equatorward over relatively warm open sea, where large vertical fluxes of heat and moisture favor more intense mesocyclonic development, the primary tool for their forecasting is an assessment of the associated synoptic-scale flow pattern. This can be determined from cataloguing recurrent patterns in the atmospheric or oceanic large-scale circulation variability associated with PL development. However, PL formation does not result from a single condition but rather from a set of conditions [*Rasmussen and Turner*, 2003] that lead to different types of PLs depending on the combination of those forcing mechanisms.

[4] Studies concerning the occurrence of PLs in and around the Nordic Seas, and the large-scale environments in which they form, have been conducted over many years [e.g., *Forbes and Lottes*, 1985; *Businger*, 1985; *Ese et al*., 1988 for the pioneer works]. These authors found that the synoptic-scale environment plays a considerable role in determining which incipient vortices continue to develop. They all found significant negative height and temperature anomalies in the 500 hPa synoptic-scale fields on days when PLs occurred, indicating strong positive vorticity advection and low static stability, together with a barotropic structure of the atmosphere over these storms. *Businger* [1985] also examined the evolution of the anomalies over the key day −5 to key day +5 windows, with the key day 0 being defined as the date on which PLs appear to be mature. This author also showed a tendency for in situ development of anomaly features prior to the key day. Moreover, he observed that the negative anomalies gradually migrate southward following the key day, reaching their lowest values 1 day after the key day and weakening rapidly thereafter.

[5] More recently, the large-scale atmospheric circulation during PL events over the Nordic Seas has been investigated based on a PL data set derived purely from satellite observations for the years 2004–2005 [*Blechschmidt et al*., 2009]. These authors distinguished four different types of PLs and their characteristic large-scale circulation patterns of sea level pressure and 500 hPa geopotential height, and the differences between the ocean skin temperature and the 500 hPa temperature. A long-term climatology (1948–2006) of PLs for the sub-Arctic region of the North Atlantic [*Zahn and von Storch*, 2008] has been built through a dynamical downscaling of NCEP/NCAR reanalyses [*Kalnay et al*., 1996]. Through a Canonical Correlation Analysis [*von Storch and Zwiers*, 1999], these authors showed characteristic meridional mean flow regimes, which favor cold air outbreaks and upper troughs. A global climatology of favorable conditions for PLs has been presented by *Kolstad* [2011], based on satellite observations of PLs, and quantifies the respective influences of low-level static stability and upper level forcing on PL development. According to this author, the first parameter places important constraints on where PLs can form, while the second parameter determines whether or not they will form.

[6] In a previous paper, *Claud et al*. [2007] described the associations between dominant patterns of low-frequency variability in the atmospheric circulation, or teleconnections, and PLs over the Nordic Seas during winter. They found that the key variables determining PL formation may be strongly influenced by the North Atlantic Oscillation (NAO), and the Scandinavia Pattern, with spatial and temporal contrasts. These teleconnections traditionally are determined either using linear techniques such as eigenmodes decomposition or one-point correlation [*Wallace and Gutzler*, 1981; *Blackmon et al*., 1984]. This approach is based on the hypothesis that atmospheric oscillations occur around a defined mean state. An alternative point of view considers that the atmosphere evolves between several preferential states, the so-called weather regimes (hereafter WRs or simply "regimes"). WRs can be seen as peaks in the density function of the climate phase space. In mid-latitudes, they correspond to preferred and/or recurrent quasi-stationary atmospheric circulation patterns produced by the interaction between planetary-scale and synoptic-scale atmospheric waves [*Ghil and Roberston*, 2002]. Unlike in the linear approach, WRs do not come in pairs with the same anomalous spatial structures of opposite polarity; rather, they have a typical 8–10 day persistence, are spatially well defined, are limited in number, and have the advantage of representing a large part of the seasonal atmospheric variability [*Vautard*, 1990; *Feldstein*, 2000]. During boreal winter (November to March), four weather regimes are defined in the literature for the North Atlantic-Europe sector: two associated with the alternation in strength and latitudinal position of the zonal flow, corresponding to the negative and positive phases of the NAO (thereafter referred to as NAO+ and NAO− regimes, respectively), and two corresponding to pronounced meridional flow patterns such as the Atlantic Ridge (AR) and Scandinavian Blocking (SB) regimes.

[7] To the knowledge of the authors, there has been no attempt so far to relate the occurrence of PLs to WRs; hence, the present study. Moreover, the temporal aspect of pre-development conditions is observed frequently at the forecast center in northern Norway, but for lack of firm results from more recent data, it has not been implemented in PL forecasting methodology. The lack of understanding of the time dependency of critical factors in the formation of PLs is a main source of false or erratic forecasts and accounts for many "false alarms" of PL development. Similarly, the importance of upper level forcing in cyclogenesis has received little attention in previous studies and is a focus of this study. Two new multiyear (1999–2011) PL databases [*Noer et al*., 2011; *Kolstad*, 2011] are consistent with the definition of PLs given by *Heinemann and Claud* [1997] and are based on recent observations with modern remote sensing tools; in addition, recent reanalyses have a higher spatial resolution; hence, these aspects can now be investigated with a higher degree of precision than in previous studies.

[8] The objectives of this study are twofold: (1) to re-examine the statistical relationships between the large-scale environment

and PL activity in the Norwegian Sea, emphasizing not only conditions at the time of formation but also the pre-development conditions; and (2) to investigate the associations between North Atlantic WRs and PL activity over the Nordic and Labrador Seas. The achievement of both objectives will contribute to an improved forecasting of PLs on time scales ranging from daily to weekly.

[9] In the next section, we present the data and methods. Then the synoptic environment for PLs observed in several formation areas is investigated, in order to characterize the typical conditions of their formation and their evolution. In section 4, the associations between PL formation and WRs are investigated for the Norwegian and Barents Seas contrasted with the Labrador Sea. The results of the study are summarized in section 5.

2. Data and Methodology

2.1. PL Datasets

[10] This study is based on two recent PL datasets, the first covering the eastern sector of the North Atlantic [*Noer et al.*, 2011] and the other one covering the western sector [*Kolstad*, 2011]. To increase the statistical robustness and as a check on the temporal stability of the results, we also use four older and less homogeneous databases which are based on various observation methods (ground measurements only, or coupled with satellites) and PLs selection criteria. The main characteristics of the PL inventories are shown in Table 1, with their spatial distributions given schematically in Figure 1.

[11] The dataset by *Noer et al.* [2011] consists of 134 PL events over the Norwegian and Barents seas from 1999 to 2011, based on subjective observations by trained forecasters from the Norwegian Meteorological Institute, of model fields and satellite data. The latter includes infrared imagery from the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), scatterometer winds from ASCAT (Advanced Scatterometer), and QuikSCAT (Quick Scatterometer), and also considers gale-force wind criteria (depressions with weak surface winds are eliminated). The annually updated list can be found online at http://met.no/Forskning/Publikasjoner/. The data set by *Kolstad* [2011] consists of 19 PLs that formed west of 30°W over the 2000–2009 period. This inventory was based on AVHRR manual inspection. The PL formation times and locations were then deduced from ERA-Interim (ERA-I) data. A gale-force wind criterion was not directly retained, but cases for which the QuikSCAT data did not show any indication of cyclonic circulation and strong wind speed were excluded.

[12] Concerning the additional datasets, *Wilhelmsen* [1985] listed 33 PLs over the period 1978–1982, from inspection of meteorological weather maps, synoptic observations from ships and coastal stations, and a few satellite images. Only PLs having gale-force winds or stronger were considered. As mentioned earlier, *Businger* [1985] formed two lists of PLs covering the 1971 to 1983 period: the first consisting of 42 cases obtained on the basis of synoptic and surface data and the second of 10 cases based on the inspection of infrared satellite images. The *Ese et al.* [1988] list, based on surface and, when available, satellite observations for the period 1971–1983, contains 74 PLs. Before March 1982, only lows that affected the Norwegian coast are considered. Note that out of these three data sets, only that by Wilhelmsen includes a wind speed criterion. In addition, these data sets partially overlap and include the same cases. For example, Businger and Ese have 34 identical cases; Wilhelmsen and Ese, 24 identical cases. Finally, we considered an inventory of 121 PLs that formed over the period 1977–1994 near the Canadian coast [*Parker*, 1997]. This list is based on the inspection of polar orbiting satellite imagery and, when possible, GOES (NOAA Geostationary satellites) imagery. Cases from this list extend over a very large area. We retained the 93 PLs that formed in the Labrador Sea, to the east of 62°W and between 52°N and 66°N.

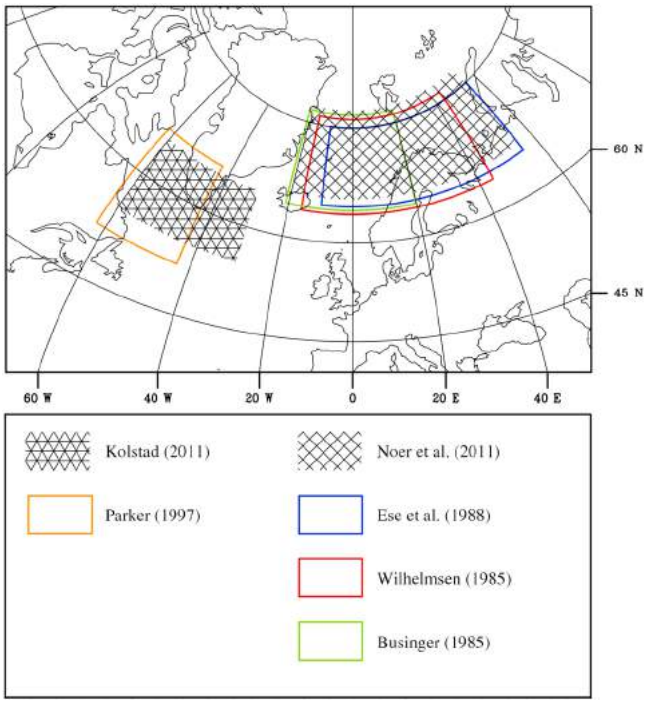


Figure 1. Approximate area for each PL dataset (see text and Table 1 for more details).

Table 1. Characterization of PL Databases Used in This Study

	Period	Approximate Area	Total PL Number	PL Number for Nov.-Mar.	Wind Criteria
Noer et al. [2011]	1999–2011	20°W–55°E/65°N–77°N	156	134	Gale force
Ese et al. [1988]	1971–1983	10°W–55°E/65°N–75°N	74	45	/
Wilhelmsen [1985]	1978–1982	16°W–44°E/64°N–76°N	33	27	Gale force
Businger [1985]	1971–1983	20°W–20°E/65°N–75°N	52	35	/
Kolstad [2011]	2000–2009	60°W–30°W/55°N–65°N	63	19	Near gale force wind speed
Parker [1997]	1977–1994	62°W–43°W/52°N–66°N	121	72	/

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

[13] When large-scale conditions are favorable, PLs generally form in clusters of multiple low-pressure centers [e.g., *Noer et al.*, 2011]. However, an individual vortex/system is frequently represented in these datasets as a unique case, by date (and sometimes position) of its first identification as a mature system. Because this study focuses on the synoptic conditions leading to the formation of PLs, an event corresponding to an outbreak of several PLs is not given more weight than a single meso-cyclogenesis event.

2.2. Reanalyses

[14] Daily mean fields from the ERA-Interim (ERA-I) and the NCEP/NCAR Reanalysis are utilized. ERA-I is the latest European Center for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF) global atmospheric reanalysis [*Dee et al.*, 2011]. It covers the period 1979 to the present with a 0.75° latitude 0.75° longitude grid resolution and has 37 vertical levels.

[15] For PL cases prior to 1979 and for determining daily WR, we used the NCEP/NCAR Reanalysis with an approximate 2° grid resolution and which covers the period from 1948 to the present [*Kalnay et al.*, 1996].

[16] *Noer and Ovhed* [2003] identified several variables designating key factors in the development and forecasting of PLs. The wind at 925 hPa is considered an indicator of cold air outbreak. The potential for deep convection over an area can be determined from the geopotential height at 500 hPa (Z500). Because thermodynamical fluxes play an important role in PL intensification, the sea surface temperature (SST) is highly relevant, particularly as denoted by the difference between SST and the air temperature at 500 hPa (SST-T500) [see in this regard *Bracegirdle and Gray*, 2008], which can be considered an indicator of convective tropospheric heating driven by surface fluxes. The low-level baroclinicity is assessed through the horizontal temperature gradient at 850 hPa (T850). In the following sections, daily anomalies for the fields of temperature, geopotential height, and surface wind are computed from ERA-I as well as for the potential vorticity (PV) at 300 hPa, the latter considered to be an indicator of stratospheric intrusions [e.g. *Claud et al.*, 2004]. If environmental conditions favor deep penetration of an upper level PV anomaly, it can induce spin-up from a conditional neutral atmosphere [*Montgomery and Farrell*, 1992] or enhance existing surface vorticity [*Rasmussen and Turner*, 2003] and eventually cause PLs to form.

2.3. Arctic Sea Ice Concentration

[17] Sea ice concentrations generated from brightness temperature data derived from the Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I radiances [*Cavalieri et al.*, 1996] are utilized. These data can be found at http://nsidc.org/data/nsidc-0051.html and are provided on a polar stereographic projection at a grid cell size of 25 × 25 km. We use this information to define the sea ice mask (represented here by the maximal monthly ice extension with a concentration greater than 85% over 1979–2007).

2.4. Methodology

2.4.1. Calculation of Anomalies Associated with PL Formation

[18] In a first step, mean fields of the above-described variables are calculated for cold season months (ONDJFM) over the period specific to each considered PL dataset, both for all days of the period and for PL key days. The standardized anomaly field corresponds to the difference between these two fields, divided by the standard deviation calculated over the whole period. The statistical significance of the results is assessed using a phase-scrambling bootstrap test with 999 samples [*Davison and Hinkey*, 1997]. For the wind at 925 hPa, which is a vector field, the standardized anomaly is calculated for each component, as well as its significance. By convention, the vector significance corresponds to the most significant component.

[19] To show the evolution of the anomaly patterns, each anomaly field for each day during a 9 day window centered on the key day (i.e., key day −4 through key day +4) is calculated, using the same procedure as described above.

2.4.2. Weather Regimes

[20] Determination of WR is performed over the North Atlantic-Europe domain (NAE, 20°N–80°N/90°W–30°E) by an objective analysis based on clustering techniques for Z500 NCEP-NCAR daily maps in the boreal winter (November-March) of 1957–2011. Cluster analysis is a multivariate statistical technique that aggregates a set of events into limited states according to similarity criteria; by construction, it accounts for time scale interactions and spatial asymmetries [*Anderberg*, 1973] of the circulation patterns. The partition algorithm in the NAE sector traditionally leads to four clusters [e.g., *Cassou*, 2008], the number of clusters being established according to statistical tests based on reproductibility issues [*Michelangeli et al.*, 1995], and sampling dependence and variance ratio consideration [*Straus et al.*, 2007]. Each day in the selected period is classified into one of the four regimes [*Cassou et al.*, 2011]. In addition, several classifications based on the minimum similarity distance between Z500 daily anomaly patterns and pre-existing centroids have been performed considering either Euclidian or correlation distances applied either in the phase space or in the physical space. The results presented here are not dependent on the retained atmospheric fields or on the distances. Consequently, in this paper, we use only regimes calculated on Z500 based on the Euclidian distance in the phase space. The distance to the closest centroid (intra-regime distance) gives information about the differences in the anomaly magnitude and spatial departure between a given day and its associated centroid. The distances to the other centroids (inter-regime distances) quantify the relative position of the anomalous daily circulation with respect to the other regimes. Over the North Atlantic-Europe domain, the WR approach is applicable only for winter and summer months [*Cassou et al.*, 2011]. For the intermediate seasons, the North Atlantic circulation cannot be classified according to statistical significance tests. Consistently, PLs that form in October and in April–May are excluded (22 cases out of 156 for Noer's list; cf. Table 1) from the following.

[21] Zonal (ZO) and Greenland-Anticyclone (GA) WRs are characterized by a strong negative (respectively positive) anomaly near Greenland and Iceland, and a positive (respectively negative) anomaly at lowest latitudes of the North Atlantic Basin (see Figure S1 in the auxiliary material, representing the four wintertime WR centroids). These two regimes represent the positive and negative phases of the North Atlantic Oscillation, and will be referred to accordingly in this paper. NAO+ (versus NAO−) is characterized by an intensification (versus weakening) of the Azores High and a

deepening (versus slackening) of the Icelandic Low [*Cassou*, 2008] and corresponds to the north/south modulation of the North Atlantic westerly mean flow. The SB regime (Figure S1, top right) is dominated by a strong positive anomaly over Scandinavia and Northern Europe, while low pressure prevails in the Labrador Sea; for AR, the anomalous high is observed South of Greenland (Figure S1, bottom right) encompassing a large part of the North Atlantic, while negative anomalies extend from Spitsbergen to the Mediterranean Sea.

[22] For all PL dates, the regime to which each belongs is determined and an accumulated distribution deduced.

3. Chronology of PL formation

3.1. The Norwegian and Barents Seas

[23] Figure 2 displays the standardized composite anomalies determined from ERA-I of key variables for the *Noer et al.* [2011] PL formation dates over the Barents and Norwegian Seas. The large-scale environment corresponding to PL development there comprises a large and significant Z500 negative anomaly over the formation area (absolute anomaly maximum value of −126 m), a significant positive anomaly of SST-T500 over the Nordic Seas from the ice edge to Scandinavian and Icelandic coasts (absolute anomaly maximum value close to 5°C), and large T850 gradients indicating baroclinicity (approximately 0.5°C/(100 km)). The PV at 300 hPa presents a positive anomaly (absolute anomaly maximum value around 1.2 PVU; 1 PVU = 10^{-6} $m^2 s^{-1} kg^{-1} K$), which is significant over a smaller area compared to Z500, mostly confined to the ocean. Furthermore, the Norwegian and Barents Seas are dominated by anomalous north-northeasterly 925 hPa wind, with a significance larger than 90% and maximum velocity absolute anomaly of about 6 m s^{-1}. The SST does not differ significantly from its climatological value (not shown). This is expected though because of its longer variation timescale compared to both atmospheric fields and PL dynamics and because of the relatively low accuracy and coarse spatial resolution of the SST analysis at these latitudes.

[24] The time evolution of the atmospheric anomalies is now presented for around the key day. The Z500 standardized anomaly (Figure 3) shows a weak, but statistically significant, structure north of the Barents Sea up to 4 days before the key day. This feature gradually intensifies and expands over the whole Barents Sea first and then over the Norwegian Sea spreading towards Iceland, until the key day and key day +1. Then the negative anomaly decreases, the maximum amplitude progressively slides to the south, the westward extension reduces, and finally, the anomaly disappears by key day +4. It should be noted that positive anomalies are concomitant from the Irminger Sea to Western Europe; these tend to extend northwestward with PL development. The negative anomaly reaches its maximal amplitude on key day +1, with an absolute anomaly value of −135 m. This temporal behavior has already been noticed by Businger [1987], who found slightly larger anomaly values (−140 m) for the key day and −165 m on the day after. A similar behavior prevails for SST-T500 over the open sea part of the Barents and Norwegian Seas (not shown). The near-surface wind chronology (Figure 4) shows a significant north-northwesterly anomaly over the Norwegian Sea and the western part of the Barents Sea up to key day −3. This anomaly increases in intensity until a day after the key day, reaching a maximum absolute anomaly value of 7.5 m s^{-1}, with a gradual rotation of the direction feature: the westerly component vanishes (except over the southern Norwegian Sea) and is gradually replaced by an easterly component that is

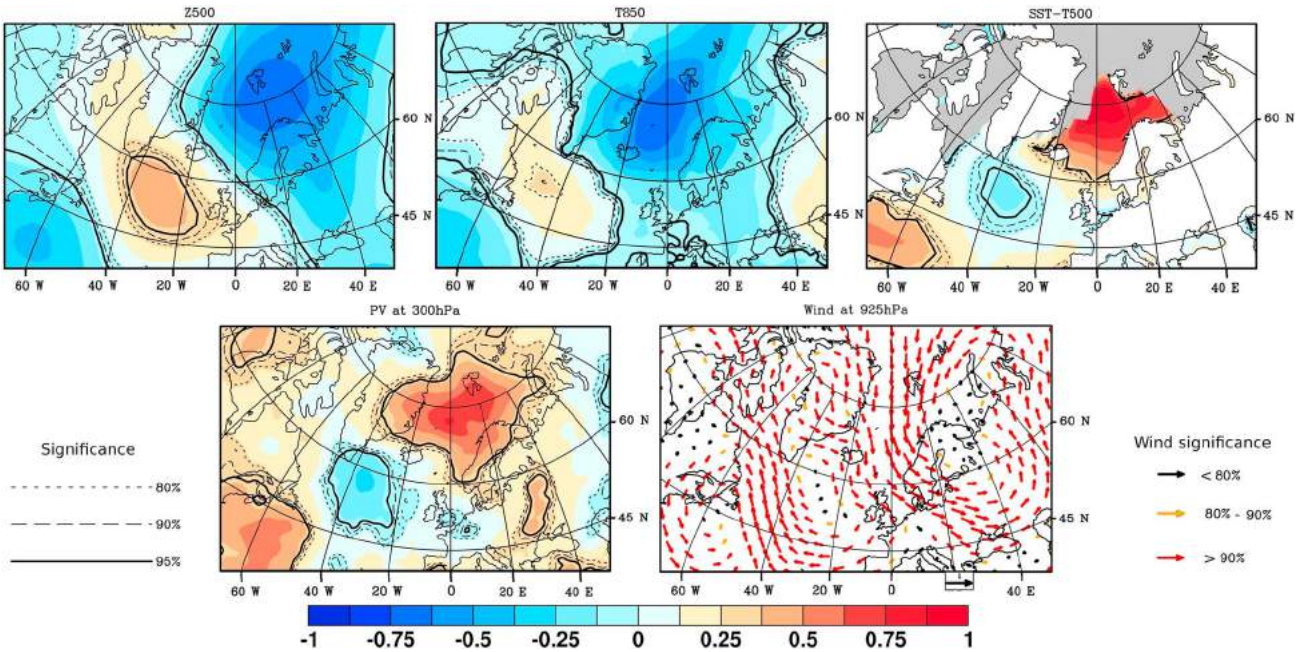


Figure 2. Composite standardized anomalies of Z500, T850, SST-T500, PV at 300 hPa, and wind at 925 hPa in cold season months (ONDJFM) for PLs key days from Noer's (date) list. Gray areas correspond to maximal monthly sea ice extent from 1979 to 2007. The significance levels are indicated by solid and dotted lines (scalar fields) and the color of the arrows (wind).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

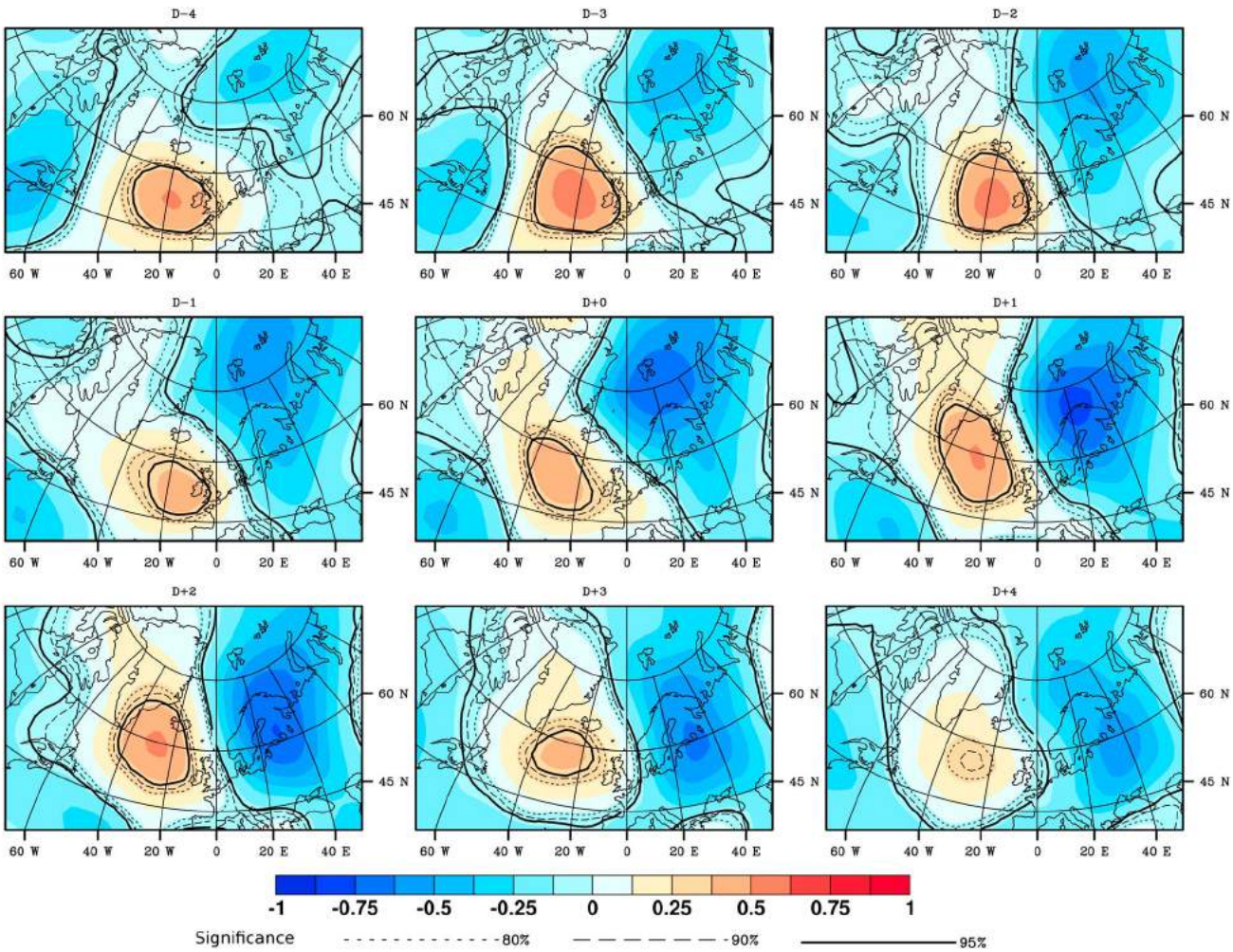


Figure 3. Evolution of the Z500 anomaly field from 4 days before key day to 4 days after, according to Noer's (date) list, for cold season months (ONDJFM), from 2000 to 2011.

particularly strong over the Barents Sea penetrating into Europe. Then the overall amplitude decreases, becoming very weak by key day +4. For PV at 300 hPa, the anomaly already exists by 4 days before the PL formation day, but it increases just before the key day (not shown). On key day +2, the anomaly diminishes and vanishes. Signs of baroclinicity, as enhanced horizontal gradients of T850, mainly appear on the key day (not shown). To summarize, a tropospheric environment favorable to PL formation exists for an approximate 8 day window centered on the PL life span. The PL outbreak day (i.e., the key day) corresponds to a sudden intensification of anomalies, particularly in terms of near-surface wind and PV.

[25] We conduct separately similar composite analyses for PLs that formed over the Norwegian Sea (87 cases) and those that formed over the Barents Sea (47 cases). Although some anomaly features differ in detail (Figure 5), Z500 and SST-T500 anomalies are always centered over the PL formation region. Anomalies have larger amplitude in the case of Barents Sea PLs, which might be related to the smaller size of the sample. Concerning near-surface winds for the Barents Sea cases, the anomaly mainly presents an easterly component on the eastern side of the PL formation zone, indicating that a majority of PLs in the Barents Sea is formed in cold air outbreaks from the areas between Spitsbergen and Novaya Zemlya. For the Norwegian Sea cases, the wind anomaly is northerly, reflecting the fact that PLs mainly form in cold air outbreaks from the Fram Strait. Low-level baroclinicity is observed over a longer time period (from key day −3 to key day +1) for the Barents Sea PLs than those for the Norwegian Sea (key day and key day +1). This is consistent with the stronger baroclinicity of Barents Sea PLs compared to Norwegian Sea PLs found by *Bracegirdle and Gray* [2008].

[26] Figure 6 displays the evolution in the vertical of 600 hPa to 200 hPa PV anomaly cross sections for a latitude of 71.25°N (the median latitude of PL cases in Noer's list) and longitudes ranging from 80°W to 40°E (for the Norwegian Sea cases) and from 45°W to 80°E (for the Barents Sea cases). For the Norwegian Sea cases, the first significant pattern appears the day before the key day, between 500 hPa and 300 hPa over the Norwegian Sea around 10°E, and rapidly grows into a larger structure with a vertical extension from 550 hPa to 200 hPa and horizontal reach from 30°W to 20°E, for the key day until 2 days after. Once again, the maximal extension and intensity of the anomaly are found for key day +1. This is not the case for the Barents Sea PLs, for which strong and significant precursors already exist around 400 hPa from up to 4 days before the key day over

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

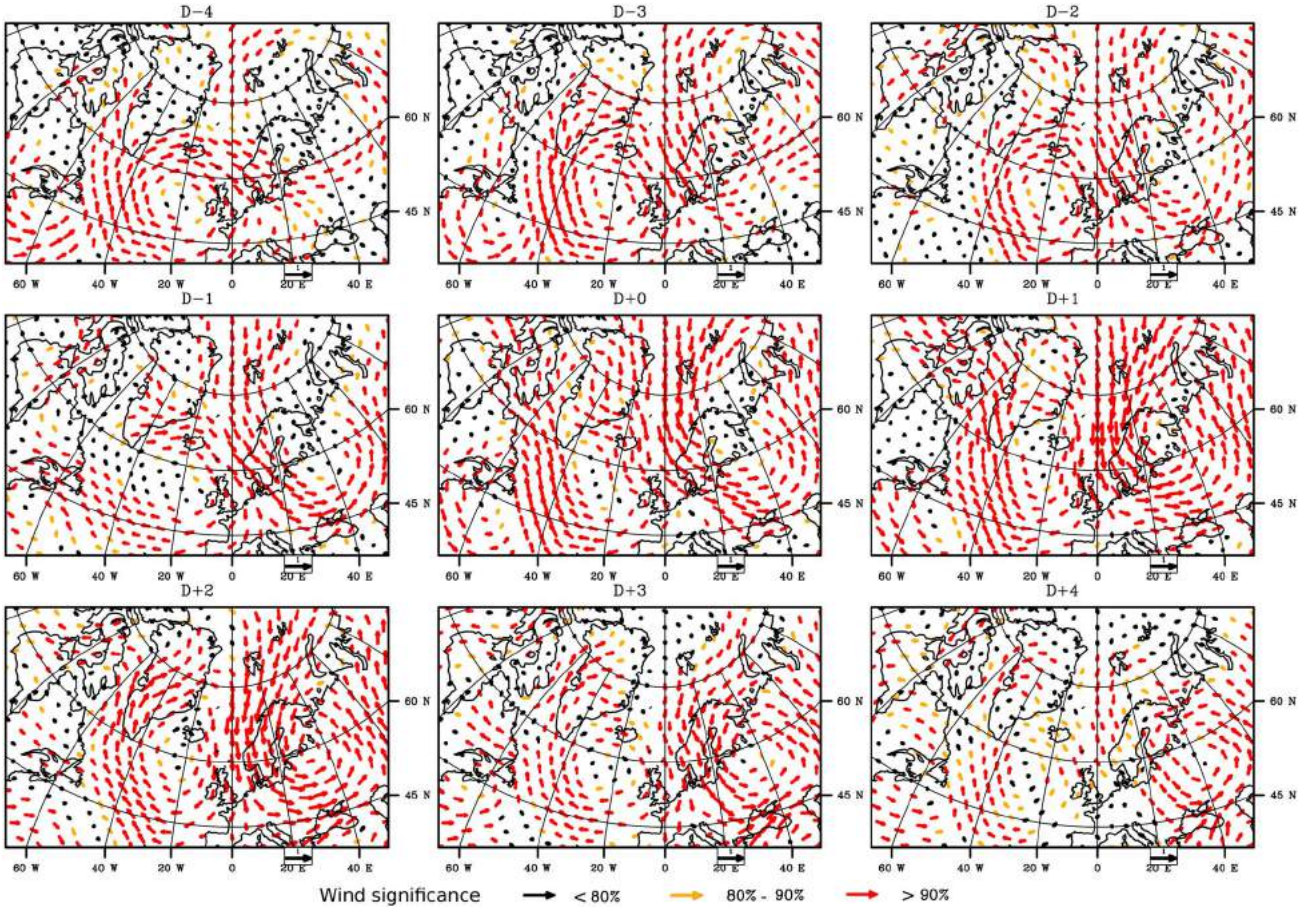


Figure 4. Similar to Figure 3, but for the wind at 925 hPa.

the Greenland Sea, and which gradually shift to the east until the key day, when the significant anomaly covers the Norwegian and Barents Seas. This anomaly rapidly decreases by key day +2 (not shown).

[27] Similar analyses conducted on the other PL databases covering this area confirm the above results (not shown), although with local differences: the anomalies are generally weaker before the key day, particularly for Wilhelmsen's cases, and have a longer persistence, staying strong and significant for up to 3 to 4 days after the key day. This difference may be due to the lower accuracy on determining the outbreak dates than for the most recent lists and/or to a less reliable reanalysis (before 1979, satellite data were not assimilated). Moreover, for Wilhelmsen's and Businger's PL cases, the Z500 anomaly formed further south-east than in the present analysis. This may be related to the geographical location of the PLs in each dataset (Table 1).

3.2. The Labrador Sea

[28] The observational study by *Rasmussen et al.* [1996] showed that PLs forming over the Labrador Sea are remarkable because of their similarity in terms of common satellite-observed cloud signature, associated synoptic conditions, and physical mechanisms. Figure 7 displays the standardized anomalies of key variables for key days from Kolstad's list and confirms this intuition. The characteristic environment for PL formation in this region is marked by strong and significant anomalies centered over the eastern Labrador Sea, along the Greenland coast, and covering the entire Labrador Sea, Greenland, and the Greenland Sea between 55°N and 80°N. Similar to the Noer's cases in the Norwegian and Barents Sea, the anomalies are negative for Z500 and T850 but positive for SST-T500 and PV at 300 hPa. The wind anomaly is strong and from the northwest over Hudson's Bay and Nunavut, and mostly westerly over the Labrador and southern Irminger Seas. The particularly strong wind anomaly over the Hudson Strait confirms the wind channeling effect of the topography, as described by *Rasmussen et al.* [1996]. Note also that the Greenland elevated terrain influences the low-level flow [e.g., *Doyle and Shapiro*, 1999].

[29] A strong Z500 negative anomaly appears 6 days before the key day over a large area including Hudson's Bay, Hudson Strait, North Quebec, and the northwestern part of the Labrador Sea (Figure S2 in the auxiliary material). This anomaly propagates over northern Greenland by key day −3, and extends up to the Greenland Sea on key day −2. From 3 days before the key day onwards, the wind anomaly over the Hudson Strait gradually becomes established. Just before the key day, the Z500 anomaly settles over the Labrador Sea, and a SST-T500 anomaly appears near the ice edge (Figure S3 in the auxiliary material). Thus, PL outbreaks in this region correspond to the onset of the SST-T500 significant anomaly and the sudden intensification of PV at 300 hPa,

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

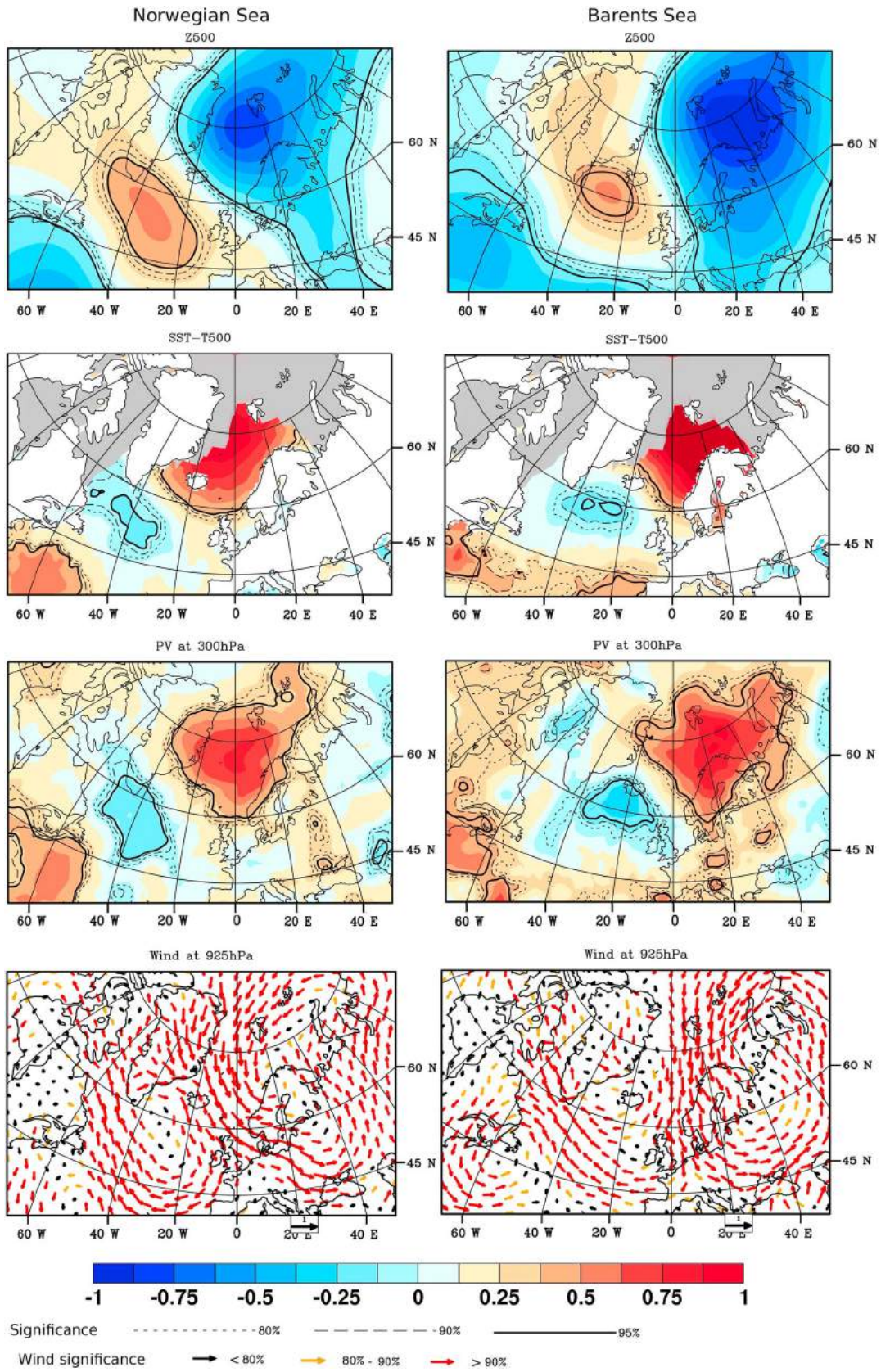


Figure 5. Comparison between composite standardized anomalies of Z500, SST-T500, PV at 300 hPa, and wind at 925 hPa in cold season months (ONDJFM) for key days, according to the formation location: the Norwegian Sea on the left side and the Barents Sea on the right side. The significant levels are indicated by solid and dotted lines (scalar fields) and the color of the arrows (wind).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

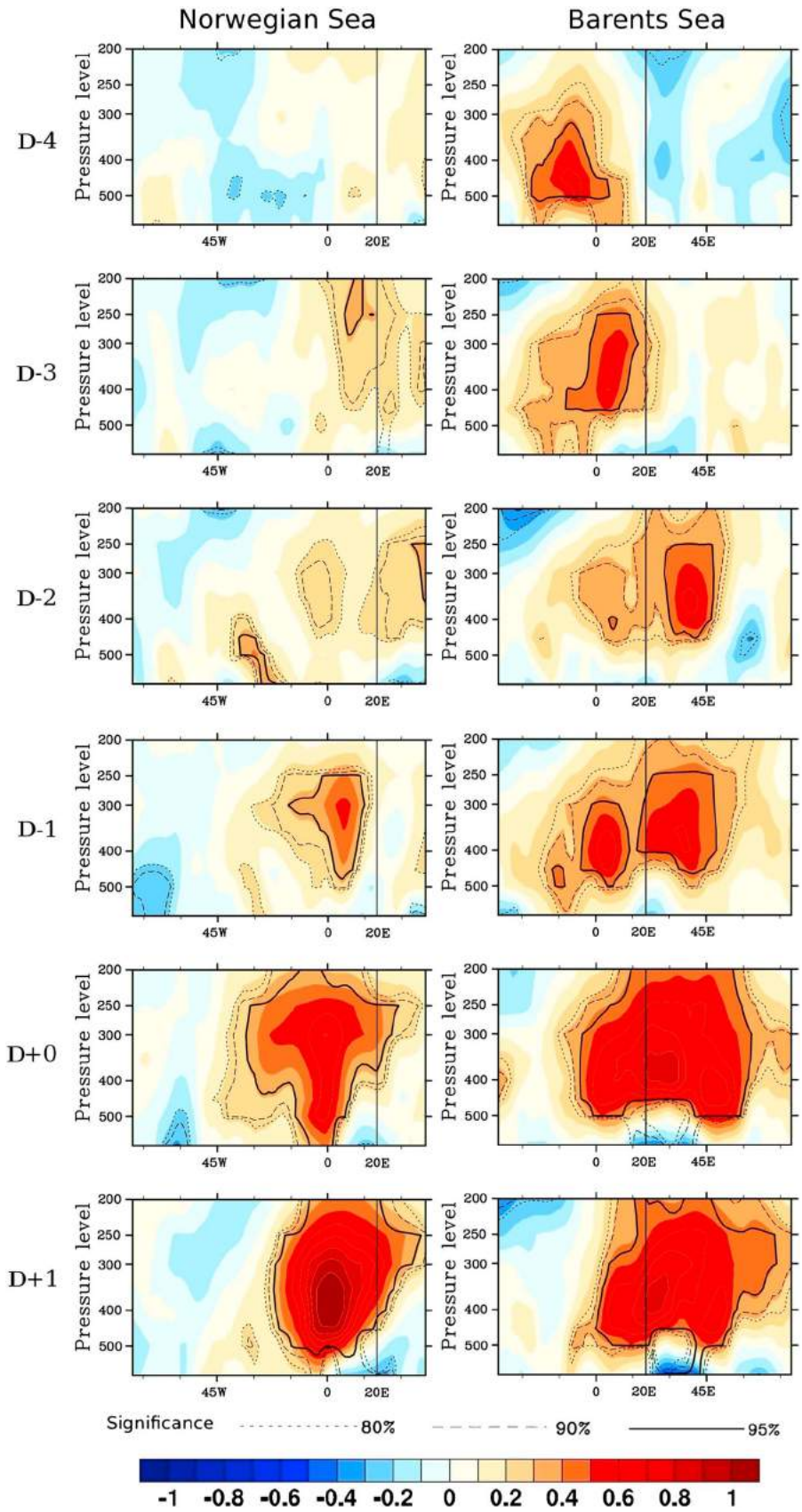


Figure 6. Comparison between the evolution of vertical (600–200 hPa) PV composite standardized anomalies from 4 days before key day to 1 day after according to formation location: the Norwegian Sea on the left side and the Barents Sea on the right side. The west-east cross section was taken at 71.25°N. The vertical line at 20°E corresponds to the approximate delimitation between the two seas. The significant levels are indicated by solid and dotted lines.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

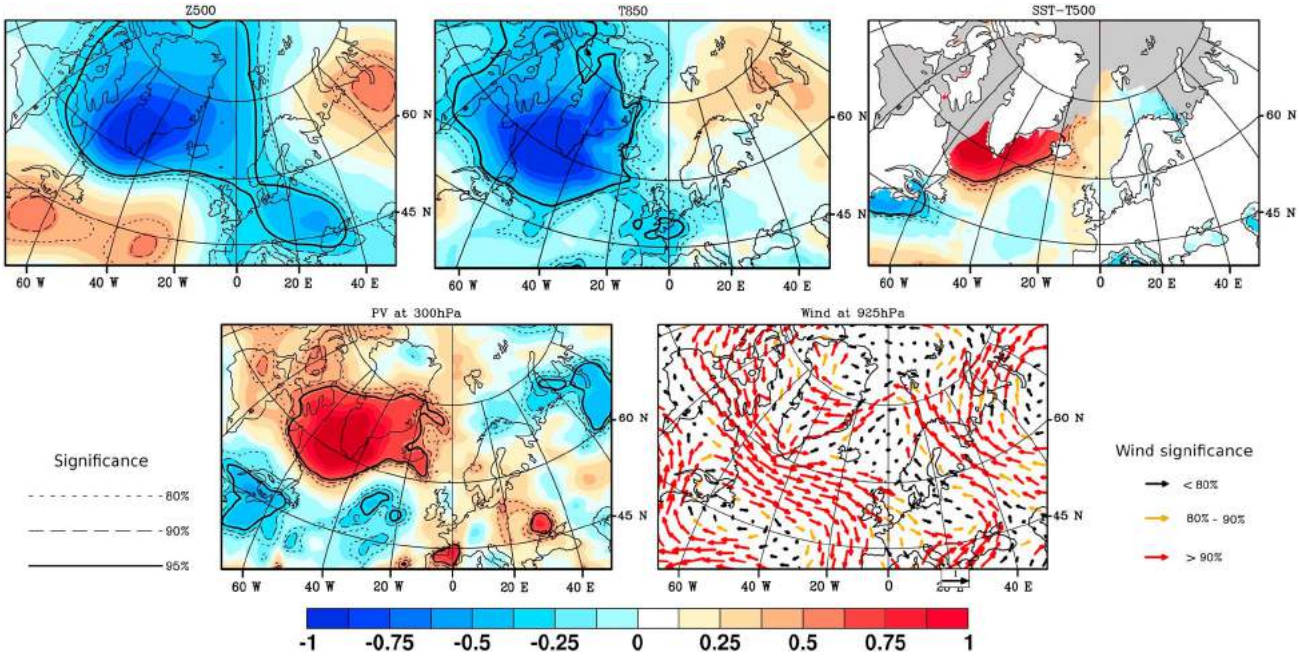


Figure 7. Similar to Figure 2, but for Kolstad's list.

which previously existed over the Hudson Bay and Hudson Strait 6 days before, but was very weak (not shown). After the key day, the anomalies extend over the Atlantic Basin between 55°N and 80°N, and between the Canadian coast eastward to the Greenwich meridian. Persisting over the same area, the anomalies gradually decline.

4. WR and PLs

4.1. Links Between PL Occurrences and WR

[30] For each PL of the considered PL inventories, we determined its associated regime. The distributions by WR are shown in Figure 8, in blue for the Norwegian and Barents Seas and in orange for the Labrador Sea. About two third of Noer's PL cases formed in the AR and NAO− regimes (37% with 49 PLs in AR and 28% with 37 PLs in NAO−), while 19% formed in NAO+ (26 PLs) and 16% in SB (22 PLs). This unequal distribution of PLs by WRs cannot be simply explained by the mean occurrence of the four regimes over the specific 1999–2011. Indeed, those are equal to 30% (571 days) for NAO+, 23% (443 days) for SB, 21% (404 days) for NAO−, and 26% (487 days) for AR, as represented by the dots in Figure 8. That is, a PL formation was observed over this period for nearly 10% of days in NAO− and in AR, whereas they were half as frequent for NAO+ and SB. Thus, the NAO− and AR regimes can be interpreted as large-scale anomalous circulations favorable to PL outbreaks, while NAO+ and SB tend to be PL-averse. A similar behavior is found when considering the Norwegian and Barents Sea PLs separately, with more PLs forming in SB over the Barents Sea (21%) than over the Norwegian Sea (14%).

[31] Consistent results are obtained for the other datasets (Figure 8, in blue) despite the different time periods and slightly different geographical domains: AR is always the most and SB the least represented WR, with NAO− and NAO+ being approximately equivalent in terms of PL occurrence.

[32] For the Labrador Sea (Figure 8, in orange), the vast majority of PLs formed in NAO+, with 74% of cases for the Kolstad list, while they were only 16% as frequent during SB and 11% for AR days, with none in NAO−. The Parker list for the same region gives a consistent distribution for another period, confirming the robustness of this result.

4.2. WRs as Conditional Large-Scale Dynamics for Norwegian and Barents Seas PL Formation

[33] To understand the physical reasons for the statistical link between PLs and WR occurrence, the conditions associated with each WR must be investigated. In particular, the mean states of Z500, SST-T500, and wind at 925 hPa specific to each WR provide information that is important for PL formation and intensification as discussed above. For AR, the Norwegian and Barents Seas are characterized by a negative anomaly of Z500 (Figure S1, in the auxiliary material), a positive anomaly of SST-T500 corresponding to reduced low-level atmospheric stability (Figure S4), and an easterly wind anomaly with a northerly component over the Norwegian Sea (Figure S5). These large-scale atmospheric conditions are representative of the tropospheric conditions favorable for PL formation over the Nordic seas, where a key process is the advection of cold arctic air across gradually warmer sea surface. Consequently, this supports the noticeably larger occurrence of PLs observed for AR days, as well as of the more western PL formation area than those of the other regimes (not shown).

[34] Anomaly patterns for the NAO− mode are similar for the typical PL formation environments of both the Norwegian Sea and Barents Sea. The SB environment bears no resemblance to the typical PL trigger factors; it is associated with southerly flow along the Norwegian coast and from

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

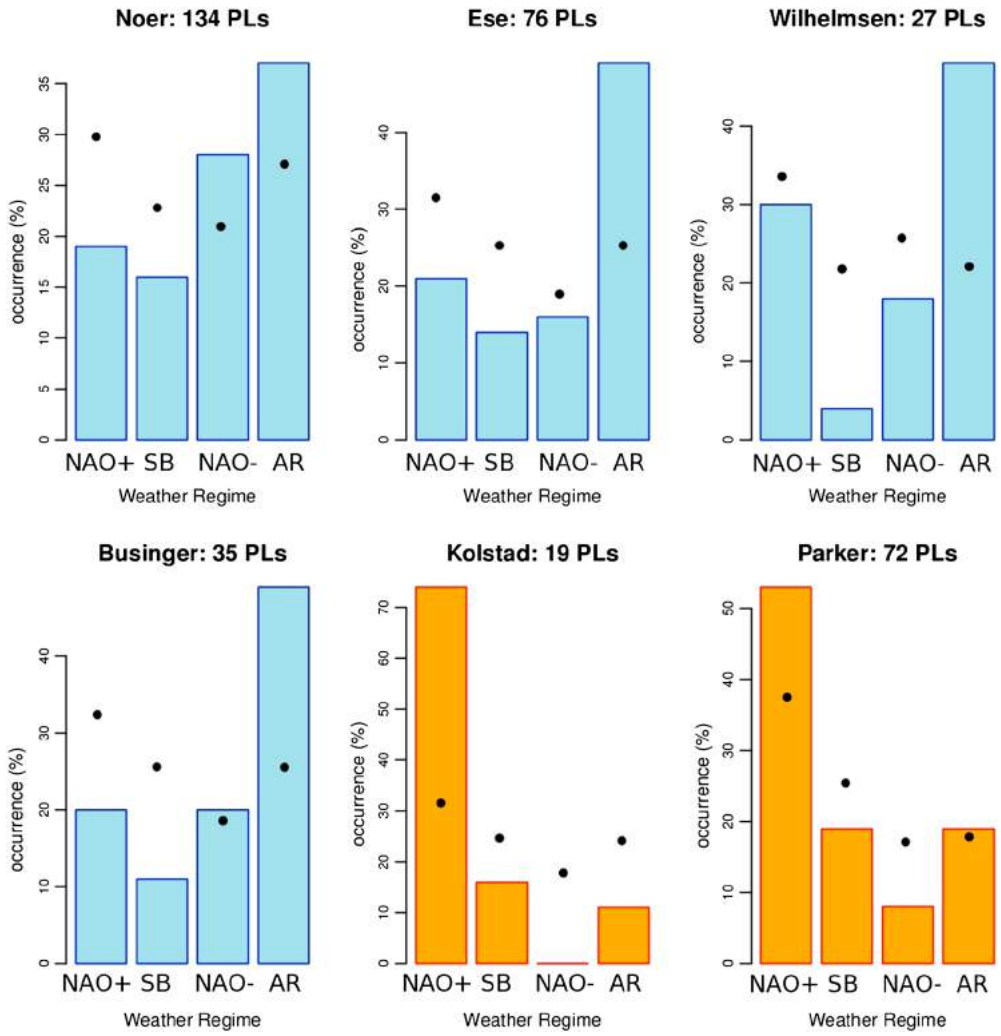


Figure 8. PL occurrence distribution according to WR corresponding to key days, for the Norwegian and Barents seas (in blue) and the Labrador Sea or adjacent to the southern coast of Greenland (in orange): Noer's cases (1999–2011), Ese's cases (1971–1983), Wilhelmsen's cases (1978–1982), Businger's cases (1971–1983), Kolstad's cases (2000–2009), and Parker's cases (1977–1994). WR occurrences during corresponding periods are indicated by the black dots.

northern Scandinavia and Kola mainland, and advection of air masses toward colder sea surface. For NAO+ the situation is spatially contrasted: the decreased low-level stability and the northerly winds tend to favor PL formation on the western side, while they clearly inhibit PL formation in the Barents Sea.

[35] We further tested the possibility that PLs are associated with specific WR transitions, as postulated for local extreme precipitation events in the Mediterranean basin [*Sanchez-Gomez et al.*, 2008]. The chronological mean distribution of regime occurrences is plotted for PLs in each regime, from 6 days before the PL outbreaks to 4 days after (Figure S6). Over this temporal window, minor departures from symmetry with respect to the key day are evident, but their statistical significance is difficult to assess, considering the number of PLs and the shortness of the period. For the NAO+ mode PLs, the days following outbreaks (i.e., from key day +1) are less likely to be NAO+ than the preceding days, suggesting that PL formation occurs preferentially in the decaying phase of the regime. The opposite is found for AR; that is, PLs form in the earlier stages of the regime. SB is least comparable to the other regimes because the proportion of days in the same regime drops rapidly both before and after the key day. To further examine this feature, the same analyses were performed considering regimes with at least 5 days persistence and excluding the first and last days of the regime event, in order to eliminate transient and ambiguous episodes [as in *Michelangeli et al.*, 1995]. In that situation, the results are only changed for SB in which the PL occurrence drops from 16% to 12%. This tends to confirm that SB large-scale conditions are globally PL-averse and that PL cases could fall into the SB pool by chance because all days are classified by construction.

[36] Another way to illustrate this point is to examine the intra- and inter-distances to the regimes, for key days of PL belonging to each regime and to compare them to the climatological distribution (Figure 9). This metric objectively quantifies the degree of similarity between large-scale PL key days and WR average dynamics. Our results show that

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

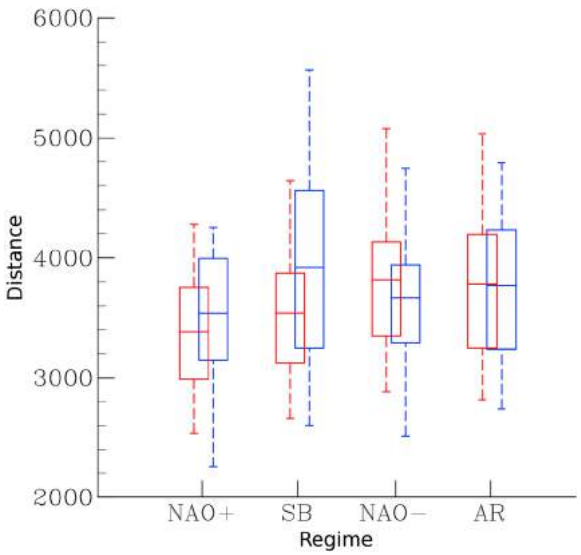


Figure 9. Comparison between intra-regime distance distributions for key days (in blue) from Noer's list and intra-regime climatological distributions (in red). The horizontal line within the box corresponds to the mean; bottom and top box bounds show the 25th and 75th percentiles, respectively; bottom and top whisker bounds indicate the 5th and 95th percentiles, respectively.

the intra-regime distances for PLs in SB are highly different from their mean distribution, indicating a strong departure either in intensity or spatial location, or both, of the related Z500 anomalies versus the mean SB centroid. Increased distances are also found for NAO+ PL days but to a lesser extent. By contrast, for AR, the two distributions of distances are not differentiable statistically while NAO− results suggest that PL days occur for conditions rather close to the centroid. The SB inter-regime distance distributions when PLs occur in other regimes always present larger values than their climatological distributions (not shown), suggesting again that PLs form when conditions are notably different from SB mean conditions.

[37] Because the Euclidian distance is an integrated quantity that accounts for the field anomaly over the whole considered area, it may mask important local information. Figure 10 shows the difference between Z500 anomaly patterns for PL formation days as a function of regime occurrence and the corresponding centroid of that regime. These maps correspond to the spatial signatures of the distances previously detailed. The NAO− does not display marked patterns, in agreement with the reduced intra-regime distances in Figure 9. By contrast, NAO+, SB, and AR present strong negative patterns centered over the PL formation area of the Norwegian and Barents seas. For AR (Figure 10, bottom right), the departure pattern corresponds to an enhancement of the mean negative core over Scandinavia. For NAO+ (Figure 10, top left), it indicates a bulge to the east of the NAO+ characteristic Icelandic low-pressure anomaly, but the outer anomalies are of opposite sign with respect to the mean centroid. For SB (Figure 10, top right), the departure pattern is very pronounced and is opposite in sign to the typical anticyclonic SB pattern over the Norwegian and Barents Seas. The spatial correlation

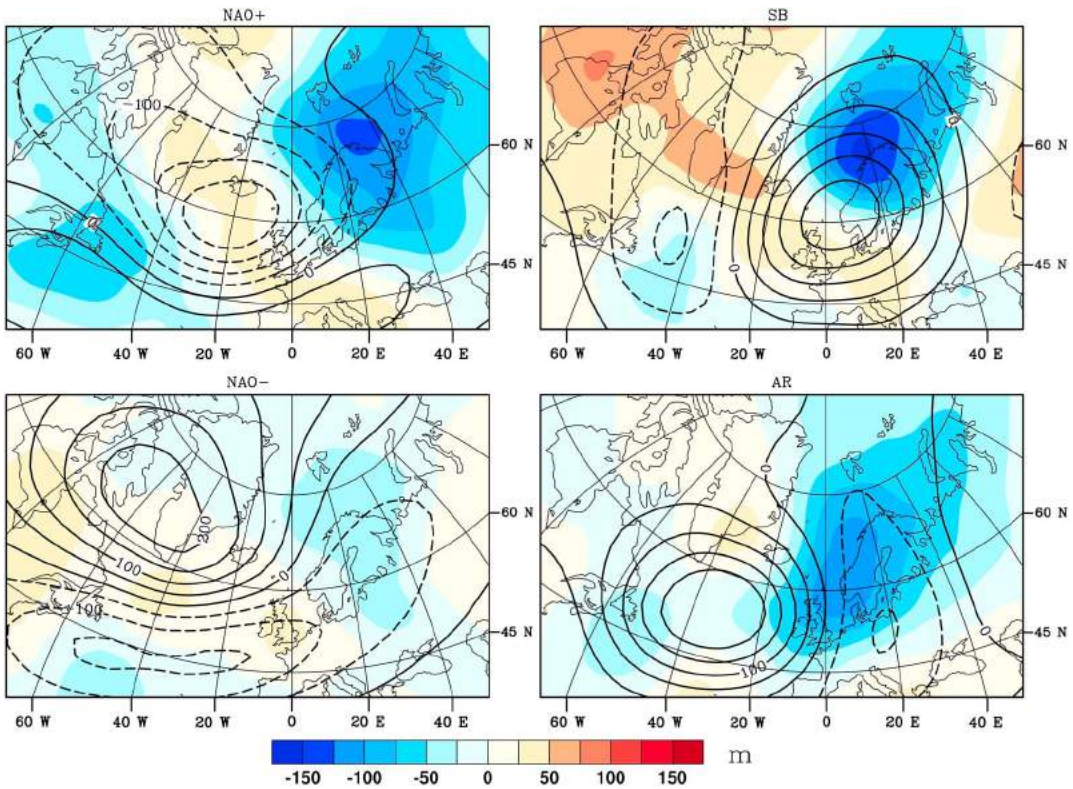


Figure 10. Difference between Z500 anomalies patterns for the PL key day corresponding to each regime and the corresponding regime Z500 anomaly pattern. The latter is represented by black contours (dotted contours for negative values).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

between the centroid and the composite built on PL occurrence for SB is consistently equal to −0.40. Thus, PLs forming in SB do so during a "weak" regime of that type. The large-scale dynamics are then characterized by a much weaker Scandinavian blocking high consistent with a lower amplitude trough over Greenland and the Labrador Sea.

4.3. Specifics of Large-Scale Environment of PLs According to WRs

[38] In this subsection, we show the composite atmospheric conditions prevailing on PL days in the Norwegian and Barents Sea (Noer's dataset), separately for each regime. The standardized anomalies of Z500, SST-T500, wind at 925 hPa, and PV at 300 hPa are displayed for PL formation days classified as AR (Figure 11), NAO− (Figure 12), NAO + (Figure 13), and SB (Figure 14). We note different large-scale patterns, corroborating the concept of a continuum of conditions leading to PL formation.

[39] For AR cases (Figure 11), the PV anomaly is noticeably stronger over the Norwegian Sea than for the other regimes, and the wind anomaly is southward. Composites of SST-T500 and T850 indicate enhancement of the convective tropospheric heating by surface fluxes and of baroclinicity over both the Norwegian and Barents seas.

[40] For NAO− cases (Figure 12), the Z500 anomaly pattern is centered over Scandinavia, and the low-level wind has a northeasterly anomaly. A positive SST-T500 anomaly is particularly pronounced over the Barents Sea, and the T850 pattern indicates low baroclinicity, especially over the Norwegian Sea. Moreover, the PV anomaly is very weak south of Svalbard. These conditions suggest a great role of convection and a weak role of baroclinic interaction for PL developments in NAO−.

[41] Specificities of the environment for NAO+ cases (Figure 13) are a strong PV anomaly, signs of strong baroclinicity over the Norwegian Sea, the maximum of SST-T500 in the anomaly pattern that is confined to the west, and the northeasterly flow along the ice edge, together with an intensified low pressure to the south.

[42] PLs forming on days classified as SB show the most different environment from the general cases (Figure 14). The Z500 anomaly is weakly negative over the northern Norwegian and Barents seas and is positive south of the Norwegian Sea. There is almost no SST-T500 significant anomaly over the formation area, and the low-level wind displays a westerly anomaly south of 75°N but a northerly one to the north. The PV anomaly is confined to the western part of the area of interest. Despite the indications of baroclinity, the full suite of conditions is consistent with the low proportion of PLs forming during this WR.

[43] Finally, Figure 15 compares the evolution of PV standardized anomalies from 4 days before the key day to 1 day following, according to the associated regime. For NAO regimes, PV anomalies are weakly positive and hardly statistically significant prior to the key day, as opposed to the negative centers that are strong and significant around 45°W. Moreover, the PV anomaly pattern associated with NAO− remains to the east of the PL formation position. Given that positive interactions between upper and lower tropospheric levels can occur only when a PV anomaly is located upstream [*Hoskins et al.*, 1985; *van Delden et al.*, 2003], PV may play little role in PL outbreaks. Using 6 hourly reanalysis data instead of daily data (not shown) results in a significant yet weak anomaly above the PL position 24 h before the key day for NAO+ and 6h before for NAO−.

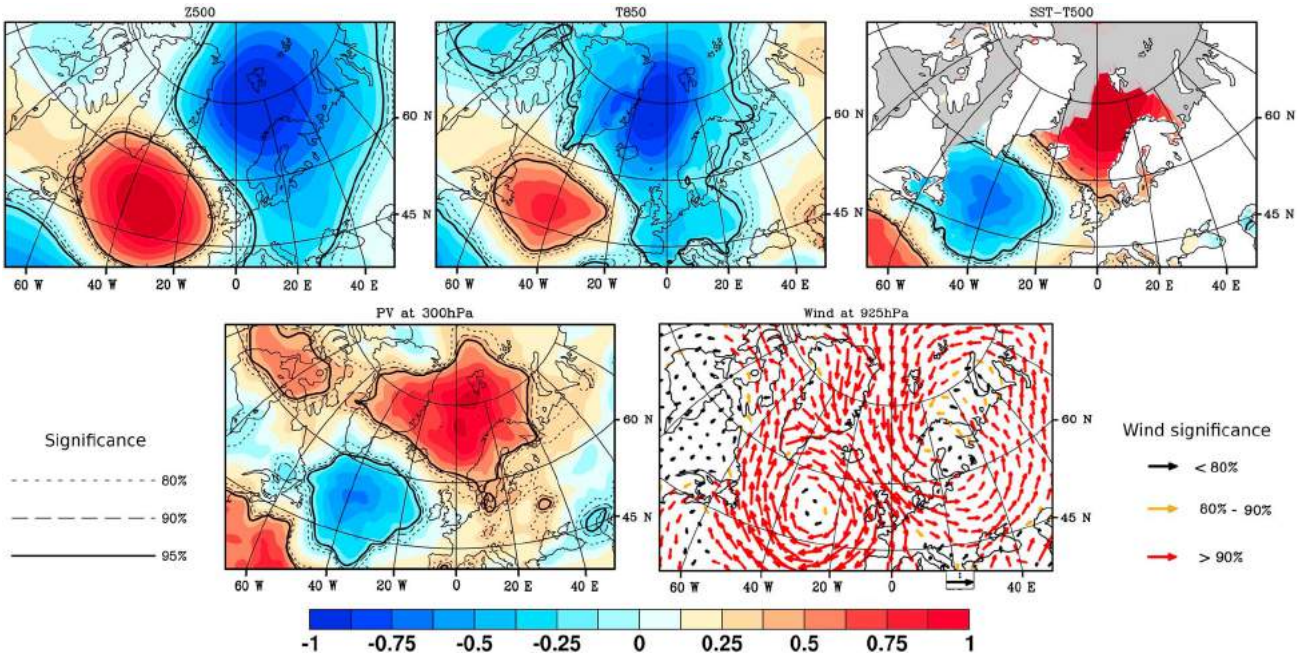


Figure 11. Composite standardized anomalies of Z500, T850, SST-T500, PV at 300 hPa, and wind at 925 hPa in cold season months (ONDJFM) for key days classified as AR (Noer's list). Gray areas correspond to the maximum monthly sea ice extent from 1979 to 2007. The significance levels are indicated by solid and dotted lines (scalar fields) and the color of the arrows (wind).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

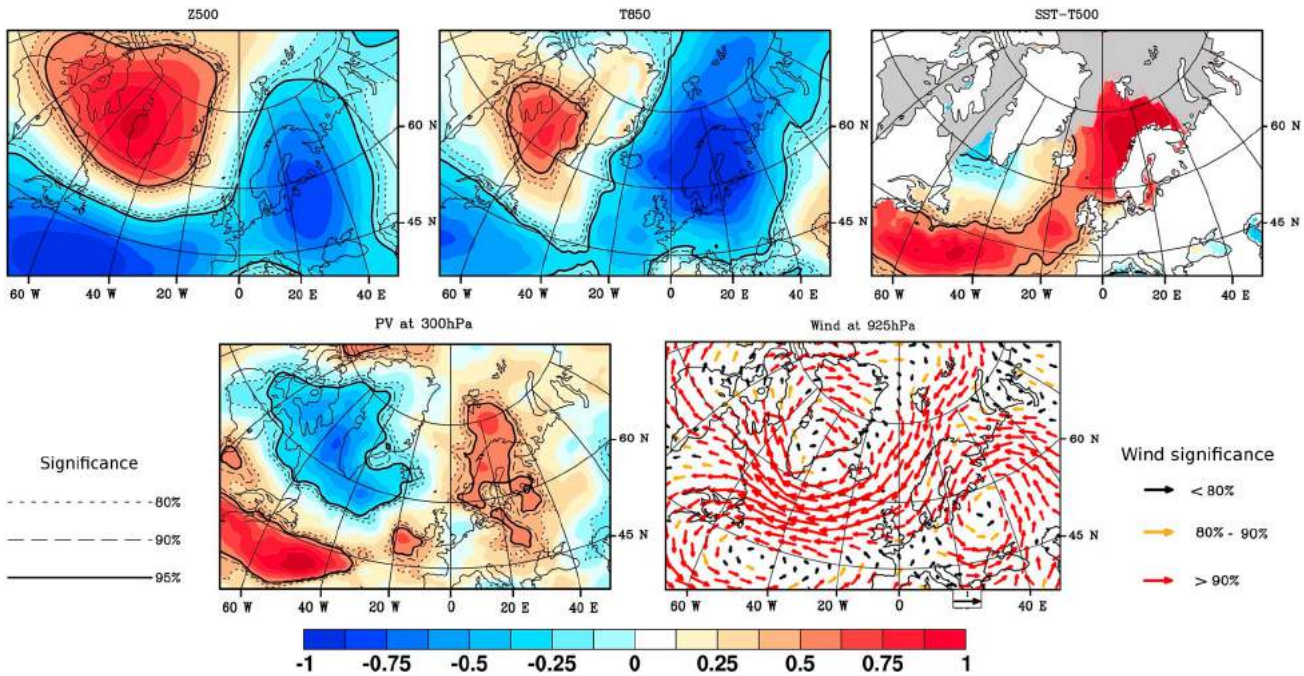


Figure 12. Similar to Figure 11, but for NAO−.

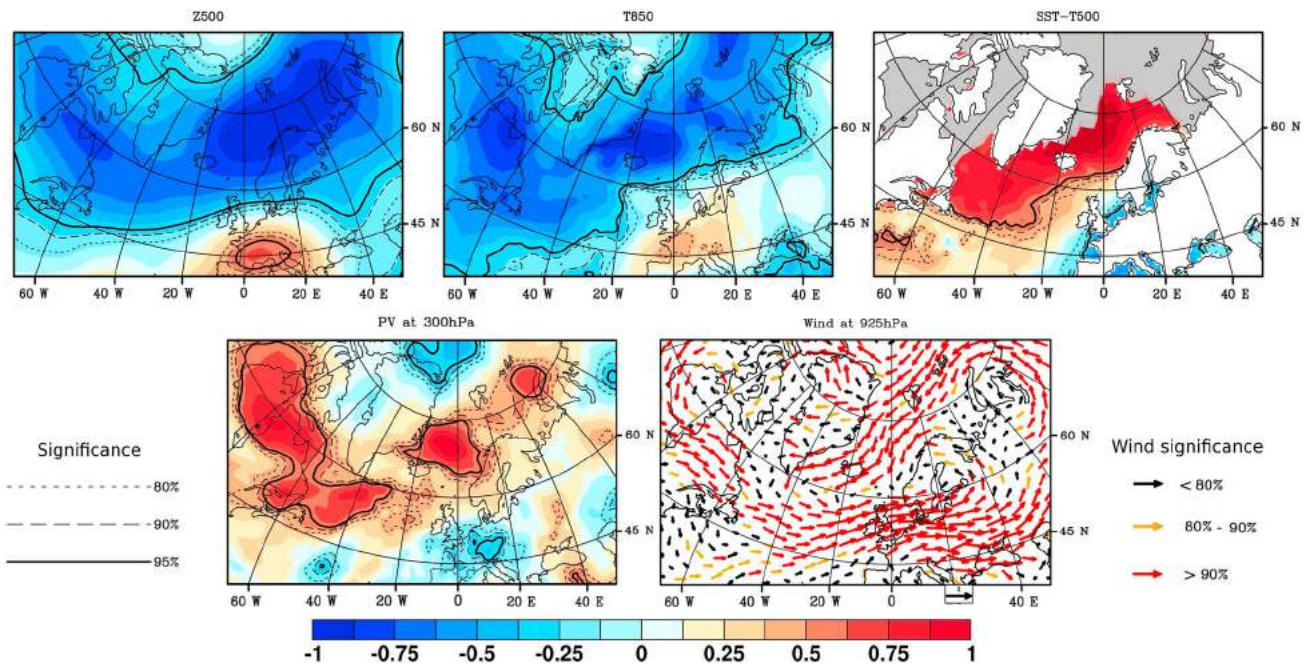


Figure 13. Similar to Figure 11, but for NAO+.

[44] For the SB and AR regimes, strong anomaly patterns exist from 2 days before the PL formation, and this is confirmed by the 6 hourly study. The anomaly forms above the formation area in the AR cases with a slight westward propagation, while for SB, it moves from the west, reaching the formation area only a few hours prior to PL formation. This feature suggests that PV is the main trigger for PL outbreaks during SB, consistent with the absence of a significant positive anomaly in SST-T500 (Figure 14) and the presence of unfavorable low-level wind anomalies.

5. Summary

[45] In this study, we determine the typical large-scale atmospheric circulation patterns conducive to PL development over the Norwegian/Barents and the Labrador Seas. Long-duration homogeneous datasets and state-of-the-art reanalysis products (ERA-Interim and NCEP/NCAR for the period before 1979) are utilized, allowing for statistical assessment of the results' significance. Variables examined in this study are the geopotential height at 500 hPa, the temperature at

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

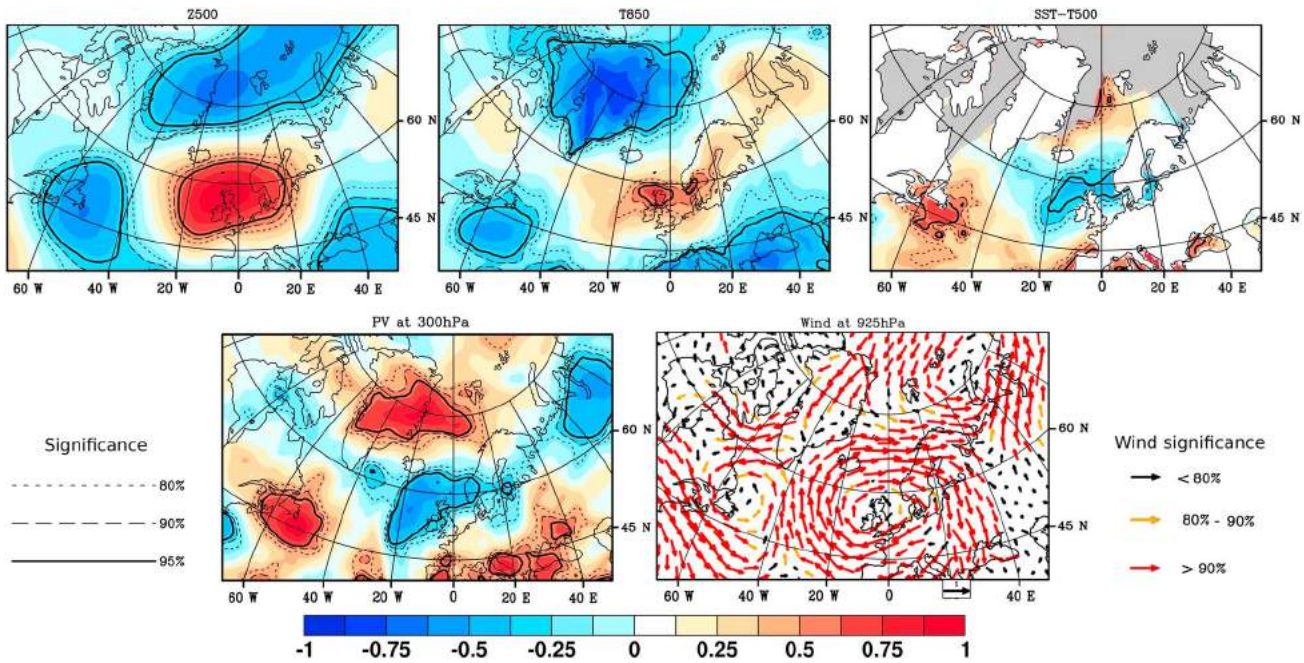


Figure 14. Similar to Figure 11, but for SB.

850 hPa, the wind at 925 hPa, the difference between the SST and air temperature at 500 hPa, and the potential vorticity at 300 hPa, all of which are known to influence polar low developments and are better represented in reanalyses than are the polar lows themselves [*Condron et al.*, 2006].

[46] We find that independent of the location of formation, broadly similar large-scale atmospheric patterns characterize the PL favorable environment: a negative anomaly of geopotential at 500 hPa, a positive anomaly of the difference between SST and the temperature at 500 hPa, and a positive PV anomaly at 300 hPa. The near-surface wind anomaly presents a different behavior according to the considered area, having a northerly main component over the Norwegian Sea, an easterly one over the Barents Sea, and a westerly one over the Labrador Sea when PLs occur. Low-level baroclinity is observed over a longer period over the Labrador and Barents seas (typically from 3 days before the key day to 1 day after) than over the Norwegian Sea (key day and the day after). The tropospheric environment becomes increasingly favorable for PL formation from 1 to 4 days before the outbreak and decreases between 2 and 4 days after, leading to the result that PLs occur when favorable conditions co-occur within an approximately 8-to-10 day window. We also show that PLs develop after a certain build-up, the outbreak day being marked by strong winds and PV intensification. For Norwegian Sea events, the PV anomaly—which indicates the presence of deep stratospheric intrusions—appears locally just before the outbreak, when lower atmospheric conditions are already favorable to PL outbreaks. This observation suggests that the upper anomalies trigger the maturation of PLs, probably by baroclinic interaction with the strong lower anomalies. For Barents Sea events, a deep PV anomaly several days before the key day forms near the Greenland east coast and moves eastward, reaching the Barents Sea 2 days before the outbreak, while other conditions may be PL-averse at this time. In this situation, PV anomalies likely contribute to development of tropospheric PL-favorable conditions through destabilizing low-level layers and enhancing convective organization. For the Labrador Sea PL cases, both geopotential and PV anomalies form over the Hudson Bay around 4 days before the outbreak and reach the formation area on the key day. This one is marked by an intensification of positive SST-T500 and PV anomalies. All the anomalies reported above are significant at the 90% level (often higher), leading to the conclusion that well-defined large-scale environments promote PL formation; as such, the time evolution of the large-scale environment should help improve PL forecasting over these areas.

[47] Because winter WR over the North Atlantic and Europe have a 8–10 days persistence, similar to large-scale anomalies associated with PLs, their relationships to PL formation are also investigated. We find that PLs preferentially occur for some specific WRs. Over the Norwegian and the Barents seas, a PL formation is observed during winter months (1999 to 2011) on 10% of days in NAO− and AR, whereas their probability of occurrence is reduced by half that in NAO+ and SB. Consistent results are obtained for other PL datasets covering the same area for different periods, increasing confidence in our findings. In the Labrador Sea, according to two datasets covering different periods, more than half of PLs occur during NAO+ and almost none during NAO−. We further show that the synoptic environments on days classified into favorable versus unfavorable WR indeed correspond to conditions of key variables known to be particularly favorable versus less favorable for PL development over this area. We further document that no specific transitions between WR are related to a larger occurrence of PLs. Finally, we show that when PLs occur during an averse regime like SB, the anomalous large-scale circulation does not project very much onto the WR mean centroids or corresponds to a "weak regime" (e.g., for the SB regime, a weak and southward shifted blocking high).

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

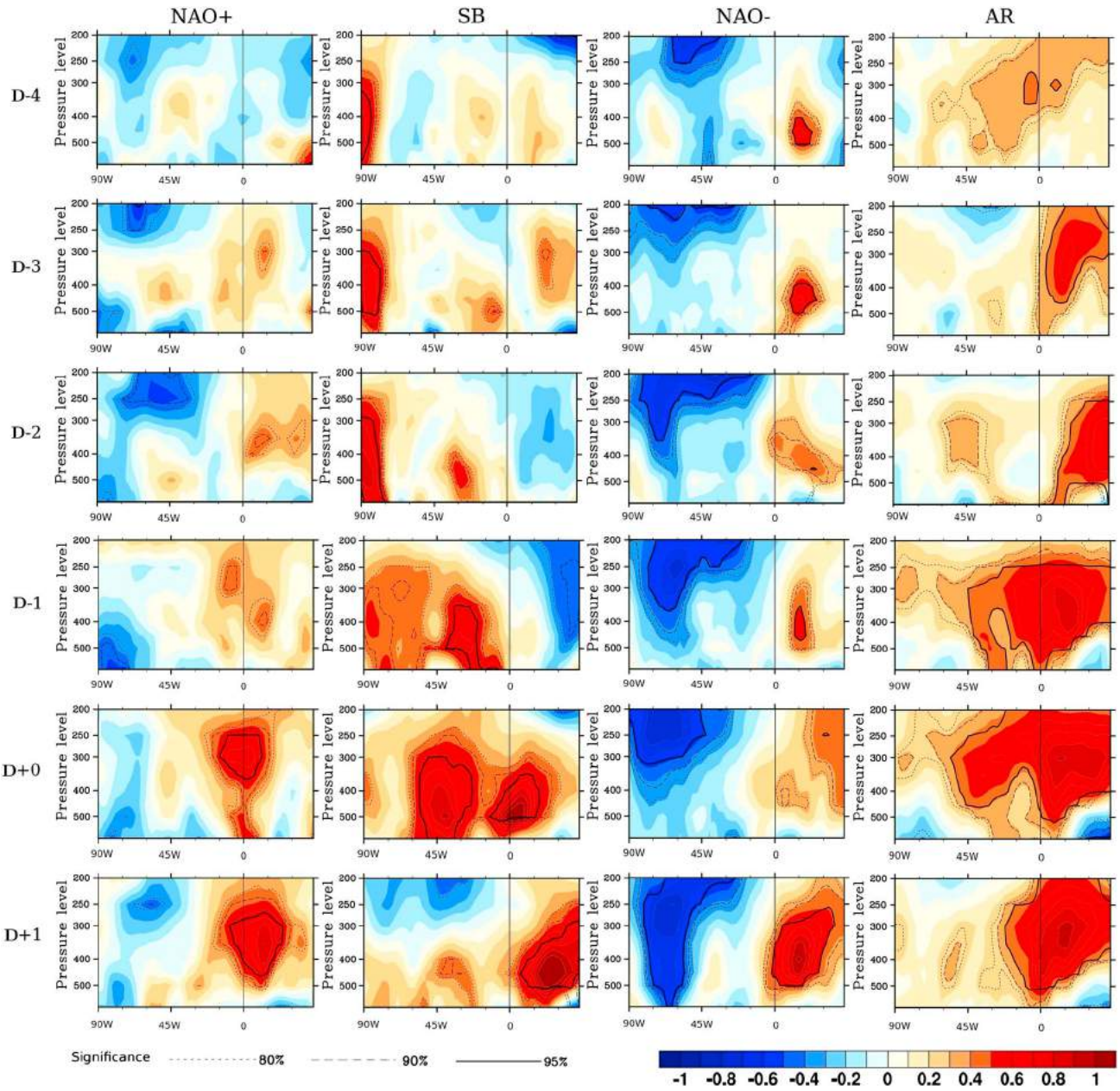


Figure 15. Evolution of vertical (from 600 to 200 hPa) PV standardized anomalies from 4 days before the key day to 1 day after. The west-east cross sections at latitude 71.25°N are centered on the longitude of the PL formation position. The cold season period considered is November 2000 to March 2011. The significant levels are indicated by solid and dotted lines.

[48] This study corroborates the suggestion of a continuum of PLs over this area [*Rasmussen and Turner*, 2003]. Concerning specifically the Labrador Sea, our results confirm to a large extent the intuition of *Rasmussen et al.* [1996] that a large majority of PLs form under similar conditions.

[49] While our results are in line with *Blechschmidt et al.* [2009] and *Zahn and von Storch* [2008], who used different methods to infer the large-scale environments favorable for PL development, they tend to generalize their results through the use of several lists of observed PLs. *Blechschmidt et al.* (2008) calculated composites based on PL geographical location, while *Zahn and von Storch* [2008] performed a Canonical Correlation Analysis of mean sea level pressure maps from a local climate model and PLs detected through dynamical downscaling of NCEP/NCAR reanalyses. The major mode found by these authors to be favorable for PL development corresponds to the AR regime. The use of a WR paradigm accounting for the non-orthogonality of the circulation modes, their spatial asymmetry, and other properties, as well as the timescale interaction between small-scale and short lifetime phenomena like PLs and stationary waves alteration, helps better document the overall dynamics of PLs. Finally, our study emphasizes the need to build long and consistent inventories of PLs to permit stronger statistics useful for improving forecasts.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

[50] **Acknowledgments.** The authors thank B. Duchiron for preliminary results which inspired the present work. ERA-I and NCEP/NCAR data were obtained through CLIMSERV. We thank G. W. K. Moore and two anonymous reviewers for their comments on an earlier version of the manuscript. We acknowledge A. M. Carleton for reading the revised manuscript.

References

Anderberg, M. R. (1973), Cluster Analysis for Applications, 359 pp., Academic Press, New York.

Auer, Jr. A. H. (1986), An observational study of polar air depressions in the Australian region, in Preprint Volume, Second International Conference on Southern Hemisphere Meteorology, December 1–5, 1986, pp. 46–49, Amer. Met. Soc., Boston, Mass.

Blackmon, M. L., Y. H. Lee, and J. M. Wallace (1984), Horizontal structure of 500mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales, *J. Atmos. Sci.*, *41*, 961–979.

Blechschmidt, A.-M., S. Bakan, and H. Graßl (2009), Large-scale atmospheric circulation patterns during polar low events over the Nordic seas, *J. Geophys. Res.*, *114*, D06115, doi:10.1029/2008JD010865.

Bracegirdle, T. J., and S. L. Gray (2008), An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas, *Int. J. Climatol.*, *28*, 1903–1919, doi:10.1002/joc.1686.

Businger, S. (1985), The synoptic climatology of polar low outbreaks, *Tellus, Ser. A*, *37*, 419–432.

Businger, S. (1987), The synoptic climatology of polar-low outbreaks over the Gullf of Alaska and the Bering Sea, *Tellus, Ser. A*, *39*, 307–325

Businger, S., and J. J. Baik (1991), An arctic hurricane over the Bering Sea, *Mon. Wea. Rev.*, *119*, 2293–2322.

Carleton, A. M., D. Carpenter (1990), Satellite climatology of "polar low" and broadscale climatic associations for the southern hemisphere, *Int. J. Climatol.*, *10*, 219–246.

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

Cassou, C., M. Minvielle, L. Terray, and C. Périgaud (2011), A statistical–dynamical scheme for reconstructing ocean forcing in the Atlantic. Part I: Weather regimes as predictors for ocean surface variables, *Clim. Dyn.*, doi: 10.1007/s00382-010-0781-7.

Cavalieri, D., C. Parkinson, P. Gloersen, and H. J. Zwally (1996), Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, (1979–2007), National Snow and Ice Data Center, Digital media: Boulder, Colorado USA.

Claud, C., A. M. Carleton, B. Duchiron, and P. Terray (2009a), Southern hemisphere winter cold-air mesocyclones: Climatic environments and associations with teleconnections, *Clim. Dyn.*, *33*, 383–408, doi:10.1007/s00382-008-0468-5.

Claud, C., A. M. Carleton, B. Duchiron, and P. Terray (2009b), Atmospheric and upper ocean environments of Southern polar mesocyclones in the transition season months and associations with teleconnections, *J. Geophys. Res.*, *114*, D23104, doi:10.1029/2009JD011995.

Claud, C., B. Duchiron, and P. Terray (2007), Associations between large-scale atmospheric circulation and polar low developments over the North Atlantic during winter, *J. Geophys. Res.*, *112*, D12101, doi:10.1029/2006JD008251.

Claud C., Heinemann G., Raustein E., and L. McMurdie (2004), Polar low *le Cygne*, Satellite observations and numerical simulations, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *130*, 1075–1102.

Claud, C., N. M. Mognard, K. B. Katsaros, A. Chedin, and N. A. Scott (1993), Satellite observations of a polar low over the Norwegian Sea by Special Sensor Microwave/Imager, Geosat and TIROS-N Operational Vertical Sounder, *J. Geophys. Res.*, *98*, 14487–14506.

Condron, A., I. A. Renfrew (2013), The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation, *Nat. Geosci.*, *6*, 34–37, doi:10.1038/NGEO1661.

Condron, A., G. R. Bigg, and I. A. Renfrew (2006), Polar mesocyclones in the northeast Atlantic: Comparing climatologies from ERA-40 and satellite imageriy, *Mon. Weather Rev.*, *134*, 1518–1533.

Davison A. C., and D. V. Hinkey (1997), Bootstrap Methods and Their Application, 582 pp, Cambridge Univ. Press, New York.

Dee D. P., *et al*. (2011), The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *137*, 553–597, doi:10.1002/qj.828.

van Delden, A., E. A. Rasmussen, J. Turner, and B. Røsting (2003), Theoretical investigations, *in* Polar Lows, *e*dited by E. A. Rasmussen and J. Turner. Cambridge Univ. Press, Cambridge,U.K.

Douglas M., L. S. Fedor, and M. A. Shapiro (1991), Polar low structure over the northern Gulf of Alaska based on research aircraft observations, *Mon. Weather Rev.*, *119*, 32–54.

Doyle, J., and M. A. Shapiro (1999), Flow response to large-scale topography: The Greenland tip jet, *Tellus, Ser. A*, *51*, 728–748.

Ese, T., I. Kanestrom, and K. Pedersen (1988), Climatology of polar lows over the Norwegian and Barents Seas, *Tellus, Ser. A*, *40*, 248–255.

Feldstein, S. B. (2000), The timescale, power spectra and climate noise properties of teleconnection patterns, *J. Climate*, *13*, 4430–4440.

Forbes, G. S., and W. D. Lottes (1985), Classification of mesoscale vortices in polar airstreams and the influence of the large-scale environment on their evolution, *Tellus, Ser. A*, *37*, 132–155.

Ghil M., and A. W. Roberston (2002), Waves vs Particles in the atmospheric phase space: A pathway to long-range forecasting? *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, *99*, 2493–2500.

Harrold, T. W., and K. A. Browning (1969), The polar low as a baroclinic disturbance, *Q. J. R. Meteol. Soc.*, *95*, 710–723.

Heinemann, G., and C. Claud (1997), Report of a workshop on " Theoretical and observational studies of polar lows " of the European Geophysical Society Polar Lows Working Group, *Bull . Am. Met. Soc.*, *78*, 2643–2658.

Hewson, T. D., G. C. Craig, and C. Claud (2000), Evolution and mesoscale structure of a polar low outbreak, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *126* (A), 1031–1063.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, A. W. Robertson (1985), On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *111*, 877–946.

Inoue, J., M. E. Hori, Y. Tachibana, and T. Kikuchi (2010), A polar low embedded in a blocking high over the Pacific Arctic, *Geophys. Res. Lett.*, *37*, L14808, doi:10.1029/2010GL043946.

Kalnay, E., *et al*. (1996), The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *77*, *No. 3*, 437–470.

Kolstad, E. W. (2011), A global climatology of favourable conditions for polar lows, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *doi*:10.1002/qj.888.

McMurdie, L. A., C. Claud, and S. Atakturk (1997), Satellite-derived characteristics of spiral and comma-shaped southern hemisphere mesocyclones, *J. Geophys. Res.*, *102*, 13889–13905.

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

Mitnik, L. M., I. A. Gurvich, and M. K. Pichugin (2011), Satellite sensing of intense winter mesocyclones over the Japan Sea, *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (*IGARSS*), 2345–2348.

Montgomery, M. T., and D. F. Farrell (1992), Polar low dynamics, *J. Atmos. Sci.*, *49*, 2484–2505.

Moore, G. W. K., M. C. Reader, J. York, and S. Sathiyamoorthy (1996), Polar lows in the Labrador Sea—A case study, *Tellus, Ser. A*, *48*, 17–40.

Ninomiya, K. (1989), Polar/comma-cloud lows over Japan Sea and the Northwestern Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, *67*, 83–97.

Ninomiya, K., K. Hoshino, and K. Kurihara, (1990), Evolution process and multi-scale structure of a polar low developed over the Japan Sea on 11–12 December 1985, *J. Meteor. Soc. Japan*, *68*, 293–306.

Noer, G., and M. Ovhed (2003), Forecasting of polar lows in the Norwegian and the Barents Sea, Paper Presented at the 9th Meeting of the EGS Polar Lows Working Group, Eur. Geophys. Soc., Cambridge, U. K.

Noer, G., Ø. Saetra, T. Lien, and Y. Gusdal (2011), A climatological study of polar lows in the Nordic Seas. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *doi*:10,1002/qj.846.

Parker, M. N. (1989), Polar lows in the Beaufort Sea, in Polar and Arctic Lows, edited by P.F. Twitchell, E. A. Rasmussen and K. L. Davidson, pp. 420, A. Deepack, Hampton, Va.

Parker, M. N. (1997), Cold Air Vortices and Polar Low Handbook for Canadian Meteorologists, Environ. Canada, Edmonton, Can.

Rasmussen, E. A. (1990), On the application of satellite data for forecasting/nowcasting and research of polar lows, Preprint Volum of the Fifth Confernce on Satellite Meteorology and Oceanography, September 3–7, London, England.

Rasmussen, E. A. and J. Turner (2003), Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, Cambridge Univ. Press, New York.

Rasmussen, E. A., C. Claud, and J. F. Purdom (1996), Labrador Sea polar lows, *Global Atmos-Ocean Syst*, *4*, 275–333.

Rasmussen, E. A., J. Turner, and P. F. Twitchell (1993), Report of a workshop on applications of new forms of satellite data in polar low research, held at Hvanneyri, Iceland, 23–26 June 1992, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *74*, 1057–1073.

Saetra, O., T. Linders, and J. B. Debernard (2008), Can polar lows lead to warming of the ocean surface?, *Tellus, Ser. A*, *60*, 141–153.

Sanchez-Gomez, E., L. Terray, and B. Joly (2008), Intra-seasonal atmospheric variability and extreme precipitation events in the European-Mediterranean region, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L15708, doi:10.1029/2008GL034515.

von Storch, H., and F. Zwiers (1999), Statistical Analysis in Climate Research, 494 pp, Cambridge Univ. Press, New York.

Straus, D. M., S. Corti, F. Molteni (2007), Circulation regimes: Chaotic variability versus SST-Forced predictability, *J. Clim.*, *20*, 2251–2272.

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

Wallace, J. M., and D. Gutzler (1981), Teleconnections in the geopotentiel fields during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 784–812.

Wilhelmsen, K. (1985), Climatological study of gale-producing polar lows near Norway, *Tellus, Ser. A*, *37*, 451–459.

Yanase, W., G. Fu, H. Niino, and T. Kato (2004), A Polar Low over the Japan Sea on 21 January 1997. Part II: A Numerical Study, *Mon. Wea. Rev.*, *132*, 1552–1574.

Zahn, M., and H. von Storch (2008), A long-term climatology of North Atlantic polar lows, *Geophys. Res. Lett.*, *35*, L22702, doi:10.1029/2008GL035769.

Zick, C. (1994), Polar lows in the SW Pacific region and their transition from or into synoptic-scale cyclones, in The Life Cycles of Extratropical Cyclones, Proceeding of an International Symposium, 27 June–1. July, 1994, University of Bergen, Norway, Volume *III* ed. S. Grønas, M. A. Shapiro, 248–255 pp., American Meteorological Society, Boston.

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Annexe B. Listes de Polar low utilisées

On présente dans cette annexe les listes de PLs qui n'ont pas été publiées dans des revues scientifiques en ligne, et qui sont donc plus difficiles d'accès.

Tab. 5.4: Liste de PLs de Parker en mer du Labrador, en mer de Baffin et dans le détroit et la baie d'Hudson, entre 1977 et 1994.

	Jour	Mois	Année	Latitude	Longitude
Mer du Labrador	19	2	1977	58.5 N	58.5 O
	1	1	1978	60 N	60 O
	6	1	1978	55 N	55 O
	25	2	1978	60 N	60 O
	14	3	1978	55 N	55 O
	19	3	1978	55 N	55 O
	30	3	1978	59 N	59 O
	19	10	1978	59 N	59 O
	16	12	1978	52 N	52 O
	24	9	1978	58 N	58 O
	17	12	1979	57 N	57 O
	19	12	1979	53 N	53 O
	8	2	1980	52 N	52 O
	3	3	1980	55 N	55 O
	8	3	1980	51 N	51 O
	17	3	1980	50 N	50 O
	4	4	1980	57 N	57 O
	23	12	1980	59 N	59 O
	16	1	1981	55 N	55 O
	13	3	1981	55 N	55 O

21	11	1982	55 N	55 O
18	11	1982	54 N	54 O
1	12	1982	60 N	60 O
18	12	1982	50 N	50 O
1	11	1983	50 N	50 O
11	1	1984	53 N	53 O
19	1	1984	59 N	59 O
15	11	1985	54 N	54 O
18	3	1986	55 N	55 O
19	3	1986	56 N	56 O
22	3	1986	54 N	54 O
18	4	1986	52 N	52 O
16	10	1986	61 N	61 O
15	11	1986	59 N	59 O
20	11	1986	62 N	62 O
15	12	1986	58 N	58 O
18	10	1987	60 N	60 O
1	11	1987	56 N	56 O
13	11	1987	57 N	57 O
9	12	1987	50 N	50 O
4	3	1988	53 N	53 O
17	3	1988	61 N	61 O
6	12	1988	55 N	55 O
11	1	1989	55 N	55 O
28	1	1989	55 N	55 O
2	2	1989	58 N	58 O
5	2	1989	52 N	52 O
9	2	1989	58 N	58 O
10	2	1989	56 N	56 O
17	2	1989	54 N	54 O
11	3	1989	55 N	55 O
28	10	1989	50 N	50 O
28	11	1989	58 N	58 O
28	12	1980	55 N	55 O
12	12	1980	56 N	56 O
4	2	1981	60 N	60 O
13	12	1982	53 N	53 O

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	2	1	1983	54 N	54 O
	28	1	1983	54 N	54 O
	3	11	1983	56 N	56 O
	28	11	1983	55 N	55 O
	6	3	1984	53 N	53 O
	13	1	1986	60 N	60 O
	14	1	1986	56 N	56 O
	3	11	1986	62 N	62 O
	26	1	1988	59 N	59 O
	11	2	1988	52 N	52 O
	18	1	1989	56 N	56 O
	20	2	1989	58 N	58 O
	23	2	1989	56 N	56 O
	2	3	1990	54 N	54 O
	19	3	1989	50 N	50 O
	24	3	1989	55 N	55 O
	30	3	1989	50 N	50 O
	18	10	1990	61 N	61 O
	3	1	1991	50 N	50 O
	9	3	1991	54 N	54 O
	21	1	1992	51.5 N	51.5 O
	27	1	1992	54 N	54 O
	30	1	1992	56 N	56 O
	14	2	1992	54 N	54 O
	18	2	1992	49 N	49 O
	23	2	1992	54 N	54 O
	4	3	1992	51 N	51 O
	8	3	1992	54 N	54 O
	16	3	1992	51 N	51 O
	20	3	1992	53 N	53 O
	27	4	1992	51 N	51 O
	29	12	1992	52 N	52 O
	13	1	1993	51.5 N	51.5 O
	6	2	1993	56 N	56 O
	16	3	1993	48 N	48 O
	30	1	1994	52 N	52 O
Baie et détroit d'Hudson	25	11	1980	75 N	75 O

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

	19	10	1981	90 N	90 O
	26	10	1981	90 N	90 O
	15	12	1981	80 N	80 O
	9	11	1985	88 N	88 O
	12	11	1986	79 N	79 O
	9	12	1988	80 N	80 O
	15	12	1989	79 N	79 O
	30	10	1989	88 N	88 O
	15	11	1989	79 N	79 O
	15	11	1989	80 N	80 O
	2	12	1991	80.5 N	80.5 O
	15	10	1992	82 N	82 O
	7	11	1993	87 N	87 O
Mer de Baffin	1	11	1980	60 N	60 O
	22	1	1986	55 N	55 O
	7	10	1990	70 N	70 O
	2	10	1991	65 N	65 O
	5	11	1992	56 N	56 O

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Tab. 5.5: Liste de PLs en mer du Japon.

	Jour	Mois	Année
Zabolotskikh et al. (2010)	15	1	2008
	9	1	2006
	9	2	2008
	5	12	2005
	19	12	2003
	15	2	2007
Watanabe et al. (2012)	30	12	2010
Mitnik et al. (2012)	9	3	1996
	11	2	2011
	6	3	2010

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Tab. 5.6: Liste de PLs en mer d'Okhotsh de la liste de Mitnik et al. (2012).

Jour	Mois	Année
24	12	1994
16	2	2010
11	11	2003
7	12	2003
3	1	2004
31	10	2004
4	12	2004
19	11	2004
2	1	2004
19	2	2009
30	12	2004

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Table des figures

1 Carte des mers polaires arctiques. 12

1.1 Un polar low près des côtes norvégiennes le 4 février 2001. 17

1.2 Conséquences des importantes chutes de neiges associées avec le passage d'un PL sur les côtes japonaises le 30/12/2010. A gauche : réseau routier bloqué, à droite : navire de pêche renversé. D'après *Watanabe et al.* (2012). 18

1.3 Répartition des principales régions de formation des polar lows dans l'hémisphère Nord (zones hachurées). La couverture de glace de mer minimale durant la période principale d'occurrence de PLs est représentée en noir (couverture en glace de mer moyenne en octobre entre 1979 et 2010). 23

1.4 Un polar low près des côtes britanniques le 28 octobre 2008. 23

1.5 Un cas de PL en mer de Weddell dans l'hémisphère Sud le 6 Octobre 1995. . 24

1.6 Diagramme schématique de CISK (a) et WISHE (b). D'après *Rasmussen and Turner* (2003). 28

1.7 Conservation de la PV durant la descente d'une colonne d'air entre deux surfaces iso-θ 31

1.8 Schéma d'un couplage d'anomalies de surface et d'altitude 33

1.9 Photo de polar low "spiraliform" 35

1.10 Photo de polar low "comma cloud" 36

1.11 Système merry-go-round. Différents sous-systèmes sont indiqués par des flèches. 36

1.12 Carte de densité de PLs détectés entre 1948 et 2006 (en nombre de PLs détectés pour 250 km^2) d'après *Zahn and von Storch* (2012). 39

1.13 Comparaison des représentations des polar lows dans quatre bases de données (ERA-40, ERA-I, ERA-40/Méso-NH, et ERA-I/Méso-NH) avec les cas observés par Noer et al. (2011) sur la même période, d'après Laffineur, 2012. . 41

2.1 Zone d'observation et positions des polar lows (triangles bleus) observés entre 2000 et 2009 dans la liste de Noer. Les températures moyennes de surface de la mer sont représentées en bleu (d'après Noer et al., 2011). 44

2.2 Trajectoire des polar lows observés par Wilhelmsen entre 1978-1982 (Wilhelmsen, 1985). 45

2.3 Limite moyenne de la glace de mer en février pour les années 1971-1980, longitude moyenne des polar lows des groupes ouest et est de la liste d'Ese (a). Positions des centres de pression synoptiques pour les jours d'observation de polar low, marquées par des croix (des cercles) pour les polar lows observés dans le secteur est (ouest). 45

2.4 Distribution temporelle des PLs observés en mers de Norvège et de Barents entre 2000 et 2012 d'après la liste de Noer. Les histogrammes représentent le nombre de PLs moyens observés par mois et par année, et les barres à moustaches représentent leur écart type. 46

2.5 Position des 19 polar lows de la liste de Kolstad considérés entre 1999 et 2009. La ligne noire représente la limite approximative entre les points de grille libres de glace au moins un tiers du temps sur la période d'observation et les autres (d'après Kolstad, 2011). 47

2.6 Position des PLs de la liste de Parker : 72 PLs en mer du Labrador, 13 PLs dans la baie et le détroit d'Hudson et 5 PLs dans la mer de Baffin 47

2.7 Position des polar lows observés par Businger entre 1975 et 1982. Les astérisques représentent les positions des centres des structures nuageuses associées avec les polar lows. Les moyennes sur 20 ans (1957-1978) en Janvier de SST (en °C, lignes pleines) et d'extension de la zone présentant 5/8 de concentration (aire hachurée) sont montrés (d'après Businger, 1987). 48

3.1 Anomalie standardisée de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Noer. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 59

3.2 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Noer, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 60

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

3.3 Comme la Figure 3.2 mais pour SST-T500. 61

3.4 Comme la Figure 3.2, mais pour le vent. Les niveaux de significativité sont indiqués par des vecteurs de couleur. 62

3.5 Comme la Figure 3.2, mais pour la PV à 300 hPa. 63

3.6 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Wilhelmsen, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1978 à 1982. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 64

3.7 Comparaison des anomalies standardisées de Z500,SST-T500, PV à 300hPa, et du vent à 925hPa durant les mois de saison froide (ONDJFM), pour les jours clefs des polar lows de la liste de Noer, en fonction de la zone de formation : la mer de Norvège (à gauche) et la mer de Barents (à droite). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 66

3.8 Coupes verticales (600-200 hPa) des anomalies standardisées de PV, et normes du gradient de T850 (en K/(100 km)), durant les mois de saison froide (OND-JFM), pour les jours clefs des polar lows de la liste de Noer, en fonction de la zone de formation : la mer de Norvège (à gauche) et la mer de Barents (à droite). Les coupes est-ouest sont réalisées pour une latitude constante de 71,25°N. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires. 67

3.9 Anomalie standardisée de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Kolstad. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 69

3.10 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Kolstad, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 70

3.11 Comme la Figure 3.10 mais pour la PV à 300hPa. 71

3.12 Comme la Figure 3.10, mais pour le vent à 925hPa. Les niveaux de significativité sont indiqués par des vecteurs de couleur. 72

3.13 Comme la Figure 3.10, mais pour SST-T500. 73

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

3.14 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Parker en mer du Labrador, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 74

3.15 Évolution du champs d'anomalie de PV300 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, pour les cas de la liste de Parker en baie d'Hudson ou dans le détroit d'Hudson, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 77

3.16 Évolution du gradient de l'anomalie de T850 de 2 jours avant le jour clef à 3 jours après, pour les cas de la liste de Parker en baie d'Hudson ou dans le détroit d'Hudson, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 1977 à 1994. 78

3.17 Conditions synoptiques lors d'un cas de PL en mer de Baffin le 5 Novembre 1992 : Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), le vent à 925 hPa (en bas à gauche) et la PV à 300hPa (en bas à droite). La position approximative du PL est indiquée par un point rouge sur la carte de vent (en bas à gauche). 78

3.18 Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Businger sur le Golfe d'Alaska. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 81

3.19 Évolution du champs d'anomalie de PV à 300 hPa de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Businger, pour les mois de saison froide (ONDJFM). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 82

3.20 Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows sur la mer du Japon. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 84

3.21 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, pour les polar lows en mer du Japon, pour les mois de saison froide (ONDJFM), de 2000 à 2011. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 85

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

3.22 Anomalie standardisée de Z500, SST-T500, PV à 300hPa et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de polar lows de la liste de Mitnik en mer d'Okhotsk. La partie grisée correspond à l'extension de glace de mer mensuelle maximale de 1979 à 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs de couleur pour le vent. 86

3.23 Évolution du champs d'anomalie de Z500 de 4 jours avant le jour clef à 4 jours après, selon la liste de Mitnik en mer d'Okhotsk, pour les mois de saison froide (ONDJFM). Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes pleines et pointillées. 87

4.1 Structure caractéristique de l'AO : régression linéaire entre l'indice de téléconnection et la MSLP pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010 (en Pa). . . 93

4.2 Structure caractéristique de la NAO : régression linéaire entre l'indice de téléconnection et la MSLP pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010 (en Pa). 94

4.3 Structures caractéristiques d'El Niño (à gauche) et de La Niña (à droite) : anomalies standardisées de la SST pour chacune des phases de la téléconnection, pour les mois d'hiver (ONDJFM) de 1979 à 2010. 95

4.4 Structures caractéristiques de la PNA (à gauche) et du NP (à droite) : corrélation entre les indices de téléconnection et Z500 pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010. 96

4.5 Structure caractéristique de la WP : corrélation entre l'indice de téléconnection et Z500 pour les mois d'hiver (ONDJFM) entre 1979 et 2010. 97

4.6 Centroïdes des régimes de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe : anomalies de Z500 en hiver (NDJFM) sur la période 1957-2011, pour les jours classés comme NAO+, SB, NAO-, et AR (en m). 99

4.7 Répartition des occurrences de polar lows en fonction du régime de temps correspondant au jour clef, pour les mers de Norvège et Barents (en bleu), et pour la mer du Labrador et les côtes sud du Groenland (en orange) : cas de Noer (1999-2011), cas d'Ese (1971-1983), cas de Wilhelmsen (1978-1982), cas de Businger (1971-1983), cas de Kolstad (2000-2009), et cas de Parker (1977-1994). L'occurrence des régimes de temps pendant les périodes correspondantes est indiquée par des points noirs. 102

4.8 Répartition des occurrences de PLs entre la mer de Norvège et la mer de Barents pour les PLs formés dans chacun des régimes de temps. 103

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

4.9 Anomalie de SST-T500 en hiver (NDJFM) pour les jours classés comme : NAO+, SB, NAO- et AR. 104

4.10 Anomalie de Vent à 925 hPa en hiver (NDJFM) pour les jours classés comme : NAO+, SB, NAO- et AR. 105

4.11 Répartition de l'occurrence des régimes de temps de six jours avant le jour clef à six jours après, selon que le jour clef soit classé comme NAO+, SB, NAO- ou AR. La ligne noire indique le jour clef, la ligne grise indique trois jours avant. 106

4.12 Comparaison entre les distributions de distance intra-régime pour les jours clef de la liste de Noer (en bleu), et des distributions des distances intra-régime climatologiques (en rouge). Les distributions sont représentées sous forme de diagrammes en boîte : la ligne au centre de la boite représente la valeur moyenne, le sommet et le fond de la boite représentent respectivement les 25èmes et 75èmes centiles, et les extrémités des pattes indiquent les 5èmes et 95èmes centiles. 107

4.13 Comparaison entre les distributions de distance inter-régime pour les jours clef de la liste de Noer (en bleu), et des distributions des distances inter-régime climatologiques (en rouge). Les distributions sont représentées sous forme de diagrammes en boîte : la ligne au centre de la boite représente la valeur moyenne, le sommet et le fond de la boite représentent respectivement les 25èmes et 75èmes centiles, et les extrémités des pattes indiquent les 5èmes et 95èmes centiles. 108

4.14 Différence entre les structures d'anomalies de Z500 pour les jours de polar lows correspondant à chaque régime, et la structure d'anomalie de Z500 du régime correspondant. Cette dernière est représentée par des contours noirs pleins (ou pointillées pour les valeurs négatives). 109

4.15 Anomalies standardisées de Z500, T850, SST-T500, PV à 300hPa, et du vent à 925hPa pour les mois de saison froide (ONDJFM) pour les jours de PLs de la liste de Noer classés comme AR. La zone grisée correspond au maximum d'extension de glace de mer mensuelle entre 1979 et 2007. Les niveaux de significativité sont indiqués par des lignes solides ou pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs colorés (vent). 110

4.16 Comme la Figure 4.15, mais pour NAO-. 111

4.17 Comme pour la Figure 4.15, mais pour NAO+. 111

4.18 Comme la Figure 4.15, mais pour SB. 112

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

4.19 Évolution temporelle des anomalies de PV présentées en coupe (de 600 à 200 hPa) autour des jours clefs classés en régimes de temps. La coupe est-ouest, à la latitude 71,25°N, est centrée sur la longitude de formation des PLs. Les saisons froides considérées vont de Novembre 2000 à Mars 2011. Les niveaux de significativité sont représentés par des lignes solides et pontillées comme indiqué dans la légende. 113

4.20 Corrélation entre l'indice AO et Z500 pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines. . 117

4.21 Corrélation entre l'indice AO et SST-T500 pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines. 118

4.22 Corrélation entre l'indice AO et le vent à 925hPa pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. La significativité est représentée par des lignes pointillées ou pleines. 119

4.23 Anomalie standardisée de Z500 pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño (à gauche) et La Niña (à droite). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées. 122

4.24 Anomalie standardisée de SST-T500 pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño (à gauche) et La Niña (à droite). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées. 123

4.25 Anomalie standardisée de vent à 925hPa pour les mois d'hiver correspondant à des événements El Niño. La significativité est indiquée par des vecteurs de couleur. 124

4.26 Corrélation entre l'indice PNA et Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), et le vent à 925hPa (en bas à gauche) pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. Les niveaux de significativité sont représentés pas des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs colorés pour le vent. 125

4.27 Corrélation entre l'indice WP et Z500 (en haut à gauche), SST-T500 (en haut à droite), et le vent à 925hPa (en bas à gauche) pour les mois d'hiver entre 1979 et 2010. Corrélation entre l'indice WP et SST-T500 pour le mois de décembre (en bas à droite). Les niveaux de significativité sont représentés pas des lignes pleines et pointillées pour les champs scalaires, et par des vecteurs colorés pour le vent. 126

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

5.1 Concentration moyenne en glace de mer pour les mois d'été (à gauche : juin, juillet, août), et pour les mois d'hiver (à droite : janvier, février, mars) sur la période 1979-2007 à partir des données NSIDC. 130

5.2 Zones de formations de PLs pouvant être couvertes totalement ou partiellement de banquise. 131

5.3 Variation interannuelle des anomalies de concentration en glace de mer pour les mois de septembre et mars entre 1979 et 2012. 131

5.4 Variabilité mensuelle de la concentration en glace de mer moyennée par pas de trois mois (données NSIDC mensuelles entre 1979 et 2010). 134

5.5 Variabilité de la couverture en glace de mer hivernale en mer de Barents : Couverture maximale en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 1986 (à gauche, d'après *Midttun*, 1990) ; et évolution de l'anomalie mensuelle de couverture en glace de mer entre 1979 et 2010 en décembre (à droite). Les années pour lesquelles la couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu). La pente est indiquée en haut à droite, et la probabilité associée calculée par t-test (*Brownlee*, 1965) est indiquée entre parenthèse. 135

5.6 Évolution de l'anomalie mensuelle en glace de mer entre 1979 et 2010 en novembre pour les mers de Chukchi, de Baffin et de Kara, et en décembre pour la baie d'Hudson. Les années pour lesquelles la couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu). La pente est indiquée en haut à droite, et la probabilité associée calculée par t-test (*Brownlee*, 1965) est indiquée entre parenthèse. 136

5.7 Situation B : différences entre les anomalies standardisées de SST, SST-T500, Z500 et du vent à 925 hPa pour les années de faible couverture en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 2010 (montré ici en décembre pour les champs atmosphériques et la SST, en fonction de la couverture en glace en décembre). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels). . . . 140

5.8 Situation C : différences entre les anomalies standardisées de SST, SST-T500, Z500 et du vent à 925 hPa pour les années de faible couverture en glace de mer en mer de Barents entre 1979 et 2010 (montré ici en mars pour les champs atmosphériques et la SST, en fonction de la couverture en glace en janvier). La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels). . . . 141

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

5.9 Séries temporelles de l'indice d'extension de la glace de mer arctique en septembre entre 1979 et 2012 observé (à gauche), puis détrendé linéairement et standardisé (à droite). Les années pour lesquelles l'indice de couverture en glace de mer est supérieure (inférieure) à la moitié de la déviation standard sont indiquées en rouge (bleu). 142

5.10 Corrélation entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et la SST entre 1979 et 2012 (structures semblables entre novembre et janvier, montré ici pour le mois de novembre). La significativité est indiquée par des lignes pleines et continues. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées. 143

5.11 Corrélation (pour les champs scalaire) et régression linéaire (pour le vent) entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et les champs mensuels de Z500, T500, SST-T500, et du vent à 925 hPa (en m/s par % d'anomalie de couverture de glace) en novembre entre 1979 et 2012. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels). . . . 145

5.12 Corrélation (pour les champs scalaire) et régression linéaire (pour le vent) entre les indices de couverture de glace de mer en septembre observés et détrendés, et respectivement Z500, T500, SST-T500, et le vent à 925 hPa (en m/s par % d'anomalie de couverture de glace) en décembre entre 1979 et 2012. La significativité est indiquée par des lignes pleines et pointillées (champs scalaires), ou par des vecteurs de couleur (champs vectoriels). . . . 146

5.13 Évolution du taux de CO2 atmosphérique (en ppm) dans les différents scénarios de changement climatique prévus par le GIEC (d'après Nakicenovic et al., 2000). 148

5.14 Changement moyen hivernal de SST-T500 entre 1970-1999 (ECHAM5-20C) et 2070-2099 (ECHAM5-A2). 149

5.15 Différence entre les valeurs hivernales moyennes de T500 (à droite) et de SST (à droite) entre 1970-1999 (ECHAM5-20C) et 2070-2099 (ECHAM5-A2). . . 150

5.16 Comparaison entre la concentration en glace de mer mensuelle (proportion entre 0 et 1 ; moyennée tous les deux mois) dans ECHAM5/MPI-OM pour la période récente (20C : 1970-1999 ; à gauche) et future (A2 : 2070-2099 ; au centre), ainsi que la différence entre les deux périodes (20C-A2 ; à droite). . . 152

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

5.17 Carte des zones étudiées et différence entre les valeurs hivernales moyennes de SST-T500 entre 2070-2099 (ECHAM5-A2) et 1970-1999 (ECHAM5-20C) (à gauche), et distributions mensuelles de cette différence (à droite) pour la mer du Labrador (en haut) et la mer de Barents (en bas). Les distributions pour 1970-1999 (ECHAM5-20C) sont en bleu, et celles pour 2070-2099 (ECHAM5-A2) sont en rouge. La ligne horizontale dans la boite correspond à la valeur moyenne, le bas et le haut montrent les 25eme et 75 centiles (respectivement), et les lignes hautes et basses hors de la boite représentent les 5ème et 95ème centiles (respectivement). 153

5.18 Comme la Figure 5.17, mais pour la mer de Norvège (en haut) et la mer de Bering (en bas). 154

5.19 Les quatre centroïdes des régimes calculés sur les cartes d'anomalie journalière de MSLP de NCEP/NCAR sur l'Atlantique Nord et l'Europe pour NDJFM entre 1970 et 1999 (ligne du haut) ; les centroïdes ECHAM5-20C obtenus par projection des cartes d'anomalie journalière de MSLP entre 1970 et 1999 sur les centroïdes NCEP/NCAR (ligne du milieu) ; et les centroïdes ECHAM5-A2 obtenus par projection des cartes d'anomalie journalière de MSLP entre 2070 et 2099 sur les centroïdes NCEP/NCAR (ligne du bas). . . 157

5.20 Comparaison entre les valeurs hivernales moyennes de SST-T500 en fonction des régimes de temps associés, en climat présent (1970-1999, ECHAM5-20C) et en climat futur (2070-2099, ECHAM5-A2). 159

5.21 En haut : changement hivernal moyen de SST-T500 entre le climat présent (20C) et futur (A2). En bas : changement hivernal moyen de SST-T500 pour chacun des régimes de temps, en anomalie du changement moyen. 161

5.22 Comparaison des distributions des valeurs hivernales de SST-T500 en mers de Norvège et de Barents par régime de temps en climat présent (20C, en bleu), et en climat futur (A2, en rouge). La ligne horizontale dans la boite correspond à la valeur moyenne, le bas et le haut montrent les 25eme et 75 centiles (respectivement), et les lignes hautes et basses hors de la boite représentent les 5ème et 95ème centiles (respectivement). 162

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

pastel-00932363, version 1 - 16 Jan 2014

Liste des tableaux

2.1 Table récapitulative des listes de PLs utilisées. 50

4.1 Coefficients de corrélation entre les indices de téléconnection pour les mois d'hiver. Les valeurs significatives à plus de 90% sont indiquées en rouge. . . . 115

4.2 Liste des années d'épisodes El Niño et La Niña par mois d'hiver. 120

5.1 Représentation du type de situation atmosphérique (A, B ou C) observée pour chaque mois en fonction d'anomalies de glace en mer de Barents le même mois (M0), le mois précédent (M-1), ou deux mois avant (M-2). 139

5.2 Occurrence des régimes de temps (en %) dans les simulations ECHAM5 pour la période "présente" du scénario 20C (1970-1999) et pour la période "future" du scénario A2 (2070-2099). Les régimes de temps sont obtenus par projection des anomalies journalières de MSLP sur les centroides des régimes issus d'observations. 158

5.3 Résultats de la décomposition du changement de SST-T500 moyen (en K) entre 20C et A2 en intertype, intratype et terme mixte, pour trois régions différentes de l'Atlantique Nord (les domaines considérés sont représentés en Figures 5.17 et 5.18). 160

5.4 Liste de PLs de Parker en mer du Labrador, en mer de Baffin et dans le détroit et la baie d'Hudson, entre 1977 et 1994. 212

5.5 Liste de PLs en mer du Japon. 216

5.6 Liste de PLs en mer d'Okhotsh de la liste de Mitnik et al. (2012). 217