

mémoire

Influence de l'environnement synoptique sur la formation et le développement de polar lows en Atlantique Nord

Les polar lows en bref

Dans les régions maritimes des hautes latitudes, d'intenses dépressions de méso-échelle que l'on nomme « polar lows » apparaissent préférentiellement durant les mois d'hiver dans l'hémisphère nord et tout au long de l'année dans l'hémisphère sud. De faibles dimensions horizontale (diamètre inférieur à 1000 km) comme verticale (épaisseur d'environ 1 à 5 km) et de courte durée de vie (quelques heures à quelques jours), ces systèmes peuvent générer des rafales de vents comparables à celles d'un ouragan et de fortes chutes de neige. Ces tempêtes constituent un réel danger pour toutes les activités maritimes (pêche, plates-formes pétrolières, etc.) ainsi que pour les populations côtières. La violence et la soudaineté du phénomène ont fait prendre conscience très tôt aux météorologues scandinaves et britanniques que la prévision de ce phénomène était indispensable. Mais ce n'est que dans les années 1960-1970, avec l'apparition de l'imagerie des satellites défilants, que les connaissances sur le phénomène se sont améliorées. Alors qu'auparavant, la rareté des mesures in-situ dans ces zones (quelques bouées, navires et stations de radiosondage) et leur caractère ponctuel avaient empêché toute vue globale de ces perturbations, l'imagerie a fourni un moyen de prévoir leur arrivée au moins quelques heures à l'avance et a permis d'initier des recherches sur la climatologie de leur apparition (Claud et al., 2010).

D'une manière générale, les polar lows sont plus fréquemment observés et plus intenses dans les régions polaires de l'Atlantique Nord que dans les régions polaires australes. Durant la saison froide, de fortes intrusions

d'air très froid et sec, nommées « cold air outbreaks », en provenance des pôles peuvent être déclenchées par les flux de grande échelle et durer plusieurs jours sur des eaux océaniques relativement plus chaudes : c'est l'élément nécessaire à la naissance d'un polar low. Les zones océaniques particulièrement favorables au développement de polar lows se situent au niveau des mers de Norvège et de Barents, régions qui font l'objet de notre étude. Grâce à la présence du courant Atlantique Nord (NAC), les eaux de surface dans cette zone peuvent parfois atteindre les 6 °C en hiver. Ainsi, les grandes différences de température air-mer rencontrées lors de cold air outbreaks dans ces régions sont responsables de la formation de fronts et parfois de polar lows. D'autres régions, comme les eaux de l'est canadien, du sud de la mer du Labrador et du Groenland, où est observé un fort gradient de température entre l'air au contact des surfaces glacées et l'air plus doux régnant au-dessus des eaux côtières, sont aussi propices à la formation de ces vortex (Claud et al., 2007).

Les principaux mécanismes à l'origine des polar lows

Des avancées considérables dans la connaissance de la structure, des processus dynamiques et physiques des polar lows ont suivi celles dans les techniques d'observations (imageurs, sondeurs, ...) (Claud et al., 2007). En effet, les observations ont révélé qu'il existait toute une gamme de conditions menant au développement de tels systèmes, parfois entendue sous le nom de spectre de polar lows (Rasmussen et Turner, 2003). Souvent, les similitudes frappantes de ces tempêtes avec les cyclones tropicaux, telles que la présence d'un œil et de bandes spiralées convectives (signature dite spiraliforme, cf. Figure 1b), suggèrent que la forte libération de chaleur latente apparente est la source d'énergie majeure à un moment de la vie de certains polar lows. Par le passé, des études ont proposé deux mécanismes pour expliquer le caractère convectif des polar lows : l'instabilité CISK (Conditional Instability of the Second Kind), basée sur la libération de chaleur latente, ou le processus WIS-

HE (Wind Induced Surface Heat Exchange), basé sur le flux de basses couches. D'autres mécanismes comme l'instabilité barocline et l'effet des anomalies d'altitude de tourbillon potentiel semblent aussi avoir un rôle majeur dans la déclenchement et la formation de ces phénomènes. Une signature nuageuse en forme de virgule (dite comma cloud) est régulièrement observée lors de la phase initiale du polar low (cf. Figure 1a). Cependant, la formation des polar lows met en jeu de nombreux phénomènes tant sur le plan dynamique que physique ; c'est pourquoi, combinant ou non plusieurs mécanismes, ils peuvent se manifester avec des formes nuageuses changeantes, ce qui les rend difficiles à étudier. Ils semblent plus facilement caractérisables par l'environnement synoptique qui mène à leur formation (centres d'action, flux d'altitude et en basses couches, etc.).

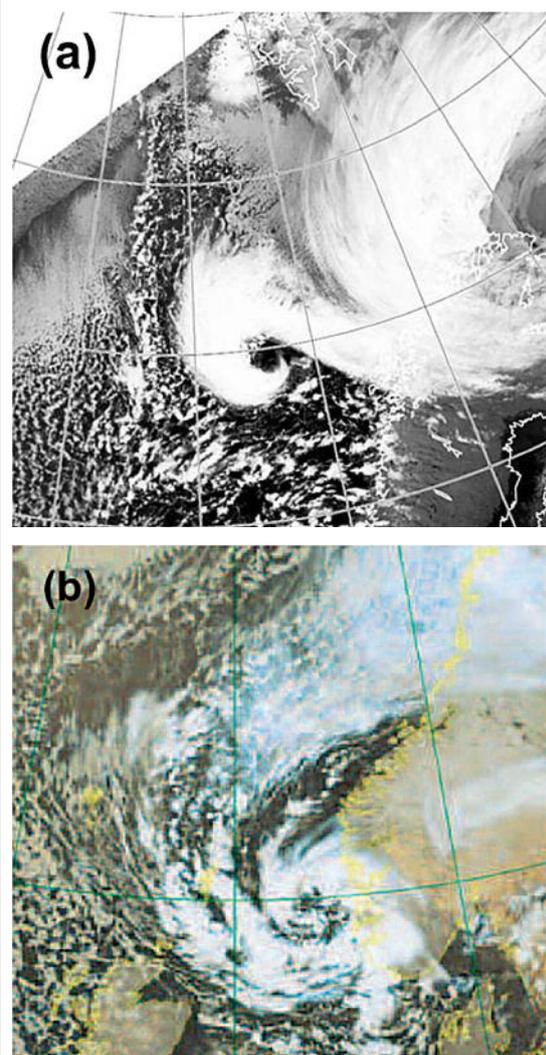


Figure 1 : Images satellite du polar low « Le Cygne » observé en mer de Norvège le 14 Octobre 1993 (Source : Claud et al., 2010). (a) Image infrarouge AVHRR le 14/10/1993 à 13h41 UTC. (b) Composition colorée le 16/10/1993 à 05h10 UTC.

État des lieux de la modélisation des polar lows

En raison de leur faible durée de vie, de leur taille réduite et de leur occurrence sur les mers et océans libres de glace, les polar lows sont assez difficiles à étudier en détail avec les données de surface conventionnelles. Avec l'arrivée, durant la dernière décennie, de l'imagerie satellite haute résolution infrarouge et d'observations des vents en surface issues de l'imagerie micro-ondes, il est désormais possible d'évaluer l'évolution et la structure des polar lows ainsi que le réalisme des simulations de ceux-ci avec les modèles (Wu et Petty, 2010). Alors que dans les années 80, les résultats des premières simulations de polar lows étaient décevants en raison d'une résolution insuffisante et d'une mauvaise représentation de la convection, des progrès très importants dans ce domaine ont été réalisés durant la décennie suivante. En effet, en plus des avancées théoriques (en dynamique comme en physique) sur le sujet, une plus haute résolution et une meilleure paramétrisation des processus physiques (convection, microphysique des nuages et des hydrométéores, etc.) ont permis une simulation plus réaliste des polar lows de différentes régions. Actuellement, une grande variété de modèles de méso-échelle, atteignant l'échelle kilométrique pour certains, comportant des versions tant opérationnelles qu'en mode recherche, est utilisée pour la modélisation des polar lows. Ces modèles utilisent des schémas de convection et de microphysique des plus variés. Des études récentes ont montré les bénéfices d'une descente en échelle (augmentation de la résolution horizontale) et d'une meilleure représentation des mécanismes physiques sur la localisation, le cycle de vie et les paramètres clés caractérisant les polar lows (comme la pression et les vents de surface). Le modèle Méso-NH (Modèle Non-Hydrostatique à méso-échelle), utilisé dans notre étude, fait partie de cette génération de modèles qui peuvent donner un autre regard sur ces tempêtes.

Représentation des polar lows dans les réanalyses du Centre Européen

Données et méthodologie

En raison de leur faible dimension et de leur courte durée de vie, ces systèmes sont très difficilement identifiables dans les réanalyses atmosphériques (analyses de champs météorologiques produites en utilisant des versions figées et modernes des systèmes d'assimilation de données développés pour la prévision numérique du temps). Condron et al. (2006) ont montré qu'une grande partie des polar lows (3/4 des systèmes dont la dimension était comprise entre 100 et 500 km) n'étaient pas représentés dans les réanalyses ERA-40 (European 40-year Reanalysis) réalisées au CEPMMT (Centre Européen pour les Prévisions à moyen terme) à 1,125 degré de résolution. Aucune étude comparable n'a été faite en utilisant les réanalyses ERA-I (ERA-Interim) qui profitent pourtant d'une plus haute résolution spatiale : 0,75 degré (Dee et al., 2011). D'ailleurs, les améliorations introduites dans cette nouvelle réanalyse (résolution plus élevée, assimilation 4D-Var, schémas physiques améliorés, etc.), laissent présager une meilleure représentation des polar lows. L'objectif est donc de comparer avec soin les performances de ces deux réanalyses pour la représentation des polar lows. Pour ce faire, on utilise ici un inventaire de polar lows établi essentiellement à partir de l'imagerie satellitaire et d'observations synoptiques pour la mer de Norvège et de Barents (Noer et al., 2011). Dans un premier temps, en croisant les trois bases de données disponibles (climatologie, ERA-40 et ERA-I), 29 cas de polar lows des hivers allant 1999-2000 à 2001-2002 ont été étudiés en utilisant l'imagerie satellitaire AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) et AMSU-B (Advanced Microwave Sounding Unit) pour identifier leurs caractéristiques générales (géographie, taille, cycle de vie, signatures nuageuses et mécanisme majeur mis en jeu). Dans un deuxième temps, les champs météorologiques ERA40 et ERA-I correspondant à ces polar lows (pression au niveau de la mer, vents à 925 hPa, géo-

potentiel à 500 hPa, tourbillon relatif à 850 hPa, tourbillon potentiel à 400 hPa, etc.) ont été analysés et comparés. Compte tenu du faible nombre de polar lows étudiés, leurs signatures ont été recherchées manuellement en visualisant directement les tracés (présence d'un minimum de pression, de vents d'au moins 15 m.s⁻¹ ayant une rotation cyclonique et de noyaux de tourbillon positifs).

Résultats

À l'aide des images infrarouge AVHRR, des estimations de la taille et de la durée de vie des polar lows étudiés ont pu être établies. Les systèmes sont en général petits avec, dans plus de la moitié des cas, un diamètre inférieur à 300 km. Ils ont également une durée de vie assez courte (seuls 6 systèmes durent plus de 20 heures). La répartition de ces polar lows sur le domaine étudié montre que les systèmes les plus étendus et les plus longs se développent plutôt en mer de Norvège qu'en mer de Barents. Une forte variabilité interannuelle est observée : 17 cas relevés lors de la saison 2001-2002 pour seulement 5 cas en 1999-2000. A l'aide des températures de brillance obtenues avec le sondeur AMSU-B permettant de discriminer les nuages convectifs (valeurs faibles) des nuages plus bas (valeurs plus élevées), les cas ont été répartis en trois classes (baroclines, convectifs et hybrides). Même si dans la grande majorité des cas (60 %), les polar lows sont hybrides, une proportion assez élevée de polar lows baroclines se rencontre entre le Spitzberg et le nord de la Norvège. Peu de cas purement convectifs (3 cas) sont relevés. Enfin, l'utilisation combinée des deux imageries précédentes a permis de d'identifier les signatures nuageuses des polar lows. Les variétés comma cloud et spiraliforme sont dominantes. L'étude comparative des champs météorologiques montre que la représentation des polar lows est globalement meilleure dans les réanalyses ERA-Interim. En pression de surface, 13 cas sur 29 sont représentés avec ERA-I contre 7 avec ERA-40. Il en est de même pour le champ de vent en basses couches. Pour les polar lows qui sont mis en évidence dans les deux réanalyses à la fois, la pression minimale au centre est en général assez proche de la valeur analysée par le Norwegian Meteorological Institute (Met.Norway) four-

nie par Noer et Lien (2010) mais les vents paraissent largement sous-estimés. Les polar lows sont quasi-systématiquement représentés par des noyaux de tourbillon cyclonique modéré à fort, avec une amplitude plus élevée dans ERA-I. Dans la quasi-totalité des cas, des anomalies d'altitude (en général de plus forte amplitude dans ERA-I) interviennent dans la formation des systèmes. Les autres paramètres étudiés comme la différence de température entre la surface de la mer et le niveau 500 hPa (Tsurface - T500, indice d'instabilité) et l'épaisseur géopotentielle (Z1000 - Z500, indice de cold air outbreak), ne font pas apparaître beaucoup de différences entre les deux réanalyses mais sont bien favorables au développement de polar lows. Le cycle de vie et la trajectoire des polar lows ERA-I sont davantage voisins de l'observation que ceux d'ERA-40. Dans les cas non représentés dans les deux réanalyses (16 sur 29), une grande sensibilité aux conditions synoptiques d'altitude et de basses couches est observée, et exceptionnellement dans de rares cas, la taille et la durée de vie jouent un rôle. Ainsi, 3 situations problématiques pour lesquelles les polar lows ne sont pas représentés, ont pu être identifiées : soit le polar low est proche d'une dépression très creuse (cas le plus courant) et se trouve occulté, soit le polar low est dilué dans une vaste zone de basses pressions ou, dans une moindre mesure, l'environnement est plutôt anticyclonique et aucun polar low n'apparaît. Dans les autres cas, les processus baroclines qui se manifestent sont moins accentués avec ERA-40 qu'avec ERA-I, ce qui prouve la supériorité des réanalyses ERA-I par rapport à ERA-40 pour représenter les polar lows.

Simulations numériques 3D de polar lows avec le modèle méso-échelle Méso-NH

Données et méthodologie

Des simulations des polar lows, réalisées à l'aide du modèle Méso-NH avec une maille horizontale de 12 km, initialisées avec les réanalyses du Centre Européen, ont fait l'objet d'une étude approfondie pour tenter de mieux

comprendre les mécanismes intervenant dans la formation et le développement de ces systèmes. Pour étudier les performances du modèle Méso-NH, deux simulations systématiques d'une durée de 24 heures (à partir de 00h00 le jour J) ont été effectuées : l'une initialisée avec les champs ERA-40, l'autre initialisée avec les champs ERA-I. Ensuite, une série de deux simulations supplémentaires de 36 heures (en partant de 12h00 au jour J-1) ont été effectuées sur 4 cas de polar lows dont la pleine maturité a été observée avant 06h00 UTC. Pour toutes les simulations les sorties étaient disponibles toutes les 3 heures. En utilisant une approche modèle-vers-satellite, les champs nuageux simulés par Méso-NH ont été comparés à l'imagerie satellitaire micro-ondes (en particulier AMSU-B) (Clark et Chaboureaud, 2010). Enfin, les critères adoptés pour le repérage des polar lows dans les simulations étaient semblables à ceux déjà utilisés avec les réanalyses brutes (le vent à 925 hPa étant toutefois remplacé ici par le vent à 10 mètres). Des champs supplémentaires comme la CAPE, les flux de chaleur latente et sensible et le contenu en eau et glace des nuages, ont été également étudiés pour mieux comprendre les processus mis en jeu.

Résultats

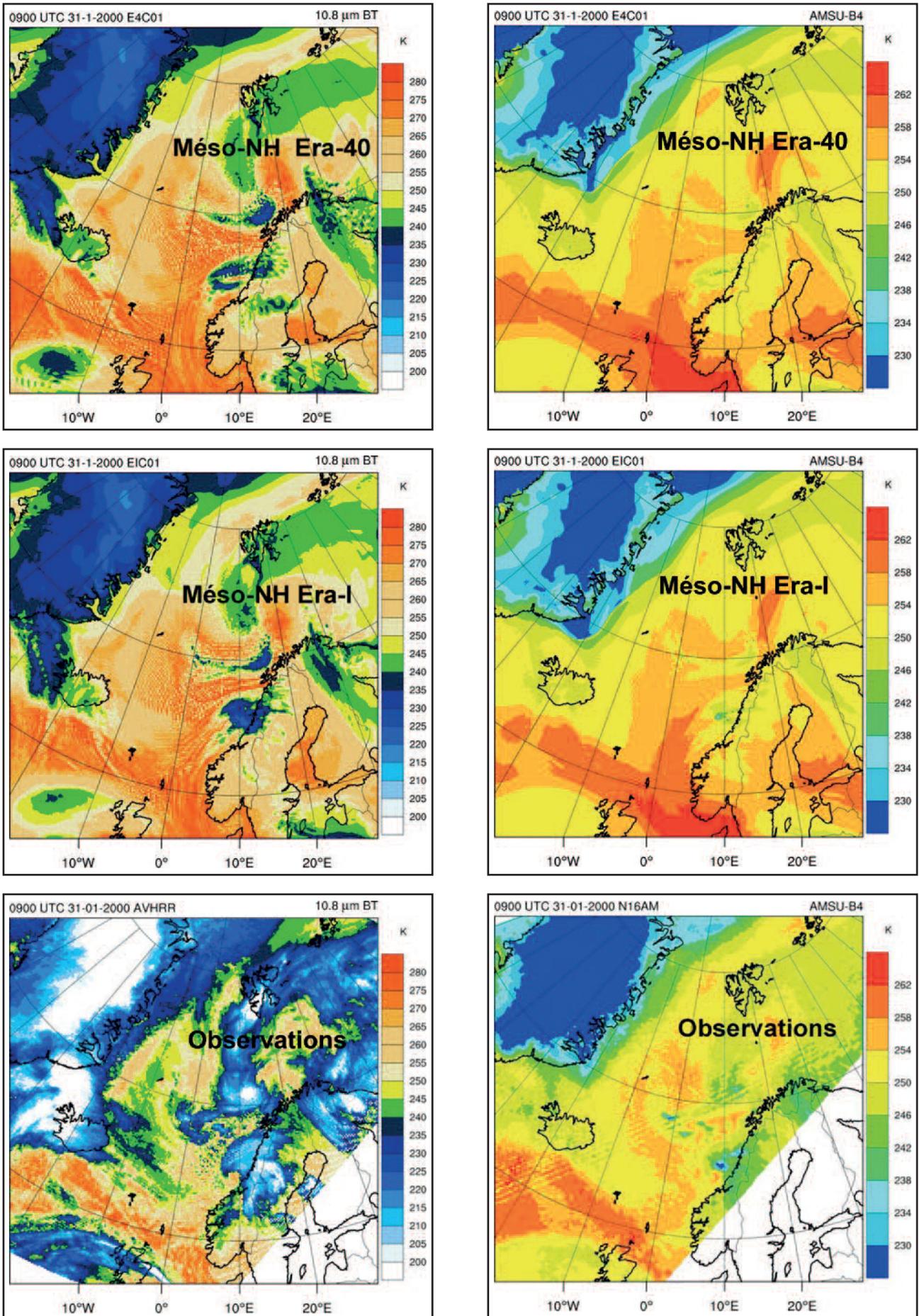
Les résultats du premier jeu de simulations mettent clairement en évidence l'impact positif de la modélisation méso-échelle pour représenter les polar lows. En utilisant le modèle Méso-NH, ce sont 19 cas de polar lows qui sont identifiés en initialisant avec ERA-I, soit 6 cas de plus que dans les réanalyses. En initialisant Méso-NH avec ERA-40, ce sont 15 cas qui sont identifiés, soit 8 cas de plus que dans les réanalyses. Ces améliorations dans la représentation des polar lows sont vraisemblablement dues à l'utilisation de la maille très fine de Méso-NH ainsi qu'à l'utilisation de paramétrisations plus aptes à représenter l'effet des divers processus physiques. Des polar lows de faible dimension deviennent alors identifiables. 4 cas simulés par Méso-NH et initialisé avec ERA-I, sont absents avec Méso-NH initialisé avec ERA-40. En ce qui concerne le champ de pression, les simulations Méso-NH/ERA-I creusent davantage les polar lows que Méso-NH/ERA-40, sans qu'aucune

des deux représentations ne se rapproche des analyses fournies par Noer et al. (2011). Les vents à 10 m au sein des polar lows sont également plus forts dans Méso-NH/ERA-I que dans Méso-NH/ERA-40 et sont plus proches des valeurs analysées par Noer (les 15 m.s⁻¹ sont atteints ou dépassés). Les amplitudes des plus fortes des anomalies d'altitude sont responsables en partie des plus forts creusements des polar lows. Quant à l'évolution spatiale, les trajectoires Méso-NH/ERA-I sont plus proches (en termes de position et de durée) des trajectoires observées que celles de Méso-NH/ERA-40. Le cycle de vie des polar lows est plus long dans les simulations Méso-NH/ERA-I que dans Méso-NH/ERA-40 mais aucune des deux prévisions ne se rapproche des observations.

La comparaison entre les champs nuageux AVHRR et AMSU-B simulés et les images observées (cf. Figure 2) montre que les températures de brillance simulées sont surestimées dans les deux prévisions et que les nuages résultant des processus convectifs ne sont donc pas correctement représentés. Des conditions initiales (et/ou conditions aux limites) erronées, des paramétrisations physiques (convection profonde, microphysique, flux de surface) peut-être inadaptées aux conditions arctiques ou encore une mauvaise représentation des hydrométéores dans le calcul de transfert radiatif permettant de calculer les radiances peuvent expliquer cette surestimation. Les valeurs de CAPE simulées sont faibles et confirment la difficulté du modèle à bien représenter la convection. Cependant, en ce qui concerne les températures de brillance minimales observées pour les polar lows simulés, Méso-NH/ERA-I donne des valeurs quasi-systématiquement plus basses que celles qui sont obtenues avec Méso-NH/ERA-40, suggérant par là une meilleure aptitude à représenter les effets des processus convectifs.

Enfin, les simulations ont montré encore une fois l'importance des conditions d'altitude et de basses couches dans la représentation des polar lows, notamment le rôle des flux de chaleur dans la convergence de basses couches ou encore celui du phasage anomalie chaude de surface/anomalie froide d'altitude pour le creusement des systèmes. L'étude de sensibilité à

Figure 2 : Comparaison des champs nuageux simulés et observés en mer de Norvège le 31/01/2000.
 A gauche : AVHRR canal infrarouge 10,8 μ ; à droite : AMSU-B canal 183 \pm 3 Ghz



l'heure de l'initialisation réalisée à partir du second jeu de simulations, confirme que la bonne prise en compte de l'environnement synoptique en amont de la phase mature est cruciale pour une bonne représentation des polar lows. Ainsi, 3 polar lows qui n'étaient pas représentés à l'issue du premier jeu de simulations, le sont à l'issue du second.

Conclusions et perspectives

La première partie de ce travail a montré que l'ensemble des réanalyses ERA-I constitue une base de données de meilleure qualité que l'ensemble ERA-40 pour représenter les polar lows. Les résultats obtenus suggèrent que les études utilisant des réanalyses puis un modèle méso-échelle pour effectuer une descente en échelle dynamique dans le but de détecter automatiquement les polar lows et établir leur climatologie, ont intérêt à utiliser des réanalyses à plus haute résolution comme ERA-I. La deuxième partie de ce travail a montré que la modélisation méso-échelle apparaît aussi comme un outil précieux pour étudier les processus dynamiques et physiques des polar lows. Compte tenu de l'absence ou de la faible disponibilité de mesures conventionnelles pour valider les simulations de polar lows, l'approche modèle-vers-satellite utilisée ici apparaît très utile pour évaluer

la représentation par les modèles des processus physiques (en particulier convectifs) dans les polar lows. Des études de sensibilité plus poussées portant sur la résolution verticale, les schémas de convection et de microphysique pourraient s'avérer intéressantes. En outre, il serait intéressant d'étudier plus en détail l'impact des anomalies d'altitude sur le développement des polar lows au moyen d'une inversion du tourbillon potentiel.

Références

Clark, H. and Chaboureau, J.-P. (2010). Uncertainties in short-term forecasts of a Mediterranean heavy precipitation event : Assessment with satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **115**, D22213, 21 pp.

Claud, C., Duchiron, B. and Terray, P. (2007). Associations between large-scale atmospheric circulation and polar low developments over the North Atlantic during winter. *J. Geophys. Res.*, **112**, D12101, 16 pp.

Claud, C., Heinemann, G., Mognard, N.M., Noer, G. and Joly, A. (2010). Les polar lows : des dépressions venues du froid. *Met-Mar*, **208**, pp. 8-11.

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

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

Noer, G. et Lien, T. (2011). Dates and positions of developed polar lows in the Norwegian and Barents Seas between December 1999 and April 2011. Norwegian Meteorological Institute, Report N° 2011, Tromsø, Norway, 7 pp.

Rasmussen, E.A. et Turner, J. 2003. *Polar Lows : Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., 612 pp.

Wu, L. et Petty, G.W. 2010. Intercomparison of Bulk Microphysics Schemes in Model Simulations of Polar Lows. *Mon. Weather Rev.*, **138**, pp. 2211-2228.

THIBAUT LAFFINEUR

photo 3 : présentation du mémoire de Thibaut Laffineur par Jonathan Guth. En surimpression la photo de Thibaut.

