
NUAGES ET PRÉCIPITATIONS SUR LA CÔTE ANTARCTIQUE

OBSERVATIONS IN SITU ET MODÉLISATION



*Vue de la base de Dumont d'Urville
Retouche d'après une photo de Marcellin FOTZÉ*

ÉTUDIANT

● Valentin WIENER

TUTEURS

● Jean-Baptiste MADELEINE et Christophe GENTHON

STRUCTURE

● Laboratoire de Météorologie Dynamique

08 Avril - 26 Juin 2020

Abstract

A better understanding of cloud cover generating snowfall over Antarctica is critical to predict the polar cap evolution and its response to global warming, as solid precipitation is the single most important source term for the ice sheet.

To this end a comparison of observations by various instruments - a Vaisala CL31 Ceilometer, a 24GHz METEK Micro Rain Radar and an OTT Pluvio2 Weighing Rain Gauge - has been carried out, focusing on January 2020 at Dumont d'Urville (DDU), Adélie Land.

We found that snowfall events could be clearly identified as hatched patterns on the ceilometer backscattered signal. These hatched patterns are in remarkably good agreement with the MRR and the Weighing Rain Gauge data. Moreover, the three complementary datasets can be used to identify snowfall sublimation due to katabatic winds.

We compared the cloud base height computed by the ceilometer with the relative humidity measured by the MeteoFrance radiosondes, and found a good consistency between the two datasets.

Then, applying a simple algorithm on the backscatter ceilometer signal, we isolated drifting snow occurrences that match the SYNOP observations of the station.

In order to evaluate clouds and precipitation in the LMDZ model, we ran a zoomed and wind-nudged simulation over the January 2020 period. Although the LMDZ model reproduces most of the snowfall events, cloud base differs from the ceilometer and presents an unexpected strong surface peak.

To put the LMDZ results in a broader context, we also compared them with ERA5 as well as with the snowfall rates from the MRR. We show that the ERA5 precipitation occurrences match the observations but the rates tend to be overestimated, whereas LMDZ misses a few events and tends to underestimate snowfall rates.

Table des matières

Abstract	1
Présentation du Laboratoire	1
Introduction	2
1 Instruments et Modèles	2
1.1 Ceilomètre	2
1.2 MRR	2
1.3 Pluviomètre	3
1.4 Radiosondages	3
1.5 Données météorologiques	3
1.6 Réanalyses ERA5	3
1.7 Modèle de climat LMDZ	3
2 Méthodes d'analyse et Contexte météorologique	4
2.1 Signal 2D du ceilomètre	4
2.2 Profil vertical	5
2.3 Contexte météorologique à Dumont d'Urville	5

3 Comparaison des instruments d'observation	5
3.1 Ceilomètre et radiosondages	5
3.2 Étude de la pluviométrie	7
3.3 Détection de la neige soufflée	7
3.4 Lien entre ERA5 et les observations	9
4 Modélisation	9
4.1 Pluviométrie	9
4.2 Altitude de la base des nuages	9
5 Conclusion et Perspectives	12
Remerciements	12
6 Annexe	12

Présentation du laboratoire

Le Laboratoire de Météorologie Dynamique a été fondé en 1968 à l'initiative de Pierre MOREL, un physicien théoricien en Mécanique quantique statistique s'étant par la suite spécialisé dans l'étude de la circulation atmosphérique globale et du climat, et qui a notamment été Directeur du Programme Mondial de Recherche sur le Climat (PMRC) de 1982 à 1994. Le laboratoire est devenu une Unité Mixte de Recherche (structure administrative constituée par la mise en commun par différents établissements d'enseignement supérieur et de recherche de moyens humains et matériels fondée sur une stratégie et un projet scientifique communs) en 1998, ce qui lui permet de débloquent les financements du Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche (MESR) et ceux des organismes de recherche partenaires, comme par exemple Sorbonne Université, l'ENS ou l'École Polytechnique.

Le Laboratoire de Météorologie Dynamique fait partie de l'Institut Pierre-Simon-Laplace (IPSL), une fédération de 9 laboratoires publics de recherche en sciences de l'environnement. Le LMD est réparti sur trois sites différents : à l'École Normale Supérieure (ENS), à l'École Polytechnique et sur le campus Pierre et Marie Curie où j'aurais dû effectuer mon stage, si l'épidémie de coronavirus ne m'avait pas imposé une présence virtuelle au laboratoire.

Le laboratoire est structuré en cinq équipes scientifiques ayant les thématiques suivantes :

- étude du climat global et des processus climatiques à partir du rayonnement émis et diffusé, en lien avec la composition et la dynamique de l'atmosphère et des surfaces,
- étude des mécanismes fondamentaux de la dynamique et de la physique des fluides géophysiques (atmosphère et océan), de l'échelle turbulente à l'échelle planétaire,
- amélioration de notre compréhension physique du système climatique et anticipation de l'évolution future du climat (l'équipe dont j'ai fait partie),
- étude au niveau régional des processus physico-chimiques de fine échelle (typiquement inférieures à 10km) dans la troposphère,
- étude des atmosphères planétaires.

Le LMD est également présent dans le domaine du spatial. En collaboration étroite avec le CNES (Centre National d'Études Spatiales), il exploite de nombreuses données spatiales, propose des concepts pour de nouvelles missions et réalise des instruments de mesure du bilan radiatif greffés à des missions internationales. Le LMD a aussi une importante activité dans le développement d'instrumentation déployée sous les ballons lancés par le CNES.

Introduction

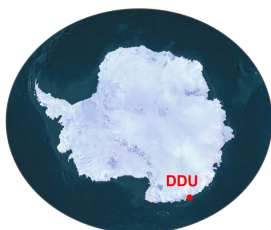
Prévoir l'évolution de la calotte polaire antarctique au cours du 21e siècle est l'un des enjeux majeurs de la recherche en climatologie. En effet, cette gigantesque structure de 27 millions de kilomètres cube de glace est susceptible de fondre à cause du réchauffement climatique, et pourrait contribuer à l'élévation du niveau de la mer de plus d'un mètre d'ici à 2100 (De Conto and Pollard, 2016) et de 70m si elle venait à disparaître entièrement (Rémy and Ritz, 2001).

Cependant, l'augmentation de la température en Antarctique semble s'accompagner d'une intensification des précipitations neigeuses (Medley and Thomas, 2019). Or cette neige déposée en surface se tasse, s'enfonce peu à peu et se transforme en glace : c'est donc un terme source pour la calotte polaire (les termes de perte étant la fonte suivie de ruissellement vers l'océan, et le détachement d'icebergs).

Comprendre alors les mécanismes des précipitations neigeuses au-dessus du continent antarctique devient crucial pour prédire le rôle de ce dernier dans l'élévation du niveau de la mer. En effet, si l'intensification des précipitations neigeuses épaissit la calotte polaire antarctique, alors la hausse du niveau de la mer (due à d'autres facteurs tels que l'expansion thermique des eaux océaniques) est réduite par ce dépôt d'eau sur le continent.

De plus, la fine couche de neige déposée sur la surface antarctique augmente son albédo, et diminue ainsi le stockage d'énergie solaire susceptible d'augmenter sa température.

En Antarctique, les précipitations neigeuses sont relativement intenses le long des côtes, et très ténues à l'intérieur du continent. Les systèmes météorologiques océaniques venus du nord vont être stoppés par le plateau antarctique très abrupt ; et lorsqu'ils s'élèvent pour franchir cet obstacle, ces systèmes se refroidissent, forment des nuages et précipitent.



Durant la première moitié de ce stage, les observations de plusieurs instruments permettant de mesurer les nuages ou les précipitations neigeuses au-dessus de la base

de Dumont d'Urville (DDU) en Antarctique française ont été étudiés pour le mois de janvier 2020, qui a été particulièrement couvert et neigeux et donc chargé en phénomènes météorologiques intéressants (voir à ce sujet le *site* de François GOURAND, météorologue à DDU).

Ces instruments d'observation sont comparés entre eux, ainsi qu'aux bulletins rédigés par les météorologues présents sur place et aux réanalyses ERA5. Ces réanalyses serviront ensuite de guidage (*nudging*) pour les simulations avec le modèle LMDZ, qui ont constitué la deuxième moitié du stage.

1 Instruments et Modèles

1.1 Ceilomètre



FIGURE 1 – Ceilomètre CL31 Vaisala

Le ceilomètre (voir figure 1 et fiche technique *ici*) est un appareil de télédétection active de type LIDAR, qui émet un rayonnement de longueur d'onde $\lambda = 910$ nm à travers l'atmosphère, puis collecte le rayonnement rétrodiffusé dans sa direction par les différents constituants atmosphériques (molécules d'air, particules de glace, gouttelettes, aérosols...) afin de renseigner sur l'altitude de la base des nuages et la visibilité verticale.

Le ceilomètre utilisé à DDU est un CL31 de marque Vaisala, collectant des données toutes les 30 secondes de la surface à 7600m avec une résolution verticale de 10m. Il peut renseigner jusqu'à trois couches de nuages grâce à un algorithme de détection. L'étude de Van Tricht et al., 2014 s'intéresse à l'amélioration de cet algorithme pour détecter des nuages optiquement fins ($\tau \approx 0.01$) en région polaire Arctique et Antarctique.

1.2 MRR



FIGURE 2 – METEKO Micro Rain Radar

Un MRR (Micro Rain Radar, voir figure 2) est un autre instrument de télédétection active permettant notamment de mesurer la distribution en taille et en densité des gouttelettes d'eau liquide présentes dans l'atmosphère avec une

grande précision. Celui de Dumont d’Urville, de marque METEK à 24GHz, a dû être adapté afin d’observer des précipitations solides. En effet, la vitesse de chute des particules neigeuses est plus lente que celle des gouttelettes d’eau liquide, faussant ainsi l’information Doppler du radar !

L’intensité des précipitations neigeuses S du MRR est reliée au profil de réflectivité Z par une relation du type :

$$Z = A \times S^B$$

où A et B sont des paramètres ajustés par comparaison avec d’autres instruments mesurant les précipitations neigeuses. Pour Dumont d’Urville, le préfacteur A vaut 76 et l’exposant B vaut 0.91 (Grazioli et al., 2017).

Les données du MRR utilisées s’étendent de 300m à 3000m, avec une résolution verticale de 100m, et sont moyennées sur une heure pour tout le mois de janvier 2020. L’information extraite est la variable S (*Snowfall rate derived from S-Ze relationship*) convertie par Grazioli et al., 2017.

1.3 Pluviomètre



FIGURE 3 – Pluviomètre OTT Pluvio2

Le pluviomètre installé à Dumont d’Urville utilise le principe de pesée des précipitations liquides ou solides. Il est conçu pour que les conditions extérieures (vents, température...) perturbent le moins possible la collecte de données. L’appareil renvoie l’intensité des précipitations, calculée à partir de la différence entre deux mesures successives de poids séparées par un intervalle de temps fixe (6 secondes pour le OTT Pluvio2 installé à DDU).

Les données du pluviomètre ont été moyennées sur une heure, et corrigées par J.-L. DUFRESNE afin de compenser l’influence du vent qui créait des vibrations basse fréquence. Elles s’expriment en mm/hr.

1.4 Radiosondages

Un radiosondage, c’est-à-dire le lâcher d’un ballon gonflé à l’hélium et équipé d’une radiosonde, est effectué quotidiennement par MétéoFrance à Dumont d’Urville, entre 9h et 11h locales afin de situer la mesure autour de minuit UTC (en prenant en compte le temps d’ascension du ballon). Ce sont des mesures “ponctuelles” mais très intéressantes, car elles renseignent le profil in situ de plusieurs variables sur toute l’épaisseur de la troposphère et d’une partie de la stratosphère.

Les radiosondages utilisés pendant ce stage comportent des données sur la température, la pression, l’humidité, la force des vents et leur direction. Le maillage vertical, non linéaire, est beaucoup plus fin que celui du modèle LMDZ ou d’ERA5 et permet de dessiner des profils avec une grande précision de la surface à 15-25km d’altitude.

1.5 Données météorologiques

La base météorologique de Dumont d’Urville communique des données SYNOP, qui sont des données publiques d’observation en surface circulant sur le système mondial de télécommunication (SMT) de l’Organisation Météorologique Mondiale (OMM). Toutes les trois heures de 9h à 21h locales, sont transmises des variables mesurées comme la pression et la température en surface, ou bien la hauteur de la base des nuages ; ainsi que des estimations météorologiques comme une description précise du temps présent ou du type de nuages dans le ciel.

Le site InfoClimat (*url*) est également une précieuse source d’informations pour regarder rapidement la situation météorologique autour de la base à une heure donnée.

Enfin, le rapport TCM (Tableau Climatologique Mensuel) de la base fournit des informations quotidiennes telles que le vent moyen ou le temps jour par jour, ce qui s’est avéré utile pour vérifier par exemple les occurrences de précipitation ou de neige soufflée (voir section 3.3).

1.6 Réanalyses ERA5

Les réanalyses météorologiques rassemblent de nombreuses sources d’observation (radiosondages, satellites, sections hydrologiques...) et les implémentent à un modèle numérique afin de déterminer l’écoulement des variables physiques. La correcte assimilation de ces données observationnelles dans le modèle vise à reproduire au mieux la réalité afin de construire une base de données fiable sur laquelle les climatologues du monde entier pourront s’appuyer, mais également à améliorer l’estimation des paramètres des prévisions météorologiques. Le modèle utilisé permet en outre de combler les manques d’observations dans certaines régions du globe peu accessibles.

La résolution spatiale des réanalyses ERA5 (*European Reanalysis*, voir *ici*) est de 30km. Les données ERA5 utilisées pendant ce stage renseignent notamment sur les précipitations et la fraction nuageuse sur 137 niveaux de pression, avec une fréquence temporelle d’une heure qui sera également utilisée pour le modèle LMDZ.

1.7 Modèle de climat LMDZ

LMDZ est un modèle de circulation générale atmosphérique développé depuis les années 70 au Laboratoire de Météorologie Dynamique. Également conçu pour l’étude d’atmosphères planétaires, le modèle permet de zoomer sur un point de la grille afin d’améliorer la résolution horizontale autour d’une zone d’intérêt. De plus, il peut être guidé par des réanalyses d’observations afin de reproduire une situation météorologique chroniquement conforme à la réalité. En général, le guidage s’effectue à l’extérieur du zoom, pour laisser le modèle travailler en autonomie à l’intérieur de la zone d’étude.

Pour certains champs tels que la température, les vents ou l’humidité, une variable X peut être guidée en ajoutant, à chaque pas de temps, la tendance suivante aux tendances dynamiques et/ou physiques du modèle :

$$\frac{\partial X}{\partial t} = -\frac{X - X_g}{\tau}$$

où τ est le temps de relaxation, X la variable simulée par LMDZ et X_g la variable issue des réanalyses.

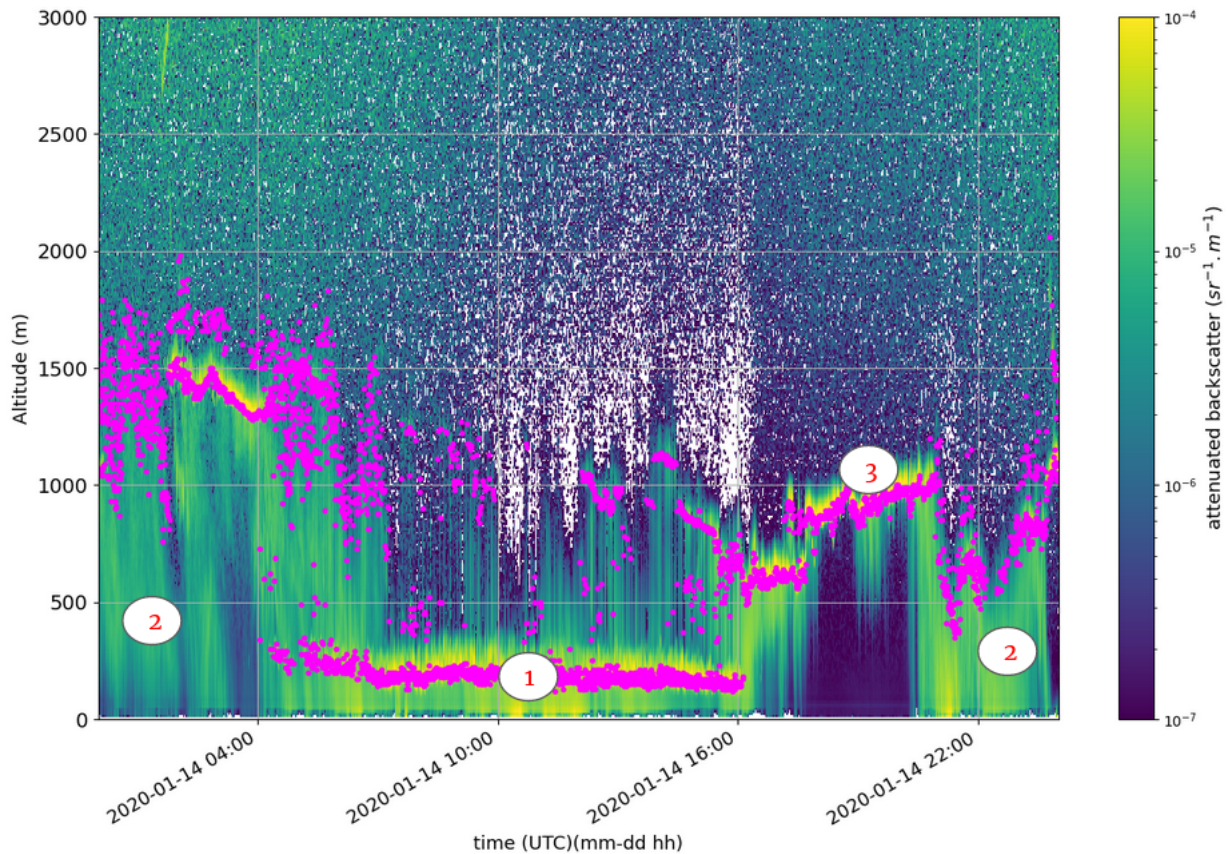


FIGURE 4 – Intensité du signal rétrodiffusé du ceilomètre le 14 janvier. L'échelle de couleurs est logarithmique. L'altitude de la base des nuages est représentée par les points en fuchsia. L'axe vertical s'arrête à 3000m pour zoomer sur le signal proche de la surface, mais les données du ceilomètre s'étendent jusqu'à 7600m.

Plus le temps de relaxation est grand, moins le modèle est guidé.

La version du modèle utilisée durant ce stage est celle présentée par Hourdin et al., 2020. Les tutoriels à distance de L. FAIRHEAD m'ont permis de faire tourner mes propres simulations, guidées par les champs de vents d'ERA5 et zoomées sur Dumont d'Urville en résolution 64x64x79. Certains paramètres utilisés sont listés en annexe section 6.

2 Méthodes d'analyse et Contexte météorologique

2.1 Signal 2D du ceilomètre

Le signal 2D (temps, altitude, et intensité en couleur) rétrodiffusé est très riche en informations. Une figure d'exemple (4) est détaillée pour la journée du 14 janvier 2020, rassemblant les principaux motifs qui seront abordés dans le présent rapport.

1/ L'altitude de la base des nuages, notée z_b par la suite, est représentée par les points en rose fuchsia sur la figure 4. Calculée par le ceilomètre à partir d'un algorithme sur l'intensité de la rétrodiffusion, elle ne renseigne que sur le plancher d'une couche de nuages et non sur son épaisseur. Par exemple, en cette journée du 14 janvier 2020, il y avait un nuage dont la base se situait autour de 250m entre 06h et 16h UTC.

L'algorithme peut calculer jusqu'à 3 couches de nuages,

mais en pratique seule la première couche est correctement renseignée, car le signal du ceilomètre est peu exploitable une fois le premier obstacle optique franchi. C'est le cas pour ce nuage bas : la présence d'un nuage de plus haute altitude à 1400m avant 06h du matin, ainsi que de fragments fuchsia en milieu de journée laissent supposer qu'une deuxième couche de nuages existe au-dessus de la première. Mais le signal est très atténué, et la détection de cette deuxième couche devient lacunaire. La présence de pointillés blancs indique même une absence de signal rétrodiffusé pour ces altitudes.

2/ Les épisodes de précipitations peuvent être décelés par les zones hachurées verticalement de forte intensité, comme à partir de 20h sur la même figure. Cependant, le ceilomètre ne travaillant qu'avec une seule longueur d'onde sans polarisation, il n'est pas possible d'utiliser l'effet Doppler ou un rapport de dépolarisation pour acquérir des informations sur la nature ou la densité des hydrométéores.

De plus, les fortes précipitations ont tendance à brouiller l'algorithme de détection de la base des nuages, comme par exemple entre 00h et 02h du matin à gauche de la figure 4. Le plancher nuageux n'est pas bien défini comme pour le 1/, mais erratique, et il devient difficile d'estimer l'altitude de la base du nuage.

3/ Parfois, les signaux hachurés des précipitations neigeuses n'atteignent pas la surface, comme à 20h sur la figure 4 : la neige a alors été **sublimée**.

Les vents catabatiques provenant des hauts plateaux de l'intérieur du continent sont réchauffés adiabatiquement

durant leur descente (Grazioli et al., 2017). L'air advecté est sec, il diminue donc la pression partielle de vapeur d'eau e ; mais il est également relativement chaud, ce qui augmente la pression de vapeur saturante e_s . Cela a pour effet de diminuer l'humidité relative, et donc de favoriser la création de vapeur d'eau par sublimation des particules neigeuses.

2.2 Profil vertical

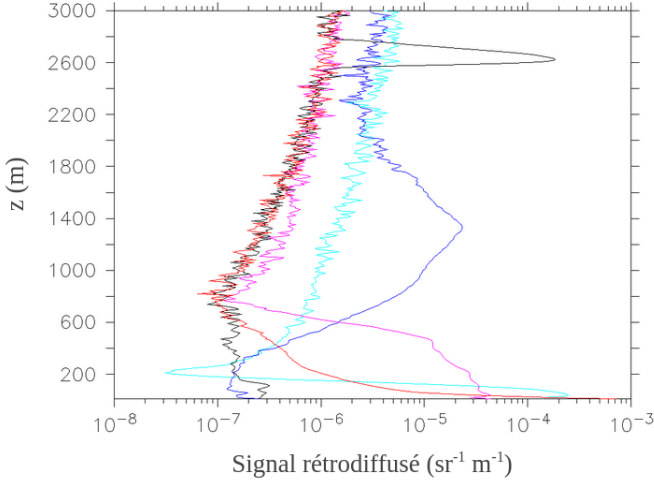


FIGURE 5 – Profils de rétrodiffusion de différents évènements : **Brouillard**, **Fortes précipitations**, **Neige sublimée**, **Nuage**, **Neige soufflée**.

Des profils de rétrodiffusion peuvent également être tracés à un instant donné afin de dessiner plus finement le signal en fonction de l'altitude. La figure 5 rassemble les profils caractéristiques de cinq évènements météorologiques, moyennés sur 10 minutes afin de réduire le bruit instrumental.

- **Brouillard** : Fort signal proche de la surface s'atténuant rapidement avec l'altitude (épaisseur optique élevée).
- **Fortes précipitations** : Signal fort d'assez grande étendue verticale, atténuation plus progressive.
- **Neige sublimée** : Maximum large en altitude, atténuation progressive en se rapprochant de la surface.
- **Nuage** : Maximum étroit en altitude, atténuation très rapide des deux côtés.
- **Neige soufflée** : Très fort maximum pour le premier point en surface, atténuation rapide avec l'altitude (voir section 3.3 pour la définition et l'étude approfondie de la neige soufflée).

2.3 Contexte météorologique à Dumont d'Urville

Afin d'avoir une vue d'ensemble sur les conditions météorologiques du mois de janvier 2020, la situation synoptique autour de Dumont d'Urville peut être étudiée à l'aide des réanalyses ERA5. La fraction nuageuse et la température à 850hPa ont entre autres été téléchargées depuis le site Copernicus pour une zone géographique restreinte entourant la base.

Une situation météorologique typique de DDU est ici

représentée avec l'arrivée d'une perturbation océanique dans la matinée du 13 janvier 2020, après une longue période d'accalmie.

Sur la figure 6 sont tracés la fraction nuageuse en niveaux de gris et le géopotentiel en contours rouges, à un niveau de pression $p = 850$ hPa. Une dépression formée au large des côtes antarctiques vient frapper la base de Dumont d'Urville (représentée par la croix rouge) dans la matinée du 13 janvier 2020, entraînant de fortes précipitations le long des côtes.

La figure d'illustration 7 présente la comparaison de cette dépression avec le schéma standard de cyclogenèse. Un choc entre les fronts chaud (flèche rouge) et froid (flèche bleue) résulte de l'enroulement autour de la basse pression.

Vous pouvez accéder aux animations gif de cette période sur le lien *suivant*.

3 Comparaison des instruments d'observation

Avant de comparer les sorties du modèle LMDZ aux observations, il faut vérifier la cohérence de ces dernières. Cette section présente une série d'études visant à valider les instruments d'observation entre eux.

3.1 Ceilomètre et radiosondages

Afin de vérifier la validité de l'algorithme de détection de la base des nuages du ceilomètre, une comparaison qualitative a été menée dans le but de relier l'altitude de la base des nuages aux maxima d'humidité relative des radiosondages effectués à Dumont d'Urville (voir section 1.4).

Les données utilisées ne comportant pas directement l'humidité relative, cette dernière a été calculée à partir de la température T et de la température de rosée T_d issues du radiosondage, grâce à la relation suivante :

$$R_H = \frac{e}{e_{sat}(T)} = \frac{e_{sat}(T_d)}{e_{sat}(T)}$$

En effet, la pression partielle de vapeur d'eau e peut être déterminée en refroidissant l'air de manière isobare jusqu'à observer le phénomène de saturation. Le point de rosée est alors atteint, pour lequel la pression partielle de vapeur d'eau devient saturante.

Les pressions de vapeur saturante pour une température donnée ont alors été calculées grâce à la formule empirique de Sonntag, 1998 (T_k est la température en Kelvin et T en degrés Celsius) :

$$e_{sat}(T_k) = a_0 \exp\left(\frac{a_1}{T_k} + a_2 + a_3 T + a_4 T^2 + a_5 \ln(a_6 T_k)\right)$$

où les valeurs des coefficients a_i sont donnés dans l'annexe section 6.

La figure 8 présente à gauche le signal du ceilomètre autour de minuit UTC, et à droite le profil vertical d'humidité relative par rapport au liquide calculé à partir des températures du ballon-sonde pour quatre exemples intéressants.

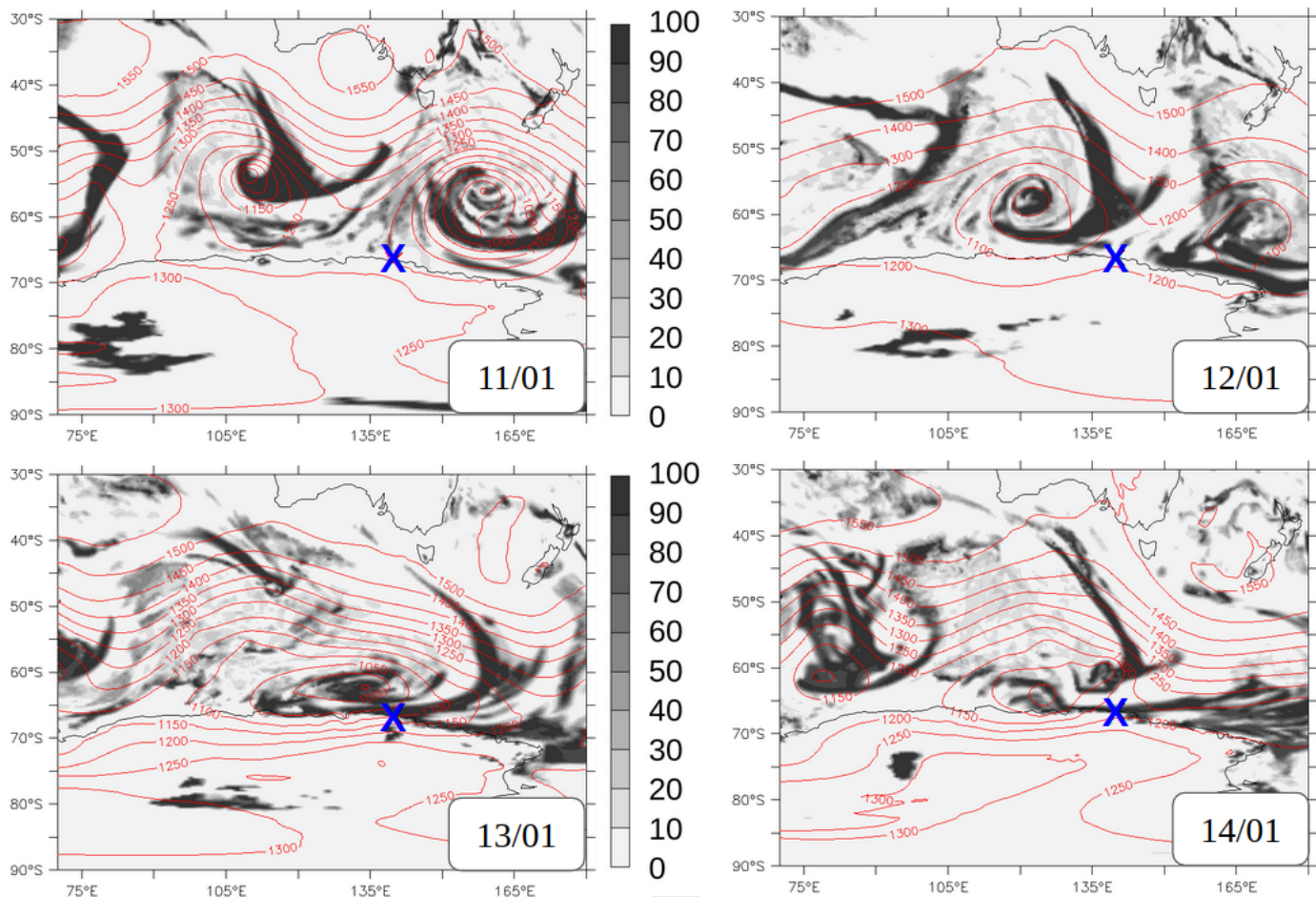


FIGURE 6 – Fraction nuageuse en % (nuances de gris) et Géopotentiel en m (contours) à 850hPa et à midi UTC

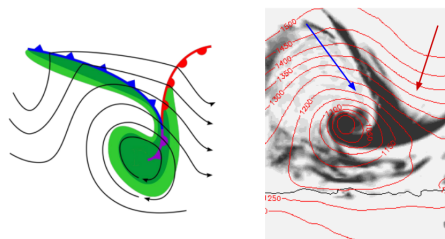


FIGURE 7 – Structure typique d'un système dépressionnaire. Cas d'école pédagogique à gauche, fraction nuageuse d'ERA5 à droite. Les flèches bleue et rouge représentent respectivement l'arrivée des fronts froid et chaud.

Fig. 8a : Sur le signal du ceilomètre, la base d'un nuage non précipitant se trouve juste en-dessous de 4000m d'altitude entre 22h le 08/01 et 03h le 09/01. Ce signal se situe à la même altitude que le maximum d'humidité relative sur le graphe de droite. L'humidité relative diminue très rapidement après 4000m : il s'agit donc d'un nuage fin.

Fig. 8b : Le brouillard embrumant la base dans la nuit du 04 au 05 janvier se traduit par un maximum d'humidité relative autour de 200m, soit légèrement au-dessus du maximum de rétrodiffusion constaté par le ceilomètre qui se situe plutôt à 100m. Cette différence peut provenir du temps d'adaptation du ballon-sonde à la saturation immédiate en surface, décalant ainsi le maximum d'humidité relative.

Fig. 8c : Deux couches de nuages peuvent être distinguées sur le signal du ceilomètre avant 23h le 13/01, la première à $z_1 = 1000\text{m}$ et la seconde à $z_2 = 1500\text{m}$. Des précipitations ont brouillé le signal autour de minuit mais il peut être supposé que les deux couches soient toujours séparées durant les premières heures du 14/01. Sur le profil d'humidité relative, un minimum sec autour de 1200m sépare deux maxima d'humidité à des altitudes $z_1 = 1000\text{m}$ et $z_2 = 1500\text{m}$. Tout porte à croire que ce minimum sec sépare les deux couches de nuages présentes sur la figure du ceilomètre !

Fig. 8d : La nuit du 20 au 21 janvier est particulièrement intéressante, car le signal du ceilomètre indique une sublimation des précipitations neigeuses (voir section 2.1) provenant d'un nuage de base $z_b = 1000\text{m}$ autour de 23h30 UTC, soit pendant le lâcher du ballon (voir section 1.4). Sur le profil de droite, l'humidité relative devient maximale à partir de 1000m, ce qui permet de retrouver l'altitude de base du nuage. Ce dernier est épais, car l'humidité relative reste très élevée jusqu'à 3000m. Ce nuage épais et précipitant de basse altitude pourrait bien être un nimbostratus.

En revanche, l'humidité relative décroît rapidement en-dessous de la base du nuage jusqu'à atteindre un palier minimal vers $z = 700\text{m}$. Une interprétation possible est de considérer que cette chute rapide d'humidité relative est due à la sublimation des précipitations neigeuses visible sur le signal du ceilomètre.

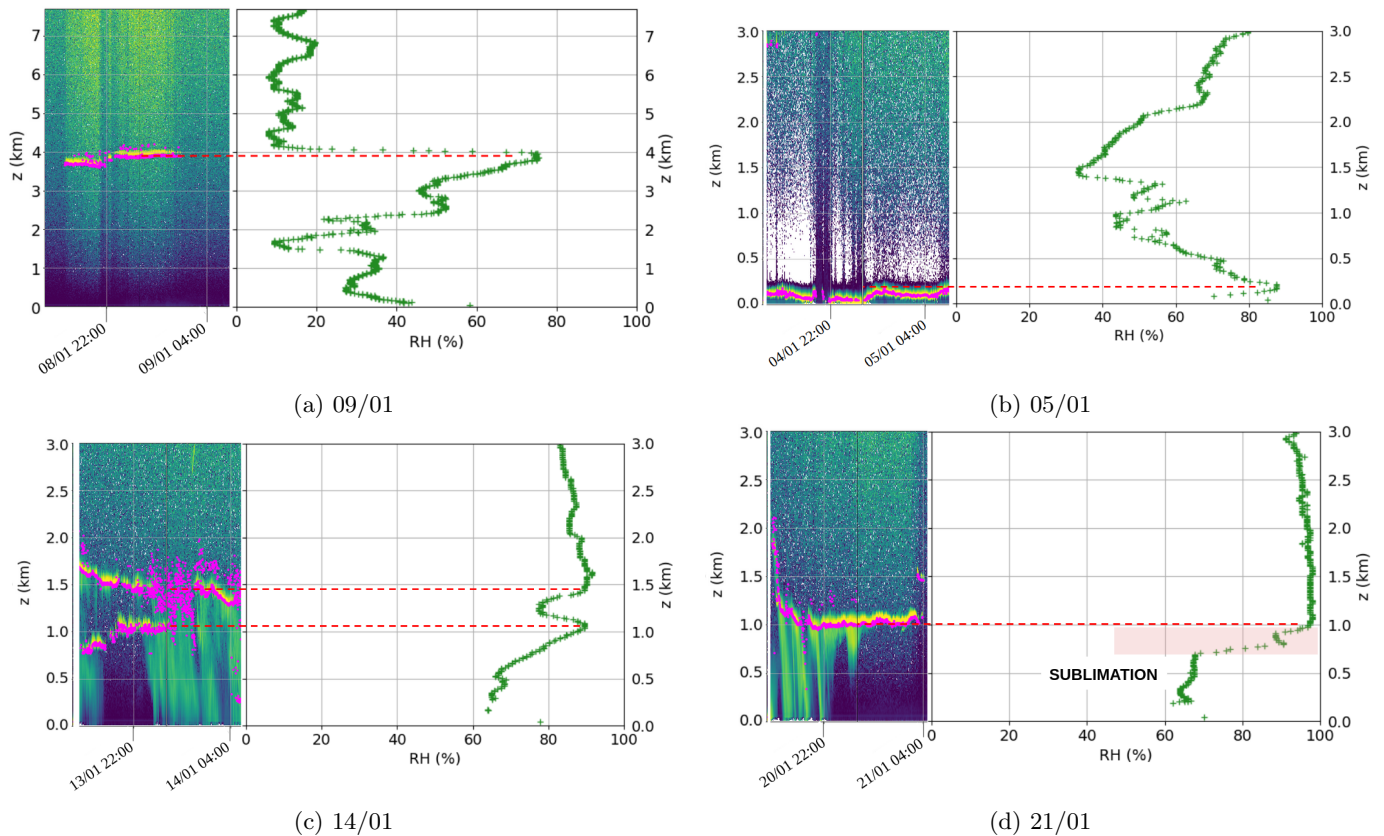


FIGURE 8 – Signal rétrodiffusé du ceilomètre (à gauche) et Profil d’humidité relative par rapport à l’eau liquide des radiosondages (à droite) autour de minuit UTC.

3.2 Étude de la pluviométrie

Pour étudier la pluviométrie du mois de janvier à Dumont d’Urville, les données du pluviomètre et du MRR seront comparées aux occurrences du signal hachuré caractéristique des précipitations sur le ceilomètre (voir section 2.1). Ces signaux neigeux ont été relevés à l’œil *avant* de tracer les précipitations des instruments d’observation, afin d’éviter tout biais de confirmation.

La figure 9 présente les données du pluviomètre et du MRR apposées aux relevés de signaux de précipitations sur le ceilomètre.

Il y a une très bonne correspondance temporelle entre les signaux : les motifs hachurés correspondent donc bien à des épisodes précipitants, dont les principaux surviennent les 01-03, 07, 13-16, 18, 22-23 et 24-25 janvier 2020. L’axe des ordonnées est en mm/hr ; l’origine est décalée et l’axe est inversé pour le MRR afin de représenter au mieux sur la même figure les trois sources de données.

Certains épisodes neigeux ne sont pas décelés par le pluviomètre les 08 et 21 janvier, ainsi qu’en fin de mois. En effet, pour ces dates les signaux de précipitation du ceilomètre indiquent que la neige est sublimée avant d’atteindre le pluviomètre en surface. En revanche, le MRR détecte les précipitations avant leur sublimation au cours de leur chute, son signal ayant été extrait pour une altitude de 1000m.

Enfin, des chutes de neige le 05 janvier après-midi ne semblent pas être détectées par le MRR. Une vérification du signal du ceilomètre permet de constater que ces précipitations sont issues de nuages de basse altitude ($z_b \approx$

500m), donc en-dessous de la vision à 1000m du MRR choisie ici.

3.3 Détection de la neige soufflée

La neige soufflée, également appelée chasse-neige ou *drifting snow* en anglais, se produit lorsque de la neige de surface est balayée et transportée par le vent. Ce phénomène, cantonné à quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface, est difficile à observer par satellite à cause de la présence de nuages, et peut fortement influencer les appareils de détection au sol tels que le ceilomètre, par saturation optique.

L’étude de la neige soufflée est pertinente car elle intervient dans le bilan de masse de la calotte polaire. En effet, le vent redistribue la neige de surface et peut entraîner sa sublimation durant son transport (Amory, 2020). Dans les régions côtières de l’Antarctique, il peut également transporter la neige hors de la calotte. La station de Dumont d’Urville, exposée aux forts vents catabatiques et située en région côtière, est donc idéalement placée pour une étude de la neige soufflée.

Sur le signal du ceilomètre, la neige soufflée se traduit par un fin liseré intense maximum en surface et ne dépassant pas quelques dizaines de mètres, comme l’illustre la figure 10.

Ces liserés de surface seront relevés à l’œil puis comparés aux données SYNOP de la base de Dumont d’Urville, fournies tous les jours à 9h, 12h, 15h et 18h.

Un algorithme simple de détection de la neige soufflée a ensuite été mis en place afin d’en systématiser l’étude,

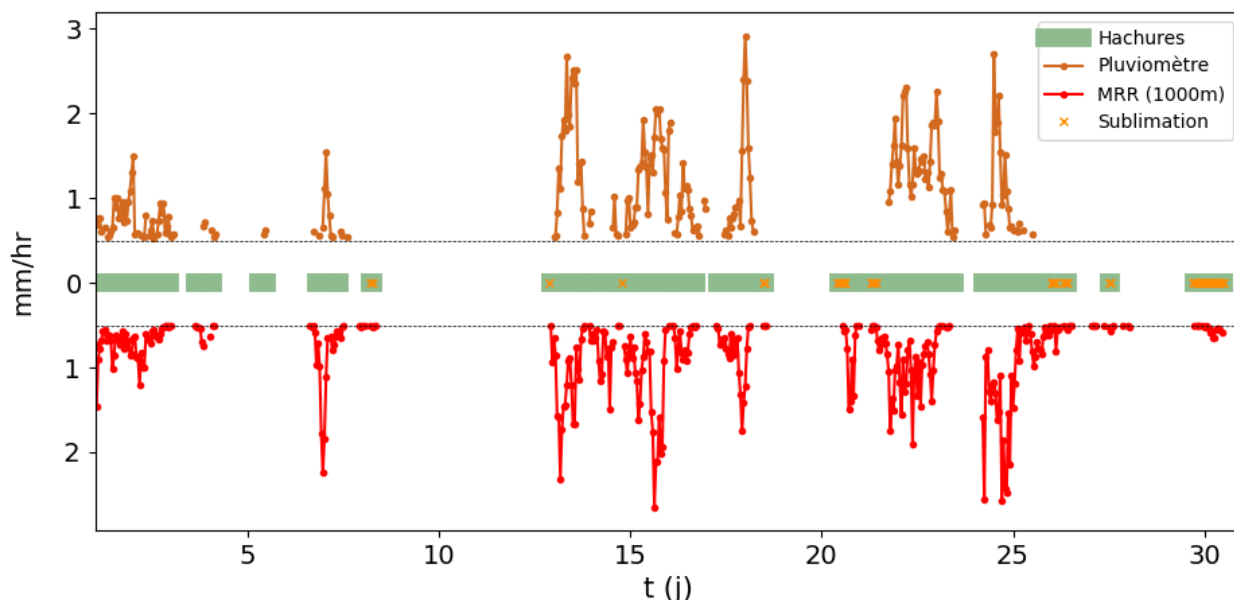


FIGURE 9 – Comparaison des signaux hachurés sur le signal rétrodiffusé du ceilomètre aux données de précipitation du MRR et du pluviomètre. Les croix oranges indiquent les périodes où les signaux hachurés n’atteignent pas la surface.

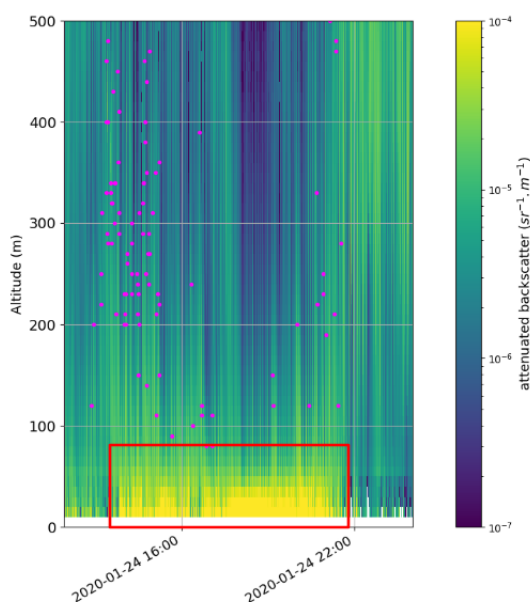


FIGURE 10 – Liseré caractéristique de la neige soufflée sur le signal rétrodiffusé du ceilomètre (voir section 2.1).

selon les étapes suivantes :

- moyenne des données brutes sur 30 minutes, période suffisamment longue pour enlever le bruit instrumental mais suffisamment courte pour conserver un nombre de points satisfaisant.
- application d’un seuil empirique d’intensité ($\log(\text{signal}) > 3.7$) entre 10m et 30m (soit les trois premiers points verticaux). Seuls les signaux intenses de surface tels que la neige soufflée sont ainsi conservés.
- critère sur le signe de la dérivée. La neige soufflée étant maximale en surface, sa dérivée verticale doit être négative.

Cet algorithme simple permet, comme le montre la figure 11, d’isoler tous les liserés relevés à l’oeil. Les observations SYNOP concordent bien avec les signaux

de neige soufflée du ceilomètre, avec quelques heures de décalage pouvant provenir de la fréquence d’observation toutes les 3 heures.

Notons que le brouillard de la nuit du 04 au 05 janvier a également été pris en compte par l’algorithme, son signal, une rétrodiffusion intense et très proche de la surface, étant similaire à celui de la neige soufflée. La différence réside dans le maximum de rétrodiffusion, situé à quelques dizaines de mètres pour le brouillard alors qu’il se trouve dans le tout premier point pour la neige soufflée.

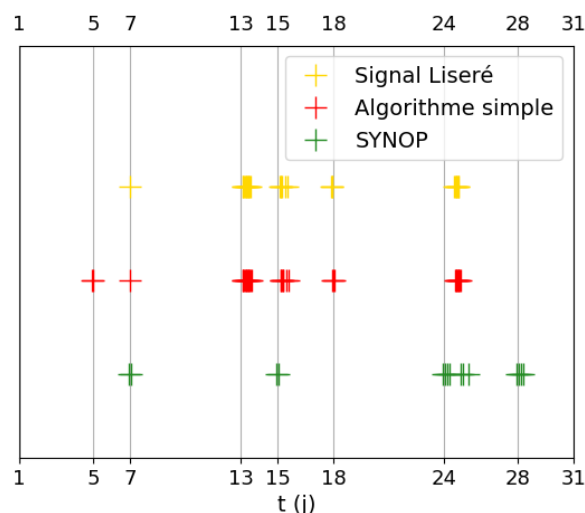


FIGURE 11 – Détection d’occurrences de neige soufflée suivant les 3 sources. Motifs relevés à l’oeil sur le signal rétrodiffusé du ceilomètre en jaune; signaux relevés par l’algorithme sur les données du ceilomètre en rouge et occurrences de neige soufflée indiquées par les données SYNOP de DDU en vert.

Un épisode de neige soufflée relevé par les données SYNOP le 28 janvier n’est pas visible sur le ceilomètre. Une intensité ou une épaisseur trop faibles de la neige soufflée ont pu empêcher le ceilomètre de la détecter. La détection de ce phénomène ne semble donc pas infaillible !

Enfin, un signal liseré sur le ceilomètre dans la nuit du 17 au 18 janvier ne semble à l’inverse correspondre à aucune

observation de neige soufflée des données SYNOP. Deux hypothèses peuvent alors être avancées :

- ce signal ne correspond pas à de la neige soufflée et a été provoqué par un autre phénomène physique ou un artefact expérimental.
- les données SYNOP n’ont pas relevé cet épisode de neige soufflée.

Remarques : Le seuil choisi pour l’algorithme étant purement empirique, il est probable qu’il doive être ajusté pour d’autres mois d’étude. De plus, il faut porter une attention particulière à la différenciation entre le brouillard et la neige soufflée.

Cependant, cet algorithme très simple a permis d’isoler les liserés de surface du ceilomètre correspondant aux épisodes de neige soufflée avec une efficacité surprenante, et pourrait servir de base à un algorithme plus poussé.

3.4 Lien entre ERA5 et les observations

Pour mieux comprendre les résultats du modèle LMDZ, l’étude des réanalyses ERA5 qui ont servi à le guider peut s’avérer instructive. Afin de relier les réanalyses aux observations, la pluviométrie d’ERA5 a été extraite au point correspondant à la localisation de la base de Dumont d’Urville (140°E, 66.7°S), et comparée aux données du MRR et du pluviomètre.

Sur la figure 12 sont tracés à gauche la densité de flux de masse de neige (en $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$), convertie en épaisseur équivalente en mm/hr ; tandis que l’accumulation au cours du mois (en mm) est représentée à droite.

Les réanalyses reproduisent très bien les différents épisodes neigeux du pluviomètre et du MRR (cette fois représenté pour $z = 300\text{m}$, soit son point le plus bas). Cependant, l’amplitude des chutes de neige diffère entre les trois sets de données, particulièrement en fin de mois : ERA5 surestime beaucoup l’épisode du 24 janvier, ce qui fait terminer son accumulation sur la figure de droite bien au-dessus des autres. Jusque-là, les accumulations se superposent de manière satisfaisante : on peut donc s’attendre à des résultats similaires pour le modèle LMDZ.

4 Modélisation

Dans le but de vérifier si le modèle LMDZ reproduit bien les nuages et les précipitations de janvier 2020 à Dumont d’Urville, une simulation zoomée autour de la base et guidée en vents par les réanalyses ERA5 a été effectuée. Afin de laisser le modèle s’adapter au guidage et atteindre une situation réaliste à partir de conditions initiales quelconques, il a été nécessaire de faire d’abord tourner le modèle sur une première période de *spin-up* sur tout le mois de décembre 2019.

Dans un premier temps, la pluviométrie sera étudiée afin de constater si le modèle reproduit bien les épisodes précipitants ; et dans un second temps seront analysés les nuages qui les ont provoqués.

4.1 Pluviométrie

La figure 13 regroupe les pluviométries de LMDZ, d’ERA5 et du MRR à 300m. Le pluviomètre n’a pas été représenté afin de ne pas surcharger la figure, et parce qu’il

a déjà été établi qu’il était très en accord avec les données du MRR (voir section 3.2 et 3.4).

Le modèle LMDZ reproduit bien les précipitations neigeuses du mois de janvier 2020 : les épisodes précipitants du début du mois, du 07, 13, 18, 21, 22-23 et 24-25 janvier sont bien représentés. Toutefois, l’épisode du 15-16 janvier n’est pas présent sur le signal de LMDZ, qui se trouve être plus lisse et de moins grande amplitude que les observations. Pour ces raisons, l’accumulation des précipitations du modèle sur la figure 13b est nettement sous-estimée à partir du 15 janvier, pour atteindre seulement 80mm à la fin du mois contre 100mm pour le MRR. Les réanalyses ERA5 surestiment probablement l’accumulation à partir du 24 janvier (voir section 3.4).

Le modèle LMDZ ayant été guidé par ERA5, ces deux modèles ont des champs dynamiques similaires (ce qui a été vérifié). Les différences proviennent donc des processus de condensation et de transformation de l’eau nuageuse en neige. L’écart entre LMDZ et ERA5 pour l’épisode précipitant du 15-16 janvier peut s’expliquer par la microphysique, plus fine pour les réanalyses. De plus, la condensation est un processus à seuil : si ce dernier n’est pas atteint, l’épisode précipitant est entièrement manqué !

4.2 Altitude de la base des nuages

Une méthode simple a été utilisée pour définir l’altitude de la base des nuages à partir de la fraction nuageuse du modèle et d’ERA5, afin qu’elle puisse être comparée aux données du ceilomètre. Pour chaque pas de temps, les différents niveaux du modèle ou d’ERA5 sont parcourus depuis la surface jusqu’à croiser une fraction nuageuse supérieure à un certain seuil. L’altitude de ce seuil est alors diagnostiquée comme la base d’un nuage.

Ce seuil empirique a été fixé à 70% en fonction des deux critères principaux suivants :

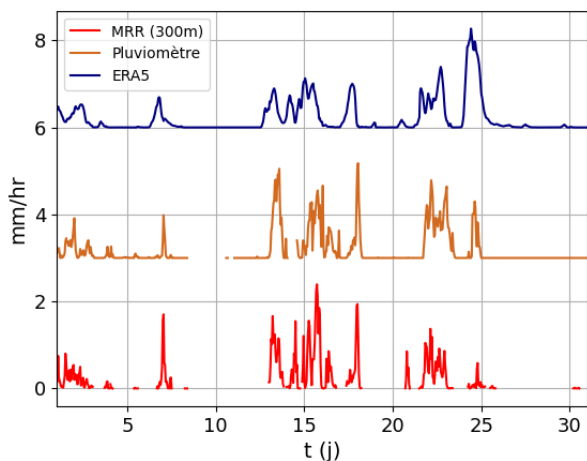
- il permet d’obtenir un pourcentage de temps clair (sans nuages) similaire au ceilomètre
- il est cohérent avec le graphe 2D de la fraction nuageuse d’ERA5 (voir annexe figure 19).

La figure 14 présente les altitudes de la base des nuages d’ERA5 et de LMDZ calculées grâce à la méthode seuil décrite ci-dessus, comparées aux données du ceilomètre moyennées sur une heure.

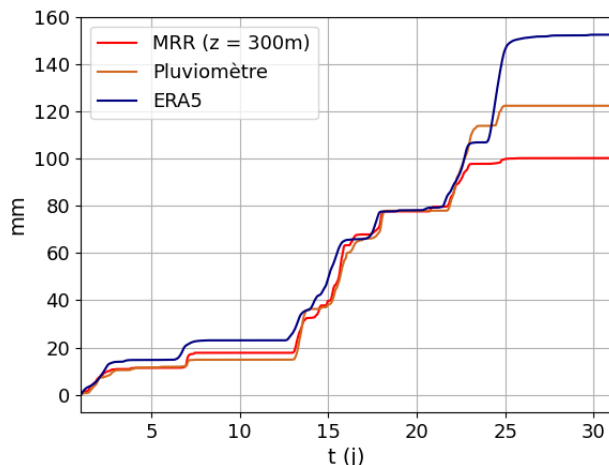
Les données d’ERA5 et de LMDZ semblent cohérentes avec l’altitude de la base des nuages du ceilomètre, notamment sur les périodes d’élévation du 06 au 09 et du 25 au 28 janvier, et sur les périodes de descente au tout début du mois ou après le 20 janvier.

Cependant, certaines altitudes sont surestimées pour ERA5, notamment pour les 04 et 16 janvier. Le graphe temporel 2D de la fraction nuageuse d’ERA5 (voir figure 19 en annexe) permet de vérifier que des fractions nuageuses non nulles existent bien pour ces périodes, mais sont trop ténues pour être détectées par le seuil, et z_b devient par conséquent celle d’une autre couche de nuages plus élevée.

Le modèle LMDZ présente des altitudes erronées autour du 15-16 janvier, correspondant à l’épisode de précipitations manqué (voir section 4.1). Contrairement à ERA5, le graphe temporel 2D (voir figure 20 en annexe)

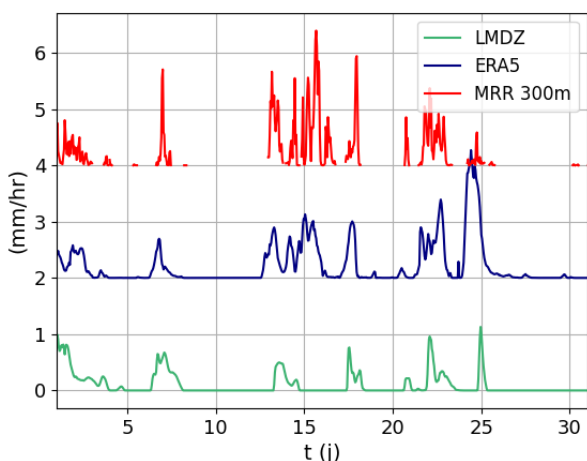


(a) Densité de flux de masse de neige, heure par heure.

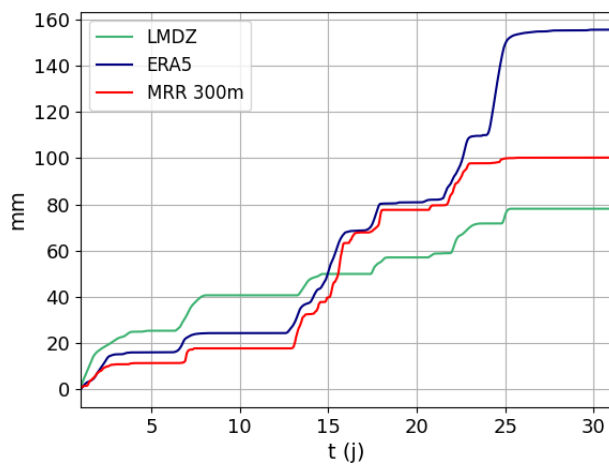


(b) Épaisseur de neige accumulée en janvier 2020.

FIGURE 12 – Comparaison de la pluviométrie du MRR (en rouge), du pluviomètre (en marron) et d'ERA5 (en bleu).



(a) Densité de flux de masse de neige, heure par heure.



(b) Épaisseur de neige accumulée en janvier 2020.

FIGURE 13 – Comparaison de la pluviométrie de LMDZ (en vert), d'ERA5 (en bleu) et du MRR (en rouge).

n'indique aucun nuage bas pour ce jour, bien qu'une autre couche de nuages existe à partir de 2000m. À l'inverse, le plancher nuageux semble s'écraser en surface autour du 23 janvier, et également le 07 janvier. Les réanalyses ERA5 qui guident le modèle produisant des altitudes réalistes pour ces dates, l'origine de cette différence provient probablement de la microphysique de LMDZ ou des paramètres utilisés.

Remarque : Il est possible de quantifier le pourcentage de ciel couvert au cours du mois en divisant le nombre d'heures renseignant une altitude de la base des nuages sur le nombre d'heures total. Le ceilomètre et la méthode seuil manuelle pour ERA5 indiquent 70% de temps nuageux, et la méthode seuil pour LMDZ 64%. En effet, le modèle LMDZ ne préconise plus de nuages à partir du 28 janvier (voir figures 14b et 20), ce qui explique ce pourcentage légèrement plus faible.

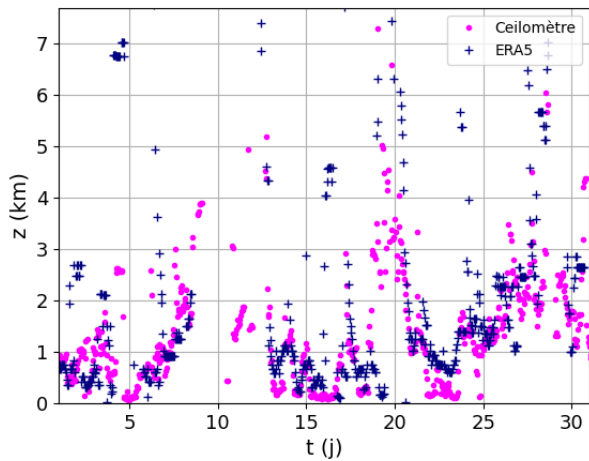
Ces valeurs sont en bon accord avec la couverture nuageuse de 64% calculée par Chemison, 2017 pour le mois de février 2017, bien qu'en moyenne légèrement supérieures, ce qui n'est pas surprenant étant donné que le mois de janvier 2020 a été d'une pluviométrie exceptionnelle.

Afin de mieux visualiser les altitudes caractéristiques de la base des nuages à Dumont d'Urville en janvier 2020, les données des trois sources peuvent être tracées sous forme d'histogramme.

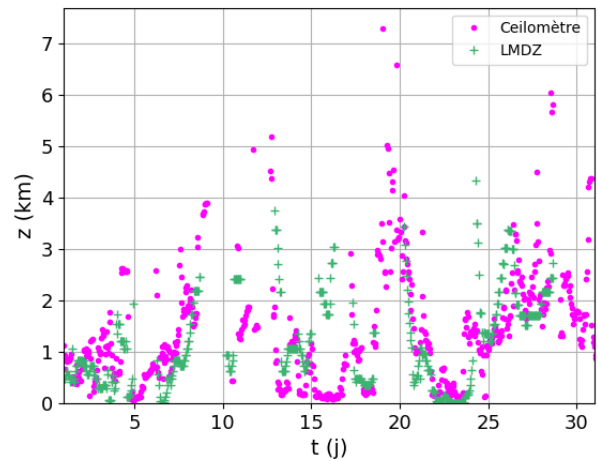
La figure 15 représente les altitudes de la base des nuages ordonnées sur des histogrammes non réguliers, dont les intervalles correspondent aux niveaux verticaux d'ERA5 et de LMDZ. Ces derniers étant exprimés en niveaux de pression, l'altitude z correspondante n'est pas constante dans le temps, bien qu'elle varie peu : aussi ces altitudes délimitantes ont-elles été moyennées sur tout le mois afin d'utiliser des niveaux représentatifs. L'axe des abscisses quantifie l'altitude du plancher nuageux, et l'axe des ordonnées la densité de probabilité.

Les observations en fuchsia présentent un premier pic important autour de 200m, correspondant aux épisodes de nuages bas et de mauvais temps des 13-16 et 22-23 janvier. Un maximum secondaire est visible autour de 1000m, puis la fréquence de base des nuages décroît avec l'altitude.

Ces résultats paraissent à première vue assez différents du rapport de Chemison, 2017, où l'altitude la plus représentée se situait vers 1300m sans aucun pic de basse altitude autour de 200m. Cependant, les instruments uti-

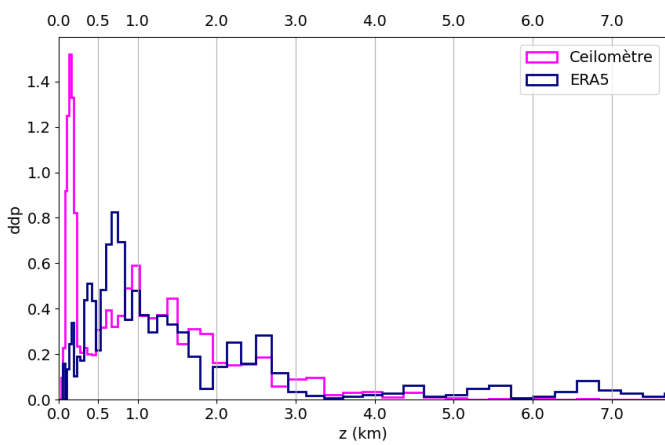


(a) ERA5 (seuil 70%)

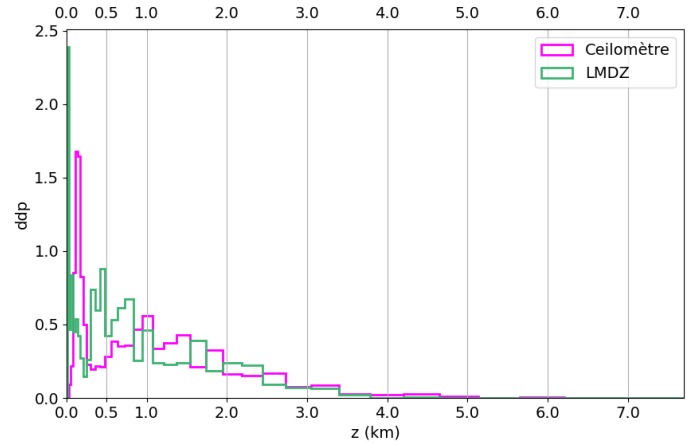


(b) LMDZ (seuil 70%)

FIGURE 14 – Altitudes de la base des nuages, selon le ceilomètre (en fuchsia) et les modèles (bleu pour ERA5 et vert pour LMDZ). Les données du ceilomètre sont moyennées heure par heure pour correspondre au pas de temps des modèles.



(a) ERA5 (seuil 70%)



(b) LMDZ (seuil 70%)

FIGURE 15 – Histogrammes de l’altitude de la base des nuages. Les données brutes du ceilomètre en fuchsia sont reportées sur les niveaux verticaux moyennés des modèles. L’axe des ordonnées représente la densité de probabilité, dont l’intégrale vaut 1.

lisés dans cette étude - un LIDAR et un MRR - ne permettent pas de récolter de signal proche de la surface. Il n’est alors pas surprenant qu’un pic autour de 200m ne soit pas relevé par Chemison, 2017. De plus, ces études se sont déroulées sur un seul mois précis (février 2017 et janvier 2020) : des événements particuliers comme l’arrivée de la dépression du 13 janvier 2020 ont pu significativement influencer la distribution de l’altitude des nuages.

Sur la figure 15b, les altitudes du modèle présentent un pic très fort de surface entre 0m et 50m. Ce pic est la signature des périodes d’“écrasement” des planchers nuageux de LMDZ visibles sur la figure temporelle 14b. Un deuxième pic se situe vers 550m, soit en-dessous du pic secondaire du ceilomètre. Toutefois, la densité de probabilité diminue bien avec l’altitude.

Les altitudes d’ERA5 sur la figure 15a ne présentent pas de pic de surface, mais sont réparties autour d’un pic principal à 700m, soit plus proche du pic secondaire du ceilomètre à 1000m. La densité de probabilité décroît avec l’altitude, mais trahit certains événements ponctuels de plus haute altitude (04 et 16 janvier) où les couches nuageuses plus basses n’ont pas été détectées par le seuil.

Les différences entre les histogrammes du ceilomètre et des modèles auraient pu s’expliquer par leur pas de temps, le premier étant toutes les 30 secondes et toutes les heures pour les seconds. Cependant, une moyenne heure par heure des données du ceilomètre ne change pas significativement les figures.

Une autre hypothèse pourrait être la sous-estimation de la part du ceilomètre de l’altitude de la base des nuages due à l’intensité des précipitations neigeuses saturant le signal. Ce n’est pas ce que semble indiquer la concordance entre le ceilomètre et les données SYNOP de la base (voir figure 18 en annexe), mais il ne faut pas négliger la possibilité que les deux sources de données puissent sous-estimer l’altitude des nuages bas pendant les épisodes de neige intense!

Les différences entre les courbes du ceilomètre et du modèle LMDZ s’expliquent par l’évènement manqué du 15-16 janvier et les écrasements en surface des 07 et 23 janvier. Ces altitudes erronées modifient significativement l’histogramme des altitudes de la base des nuages du modèle.

Enfin, les réanalyses pourraient sous-estimer la couverture nuageuse en très basse altitude à Dumont d’Urville,

ce qui expliquerait que le pic à 200m du ceilomètre ne soit pas reproduit par la méthode seuil manuelle d'ERA5.

Il faudrait faire l'étude de la base caractéristique des nuages sur une période plus longue afin que les évènements particuliers soient lissés dans la moyenne. La fraction nuageuse d'ERA5 est moins abrupte que celle de LMDZ, ce qui la conduit à manquer certains nuages peu denses. À l'inverse, la fraction nuageuse de LMDZ a tendance à trop se rapprocher de la surface. Une résolution verticale plus fine, ou la modification de certains paramètres comme l'ordre de l'opérateur gradient de la dissipation *niterh* ou bien le pas de temps physique *iphysiq* (voir tableau 16), pourraient permettre d'améliorer la cohérence entre la simulation et les observations.

5 Conclusion et Perspectives

Pour le mois de janvier 2020 à Dumont d'Urville, une étude comparative sur les instruments d'observation de la base - le ceilomètre, le MRR, le pluviomètre et les radiosondages - a montré une cohérence satisfaisante entre les différentes sources de données sur l'altitude de la base des nuages et les épisodes précipitants. Ces instruments se sont de plus révélés complémentaires pour l'étude de la sublimation des précipitations neigeuses par les vents catabatiques. En outre, la détection d'épisodes de neige soufflée s'est avérée possible sur le graphe du signal rétrodiffusé du ceilomètre comme un fin liseré intense de surface. L'intensité du signal vertical, qui n'est pas entièrement atténué, donne par conséquent une information sur l'épaisseur de la neige soufflée.

L'altitude de la base des nuages calculée par l'algorithme du ceilomètre a ensuite servi à tester le modèle LMDZ, guidé en vents par les réanalyses ERA5 sur tout le mois de janvier 2020. Le plancher nuageux du modèle et des réanalyses a été calculé grâce à une méthode de seuil ajustable. Malgré une bonne cohérence générale, les réanalyses semblent sous-estimer les nuages de basse altitude, tandis qu'à l'inverse LMDZ présente des périodes d'écrasement du plancher nuageux en surface.

Utiliser le signal rétrodiffusé du ceilomètre pour extrapoler les données du MRR jusqu'en surface est une piste intéressante, et appliquer l'algorithme de détection de la neige soufflée à d'autres mois de l'année permettrait d'affiner son seuil empirique. Enfin, il faudrait mener une étude de sensibilité sur certains paramètres du modèle LMDZ afin de déceler l'origine du pic de surface problématique, ou affiner la méthode seuil en prenant en compte l'humidité relative.

Remerciements

Je souhaiterais remercier mes tuteurs, Jean-Baptiste MADELEINE et Christophe GENTHON, qui m'ont guidé, aidé et soutenu pendant ce stage effectué à distance, se mobilisant une fois par semaine par visioconférence pour m'encadrer. Je les remercie chaleureusement pour leur écoute, leur patience et leur gentillesse.

Je souhaiterais également remercier les chercheurs et chercheuses qui m'ont apporté une aide supplémentaire dans leurs domaines d'expertise respectifs : Jean-Louis DUFRESNE pour le pluviomètre, Marie-Laure ROUSSEL pour les radiosondages, Claudio DURAN-ALARCON pour le MRR, Jean-Charles DUPONT pour le ceilomètre, Ehouarn MILLOUR et Laurent FAIRHEAD pour le modèle LMDZ et Karine MARQUOIS pour la connexion à distance aux serveurs du laboratoire.

J'ai particulièrement apprécié les réunions de groupe hebdomadaires, où j'eus le privilège de pouvoir interagir avec des chercheurs s'intéressant au sujet de mon stage.

Enfin, je remercie le Laboratoire de Météorologie Dynamique de m'avoir permis d'effectuer ce stage au sein de leur établissement.

6 Annexe

Paramètre	Description	Valeur
<i>iphysiq</i>	Pas de temps de la physique du modèle	40
<i>niterh</i>	Ordre de l'opérateur gradient de la dissipation	3
<i>tau_min</i>	Constante de relaxation à l'extérieur du zoom	0.25
<i>tau_max</i>	Constante de relaxation à l'intérieur du zoom	∞
<i>tetagdiv</i>	Temps de dissipation des petites longueurs d'onde	1200
<i>tetagrot</i>		2400
<i>tetatemp</i>		2400

FIGURE 16 – Paramètres utilisés pour le run LMDZ

<i>a0</i>	1 Pa
<i>a1</i>	-6.0969385E+03 K
<i>a2</i>	2.12409642E+01
<i>a3</i>	-2.711193E-02 K ⁻¹
<i>a4</i>	1.673952E-05 K ⁻²
<i>a5</i>	2.433502
<i>a6</i>	1 K ⁻¹

FIGURE 17 – Coefficients de l'équation de Sonntag

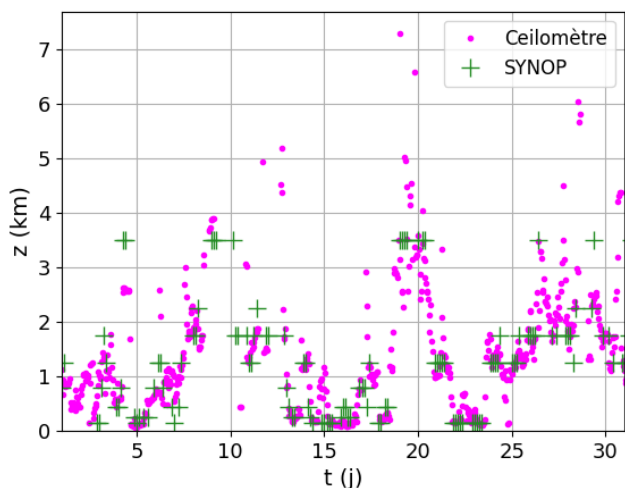


FIGURE 18 – Altitude de la base des nuages du ceilomètre (en fuchsia) et des données SYNOP (en vert). Les deux sources de données sont cohérentes entre elles.

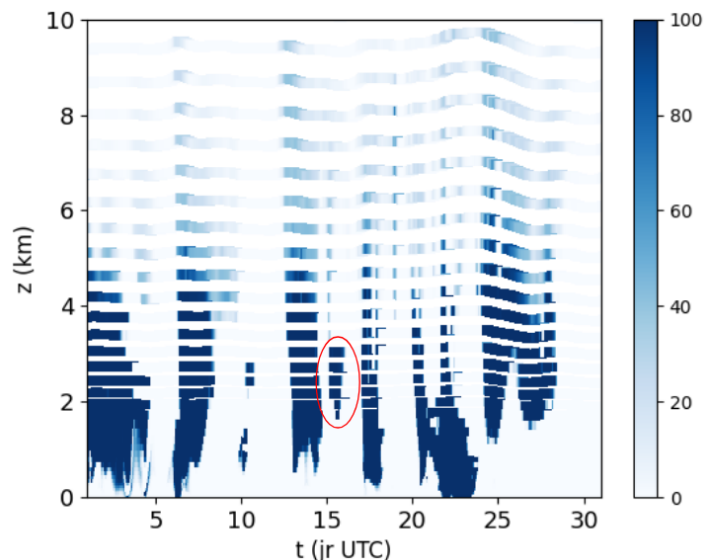


FIGURE 20 – Fraction nuageuse LMDZ janvier 2020. Le cercle rouge souligne l'épisode de précipitation manqué par le modèle à cause de nuages trop hauts.

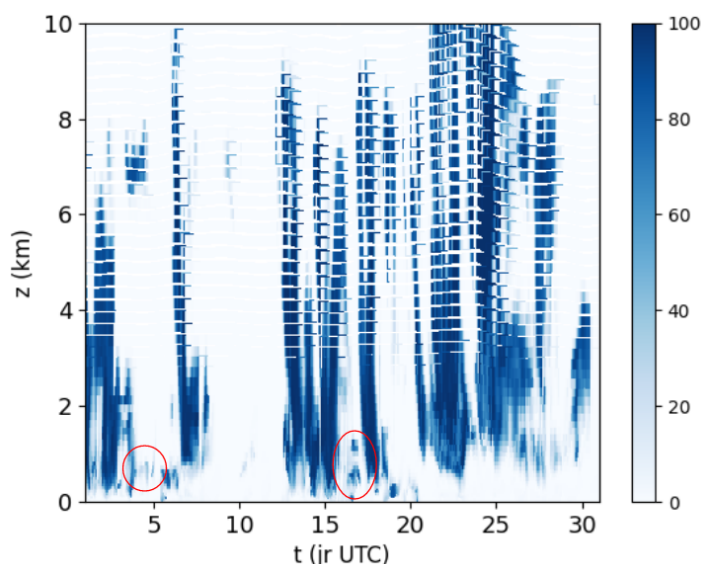


FIGURE 19 – Fraction nuageuse d'ERA5 en janvier 2020. Les cercles rouges soulignent les épisodes où les trop faibles fractions nuageuses de basse altitude ont été ignorées par le seuil à 70%.

Références

- Amory, C. (2020). Drifting-snow statistics from multiple-year autonomous measurements in Adélie land, East Antarctica. *The Cryosphere*.
- Chemison, A. (2017). Étude des nuages en Antarctique à partir des données LIDAR à Dumont d'Urville. *Université de Grenoble*. [url](#).
- De Conto, R. M. and D. Pollard (2016). Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*.
- Grazioli, J., C. Genthon, B. Boudevillain, C. Duran-Alarcon, M. del Guasta, J.-B. Madeleine, and A. Berne (2017). Measurements of precipitation in Dumont d'Urville, Adélie Land, East Antarctica. *The Cryosphere*.
- Grazioli, J., J.-B. Madeleine, H. Gallée, R. M. Forbes, C. Genthon, G. Krinner, and A. Berne (2017). Katabatic winds diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *PNAS*.
- Hourdin, F., C. Rio, J.-Y. Grandpeix, J.-B. Madeleine, F. Cheruy, N. Rochetin, A. Jam, I. Musat, A. Idelkadi, L. Fairhead, M.-A. Foujols, L. Mellul, A.-K. Traore, J.-L. Dufresne, O. Boucher, M.-P. Lefebvre, E. Millour, E. Vignon, J. Jouhaud, F. B. Diallo, F. Lott, G. Gastineau, A. Caubel, Y. Meurdesoif, and J. Ghattas (2020). LMDZ6A : the atmospheric component of the IPSL climate model with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, e2019MS001892.
- Medley, B. and E. Thomas (2019). Increased snowfall over the Antarctic Ice Sheet mitigated twentieth-century sea-level rise. *Nature Climate Change*.
- Rémy, F. and C. Ritz (2001). Les calottes polaires. *Pour la science*.
- Sonntag, D. (1998). The history of formulations and measurements of saturation water vapour pressure. *Papers and abstracts from the Third International Symposium on Humidity and Moisture, vol. 1*.

Van Tricht, K., I. Gorodetskaya, S. Lhermitte, D. Turner, J. Schween, and N. Van Lipzig (2014). An improved algorithm for polar cloud-base detection by ceilometer over the ice sheets. *Atmospheric Measurement Techniques*.