



HAL
open science

Polar lows en Atlantique Nord : des avancées dans les connaissances mais encore beaucoup de questions

Chantal Claud, Maxence Rojo, Thibaut Laffineur, Paul-Etienne Mallet, Marie Vicomte

► **To cite this version:**

Chantal Claud, Maxence Rojo, Thibaut Laffineur, Paul-Etienne Mallet, Marie Vicomte. Polar lows en Atlantique Nord : des avancées dans les connaissances mais encore beaucoup de questions. La Météorologie, 2015, 8 (89), 10.4267/2042/56596 . hal-01872084

HAL Id: hal-01872084

<https://hal.science/hal-01872084>

Submitted on 4 Jun 2021

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

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



Distributed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License

Polar lows en Atlantique Nord

Des avancées dans les connaissances
mais encore beaucoup de questions

Chantal Claud¹, Maxence Rojo^{1,2}, Thibaut Laffineur³,
Paul-Etienne Mallet¹, Marie Vicomte¹

1 Laboratoire de météorologie dynamique, CNRS / École Polytechnique, Palaiseau

2 Cultures, Environnements, Arctique, Représentations, Climat, Observatoire de Versailles Saint-Quentin, Université de Versailles Saint-Quentin-en-Yvelines

3 Direction interrégionale nord-est, Météo-France, Illkirch-Graffenstaden

chclaud@lmd.polytechnique.fr

Résumé

Les *polar lows* sont des dépressions intenses de méso-échelle (de 200 à 600 km) et de courte durée de vie (quelques heures à quelques jours). Dans l'hémisphère Nord, ils se forment d'octobre à avril et sont accompagnés de vents forts et d'importantes chutes de neige. Ils se développent au-dessus de la mer libre, dans des régions de forts gradients thermiques. Leurs principales caractéristiques en Atlantique Nord sont présentées *via* une étude de cas et une approche climatologique. On montre également en quoi leur prévision constitue encore un défi. Finalement, les liens entre changement climatique et *polar lows* sont discutés.

Abstract

Polar lows in the North Atlantic: new insights but still some challenges

Polar lows are mesoscale (between 200 and 600 km) and short-lived intense low pressure systems. In the Northern Hemisphere, they form between October and April and are characterized by strong wind speeds and heavy snowfalls. They can develop in a few hours over open sea areas, in regions of large temperature gradients. We show the main characteristics of polar lows over the North Atlantic through a case study and a climatological analysis. Challenges associated with their forecast are then presented. Finally, the links between climate change and polar lows are discussed.

Qu'est-ce qu'un polar low ?

Dans les régions maritimes des hautes latitudes, de violentes dépressions de méso-échelle appelées *polar lows* se produisent préférentiellement durant la saison froide dans l'hémisphère Nord et tout au long de l'année dans l'hémisphère Sud. De faible dimension horizontale (diamètre inférieur à 600 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 (plus de 32 m/s) et de fortes chutes de neige. Si on rajoute à ceci une visibilité très réduite et des conditions de givrage très marquées en raison des températures, ces tempêtes constituent un réel danger pour toutes les activités maritimes (pêche, transport, extraction pétrolière, etc.), mais aussi pour les populations et les infrastructures côtières. La violence et la soudaineté des *polar lows* ont d'ailleurs fait prendre conscience très tôt, notamment aux météorologues scandinaves et britanniques, de la nécessité d'une bonne prévision de ce phénomène. Mais ce n'est que dans les années 1960-1970, avec l'apparition de l'imagerie fournie par les satellites défilandants, que les connaissances sur les *polar lows* se sont améliorées. 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 dépressions. 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 les conditions de leur apparition.

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, les zones océaniques particulièrement favorables au développement de *polar lows* se situent dans les mers de Norvège et de Barents. Grâce à la présence du courant atlantique nord, les eaux de surface dans cette zone atteignent parfois 6 °C en hiver. Ainsi, les grandes différences de température air-mer rencontrées lors des épisodes d'incursions d'air froid 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 existe 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 également propices à la formation de ces dépressions. Des *polar lows* peuvent également toucher le Royaume-Uni, expliquant que l'une des premières publications scientifiques sur le sujet émane de chercheurs britanniques (Harrold et Browning, 1969).

Des avancées considérables dans la connaissance de la structure, des processus dynamiques et physiques des *polar lows* ont suivi celles des techniques d'observations (imageurs, sondeurs...). En effet, les observations ont révélé qu'il existait toute une gamme de conditions menant au développement de telles dépressions, d'où la notion de « spectre de *polar lows* » (Rasmussen et Turner, 2003). Cette situation explique sans doute la difficulté rencontrée par le passé pour parvenir à un consensus sur la définition des *polar lows*. Pour notre part, nous nous en tiendrons à la définition adoptée à Paris lors d'un atelier de l'European Polar Low Working Group (EPLWG) en 1994, qui réserve le terme de *polar low* aux cyclones maritimes à méso-échelle dont le vent moyen (soutenu) à la surface est supérieur à 15 m/s.

Les mécanismes en jeu

Bien que les processus responsables de la cyclogenèse et du développement des *polar lows* restent aujourd'hui encore discutés, un accord se dégage dans la communauté scientifique sur des mécanismes prédominants. Les similitudes frappantes entre ces tempêtes et les cyclones tropicaux, telles que la présence d'un œil et de bandes spiralées convectives (signature que l'on nomme spiraliforme, cf. figure 1a), ont longtemps donné à penser que c'était la convection qui gouvernait leur développement avec une forte libération de chaleur latente comme source d'énergie majeure. Dans le passé, les études ont proposé deux mécanismes pour expliquer le caractère convectif des *polar lows* : l'instabilité CISK (*Conditional Instability of the Second Kind*) proposée par Rasmussen (1977) et Økland (1977) s'est progressivement imposée comme étant le principal mécanisme des *polar lows* convectifs, en supposant qu'un réservoir d'énergie potentielle convective (*Convective available potential energy* ou *Cape*) soit disponible. Dans les années 1980, des études sont venues mettre en doute le rôle joué par la *Cape*. Le mécanisme alternatif qui a été proposé par Emanuel (1986) est la théorie d'instabilité Wishe (*Wind-Induced Surface Heat Exchange*) pour laquelle le flux de basses couches est alimenté par les flux de chaleur de surface provenant des océans dans les

régions de forts vents près du centre du *polar low*. Pourtant, réduire la compréhension des *polar lows* à ces deux seuls mécanismes reviendrait à oublier qu'il existe tout un spectre de *polar lows*, depuis les systèmes dominés par la convection profonde jusqu'à ceux purement baroclines, avec une grande majorité de cas hybrides (Rasmussen et Turner, 2003). La théorie de l'instabilité barocline, qui intervient dans la formation de la majorité des dépressions des moyennes latitudes, semble aussi pouvoir s'appliquer au développement de certains *polar lows*. Par ailleurs, un forçage d'altitude, sous la forme d'anomalies positives de tourbillon potentiel est déterminant dans la formation de bon nombre de *polar lows* (Kew, 2007 ; Bracegirdle et Gray, 2008), avec tout à la fois un rôle de précurseur et d'élément responsable de l'intensification du *polar low* (Kew, 2007 ; Mallet *et al.*, 2013). Enfin, l'instabilité barotrope peut également intervenir dans le développement des *polar lows*. Cette dernière semble cependant jouer un rôle secondaire et, en tout cas, elle ne peut à elle seule conduire à la formation d'un *polar low*.

Pour conclure, il est important de noter que les *polar lows* sont des phénomènes très versatiles tant sur le plan dynamique que physique et, à ce titre, peuvent changer très souvent de signature nuageuse, combiner ou non plusieurs mécanismes, ce qui les rend complexes à étudier. Une structure nuageuse en forme de virgule (*comma cloud*) est d'ailleurs fréquemment observée lors de la phase initiale du *polar low* (figure 1b), mais nous verrons plus loin que celle-ci peut se modifier au cours du temps.

Étude de cas : 13-14 octobre 1993

Le cas présenté ci-après est plutôt atypique, car il s'est produit très tôt pendant la saison d'hiver. La distribution mensuelle d'occurrence des *polar lows* au-dessus de la mer de Norvège montre en effet que la plupart d'entre eux se produisent entre novembre et avril ; ce n'est que très rarement qu'il s'en produit en octobre. Par ailleurs, il a duré plusieurs jours, alors que le plus souvent ces phénomènes durent moins de 48 heures. Sa trajectoire l'a conduit à passer au-dessus d'un navire météorologique, fournissant ainsi des mesures locales et permettant d'étudier les changements qui peuvent intervenir au cours du cycle de vie d'un tel phénomène.

Les 13 et 14 octobre 1993, une dépression d'échelle synoptique très creusée (minimum : 970 hPa) se déplace depuis le sud de la Scandinavie vers la péninsule de Kola. Dans le même temps, un puissant anticyclone (1 035 hPa) est situé sur le Groenland. Cette situation crée des conditions favorables à l'incursion d'air froid au-dessus de la mer de Norvège où la température de l'eau est relativement élevée. Des rues de nuage sont présentes entre le Spitzberg et l'île aux Ours, correspondant à de la convection peu profonde (un à deux kilomètres tout au plus), et un amas de nuages élevés est visible au sud-est de l'île aux Ours. Des vents de basse couche de nord-nord-est soufflent alors au-dessus de la mer de Barents. C'est justement dans cette zone que le *polar low* va prendre naissance, dans la nuit du 13 au 14 octobre, mais ce n'est que bien plus tard qu'il sera représenté sur les



a 24/03/2000 - 12:38 UTC



b 06/04/2007 - 03:54 UTC

Figure 1. Exemple de (a) *polar low* spiraliforme (24 mars 2000) et (b) *comma cloud* (6 avril 2007).

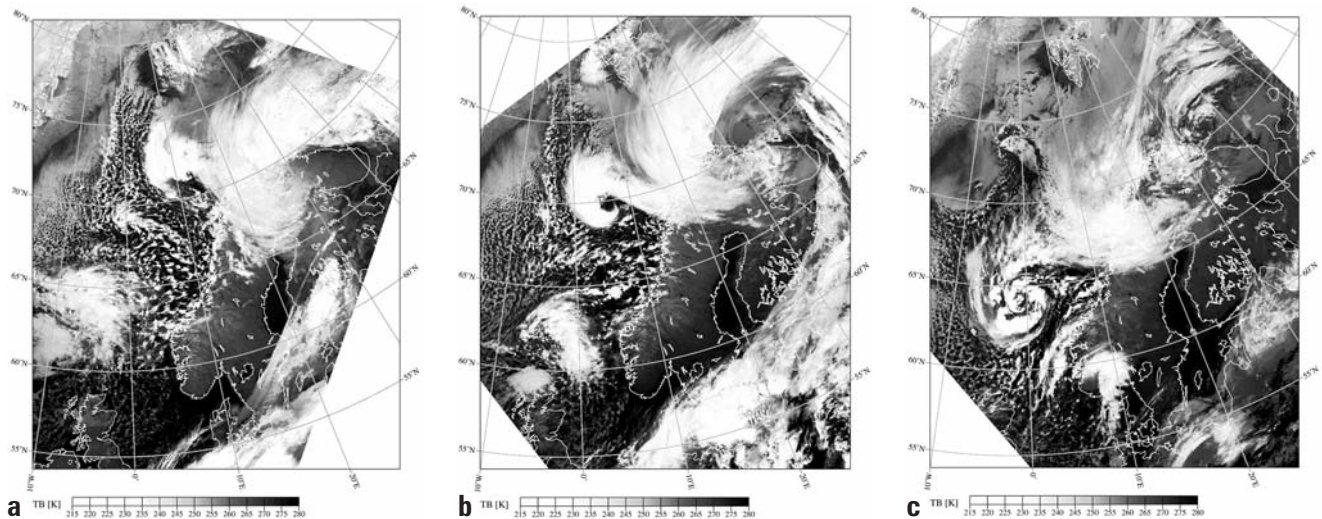


Figure 2. Températures de brillance du canal 4 mesurées par AVHRR (en K) (a) le 14 octobre 1993 à 5 h 28 UTC et (b) à 13 h 41 UTC, et (c) le 15 octobre à 13 h 29 UTC.

cartes météorologiques conventionnelles, puisque le 14 n'apparaît encore sur celles-ci qu'une excroissance de basses pressions (aussi appelée talweg). En revanche, il apparaît déjà nettement sur l'image du 14 octobre à 5 h 28 UTC (figure 2a) à une position de 72° N, 12° E.

L'image à 13 h 41 UTC (figure 2b) montre que le *polar low* s'est déplacé vers le sud-ouest ; à l'est de celui-ci, la dépression d'échelle synoptique nous donne une idée du rapport de taille entre les deux systèmes (de l'ordre de 1 pour 10). Le *polar low* va ensuite se déplacer en direction du sud-ouest le long de la côte norvégienne, alors que la position de la dépression est stationnaire (figure 2c). Le 16 octobre au matin, le *polar low* touche le sud de la Norvège ; il se dissipera peu après.

On notera l'évolution au cours du temps des structures nuageuses le composant, depuis une forme de virgule (*comma cloud*) dans sa phase naissante à celle d'une spirale dans sa phase développée, avec la présence caractéristique d'un œil, zone calme.

Les mesures réalisées à bord du navire météorologique *Mike* (66° N, 2° E) les 14 et 15 octobre indiquent clairement le passage d'une perturbation de méso-échelle :

- une diminution de la pression de surface de près de 12 hPa en quelques heures (entre 0 et 3 h heures le 15 octobre) pour atteindre un minimum de 987 hPa, suivie d'une remontée presque équivalente ;
- dans le même temps, la présence d'un double pic dans la vitesse du vent avec des vents proches de 25 m/s à 0 h et 9 h le 15 octobre ;

– un changement marqué de direction du vent qui passe du sud-ouest au nord-est.

Ces caractéristiques sont tout à fait typiques des *polar lows*.

Parallèlement aux vents forts, des hauteurs de vagues de 8-9 mètres (Claud, 2005) ont été observées par l'altimètre *Topex-Poseidon* dont l'orbite a fourni une section nord-est sud-ouest du *polar low*. Si la transition entre la zone où les vagues atteignent ces valeurs et celles où la mer est plus calme est assez progressive, il n'en va pas de même pour les vents, et plusieurs témoignages, notamment de pêcheurs, ont fait état de vents qui, en une dizaine de minutes, passaient de modérés à très forts, avec des rafales impressionnantes.

Aspects climatologiques

Un certain nombre d'études ont été consacrées aux aspects climatologiques des *polar lows*. Néanmoins, elles reposent souvent sur des périodes

relativement courtes (par exemple Blechschmidt, 2008) et sur des définitions du *polar low* différentes de celle fixée en 1994 (Wilhelmsen, 1985 ; Businger, 1985). Les études qui considèrent des périodes longues (plusieurs décennies) résultent d'une détection automatique et de l'utilisation de réanalyses atmosphériques après une descente en échelle (Zahn et von Storch, 2008). Or, les réanalyses atmosphériques sont loin de représenter l'ensemble des *polar lows* (Condrón *et al.*, 2006) et même une descente en échelle dynamique ne permet pas toujours d'obtenir l'ensemble des *polar lows* (Laffineur *et al.*, 2014), alors même que les fausses détections sont nombreuses (Zappa *et al.*, 2014). Les algorithmes de détection automatique sont en effet souvent pris en défaut pour ce genre de structures de faible taille et de courte durée de vie. On a donc choisi de montrer ici des résultats s'appuyant sur une climatologie de *polar lows* observés depuis 1999 par les prévisionnistes norvégiens (Noer *et al.*, 2011) et réactualisée chaque année. Sont recensés ici les *polar lows* qui ont affecté la mer de Norvège et la mer de Barents à partir essentiellement de quatre sources de données : l'imagerie satellitaire (AVHRR) pour identifier les structures nuageuses, les quelques informations synoptiques disponibles, les diffractomètres AScat (*Advanced Scatterometer*) et QuikScat pour l'estimation de la vitesse des vents au sein des *polar lows* et les sorties de modèles pour confirmer la détection et éventuellement pallier le manque d'observations (par exemple pour les vents de surface). Un soin tout particulier est apporté à l'environnement dans lequel la tempête se produit. En effet, bon nombre de phénomènes sur les images satellites peuvent se présenter comme des *polar lows*. Les

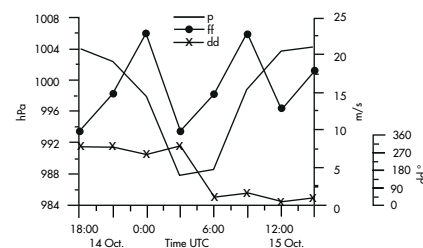


Figure 3. Pression de surface, vitesse et direction du vent mesurés à bord du navire météorologique *Mike* (position : 66° N, 2° E) entre le 14 octobre à 18 h et le 15 octobre à 15 h ; p représente la pression de surface (en hPa), ff et dd la vitesse et la direction du vent (en m/s et en degrés, respectivement).

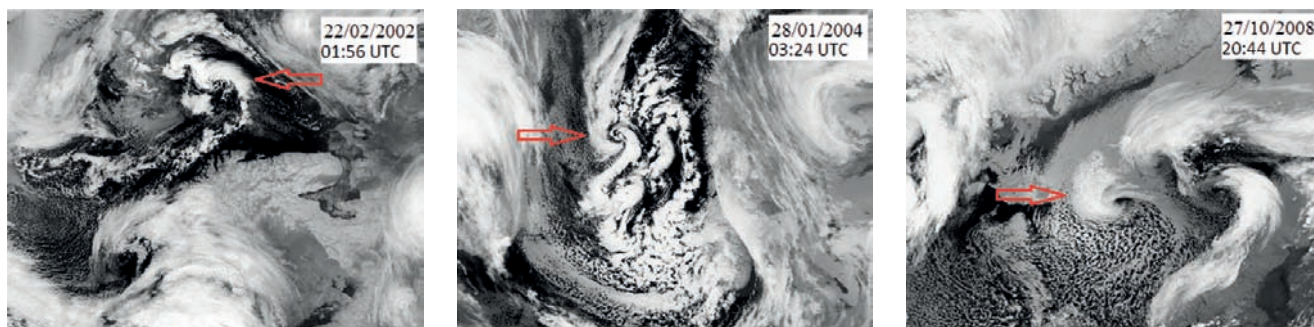


Figure 4. Images AVHRR de *polar lows* multiples ; le *polar low* principal (le plus creusé) est signalé par une flèche rouge. On notera la diversité des structures nuageuses associées.

tempêtes synoptiques de petite taille ou en phase de dissipation en sont un exemple. Afin de ne pas les inclure, les conditions de formation de la tempête sont analysées avec soin : la présence d'une incursion d'air froid est requise. De la même façon, les ondulations du courant jet associées à des fronts en développement sont exclues de la liste. Les talwegs de surface, parfois associés à des conditions météorologiques assez proches de *polar lows*, sont également rejetés. Très fréquents, ils ne requièrent pas nécessairement un forçage d'altitude et ne doivent pas être confondus avec les *polar lows*.

Comme tout phénomène météorologique de petite ou moyenne échelle, les *polar lows* se produisent quand certaines conditions de grande échelle sont réunies (circulation générale atmosphérique, température de la mer, etc.). Des études récentes suggèrent que ces conditions sont présentes au cours d'épisodes durant généralement de 8 à 10 jours (Mallet *et al.*, 2013). De l'air froid advecté au-dessus d'eaux relativement chaudes constitue un pré-conditionnement idéal, créant de l'instabilité dans les basses couches. L'approche d'un forçage d'altitude (anomalie basse de tropopause) avec intrusion d'air stratosphérique et l'accélération du flux par baroclinie de basse couche vont ainsi contribuer au déclenchement du *polar low*. Lorsque de telles conditions se mettent en place, il n'est pas rare de voir se développer des *polar lows* « à la chaîne », par épisodes de plusieurs individus (figure 4).

Pour les hivers entre 1999-2000 et 2012-2013, environ 30 % des cas correspondent à des systèmes duaux (au moins deux vortex), la moitié de ceux-ci étant constitués d'au moins trois vortex. Ces *polar lows* multiples présentent sensiblement les mêmes caractéristiques que les autres *polar lows*, à ceci près qu'il arrive que, dans certains cas, ils interagissent les uns avec les autres (Renfrew *et al.*, 1997).

En considérant que les *polar lows* multiples sont représentés comme un seul événement, on obtient la répartition interannuelle représentée sur la figure 5. Alors que certaines années, seuls cinq à six *polar lows* se forment, d'autres hivers sont au contraire caractérisés par plus de 20 cas. Le pic d'activité se produit généralement entre novembre et mars. Le maximum de *polar lows* (13) a été observé en 2013 au mois de mars. En 2007 pourtant, aucun *polar low* ne s'est produit pendant ce mois. Novembre présente également une grande variabilité interannuelle, avec des années à six *polar lows* et d'autres à zéro.

L'imagerie AVHRR permet d'estimer la taille et la durée de vie des *polar lows* (figure 6). À maturité, leur taille s'étend entre 200 et 500 km et la plupart d'entre eux ont une durée de vie comprise entre 6 et 30 heures, avec quelques rares cas qui durent plus de deux jours. Leur vitesse de propagation varie en moyenne entre 6 et 12 m/s, mais on note une grande variabilité, y compris au cours de

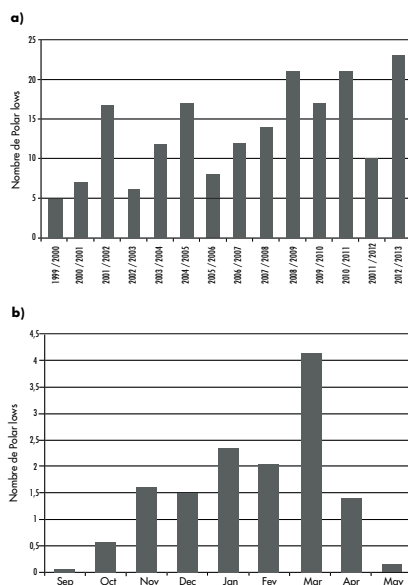


Figure 5. Variations (a) interannuelle et (b) mensuelle du nombre de *polar lows* sur les mers nordiques.

la vie même d'un *polar low*. La direction prise semble pour une grande part déterminée par la circulation de grande

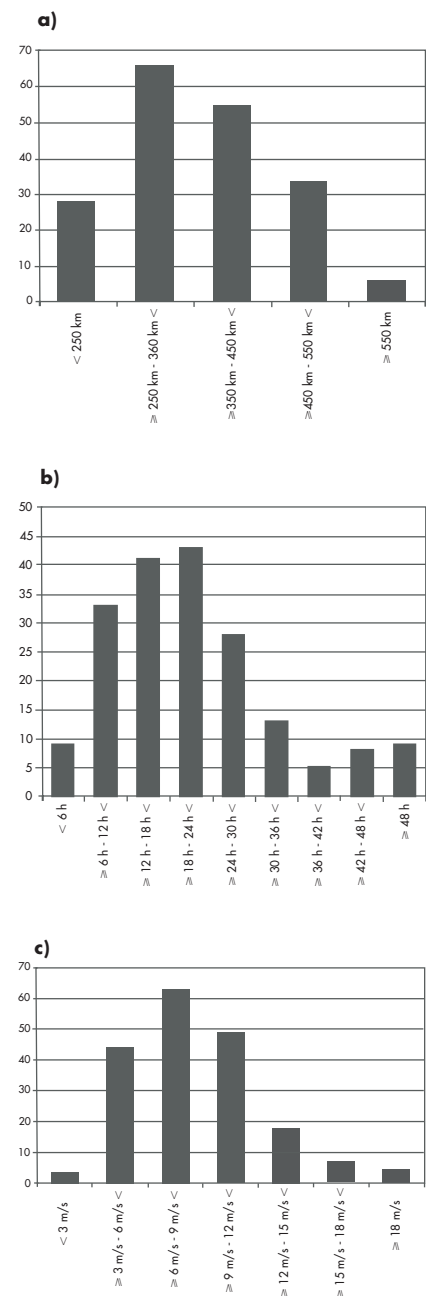


Figure 6. Caractéristiques des *polar lows* en termes de (a) diamètre, (b) durée de vie et (c) vitesse de propagation.

échelle de basse couche. Pour s'en convaincre, la figure 7 représente les trajectoires de trois *polar lows* qui se sont développés entre le 27 et le 29 octobre 2008 ; les vents à 850 hPa sont issus de la réanalyse Era-Interim : on note une bonne correspondance entre les trajectoires individuelles observées et les directions des vents moyens. Plus globalement, si la majorité des systèmes ont une direction sud-est (figure 8), il n'en reste pas moins qu'environ 20 % d'entre eux se dirigent vers le nord et 25 % vers l'ouest (Rojo *et al.*, 2015).

La prévision à court terme des *polar lows*

La prévision à court terme des *polar lows* représente encore aujourd'hui un défi majeur. Il y a plusieurs raisons à cela. En premier lieu, les prévisionnistes disposent d'un temps très court, car ce sont des phénomènes qui se développent de façon soudaine. En outre, ils apparaissent dans des régions relativement dépourvues de mesures conventionnelles : pour la mer de Norvège, une station à Jan Mayen, une autre à Hopen et une à l'île aux Ours. Bien que l'imagerie satellitaire ait clairement amélioré la situation, il est toujours difficile de discerner si un amas nuageux va se développer et donner naissance à un *polar low* ou rester sans incidence pour le temps en surface. Les prévisionnistes doivent donc s'appuyer également sur les modèles numériques de prévision du temps. Or plusieurs facteurs importants réduisent la prévisibilité des *polar lows* :

- la rareté des observations conventionnelles rend la question de la précision des conditions initiales cruciale, notamment en ce qui concerne les conditions d'altitude, dont l'importance est aujourd'hui davantage reconnue ;
- la résolution horizontale (pour une description adéquate des forts gradients de température de surface, d'une bonne représentation de la limite eau libre/glace de mer et de la topographie au voisinage de la région où ces phénomènes se développent) et verticale (pour parvenir à une bonne représentation de la couche limite atmosphérique et des flux de chaleur latente et sensible) des modèles actuels est souvent insuffisante ;
- la représentation de la convection, qu'elle soit explicite ou paramétrée, nécessaire pour que ces phénomènes se creusent suffisamment, reste dans bien des cas incorrectement représentée

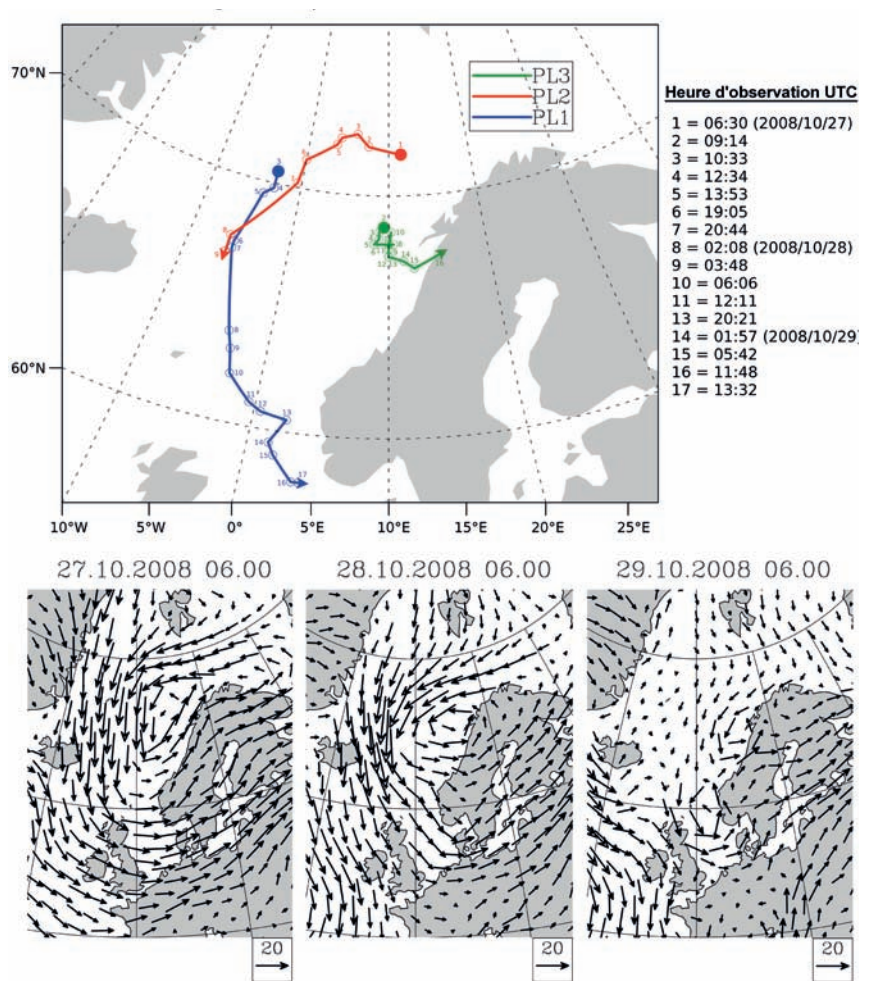


Figure 7. Trajectoires de trois *polar lows* entre le 27 et le 29 octobre 2008 et champs moyens de vent à 850 hPa associés.

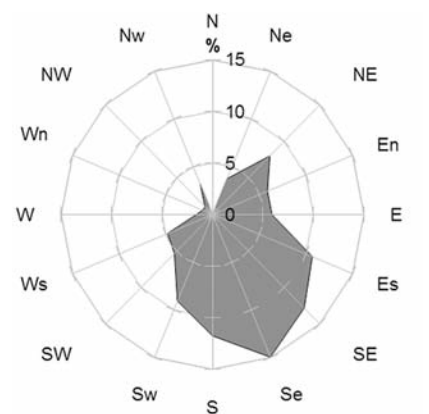


Figure 8. Rosace indiquant les directions prises par les *polar lows* (entre le point de naissance et le point de dissipation du *polar low*).

(voir par exemple Laffineur *et al.*, 2014). De même, les processus permettant la libération de chaleur latente, mais aussi d'énergie potentielle en lien avec l'instabilité barocline sont loin d'être toujours bien représentés ;

- il n'existe pas de modèle opérationnel de prévision du temps couplé à un modèle d'océan, les deux avec une très grande résolution spatiale, alors que, de

plus en plus, on estime que des rétroactions océan-atmosphère entrent en ligne de compte.

Ces éléments impliquent que si certains *polar lows* arrivent à être assez bien prévus quelques jours à l'avance, d'autres le sont difficilement (Aspelien *et al.*, 2011). La figure 9 illustre ces difficultés sur un cas de *polar low* survenu les 16 et 17 mars 2008. Il a été étudié de manière intensive, car il s'est produit pendant la phase terrain de la campagne IPY-Thorpex (voir encadré) et était de faible prévisibilité (Kristjánsson *et al.*, 2011). L1, L2, et L3 donnent les positions prévues à une échéance de 36 heures par trois modèles opérationnels, qui ont tous placé la perturbation à plusieurs centaines de kilomètres au sud-ouest de sa position réelle. En outre, alors que trois centres cycloniques s'étaient développés, les modèles avaient prévu que le creusement maximal concernerait le centre le plus à l'est. Or, dans la réalité, c'est le plus à l'ouest qui s'est développé. Des études complémentaires ont été conduites après la campagne, utilisant le modèle

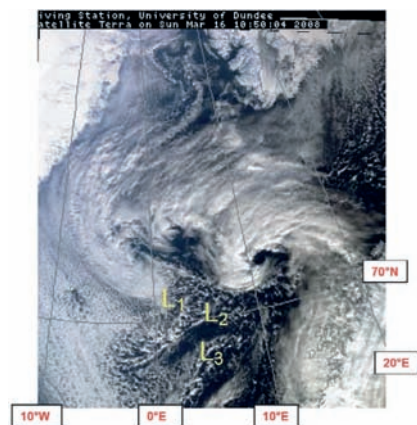


Figure 9. Image Modis du 16 mars 2008, à 10 h 50 UTC, montrant un *polar low* intense à environ 71,5° N, 11° E. L1, L2 et L3 indiquent les positions prévues à une échéance de 36 heures pour ce même jour à 12 h UTC par trois modèles opérationnels majeurs (extrait de Kristjánsson *et al.*, 2011).

hydrostatique à aire limitée Aladin à une résolution spatiale de 11 km et une assimilation de type 3D-Var (Randriamampianina *et al.*, 2011). Un impact positif des observations satellitaires Iasi (*Infrared Atmospheric Sounding Interferometer*) a été noté. En revanche, le fait d'assimiler les observations *in situ* collectées pendant la campagne conduisait à diminuer l'impact positif de l'assimilation des données Iasi. Ces résultats illustrent bien la complexité de la prévision numérique de tels phénomènes.

Changement climatique et *polar lows*

L'occurrence des *polar lows* étant associée aux forts gradients horizontaux de température qui existent entre les zones recouvertes de glace de mer et les zones non englacées pendant la saison froide, tout changement à long terme impliquant la glace de mer est susceptible d'avoir un impact sur leur climatologie. Les changements les plus significatifs observés au cours des dernières années concernent plutôt la fin de l'été et de l'automne. On peut penser que des changements dans les propriétés de la glace de mer, avec le passage d'une glace multi-annuelle à une glace plus fine, pourrait réduire les contrastes thermiques et donc réduire le nombre de *polar lows*. Il n'en reste pas moins qu'un *polar low* a été observé pour la première fois au nord du Spitzberg le 8 janvier 2010 (figure 10) sans doute en

lien avec l'absence de glace. De la même façon, on observe en mer de Barents, notamment en mars-avril, un nombre croissant de *polar lows*, dont certains dans des régions qui étaient autrefois prises par la glace en cette saison.

Quelques études ont exploité les simulations réalisées dans le cadre du Giec (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) en vue d'estimer des tendances pour le siècle à venir. On peut citer l'étude de Kolstad et Bracegirdle (2008), qui ont développé un indice permettant d'identifier les épisodes d'incursion d'air froid. Ils ont montré que ces incursions seraient significativement réduites en mer du Labrador et qu'il y en aurait davantage dans la partie septentrionale des mers nordiques. Toutefois, des biais très importants existent entre les modèles en termes de projection de glace de mer, conduisant à des incertitudes importantes dans ces régions.

Compte tenu de la résolution actuelle des modèles de climat, une régionalisation est nécessaire pour pouvoir exploiter les résultats en termes de fréquence d'apparition des *polar lows*. Zahn et van Storch (2010) ont utilisé une méthode de descente en échelle pour la détection et le suivi des *polar lows* pour un ensemble de modèles, et ce pour différents scénarios ; puis, à l'aide d'une méthode de détection automatique, ils anticipent une diminution significative du nombre de *polar lows*, ainsi qu'une remontée vers le nord de leur principale zone d'activité. Cette diminution de l'activité est liée selon ces auteurs à un accroissement de la stabilité statique de l'atmosphère dans les premiers kilomètres de l'atmosphère. Woollings *et*

La campagne IPY-Thorpex

Entre le 25 février et le 17 mars 2008, une campagne de terrain visant notamment à l'étude des *polar lows*, des fronts arctiques et des coups de vents liés à l'orographie s'est déroulée avec comme base des opérations la station d'Andoya en Norvège. Le Falcon du DLR (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt) a effectué 12 missions (plus de 50 heures de vols), 150 dropsondes ont été larguées et, pour la première fois, un lidar a été employé pour accéder au profil de vent et d'humidité dans des zones claires ou faiblement nuageuses. En termes de *polar lows*, deux périodes se sont révélées particulièrement favorables à leur développement : les 3-4 mars et les 16-17 mars, avec, dans ce dernier cas, une prévisibilité très faible. Des résultats significatifs ont pu être obtenus en termes d'éléments précurseurs à ces tempêtes, notamment grâce à l'utilisation des restitutions de champs déduits du lidar.

al. (2012) se sont interrogés sur le rôle joué par la circulation océanique sur la modification de la stabilité statique de l'atmosphère. Le ralentissement avec le forçage anthropique de l'Amoc (*Atlantic Meridional Overturning Circulation* ou circulation de retournement atlantique), courant marin apportant de la chaleur dans l'Atlantique Nord, contribuerait, selon ces auteurs, à un accroissement de la stabilité statique.

À l'inverse, les *polar lows* pourraient avoir un effet sur la convection océanique dans cette région : une étude où les vitesses de vents et les flux de chaleur observés en cas de *polar lows*

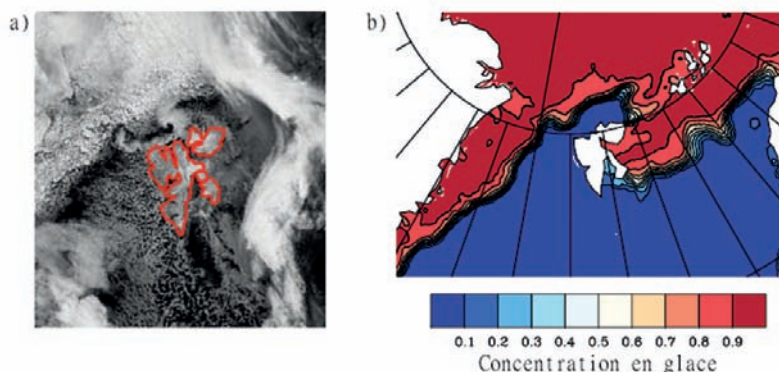


Figure 10. *Polar low* au nord du Svalbard (a) le 8 janvier 2010 et (b) concentration de glace de mer (en %) le même jour.

ont été paramétrés indique une augmentation de la formation d'eaux profondes dans les mers nordiques (Condron et Renfrew, 2013). Si les *polar lows* venaient à être moins nombreux, ils pourraient alors contribuer à l'affaiblissement de l'Amoc, avec des effets possibles sur le climat.

Conclusion et perspectives

Des avancées notables dans la connaissance de la structure, des processus dynamiques et physiques des *polar lows* ont suivi tout à la fois le développement de l'observation satellitaire et des modèles de méso-échelle. Ceux de l'Atlantique Nord ont certainement été les mieux étudiés au cours des dernières décennies, bien qu'il s'en produise dans d'autres régions (mer de Béring, mer du Japon, mer d'Okhotsk...). Pour autant, des questions demeurent et la prévision des *polar lows* reste aléatoire. Les zones où ils se développent pourraient évoluer dans le futur, notamment avec les changements attendus dans l'étendue de la glace de mer, mais les projections doivent être affinées afin de préciser quand et où ils seront plus nombreux.

Bibliographie

- Aspelien T., Iversen T., Bremnes J.B., Frogner I.-L., 2011. Short-range probabilistic forecasts from the Norwegian limited-area EPS: long-term validation and a polar low study. *Tellus*, 63A, 564-584. doi: 10.1111/j.1600-0870.2010.00502.x
- Blechschmidt A.-M., 2008. A 2-year climatology of polar low events over the Nordic Seas from satellite remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L09815. doi: 10.1029/2008GL033706
- Bracegirdle T.J., Gray S.L., 2008. An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas. *Int. J. Climatol.*, 28, 1903-1918. doi: 10.1002/joc.1686
- Businger S., 1985. The synoptic climatology of polar-low outbreaks, *Tellus*, 37A, 419-432.
- Claud C., 2005. Les *polar lows*, des dépressions venues du froid. *Metmar*, 208, 8-11.
- Condron A., Bigg G.R., Renfrew I.A., 2006. Polar mesoscale cyclones in the Northeast Atlantic: comparing climatologies from ERA-40 and satellite imagery. *Mon. Weather Rev.*, 134, 1518-1533.
- Condron A., Renfrew I.A., 2013. The impact of polar mesoscale storms on Northeast Atlantic ocean circulation. *Nat. Geosci.*, 6, 34-37. doi: 10.1038/ngeo1661
- Emanuel K.A., 1986. An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.* 43, 585-604.
- Harrold T.W., Browning K.A., 1969. The polar low as a baroclinic disturbance. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 95, 710-723.
- Kew S.F., 2007. *Structure and dynamics of distinctive flow anomalies in the lowermost stratosphere*. PhD dissertation, ETH Zurich, 125 p.
- Kolstad E.W., Bracegirdle T.J., 2008. Marine cold-air outbreaks in the future: an assessment of IPCC AR4 model results for the northern hemisphere. *Clim. Dyn.*, 30, 871-885. doi: 10.1007/s00382-007-0331-0
- Kristjánsson J.E., Barstad I., Aspelien T., Førø I., Godøy Ø.A., Hov Ø., Irvine E., Iversen T., Kolstad E.W., Nordeng T.E., McInnes H., Randriamampianina R., Reuder J., Sætra Ø., Shapiro M.A., Spengler T., Ólafsson H., 2011. The Norwegian IPY-THORPEX. Polar lows and Arctic fronts during the 2008 Andøya Campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 92, 1443-1466. doi: 10.1175/2011BAMS2901.1
- Laffineur T., Claud C., Chaboureau J.-P., Noer G., 2014. Polar lows over the Nordic Seas: improved representation in ERA-Interim compared to ERA-40 and the impact on downscaled simulations. *Mon. Weather Rev.*, 142, 2271-2289. doi: 10.1175/MWR-D-13-00171.1
- Mallet P.-E., Claud C., Cassou C., Noer G., 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, 2455-2472. doi: 10.1002/jgrd.50246
- Noer G., Sætra Ø., Lien T., Gusdal Y., 2011. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 1762-1772. doi: 10.1002/qj.846
- Økland H., 1977. On the intensification of small-scale cyclones formed in very cold air masses heated over the Ocean. Tech. Rep. No. 26. *Inst. Geophys.*, University of Oslo, 25 p.
- Randriamampianina R., Iversen T., Storto A., 2011. Exploring the assimilation of IASI radiances in forecasting polar lows. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137 1700-1715. doi: 10.1002/qj.838
- Rasmussen E.A., 1977. The polar low as a CISK phenomenon. Tech. Rep. No. 6. *Inst. Theoret. Meteor.*, University of Københavns, Copenhagen, 77 p.
- Rasmussen E.A., Turner J., 2003. *Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions*. Cambridge University Press, Cambridge, 612 p.
- Renfrew I.A., Moore G.W.K., Clerk A.A., 1997. Binary interactions between polar lows. *Tellus*, 47A, 577-594.
- Rojo M., Claud C., Mallet P.-E., Noer G., Carleton A.M., Vicomte M., 2015. Polar lows tracks over the Nordic Seas: a 14 winter climatic analysis, *Tellus*, 67A, 24660.
- Wilhelmsen K., 1985. Climatological study of gale-producing polar low near Norway. *Tellus*, 37A, 451-459.
- Woollings T., Harvey B., Zahn M., Shaffrey L., 2012. On the role of the ocean in projected atmospheric stability changes in the Atlantic polar low region. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L24802. doi: 10.1029/2012GL054016
- Zahn M., von Storch H., 2008. A long-term climatology of North Atlantic polar lows. *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22702. doi: 10.1029/2008GL035769
- Zahn M., von Storch H., 2010. Decreased frequency of North Atlantic polar lows associated with future climate warming. *Nature*, 467, 309-312. doi:10.1038/nature09388
- Zappa G., Shaffrey L., Hodges K., 2014. Can polar lows be objectively identified and tracked in the ECMWF operational analysis and the ERA-Interim reanalysis? *Mon. Weather Rev.*, 142, 2596-2608. doi: 10.1175/MWR-D-14-00064.1