

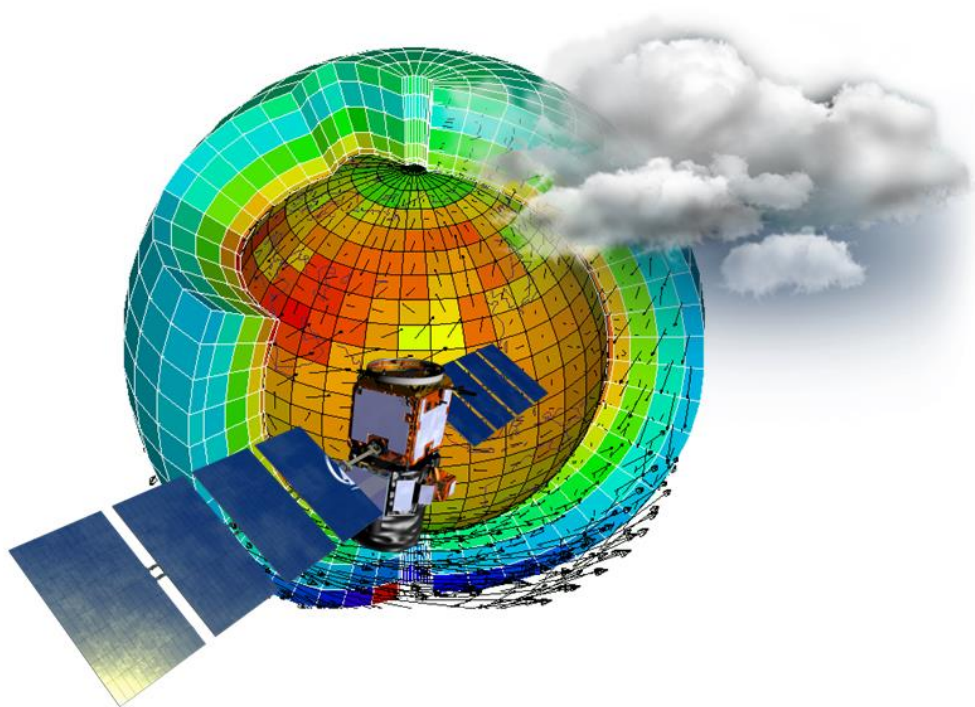
**SORBONNE UNIVERSITÉ
ÉCOLE NORMALE SUPÉRIEURE**

**LABORATOIRE DE
MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE**

Rapport de stage de recherche

M2 Sciences de l'Océan de l'Atmosphère et du Climat (SOAC) parcours Météorologie,
Océanographie, Climat et Ingénierie pour les Observations Spatiales (MOCIS)

Nuages antarctiques : évaluation du modèle LMDZ à partir d'observations satellitaires



Justine Charrel

Tuteurs : Jean-Baptiste Madeleine et Christophe Genthon

Mars – Juillet 2024

Table des matières

Remerciements	3
Diffusion des résultats	3
Abstract	4
Résumé	4
1 Introduction	5
1.1 Contexte climatique de l'Antarctique	5
1.2 Nuages troposphériques en Antarctique	6
1.2.1 Importance des nuages troposphériques antarctiques	6
1.2.2 Études principales sur les nuages troposphériques antarctiques	6
1.2.3 Futures recherches	7
1.3 Le projet AWACA	7
1.4 Objectifs du stage	8
1.5 Plan du rapport	8
2 Données et méthode	9
2.1 Le satellite CALIPSO	9
2.2 Le modèle de climat LMDZ	9
2.2.1 Les paramétrisations physiques	9
2.2.2 La version 6A de LMDZ	10
2.2.3 Améliorations de la représentation des nuages dans LMDZ6A et les biais persistants	11
2.3 La mesure des nuages par CALIPSO et LMDZ	12
2.3.1 Nuages dans CALIPSO	12
2.3.2 Nuages dans LMDZ	15
2.4 Traitement des données	17
3 Résultats et discussion	19
3.1 Cartes climatiques et distribution saisonnière de la couverture nuageuse : les biais principaux dans LMDZ6A	19
3.2 Modélisation des nuages bas sur les côtes antarctiques : un défi orographique	21
3.3 Corrélations surprenantes de la couverture nuageuse et de la fraction nuageuse entre CALIPSO et LMDZ6A : implication des hypothèses de recouvrement	24
3.4 Variabilité de la couverture nuageuse : un modèle en quête de précision saisonnière pour les couvertures moyenne et haute sur le continent antarctique	26
3.5 Difficulté de modélisation des couvertures nuageuses très couvrantes sur le continent	27
4 Conclusion et perspectives	28
Références	30

Remerciements

Tout d'abord, je tiens remercier Christophe Genthon pour m'avoir proposé ce sujet de stage, poursuivant ainsi la collaboration amorcée lors de mon stage de L3. Je le remercie pour son aide précieuse, en particulier pour la relecture attentive de mon rapport et ses conseils avisés concernant mes présentations orales.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude envers Jean-Baptiste Madeleine pour son encadrement constant et ses précieux conseils qui m'ont permis de progresser sans me sentir bloquée ni égarée. Sa présence et son soutien ont été d'une grande valeur tout au long de ce stage.

Un grand merci à tous les membres du Laboratoire de Météorologie Dynamique qui ont enrichi mes discussions de leurs perspectives éclairées et contribué à la convivialité de ce stage. Je pense notamment à Jean-Louis Dufresne, Nicolas Chiabrande, Léa Raillard, Cécile Agosta, Étienne Vignon, Éhouarn Millourd et Nicolas Maury.

Je tiens également à remercier le Laboratoire de Météorologie Dynamique de m'avoir offert l'opportunité de réaliser ce stage au sein de leur établissement, ainsi que l'ERC du projet AWACA (n° 951596) pour son soutien financier.

Enfin, je remercie chaleureusement ma famille pour leur soutien indéfectible tout au long de ce stage et de mes années d'études. Cette période de cinq années universitaires a été une source inestimable de connaissances et de développement personnel. Je remercie également tous mes professeurs qui ont contribué à mon parcours académique.

Pour terminer, un immense merci à toi, Gabriel, mon partenaire de vie depuis neuf ans, dont le soutien infailible a été une constante précieuse dans ma vie.

Diffusion des résultats

Les premiers résultats de ce stage ont été présentés sous forme d'une communication orale, "*Nuages antarctiques : évaluation du modèle de circulation générale LMDZ à l'aide d'observations satellitaires*", lors des 20^{èmes} Journées Scientifiques du CNFRAA (Comité National Français des Recherches Arctiques et Antarctiques) qui se sont tenues à Strasbourg du 14 au 16 mai 2024. Le programme 2024 des trois jours de conférences est disponible ici : [CNFRAA \(2024\)](#).

Les figures et scripts de cette étude sont disponibles sur le dépôt GitHub "*M2_Internship_LMD*" de Justine Charrel : [Charrel \(2024\)](#).

Abstract

Antarctic clouds play a crucial role in the global climate system, influencing the radiation balance, precipitation, and consequently the mass balance of the Antarctic ice sheet, thus impacting global sea levels. Understanding their representation in climate models is crucial in the context of climate change for reliable projections. The [Madeleine et al. \(2020\)](#) study highlighted significant biases in the representation of clouds on a global scale between simulations of the LMDZ climate model developed by the Laboratoire de Météorologie Dynamique and satellite observations. In this study, this work is completed by evaluating cloud cover specifically over Antarctica in the latest version of the model, LMDZ6A, using data from the CALIPSO satellite. The results highlight significant biases in the model, grouped into four main challenges. Firstly, (1) an orographic challenge, with LMDZ6A underestimating the low cloud cover and low cloud fraction near the Antarctic coasts. Secondly, (2) a challenge in terms of coverage assumptions, as the high cloud fraction is well represented but cover is largely underestimated in all seasons. Then, (3) a seasonal challenge, as the model fails to capture variations of mid and high cloud cover in summer, significantly underestimating them. And finally, (4) a challenge with the complete cloud coverage over the continent, which is absent in the model, indicating a limitation in modeling the transport of water vapor from the ocean across the Antarctic continent. Precipitation parameterization, overlap assumptions and cloud fraction distribution formulation are discussed, followed by perspectives for understanding the origin of model biases. This study highlights the need to improve parameterizations in the LMDZ6A climate model to better simulate Antarctic cloud cover and cloud fraction. By overcoming these challenges, it would be possible to improve our understanding of Antarctic clouds and their impact in the global context of climate change.

Résumé

Les nuages antarctiques jouent un rôle crucial dans le système climatique mondial, influençant le bilan radiatif, les précipitations, et par conséquent le bilan de masse de la calotte antarctique, impactant ainsi le niveau global des mers. Comprendre leur représentation dans les modèles climatiques est crucial dans le contexte du changement climatique pour des projections fiables. L'étude de [Madeleine et al. \(2020\)](#) a souligné des écarts significatifs dans la représentation des nuages à l'échelle globale entre les simulations du modèle climatique LMDZ développé par le Laboratoire de Météorologie Dynamique et les observations satellites. Dans cette étude, ces travaux sont prolongés en évaluant la couverture nuageuse spécifiquement au-dessus de l'Antarctique dans la dernière version du modèle, LMDZ6A, à partir des données du satellite CALIPSO. Les résultats mettent en évidence des biais significatifs dans le modèle, regroupés en quatre défis principaux. Tout d'abord, (1) un défi orographique, LMDZ6A sous-estimant la couverture et la fraction nuageuse basse près des côtes antarctiques. Ensuite, (2) un défi sur les hypothèses de recouvrement, la fraction nuageuse haute étant bien représentée, mais la couverture largement sous-estimée en toute saison. Puis, (3) un défi saisonnier, le modèle ne capturant pas les variations des couvertures nuageuses moyenne et haute en été, les sous-estimant considérablement. Et enfin, (4) un défi sur les couvertures nuageuses très couvrantes sur le continent, absentes dans le modèle, indiquant une limite dans la modélisation du transport de vapeur d'eau depuis l'océan à travers le continent antarctique. La paramétrisation des précipitations, les hypothèses de recouvrement et la formulation de la distribution des fractions nuageuses sont discutées puis des perspectives sont proposées pour comprendre l'origine des biais dans le modèle. Cette étude souligne la nécessité d'améliorer les paramétrisations dans le modèle climatique LMDZ6A pour mieux simuler la couverture et la fraction nuageuse en Antarctique. En surmontant ces défis, il serait possible d'améliorer notre compréhension des nuages en Antarctique et de leur impact dans le contexte global du changement climatique.

1 Introduction

1.1 Contexte climatique de l'Antarctique

Le continent Antarctique est formé pour sa plus grande partie par un haut plateau à l'est d'une d'altitude moyenne d'environ 3000 m (Dalrymple, 1966). À l'ouest, on retrouve une péninsule entourée par la mer de Weddell à l'est et la mer de Bellingshausen à l'ouest, puis une partie continentale plus basse que la partie est, bordée par la mer d'Amundsen. Des plateformes de glace partiellement ou totalement flottantes, issues de l'écoulement de la calotte sous son propre poids, se trouvent de part et d'autre de cette partie continentale. Les plateformes de glace de Ronne et Filchner, situées au nord-ouest dans la mer de Weddell, ainsi que la plateforme de glace de Ross, au sud dans la mer de Ross, en sont des exemples notables. Selon la saison, le continent et ses plateformes sont bordés par des étendues variables de glace de mer, de la glace qui se forme directement à la surface de l'océan lorsqu'il gèle, aussi appelée banquise. Enfin, la chaîne Transantarctique est une chaîne de montagne pouvant dépasser 4 000 m d'altitude (Stump and Fitzgerald, 1992), s'étalant de la mer de Weddell à la terre de Victoria. La figure 1.1.1a résume ces différentes zones géographiques.

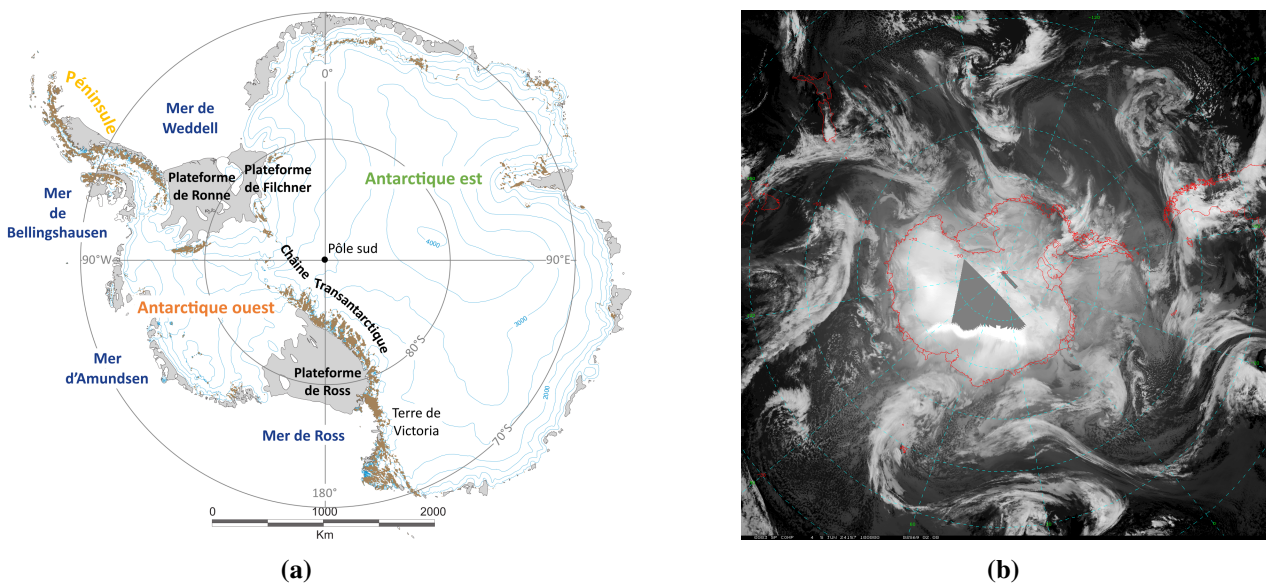


Figure 1.1.1. (a) Zones géographiques principales de l'Antarctique (adapté du [Projet Landsat Image Mosaic Of Antarctica, n.d.](#)). (b) Image satellite infrarouge de l'Antarctique du 5 juin 2024 à 2:00 UTC, provenant de satellites en orbite polaire et de composites satellitaires (Science and Engineering Center, 2024). On remarque les bandes de nuages associées aux dépressions se déplaçant de l'océan Austral aux côtes antarctiques.

Le climat antarctique est le plus souvent caractérisé par un anticyclone situé sur le continent et de multiples dépressions se déplaçant de l'océan Austral vers les côtes (figure 1.1.1b). En automne, au fur et à mesure de la diminution de la longueur du jour, le continent antarctique se refroidit plus rapidement que l'océan aux latitudes moyennes. En conséquence, le gradient méridien de température s'intensifie dans la moyenne troposphère. Maximal en mars et en septembre au moment des équinoxes, ce gradient renforce et augmente les dépressions dans la zone du vortex circumpolaire, où la pression est faible. On observe ainsi moins de dépressions en été et en hiver qu'aux équinoxes : c'est l'oscillation semi-annuelle (van Loon, 1967).

Sur les côtes, on observe régulièrement des vents catabatiques, des vents forts résultant du gradient horizontal de densité entre la masse d'air froide et dense des plateaux intérieurs et l'air plus chaud des régions côtières. Les vents catabatiques s'écoulent le long des pentes vers la périphérie, déviés par la force de Coriolis. Ils peuvent dépasser les 200-250 km.h⁻¹ (Parish and Bromwich, 1987). Existants toute l'année, ils sont plus intenses aux équinoxes, lorsque le vortex est le plus présent. Plus rarement, des brises de mer (vents de l'océan vers le continent) peuvent être observées en été ou parfois au printemps. Ce phénomène se produit lorsque la surface de l'océan est plus froide que le continent, qui se réchauffe rapidement en surface sous l'effet du rayonnement solaire (Pettré and Périard, 1996).

Le climat antarctique est caractérisé par une période hivernale de mai à octobre et une période estivale de novembre à janvier, séparées par un automne long et un printemps plus court. Le refroidissement à l'automne

est plus lent que le réchauffement au printemps, du fait de la formation de la glace de mer qui prend plus de temps que sa fonte. Les températures les plus basses sont observées à la fin de l'hiver, lorsque la surface de la glace de mer est maximale. La nébulosité côtière, provenant principalement des dépressions, est plus élevée en automne lorsque la glace de mer est encore peu formée, plutôt qu'au printemps où la glace de mer est plus étendue et où les dépressions atteignent moins la côte.

1.2 Nuages troposphériques en Antarctique

1.2.1 Importance des nuages troposphériques antarctiques

Le changement climatique aura certainement une incidence significative sur l'Antarctique, comme le montre le 6^{ème} rapport d'évaluation du GIEC¹ (IPCC, 2023). Parmi les impacts prévus, on note l'augmentation des précipitations (Palermo et al., 2017) en raison de changements de la circulation atmosphérique et de l'effet de Clausius-Clapeyron, qui stipule que l'air plus chaud peut contenir plus d'humidité, conduisant à une accélération et une intensification du cycle de l'eau aux hautes latitudes. La problématique actuelle est de déterminer avec quelle intensité et rapidité l'augmentation des précipitations limitera ou freinera la perte nette de masse en Antarctique. En effet, l'Antarctique, majoritairement recouvert par une calotte glaciaire, pourrait voir son bilan de masse affecté par le changement climatique. Si l'Antarctique venait à fondre de 1 %, le niveau global des mers augmenterait de 60 cm (IPCC, 2023).

Les nuages troposphériques, situés entre 0 et 10 km d'altitude environ, forment la majeure partie des nuages influençant la circulation générale de l'atmosphère et régulant le climat via des processus radiatifs et dynamiques. Ils modulent le bilan énergétique en réfléchissant une partie du rayonnement solaire (effet albédo) et en capturant le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre (effet de serre). En Antarctique, ces effets sont particulièrement prononcés en raison des conditions extrêmes de température et d'ensoleillement (nuit et jour polaire). Les nuages peuvent ainsi réchauffer la surface et faire fondre les glaces (King et al., 2015), mais ils impactent également la formation de la glace de mer et les précipitations, jouant un rôle clé dans le cycle de l'eau antarctique. Cette interaction complexe entre les nuages et l'atmosphère antarctique affecte directement les températures locales. Or, l'Antarctique, véritable cœur glacé de notre planète recouvert de glaces éternelles, contribue à redistribuer la chaleur terrestre (notamment via la circulation océanique). Agissant comme une immense zone froide de la machine thermique climatique, ce continent régule le climat global, et les changements qui l'affectent pourraient avoir des répercussions directes sur d'autres régions de la planète.

1.2.2 Études principales sur les nuages troposphériques antarctiques

En raison de son isolement et de son environnement extrême, l'Antarctique présente des défis uniques pour la collecte de données, notamment en ce qui concerne les nuages troposphériques. Si les premières expéditions scientifiques et l'installation de stations de recherche permanentes ont commencé au milieu du 20^{ème} siècle, les premières observations des nuages étaient principalement visuelles (Astapenko, 1964; Warren et al., 1988) et basées sur des mesures depuis le sol (Del Guasta et al., 1993; Shiobara et al., 2003; Town et al., 2007).

Avec l'avènement des satellites dans les années 1960, des données plus précises et globales ont pu être collectées. Les satellites à télédétection passive comme AVHRR² et MODIS³ ont fourni des informations détaillées sur la couverture nuageuse, la hauteur et les propriétés optiques des nuages (Ackerman et al., 2008; Rossow and Schiffer, 1999). Par la suite, différentes études (Bromwich et al., 2012; Kay and Gettelman, 2009) utilisent des capteurs actifs comme le CPR⁴ sur CloudSat et CALIOP⁵ sur CALIPSO⁶, qui permettent de surmonter les limitations de la télédétection passive comme la présence de glace ou de neige ou l'absence de rayonnement solaire. Ces instruments éliminent également l'incertitude liée à l'altitude du rayonnement mesuré, qu'il soit en surface ou dans l'atmosphère. Cela est particulièrement crucial pour les nuages polaires, qui peuvent être difficiles à distinguer de la neige en surface avec des mesures passives.

Les premières recherches ont révélé que les nuages de type convectif sont rares en Antarctique, où prédominent principalement les nuages de type stratus et stratocumulus. Ils se forment à des altitudes inférieures à celles observées dans d'autres régions, en raison des températures basses et de la faible humidité. Sur les

¹ Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat ² Advanced Very High Resolution Radiometer ³ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer ⁴ Cloud Profiling Radar ⁵ Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization ⁶ Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations

plateformes de glace, ces nuages prennent généralement une forme liquide et sont de moyenne altitude, tandis que sur le plateau, ils se présentent sous forme de nuages hauts et glacés. Souvent, ils peuvent également adopter une phase mixte, contenant à la fois de l'eau surfondue et de la glace. En hiver, les nuages sont presque exclusivement composés de glace. Sur le plateau, on peut observer des cristaux de glace près de la surface, précipitant à partir d'un ciel clair, un phénomène connu sous le nom de "diamond dust". De plus, il est possible d'apercevoir du brouillard, c'est-à-dire des nuages de surface qui se forment lorsque l'air près du sol se refroidit par rayonnement.

Les études récentes utilisant les données satellites et radars ont permis de mieux comprendre l'occurrence et la distribution des nuages en antarctiques, ainsi que leur microphysique. En 2009, les résultats de l'étude de [Adhikari and Wang \(2009\)](#) combinant les mesures du lidar de CALIPSO et du radar de CloudSat montrent une grande variabilité saisonnière et spatiale de la couverture nuageuse. Les nuages sont plus présents à l'ouest de l'Antarctique (77%) qu'à l'est (61%), avec un maximum observé sur les mers d'Amundsen et de Bellingshausen (80-90%) et un minimum à l'est des montagnes transantarctiques (20-30%). La variabilité saisonnière montre que la majorité des nuages sont des nuages bas (44% annuellement) plus fréquents en été qu'en hiver. Les nuages moyens, représentant 10-20% annuellement sur le continent et plus abondants sur l'océan à l'ouest (30-40%), sont particulièrement présents sur les mers de Ross et de Weddell, ainsi que dans les zones de déplacement des cyclones. Les nuages hauts, constituant 25% annuellement, sont principalement observés vers la péninsule antarctique, avec un minimum en automne et un maximum au printemps. La suite de cette étude ([Adhikari et al., 2012](#)) montre qu'en été et en automne, la présence des nuages dépasse les 80% sur les mers de l'ouest. Un contraste marqué entre l'été et l'hiver est observable sur la mer de Ross, la plateforme de Ross et la mer de Weddell, affichant respectivement une couverture nuageuse de 90% et 60%. De manière générale, les nuages sont plus fréquents au-dessus de l'océan que sur le continent. Outre les propriétés macrophysiques des nuages, la compréhension des propriétés microphysiques des nuages a été améliorée en apportant des données précises sur la phase, la taille et la forme des particules ([Lachlan-Cope, 2010](#)). Plus récemment, les schémas de microphysique des nuages intégrés dans le modèle atmosphérique méso-échelle WRF⁷ ont été évalués sur la péninsule Antarctique ([Listowski and Lachlan-Cope, 2017](#)).

1.2.3 Futures recherches

Aujourd'hui, il est établi que les nuages en Antarctique sont complexes et variés et ont une influence directe sur le climat. La compréhension de l'influence des nuages en Antarctique sur le climat est devenue essentielle. Cependant, les modèles climatiques actuels peinent à reproduire fidèlement les propriétés et les effets de ces nuages, soulignant ainsi la nécessité d'améliorations dans les paramétrisations des nuages. De plus, l'incertitude persiste quant à l'impact du changement climatique sur les caractéristiques des nuages en Antarctique, mettant en évidence le besoin d'études sur le long terme pour suivre leur évolution.

La recherche future doit se concentrer sur l'amélioration des observations in situ et satellitaires, en particulier en utilisant des instruments innovants tels que ceux portés par le satellite EarthCare, lancé le 29 mai 2024. En combinant ces données améliorées avec des modèles climatiques affinés, une meilleure compréhension du rôle des nuages dans le climat antarctique et global permettra la prédiction des futurs changements climatiques dans cette région et le développement de stratégies d'adaptation efficaces.

1.3 Le projet AWACA

Le projet AWACA⁸ est une initiative ambitieuse visant à étudier le cycle de l'eau atmosphérique en Antarctique ([AWACA, 2024](#)). Financé par l'ERC⁹ avec le support logistique de l'IPEV¹⁰, il s'étend sur sept ans jusqu'à septembre 2028. Ce projet multidisciplinaire est copiloté par Christophe Genthon¹¹, Thomas Dubos¹², Valérie Masson-Delmotte¹³ et Alexis Berne¹⁴. L'objectif principal consiste à améliorer la compréhension des processus impliquant l'eau atmosphérique et à évaluer leur influence sur les prévisions climatiques en Antarctique. Pour ce faire, le projet combine des observations in situ et des modèles climatiques de haute résolution. Cinq stations automatiques de mesure de l'eau atmosphérique dans la troposphère et de ses échanges avec la surface

⁷ Weather Research and Forecasting ⁸ Atmospheric Water Cycle over Antarctica: Past, Present and Future ⁹ European Research Council ¹⁰ Institut polaire français Paul-Émile-Victor ¹¹ Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) - Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) ¹² LMD - Ecole Polytechnique ¹³ Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement (LSCE) - Commissariat à l'énergie atomique et aux énergies alternatives (CEA) ¹⁴ École Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL)

seront mises en place le long d'un transect de 1100 km depuis la côte de la Terre Adélie (DDU) jusqu'au haut plateau de dôme Charlie/Concordia (DC), représentatif de la trajectoire des masses d'air marin relâchant leur humidité lors de leur intrusion vers DC. AWACA réalise un défi technologique et logistique sans précédent pour permettre aux instruments de fonctionner dans cet environnement hostile en toute autonomie. À partir des données récoltées, des paramétrisations physiques de nuages, de précipitations et de mélange turbulent mieux adaptées à l'Antarctique seront développées grâce à l'étude des processus et de la composition de l'eau atmosphérique, puis intégrées dans un modèle développé par l'IPSL¹⁵. Ce modèle sera évalué à partir des observations d'AWACA, de campagnes précédentes et de satellites, en configurations régionales et globales, et servira à étudier les variations passées du climat antarctique et à affiner les prédictions futures.

1.4 Objectifs du stage

Dans le cadre du projet AWACA, ce stage vise à évaluer la représentation actuelle des nuages par le modèle LMDZ, à la suite de l'étude globale de [Madeleine et al. \(2020\)](#), en mettant l'accent sur la région antarctique et sur l'océan Austral. Pour ce faire, la couverture nuageuse et la fraction nuageuse calculées par le modèle sont comparées aux observations du lidar CALIOP du satellite CALIPSO en moyenne climatique, saisonnière et mensuelle, sur l'océan Austral, sur la totalité de l'Antarctique et plus finement en établissant des diagnostics ciblés. Cette étude vise à mettre en évidence les biais significatifs entre les données simulées par LMDZ et les données observées, et à proposer des pistes sur les facteurs qui pourraient expliquer ces écarts.

1.5 Plan du rapport

Après la présente introduction, la section 2 présente les données utilisées et la méthode employée pour les traiter. Le satellite CALIPSO et le modèle LMDZ sont décrits, avec un accent mis sur l'explication des paramétrisations dans le modèle, la description des hypothèses et ajustements faits lors de la création de la version 6A, ainsi que les améliorations que cette version a apportées et les différents biais persistants. La représentation des nuages dans les données satellites et dans le modèle est également expliquée. Dans la section section 3, les résultats de cette étude sont décrits, interprétés et discutés. Enfin, une conclusion synthétisant les résultats clés et envisageant les perspectives futures de cette étude est incorporée dans la section section 4.

¹⁵ Institut Pierre-Simon Laplace

2 Données et méthode

2.1 Le satellite CALIPSO

CALIPSO est un satellite (représenté sur la page de garde de ce rapport) lancé le 28 avril 2006 sous une mission conjointe entre la NASA¹⁶ et le CNES¹⁷, conçu pour fournir des observations sur la distribution verticale des nuages et des aérosols dans l'atmosphère terrestre. Il fait partie de l'A-Train¹⁸, une constellation de satellites qui volent en formation serrée, permettant des observations quasi simultanées de plusieurs instruments (CloudSat pour l'étude des nuages, Aura pour la qualité de l'air et la couche d'ozone, etc.). Le satellite se déplace à 705 km d'altitude sur une orbite héliosynchrone de période 98.5 minutes, inclinée à 98° par rapport au plan équatorial, lui permettant une couverture quasi globale, incluant une grande partie des zones polaires (82°N - 82°S).

CALIOP est l'instrument clé de CALIPSO, spécifiquement conçu pour fournir des profils verticaux haute résolution des nuages et des aérosols. Il s'agit d'un lidar¹⁹ utilisant la technologie de télédétection active pour sonder l'atmosphère. Il est à rétrodiffusion élastique à trois canaux, émettant des impulsions laser à deux longueurs d'onde : 1064 nm dans l'infrarouge et 532 nm dans le visible. Ces deux longueurs d'onde interagissent différemment avec les particules atmosphériques. Par exemple, le 532 nm est plus sensible aux particules de petite taille (comme les aérosols), tandis que le 1064 nm peut pénétrer plus profondément dans les nuages épais. Cette complémentarité permet une caractérisation plus complète des propriétés des nuages et des aérosols. CALIOP est également équipé d'un séparateur de faisceau polarisant, divisant le faisceau à 532 nm en deux composantes : une composante parallèle et une composante perpendiculaire au plan de polarisation du laser. À partir de ces composantes, il est possible de déterminer la dépolarisation induite par les particules. La dépolarisation est un indicateur clé de la forme et de la nature des particules. Par exemple, les particules sphériques (comme les gouttelettes d'eau) causent peu de dépolarisation, tandis que les particules anguleuses (comme les cristaux de glace) en causent davantage. En analysant le temps de retour et l'intensité du signal rétrodiffusé par les particules atmosphériques, il est possible de déterminer la distribution verticale des aérosols et des nuages, ainsi que certaines de leurs propriétés optiques et microphysiques (dont la phase). CALIOP possède des résolutions horizontale et verticale fines près de la surface, mesurant environ 330 m et 30 m (pour le capteur à 532 nm) - 60 m (pour le capteur à 1064 nm) respectivement. Ces résolutions deviennent plus grossières à mesure que l'altitude augmente, atteignant environ 1000 m horizontalement et 60 m verticalement (table 1).

2.2 Le modèle de climat LMDZ

2.2.1 Les paramétrisations physiques

Les modèles de climat utilisent les équations de base de la météorologie physique pour calculer les différentes variables climatiques selon le temps et l'espace. Les temps de calcul et les capacités de stockage des ordinateurs ne permettent pas d'avoir une résolution spatiale très fine en chaque point de l'espace. On utilise plutôt une grille constituée de mailles, chacune ayant une résolution plus fine verticalement (quelques dizaines de mètres) qu'horizontalement (une centaine de km), les phénomènes atmosphériques étant souvent plus étendus et homogènes horizontalement qu'en altitude. Pour représenter les phénomènes sous maille dans le modèle, on utilise des paramétrisations. Ce sont des représentations idéalisées et approchées, utilisées pour résumer des processus complexes de fine échelle (par exemple, les mouvements convectifs et turbulents) par des équations physiques ajustées à l'aide de paramètres. En faisant l'hypothèse que ces processus sont homogènes horizontalement au sein d'une maille, les paramétrisations permettent de simuler seulement leurs variations verticales à l'échelle de la maille horizontale (Hourdin et al., 2016). La façon de construire ces paramétrisations peut être basée sur la phénoménologie, sur la physique ou encore sur des théories statistiques.

Si on prend l'exemple de la fraction nuageuse, on peut choisir d'utiliser une relation empirique entre la température et l'humidité relative pour l'estimer. On peut aussi préférer une formulation des processus de formation et d'évolution des nuages. Par exemple, on peut représenter une parcelle d'air chaude et humide ascendante, divisée ou non en plusieurs parcelles plus petites, pour modéliser des cumulus au sein d'une maille. Les choix pour représenter un processus sont nombreux, et peuvent différer selon les modèles et les communautés. Les

¹⁶ National Aeronautics and Space Administration ¹⁷ Centre National d'Études Spatiales ¹⁸ Afternoon Constellation ¹⁹ Laser Imaging Detection And Ranging

paramétrisations reposent ainsi sur des équations qui dépendent souvent d'un ou de plusieurs paramètres, estimés de façon à minimiser l'écart entre les observations et le modèle. De nombreux choix peuvent être faits sur ces paramètres, basés souvent sur des priorités propres aux questions scientifiques des différents groupes de modélisation. Souvent, les communautés se rejoignent sur le fait de bien contraindre les paramètres qui affectent le plus le rayonnement atmosphérique, un paramètre clé du climat (Hourdin et al., 2016). Parmi ces paramètres, les plus notables sont la paramétrisation des nuages et de l'albédo de la surface terrestre. Si on prend l'exemple du paramètre de la vitesse de chute des cristaux de glace au sein des nuages, il contrôle directement la quantité de nuages de glace et ainsi a des impacts sur le rayonnement solaire absorbé ou le rayonnement infrarouge émis. Ce paramètre pourra alors réduire ou augmenter l'albédo planétaire ainsi que l'effet de serre.

2.2.2 La version 6A de LMDZ

Le modèle de climat LMDZ est un modèle de circulation générale de l'atmosphère développé depuis les années 1980 par le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) en collaboration avec d'autres instituts de recherche. Les simulations de sa version LMDZ6A, la composante atmosphérique en basse résolution du modèle couplé IPSL-CM6-LR de l'IPSL, ont été utilisées pour la partie atmosphérique de la 6^{ème} phase du projet d'intercomparaison des modèles couplés AMIP-CMIP6²⁰. Elles ont contribué au 6^{ème} rapport d'évaluation du GIEC. Cette version, particulièrement décrite dans l'article de Hourdin et al. (2020), représente une avancée significative dans la modélisation climatique. Une part importante de l'incertitude dans les projections climatiques futures réside dans la représentation des processus physiques non résolus à l'échelle de la maille, tels que la turbulence, la convection et les nuages, à travers des paramétrisations. Ces paramétrisations sont également responsables d'erreurs significatives dans la représentation du climat actuel. Pour améliorer ces paramétrisations, plusieurs approches alternatives ont été développées, notamment l'incorporation de modèles réduits résolvant les grandes échelles dans chaque colonne d'un modèle global et l'entraînement d'algorithmes d'apprentissage profond sur des simulations à grande échelle (LES). Ces approches visent à surmonter les limitations des schémas de convection traditionnels en s'inspirant des résultats des LES pour développer et évaluer de nouvelles paramétrisations.

Dans cette version, les principales améliorations ont été portées sur la paramétrisation de la convection. LMDZ6A utilise des paramétrisations distinctes pour la turbulence à fine échelle, la convection de la couche limite, la convection profonde, et les poches froides, qui se forment par réévaporation des précipitations convectives. Cette approche permet une meilleure représentation de la vie des systèmes convectifs et favorise la coexistence de différents régimes au sein d'une même colonne de modèle. En raison de plusieurs défauts de paramétrage, des ajustements supplémentaires ont dû être faits par rapport à la version 5B précédente : adaptation de la fréquence des nouveaux systèmes convectifs en fonction de la taille des cellules de grille, inclusion des effets de la libération de chaleur latente lors de la congélation de l'eau, nouvelle paramétrisation pour représenter l'oscillation quasi biennale (OQB), etc. Les changements ayant un impact particulier et a priori positif sur les nuages sont plus particulièrement décrits dans la section 2.2.3.

Le cœur dynamique du modèle est basé sur une discrétisation en différences finies des équations primitives de la météorologie sur une grille Arakawa C, favorisant la conservation de l'entropie. La grille horizontale utilise des coordonnées longitude-latitude, avec la possibilité de se focaliser sur des régions spécifiques grâce à des grilles de résolution variable, expliquant son nom "LMDZoom". La version de basse résolution (LR) a par exemple une discrétisation horizontale de 144 points en longitude par 142 points en latitude, espacés régulièrement (soit $2.5^\circ \times 1.25^\circ$). Verticalement, le modèle utilise des niveaux hybrides sigma-pression (table 1) plus rapprochés sous 3 km d'altitude (environ tous les 0.11 km) et plus espacés en altitude (moins de 1 km). Un filtre longitudinal est utilisé aux pôles pour s'affranchir du pas spatial en longitude qui devient très petit au fur et à mesure que les espaces en longitude se réduisent. Pour coupler la dynamique et les paramétrisations physiques, le modèle utilise une interface générique qui permet de prendre en compte l'aspect vertical des paramétrisations (comme décrit dans la section 2.2.1).

²⁰ Atmospheric Model Intercomparison Project - Coupled Model Intercomparison Project

	Altitude (km)	Résolution horizontale	Résolution verticale (m)	
			Canal 532-nm	Canal 1064-nm
CALIPSO-GOCCP	8.2 - 20.2	1 005 m	60	60
	-0.5 - 8.2	335 m	30	60
LMDZ6A	3 - 50 0 - 3	144 (lon) × 142 (lat) points	≤ 1 000 ≈ 110	

Table 1. Résolution horizontale et verticale, en surface et en altitude pour CALIPSO-GOCCP et pour LMDZ6A (Hourdin et al., 2020; Hunt et al., 2009).

Le modèle LMDZ6A montre des améliorations robustes dans la climatologie sans dégrader d'autres aspects critiques. Les méthodologies de développement et de réglage, bien que perfectibles, ont permis des progrès significatifs. Les travaux futurs se concentreront sur les limitations restantes et les directions pour la recherche continue, en particulier dans la représentation des précipitations convectives, des nuages froids et des moussons. Ce résumé offre un aperçu des changements et des améliorations apportées au modèle LMDZ6A, soulignant l'importance d'une approche paramétrique robuste pour améliorer les projections climatiques. Il convient également de mentionner l'existence d'une communauté nationale d'intérêt polaire dédiée au modèle LMDZ, qui se concentre entre autres sur le traitement des processus atmosphériques dans cette région. Un cas d'observation monté en 2017 a permis d'améliorer la représentation de la couche limite sur le plateau antarctique grâce à une paramétrisation du mélange turbulent en conditions très stables (Vignon, 2017).

2.2.3 Améliorations de la représentation des nuages dans LMDZ6A et les biais persistants

Le modèle LMDZ dans sa version 6A a bénéficié de plusieurs améliorations significatives par rapport aux versions 5A et 5B, notamment en ce qui concerne la représentation des nuages. Voici un résumé des principales améliorations ayant un impact sur les nuages :

1. **Évaporation de la pluie** : dans la version 5B, l'évaporation de la pluie dans une couche atmosphérique était limitée par la saturation d'une fraction de la cellule de grille horizontale, équivalente à la fraction de nuages dans la couche immédiatement supérieure. Dans la version 6A, cette fraction nuageuse est remplacée par la fraction maximale trouvée dans les couches nuageuses contiguës supérieures.
2. **Fonction de température pour les gouttelettes d'eau surfondue** : la version 5B supposait l'existence d'eau surfondue jusqu'à une température de -15°C . Dans la version 6A, cette température a été abaissée à -30°C pour mieux correspondre aux dernières observations satellitaires.
3. **Convection peu profonde** : afin de mieux représenter les nuages bas de type stratocumulus, le schéma de la convection peu profonde a été amélioré (Hourdin et al., 2019).
4. **Prise en compte des échanges de chaleur latente** : les échanges de chaleur latente dus à la fusion de la glace ou à la congélation des gouttelettes, qui étaient négligés dans LMDZ5, ont été introduits dans les schémas de nuages à grande échelle et de convection profonde. Ceci a également conduit à la correction d'un bug dans le calcul de l'humidité à saturation et à l'introduction d'un schéma itératif pour ce calcul, prenant en compte l'ajustement de la condensation et de la température.
5. **Introduction d'une distribution à l'échelle sous-grille** : une première tentative a été faite pour introduire une distribution à l'échelle sous-grille afin de tenir compte des hétérogénéités verticales des nuages au sein d'une couche. Cependant, les paramètres associés ont été ajustés de sorte que cette paramétrisation ne modifie pas significativement la distribution des nuages.

Malgré les nombreuses améliorations de la version 6A, des biais restent présents, notamment sur certaines variables clés de la troposphère (Boucher et al., 2021) :

- **Vent zonal** : les jets subtropicaux, légèrement trop proches de l'équateur dans la version 5A, sont maintenant plus près des pôles. Le biais a été réduit grâce à l'augmentation de la résolution verticale de 39 à 79 couches, mais il est toujours présent. En augmentant la résolution horizontale, en passant à IPSL-CM6A-MR, on améliore la position des jets.

- **Humidité spécifique** : il existe un fort biais humide dans la troposphère tropicale inférieure, dû à un transport vertical accru de l'humidité. Ce biais diminue près de la surface grâce à un meilleur mélange vertical de l'humidité dans la couche limite.
- **Humidité relative** : entre 30 et 60° de latitude des deux hémisphères, l'humidité relative est trop élevée dans la troposphère inférieure (surtout vers 800 hPa), en raison de la nouvelle paramétrisation du transport de la couche limite, plus efficace dans LMDZ6A, qui assèche l'air proche de la surface et humidifie l'air au-dessus. Ce biais se réduit partiellement avec l'augmentation de la résolution horizontale. Au-dessus de l'Antarctique spécifiquement, l'humidité relative est plus faible que les réanalyses vers 800 hPa.
- **Température** : le modèle présente un biais froid dans la troposphère, particulièrement marqué aux latitudes moyennes. Ce biais, également présent dans les versions précédentes, est en partie dû à une humidité spécifique surestimée, entraînant un refroidissement radiatif exagéré. Au-dessus de l'Antarctique, la température à 2 mètres était surestimée dans LMDZ5A. Maintenant, on observe plutôt un biais froid proche de la surface et un biais chaud vers 800 hPa. On reconnaît l'existence d'un biais chaud dans les réanalyses par rapport aux stations de mesure in situ (Fréville et al., 2014; Jones and Lister, 2014). Par conséquent, le biais de température à 2 mètres observé dans LMDZ6A (calculé en comparant avec les réanalyses) est en réalité légèrement moins prononcé que ce qui est initialement perçu.

Si la distribution des nuages bas et moyens est significativement améliorée grâce à un nouveau schéma statistique de nuages bi-gaussien et à un fractionnement de phase liquide-eau surfondue-glace plus correct, leur couverture est tout de même surestimée aux hautes latitudes (Madeleine et al., 2020). La couverture des nuages hauts est au contraire sous-estimée, car un compromis a été nécessaire afin d'équilibrer le bilan radiatif, en augmentant la vitesse de chute des cristaux de glace, ce qui réduit la fraction de nuages hauts.

2.3 La mesure des nuages par CALIPSO et LMDZ

Au cours de cette étude, le travail portera sur deux grandeurs physiques clés : la fraction nuageuse et la couverture nuageuse. La définition de ces variables n'est pas universelle et varie selon les instruments d'observation et les modèles. Dans ce rapport, les définitions suivantes seront utilisées. La fraction nuageuse correspond à une valeur comprise entre 0 et 100 %, représentant la proportion de nuages en 3D à chaque niveau d'altitude et dans chaque maille de la grille latitude-longitude. L'intégration verticale de ces fractions de nuages 3D, en supposant un recouvrement spécifique des nuages dans la colonne verticale, permet d'obtenir la couverture nuageuse. Cette dernière représente la proportion de nuages vue de dessus, en 2D dans chaque maille de la grille latitude-longitude, avec une valeur variant de 0 % (maille claire) à 100 % (maille entièrement nuageuse).

2.3.1 Nuages dans CALIPSO

Ces deux variables sont actuellement les seules propriétés nuageuses CALIPSO intégrées dans un produit satellite de niveau 3, directement comparable avec les résultats des modèles climatiques. Le package COSP²¹ a été développé afin de comparer de manière cohérente la couverture nuageuse prédite par les modèles climatiques avec celle obtenue à partir des observations satellites. Il intègre notamment le simulateur CALIPSO pour les modèles climatiques. Le produit CALIPSO-GOCCP²² utilise les observations de CALIPSO pour diagnostiquer les propriétés des nuages de manière similaire au simulateur CALIPSO, en adoptant la même résolution spatiale, les mêmes critères de détection des nuages et les mêmes diagnostics statistiques. L'explication suivante de cette méthode de détection des nuages est basée sur l'article de [Chepfer et al. \(2010\)](#) qui décrit le produit CALIPSO-GOCCP.

Pour estimer la fraction et la couverture nuageuse, le lidar embarqué à bord du satellite CALIPSO effectue des balayages linéaires au-dessus des zones cibles et déclenche des tirs lasers (voir figure 2.3.2). La méthode de détection des nuages par le satellite est décrite en premier, suivie de l'explication du traitement des données pour calculer les moyennes mensuelles de la fraction et de la couverture nuageuse. Cette approche garantit que les divergences entre les modèles et les observations mettent en évidence des biais dans la modélisation de la nébulosité, sans être influencées par des différences dans la définition des nuages ou des diagnostics. Cette

²¹ Cloud Feedback Model Intercomparison Project Observation Simulator Package ²² General Circulation Model - Oriented Cloud CALIPSO Product

approche assure que les écarts entre les modèles et les observations soient attribuables à des biais dans la modélisation de la nébulosité, et non à des différences dans la définition des nuages ou dans les diagnostics.

Détection des nuages

A chaque tir laser, le lidar mesure le profil de la rétrodiffusion atténuée à 532-nm (ATB , "Attenuated Backscattered"), dont un exemple est montré sur la figure 2.3.1a. Le profil de densité moléculaire MD , fourni par le GMAO²³, permet d'estimer le signal de rétrodiffusion qui serait mesuré par le lidar en l'absence de particules (nuages, aérosols) dans l'atmosphère, ne prenant donc en compte que les molécules. Cette estimation permet de calculer un signal de rétrodiffusion atténuée moléculaire ($ATB_{vert,mol}$) qui sert de référence théorique. Pour ce faire, les étapes suivantes sont suivies :

1. Interpolation verticale : les profils de l' ATB et de MD sont interpolés sur une même grille verticale de 40 niveaux équidistants, résultant en ATB_{vert} et MD_{vert} .
2. Moyenne horizontale : pour obtenir des valeurs plus lisses, une moyenne horizontale est effectuée sur ± 33 profils (soit ± 10 km) de part et d'autre d'un profil donné, produisant \overline{ATB}_{vert} et \overline{MD}_{vert} .

Le signal de rétrodiffusion atténuée moléculaire théorique, $ATB_{vert,mol}$, est alors calculé à partir de ces profils moyennés, tel que :

$$ATB_{vert,mol} = \frac{\overline{ATB}_{vert}}{\overline{MD}_{vert}} \times MD_{vert} \quad (1)$$

Pour chaque tir laser du lidar, le profil en altitude est divisé en zones plus ou moins nuageuses selon un seuil de détection basé sur le coefficient de diffusion (SR, "scattering ratio"), dont un exemple est donné sur la figure 2.3.1b. Le SR est calculé comme le rapport entre le profil de rétrodiffusion atténuée réel ATB_{vert} et le profil de rétrodiffusion atténuée moléculaire théorique $ATB_{vert,mol}$:

$$SR = \frac{ATB_{vert}}{ATB_{vert,mol}} \quad (2)$$

Les zones de l'atmosphère sont ensuite classifiées selon différents seuils de SR pour évaluer la présence de nuages dans chaque couche de l'atmosphère (voir figure 2.3.1c). La couche peut être nuageuse ($SR > 5$), non classifiée ($1.2 < SR < 5$), claire ($0.01 < SR < 1.2$) ou avec un rayonnement entièrement atténué ($SR < 0.01$). Pour garantir la qualité des données, plusieurs corrections supplémentaires sont appliquées :

- Pendant la journée, le télescope du lidar reçoit un nombre élevé de photons solaires, ce qui diminue le rapport signal/bruit et peut conduire à des valeurs anormales du rapport $\overline{ATB}_{vert}/\overline{MD}_{vert}$. Afin d'éliminer les anomalies, les profils de jour avec des valeurs du rapport significativement différentes des profils de nuit (> 0.95 ou < 0.14) sont rejetés.
- Les pixels situés au niveau de la surface ou en dessous sont rejetés en utilisant une condition d'altitude sur les données de niveau 1 de CALIOP. Cette correction permet d'inclure seulement les données atmosphériques dans l'analyse, en évitant les mesures susceptibles d'être affectées par des réflexions ou des interférences à la surface terrestre.
- Si la différence entre ATB et ATB_{mol} est inférieure à $2.5 \cdot 10^{-3} \text{ km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$, des couches non classifiées sont ajoutées. Cette détermination est essentielle pour identifier les zones où les données ne sont pas suffisamment distinctes des valeurs théoriques moléculaires, indiquant la présence potentielle de particules non détectées avec précision dans l'atmosphère.

Pour chaque profil, le protocole GOCCP suit la classification de l'ISCCP²⁴ (Rossow and Schiffer, 1991) afin de déterminer si une couche nuageuse est présente dans les couches atmosphériques basse ($P > 680$ hPa), moyenne ($440 < P < 680$ hPa) et haute ($P < 440$ hPa), ainsi que sur la totalité de la colonne.

²³ Global Modeling and Assimilation Office ²⁴ International Satellite Cloud Climatology Project

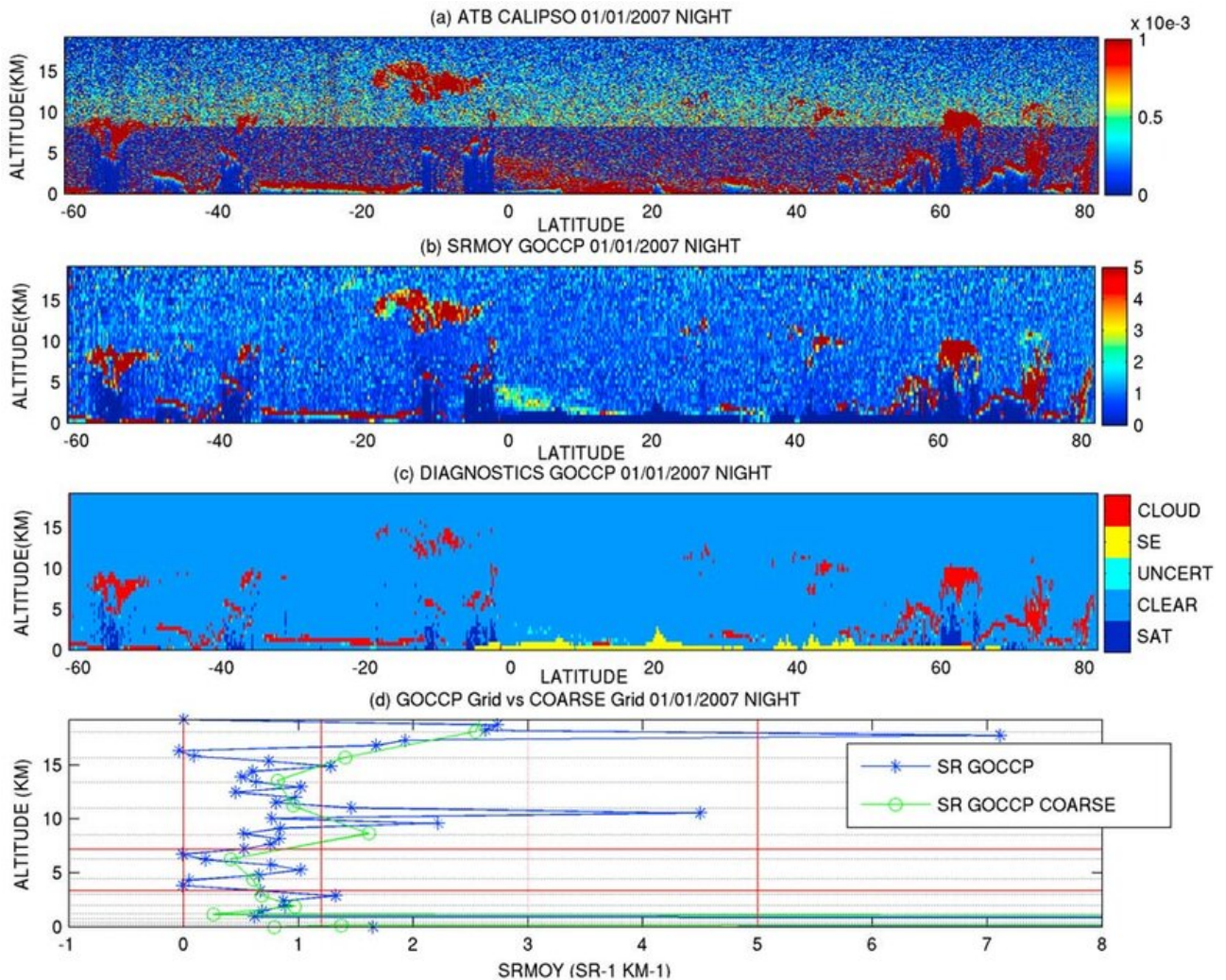


Figure 2.3.1. Exemple d’une orbite de CALIPSO (Chepfer et al., 2010). (a) Signal de rétrodiffusion atténuée à 532-nm (ATB), produit de niveau 1 de CALIOP, avec 583 niveaux verticaux. (b) Rapport de diffusion (SR) du lidar, sur la grille de 40 niveaux verticaux équidistants. (c) Diagnostics GOCCP : nuageux (CLOUD), clair (CLEAR), incertain (UNCERT), entièrement atténué (SAT), en dessous du niveau de la surface (SE). (d) Exemple d’un seul profil vertical du rapport de diffusion pour la grille standard à 40 niveaux et la grille grossière à 19 niveaux : les barres verticales correspondent aux seuils de diagnostic (SR = 5, SR = 1,2, SR = 0,01). Les lignes horizontales rouges montrent les limites des couches atmosphériques basse, moyenne et haute.

Moyenne mensuelle

Les fractions nuageuses mensuelles sont calculées pour chaque niveau vertical, puis regroupées par couche (basse, moyenne et haute) selon les critères de pression mentionnés précédemment, pour obtenir la couverture nuageuse (zones d’ombre sur la figure 2.3.2). Ce calcul est effectué en divisant le nombre de profils nuageux enregistrés dans le mois, pour chaque cellule de grille longitude-latitude, par le nombre total de profils (nuageux et non nuageux) mesurés au cours du mois. La fraction nuageuse est ainsi disponible en 3D (une fraction par latitude, longitude et niveau vertical), tandis que la couverture nuageuse est disponible pour 4 niveaux (bas, moyen, haut, total) en 2D (une couverture nuageuse par latitude, longitude). Un pourcentage de 0 % indique une absence totale de fraction (ou couverture) nuageuse pour le mois, tandis qu’un pourcentage de 100 % indique une fraction (ou couverture) nuageuse complète au cours du mois. Le lidar fournit ainsi une évaluation instantanée, mais restreinte de la zone de survol. Également, étant donné que le satellite revisite la même zone seulement tous les 16 jours, il réalise des échantillonnages relativement peu fréquents. Les moyennes mensuelles seront utilisées pour calculer les moyennes climatiques et saisonnières de cette étude, précisées dans la section 2.4.

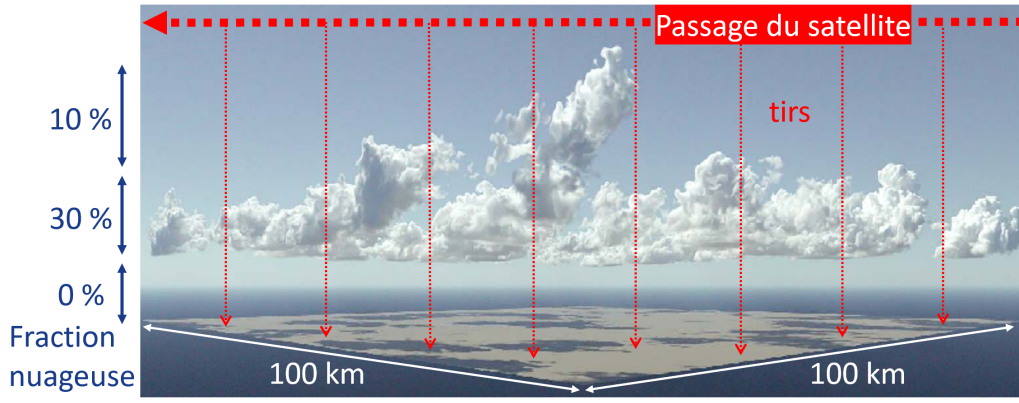


Figure 2.3.2. Schéma représentant un passage d'un satellite avec des tirs au-dessus d'une zone de 100 km × 100 km. La fraction nuageuse est calculée par niveau vertical tandis que la couverture nuageuse est calculée comme le rapport de l'aire ombrée sur l'aire totale de la zone. *Adapté de Hourdin (2024).*

2.3.2 Nuages dans LMDZ

A contrario, pour calculer la fraction nuageuse, le modèle utilise un schéma statistique de nuage à l'échelle sous-maille qui représente une fonction de distribution de probabilité (P) pour l'eau totale (vapeur, liquide et solide) q (Hourdin et al., 2020; Madeleine et al., 2020). Cette distribution est schématisée pour différentes couches sur la figure 2.3.3. Le modèle calcule la part de la distribution d'eau totale qui est saturée, c'est-à-dire la part qui est au-dessus du rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation q_{sat} et qui condense (la zone verte sur la figure 2.3.3). Le modèle calcule ainsi la fraction dans chaque maille toutes les 15 minutes, sans connaître la géométrie du nuage, il "échantillonne" plus souvent que le satellite. Le contenu en eau total moyen (\bar{q}), le contenu en eau condensée moyenné sur le domaine (q_c) et la fraction nuageuse (α_c) dans une maille sont ainsi exprimés tels que :

$$\bar{q} = \int_0^{\infty} q P(q) dq \quad (3)$$

$$q_c = \int_{q_{sat}}^{\infty} (q - q_{sat}) P(q) dq \quad (4)$$

$$\alpha_c = \int_{q_{sat}}^{\infty} P(q) dq \quad (5)$$

avec $q_{sat}(T, p)$ le rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation, à la température et à la pression moyennes de la maille.

Une différence principale entre les nuages bas et les nuages hauts est que le modèle utilise des fonctions de distribution de probabilité différentes pour chacun, ce qui se traduit par des variances et des asymétries distinctes. Pour les nuages bas, issus généralement de la convection peu profonde ou des thermiques, le modèle utilise une distribution bi-Gaussienne (Madeleine et al., 2020). En revanche, lorsque la convection peu profonde n'est pas activée dans le modèle (pour les nuages hauts par exemple), une distribution lognormale généralisée est employée, dont l'écart-type σ est calculé comme :

$$\sigma = \xi q_t \quad (6)$$

avec ξ une fonction de la pression, qui augmente avec l'altitude. Dans les basses couches de l'atmosphère, la fonction de distribution de probabilité est calculée par le schéma de convection peu profonde, ce qui impose une valeur de σ proche de 0. Ainsi, la distribution est très serrée, équivalente à un schéma de nuages « tout ou rien » (soit il y a un nuage, soit il n'y en a pas). ξ augmente progressivement dans la haute troposphère, jusqu'à atteindre un paramètre ajusté maximal, noté ξ_{300} . Plus l'air est humide (q_t augmente), plus la distribution s'étale (σ augmente), indiquant une plus grande variabilité dans le contenu en eau des nuages. À l'inverse, dans un environnement très sec, la distribution est fortement concentrée autour de la moyenne, reflétant une variabilité moindre.

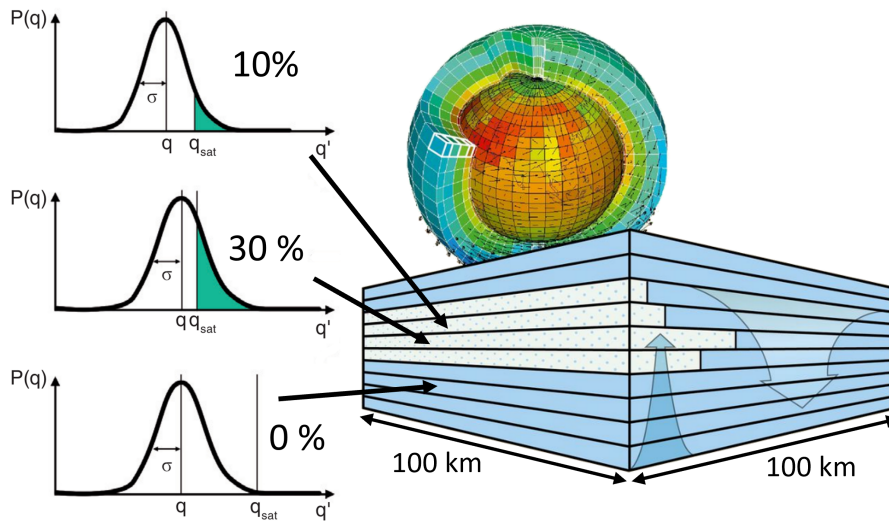


Figure 2.3.3. Schéma représentant les différents niveaux verticaux du modèle LMDZ sur une zone de 100 km \times 100 km (pas à l'échelle par il y a plus de niveaux proche de la surface qu'en altitude). Les niveaux en blancs représentent les couches nuageuses. Dans chaque couche, le modèle représente une distribution d'eau totale et calcule la part qui est saturée (aire verte), c'est la fraction nuageuse. *Adapté de Hourdin (2024).*

En ce qui concerne la couverture nuageuse, le modèle utilise des hypothèses de recouvrement (figure 2.3.4) pour placer les différentes fractions nuageuses les unes sur les autres et prendre en compte, ou non, le fait que certaines se recouvrent. L'hypothèse de recouvrement la plus simple est l'hypothèse de recouvrement aléatoire. Elle suppose que les nuages sont distribués aléatoirement dans la colonne atmosphérique, quelle que soit leur proximité. Chaque type de nuage (stratus, cumulus, cirrus, etc.) est indépendant des autres. Il existe ensuite l'hypothèse de recouvrement maximum, qui suggère que les couches nuageuses se chevauchent au maximum si elles sont adjacentes, mais se chevauchent de manière aléatoire si elles sont séparées par un ciel clair. La couverture nuageuse totale est alors simplement la plus grande valeur de la couverture nuageuse parmi toutes les couches. Enfin, l'hypothèse de recouvrement aléatoire exponentielle introduit une approche plus sophistiquée, intermédiaire entre le recouvrement aléatoire et le recouvrement maximum, souvent destinée à mieux capturer la distribution verticale et l'interaction des couches nuageuses. Ce modèle utilise une fonction de décroissance exponentielle pour décrire la probabilité de chevauchement entre les couches nuageuses en fonction de leur séparation verticale. Cette approche reconnaît que les nuages ont souvent un certain degré de corrélation verticale, ce qui signifie que les couches nuageuses les plus proches sont plus susceptibles de se chevaucher que celles qui sont plus éloignées. Dans le modèle LMDZ6A, c'est l'hypothèse de recouvrement aléatoire maximal qui est utilisé.

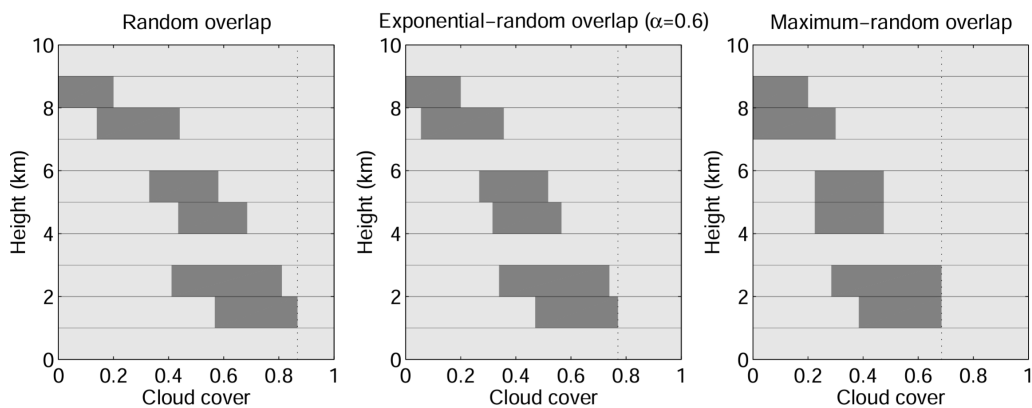


Figure 2.3.4. Schémas représentant trois possibilités pour les hypothèses de recouvrement : (1) hypothèse de recouvrement aléatoire, (2) hypothèse de recouvrement aléatoire exponentiel, (3) hypothèse de recouvrement aléatoire maximum (Hogan and Shonk, 2008).

Le simulateur COSP est utilisé dans le modèle LMDZ pour améliorer la correspondance entre les prédictions du modèle et les observations satellites. Par exemple, le lidar, lorsqu'il envoie un tir laser, voit très bien les premières couches nuageuses qu'il rencontre, mais son signal est atténué lorsqu'il traverse ces couches, rendant les couches de nuages inférieures moins visibles. En revanche, le modèle LMDZ calcule la fraction nuageuse à tous les niveaux d'altitude sans subir cette atténuation. Le simulateur COSP intègre cette atténuation dans le modèle, ajustant ainsi ses calculs pour qu'ils reflètent mieux les observations réelles du lidar, notamment pour les nuages bas souvent masqués par des couches supérieures.

2.4 Traitement des données

Dans cette étude, les observations satellites utilisées proviennent du produit CALIPSO-GOCCP, version 3.1.4 qui a été employé dans le cadre du projet d'intercomparaison CFMIP2²⁵ (Chepfer et al., 2010). Les données du lidar sont sur une grille de 90 points de latitude par 180 points de longitude, sur 40 niveaux verticaux. Pour les climatologies, une moyenne des moyennes mensuelles est calculée sur les années pleines de la période de 2008 à 2021, à l'exception de l'année 2016 qui était incomplète pour cause d'un arrêt de la mission CALIPSO entre le 28 janvier 2016 et le 14 mars 2016 en raison d'un problème avec le récepteur GPS (Vaughan et al., 2019). Pour les analyses saisonnières, une moyenne par saison des moyennes mensuelles est calculée sur la période de 2008 à 2022 pour maximiser le nombre de mois disponibles. Les années 2007 et 2008 sont exclues en raison d'un angle d'inclinaison du lidar de 0.3° au lieu de 3°. Le code GOCCP fonctionne correctement uniquement avec l'angle de 3°, qui a été adopté par le lidar après novembre 2007.

Ces observations sont comparées aux simulations de type AMIP²⁶ du modèle LMDZ6A utilisées pour CFMIP6, qui ont tourné sur 20 ans (1980-1999), avec un pas de temps de la physique de 15 minutes, sous ajustement de paramètres (notamment ceux relatifs aux nuages) et en faisant appel à la version la plus récente du schéma de sol et de végétation ORCHIDEE. Pour que les données soient comparables au satellite, les simulations ont tourné sous simulateur COSP (décrit ci-dessus). La grille du modèle est configurée selon 143 points de latitude par 144 points de longitude, avec 40 niveaux verticaux.

Afin d'harmoniser les données d'observation et de modèle, la commande *cdo* (Climate Data Operators) *remap-con* a été utilisée pour réinterpoler les données sur une grille uniforme de 90° de latitude par 144° de longitude, sur 40 niveaux verticaux. La couverture nuageuse est ainsi représentée sur une grille de 90 points de latitude par 180 points de longitude, tandis que la fraction nuageuse a une dimension de 90 points de latitude par 180 points de longitude, sur 40 niveaux verticaux.

Dans cette étude, les nuages étudiés sont divisés en trois catégories, communes aux données CALIPSO et aux données LMDZ6A : les nuages bas au-dessus d'une pression de 680 hPa (0 - 3.2 km), les nuages moyens entre 680 et 440 hPa (3.2 - 6.5 km) et les nuages hauts sous 440 hPa (> 6.5 km). Parmi ces nuages hauts, les nuages stratosphériques comme les PSCs (nuages stratosphériques polaires) peuvent être inclus, mais ils sont en quantité largement plus faible que les nuages troposphériques.

L'analyse de la couverture et de la fraction nuageuse est parfois divisée en plusieurs zones géographiques, visibles sur la figure 2.4.1 suivant l'étude de Lemonnier (2019):

- A) La partie est, largement formée du plateau antarctique d'une altitude moyenne de 3 000 m avec les pentes périphériques rejoignant le niveau de la mer (0°-150°E).
- B) La partie ouest, plus basse que l'est, divisée en deux parties : une montagneuse (B.1) qu'on nommera l'ouest (0-30°O, 80°-150°O et 150°E-170°E) et une comprenant les plateformes de glace (B.2) de Ross (150°O-170°E) et de Ronne-Filchner (30°-60°O).
- C) La péninsule, avec une topographie particulièrement abrupte (55-80°O).

²⁵ Cloud Feedback Model Intercomparison Project ²⁶ conditions aux limites à la surface, basées sur les températures de surface de la mer et sur la concentration de glace de mer observées

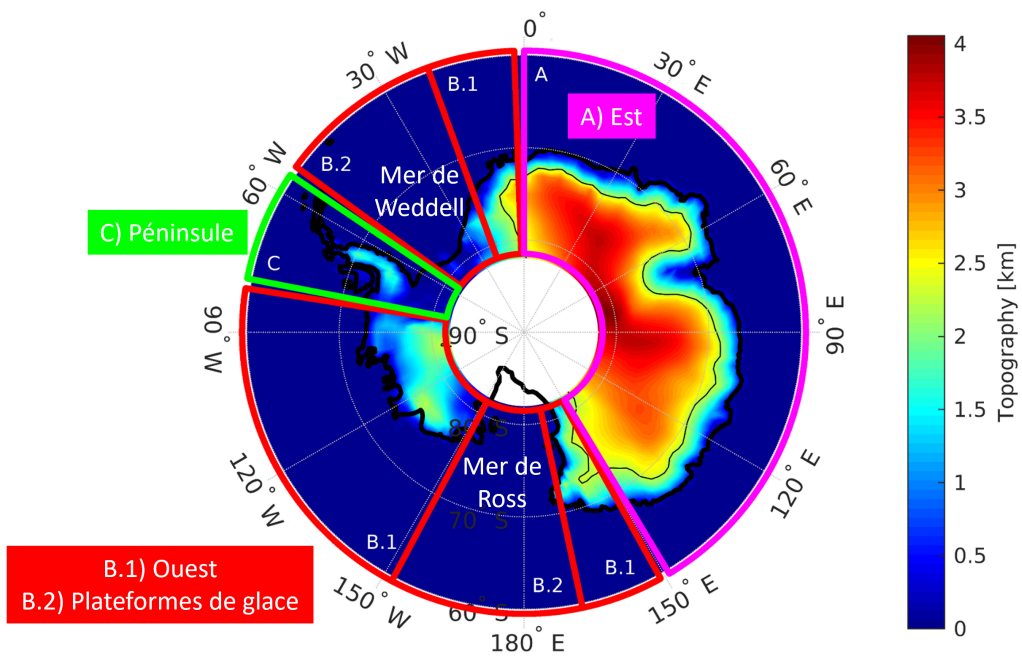


Figure 2.4.1. Topographie du continent antarctique et les 4 zones d'étude, adapté de [Lemonnier \(2019\)](#).

3 Résultats et discussion

3.1 Cartes climatiques et distribution saisonnière de la couverture nuageuse : les biais principaux dans LMDZ6A

Pour explorer la répartition des couvertures nuageuses sur l'Antarctique et l'océan Austral par les observations et le modèle, des cartes de la couverture nuageuse en moyenne climatique (moyenne des moyennes mensuelles entre 2008-2021 à l'exception de 2016 pour CALIPSO-GOCCP et entre 1980-1999 pour LMDZ6A) ont été tracées sur la figure 3.1.1, couvrant la région située entre 60°S et 90°S.

Les observations révèlent une couverture nuageuse basse plus importante sur l'océan Austral comparé au continent antarctique, ainsi que sur l'ouest de ce dernier par rapport à l'est, où se situe le plateau antarctique (figure 3.1.1a). Ce schéma est correctement reproduit par le modèle LMDZ6A (figure 3.1.1e), bien qu'il tende à surestimer la couverture basse sur l'océan d'environ 15 % et à la sous-estimer sur le continent d'environ 10 %, en particulier le long des côtes et des zones topographiquement élevées (figure 3.1.1i). La couverture nuageuse moyenne est légèrement sous-estimée sur l'ensemble de la région, avec un écart d'environ 5 % (figure 3.1.1j). En ce qui concerne la couverture nuageuse haute, elle est observée sur toute la zone étudiée, mais apparaît plus concentrée sur la péninsule antarctique (figure 3.1.1c). Le modèle LMDZ6A sous-estime cette couverture haute de manière significative, à hauteur d'environ 30 % sur la péninsule et de 20 % ailleurs (figure 3.1.1k). En prenant la couverture nuageuse totale, l'analyse met en évidence une tendance du modèle à surévaluer la couverture nuageuse sur l'océan Austral tout en la sous-évaluant sur le continent antarctique (figure 3.1.1l).

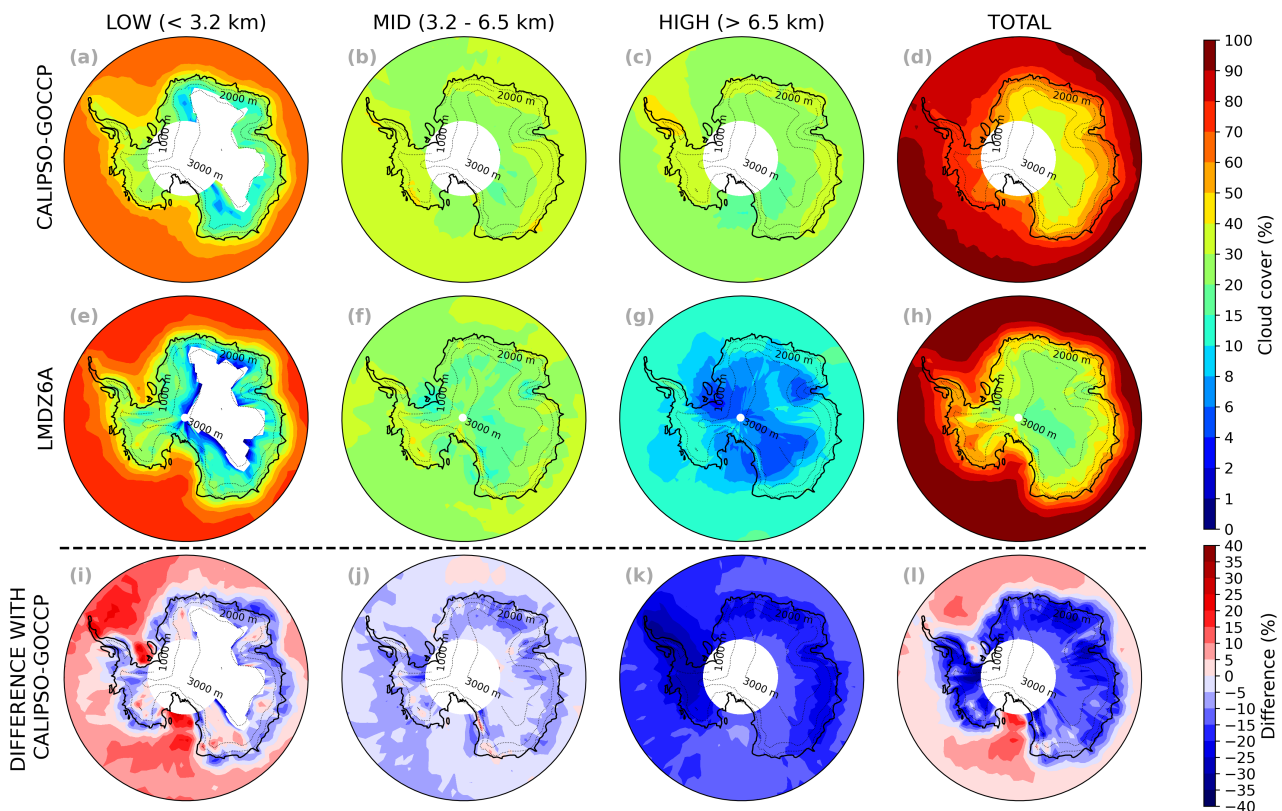


Figure 3.1.1. Cartes climatiques des couvertures nuageuses entre 60°S et 90°S sur l'Antarctique et l'océan Austral pour, de haut en bas, CALIPSO-GOCCP, LMDZ6A et la différence entre LMDZ6A et CALIPSO-GOCCP, et pour, de gauche à droite, une couverture nuageuse basse, moyenne, haute et totale. Le cercle blanc autour de 82°S représente la latitude maximale où le lidar du satellite peut mesurer des données. La zone blanche en forme de "papillon" correspond à la zone où la topographie est plus haute que la couverture nuageuse basse. Les lignes grises en pointillés sont les isolignes d'altitude.

Afin d'analyser les écarts de couverture nuageuse entre le modèle et les observations selon différentes zones antarctiques, les couvertures moyennées en latitude sur le continent (60°S à 90°S) ont été tracées en fonction de la longitude sur la figure 3.1.2. Ces couvertures sont présentées en moyenne saisonnière (moyenne par saison des moyennes mensuelles entre 2008-2022 pour CALIPSO-GOCCP et entre 1980-1999 pour LMDZ6A) et en moyenne annuelle (moyenne des moyennes saisonnières), pour chaque zone de la carte de la figure 2.4.1.

La couverture nuageuse basse observée est minimale sur l'Antarctique est et maximale sur la plateforme de glace de Ross (fig. 3.1.2a). Cette répartition est bien reproduite par le modèle, bien que celui-ci sous-estime significativement la couverture nuageuse basse sur la plateforme de Ross en hiver et au printemps, périodes où la plateforme est la plus étendue. La couverture nuageuse moyenne, minimale à l'est de la péninsule et sur les plateformes de Ronne et Filchner, et maximale sur l'Antarctique ouest, est correctement représentée par le modèle (fig. 3.1.2b). Cependant, en été, le modèle sous-estime largement cette couverture, surtout sur l'Antarctique est. La couverture nuageuse haute présente le plus de biais dans le modèle (fig. 3.1.2c). Bien que la distribution générale soit correcte (maximale sur l'Antarctique ouest et sur la péninsule, et minimale à l'est de la péninsule et sur la plateforme de Ross), le modèle sous-estime systématiquement la couverture haute sur toutes les régions antarctiques et pour toutes les saisons. En ce qui concerne la couverture nuageuse totale, la distribution est bien reproduite par le modèle, mais un décalage d'environ -20 % est observé en moyenne annuelle, ainsi qu'en automne, hiver et au printemps (fig. 3.1.2d). Ce biais est moins prononcé sur la plateforme de Ross. En été, le biais atteint son maximum (environ 25-30 %), particulièrement à l'est de l'Antarctique sur le haut plateau, tandis qu'il reste minimal sur la plateforme de Ross.

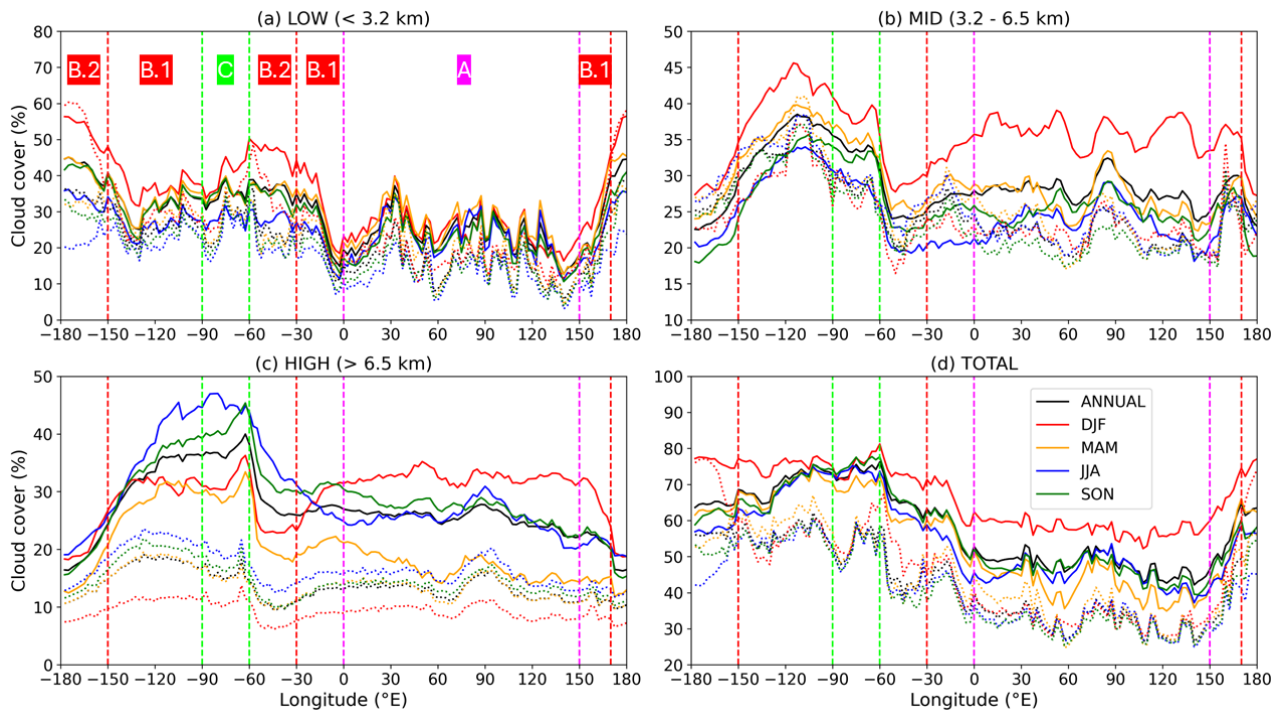


Figure 3.1.2. Couverture nuageuse basse (a), moyenne (b), haute (c), totale (d), en moyenne latitudinale sur le continent antarctique (60°S-90°S). La moyenne annuelle est en noir (ANNUAL), en été en rouge (DJF), en automne en orange (MAM), en hiver en bleu (JJA) et au printemps en vert (SON). Les observations de CALIPSO-GOCCP sont en trait plein et les données de LMDZ6A en pointillés. Les traits verticaux indiquent les différentes zones géographiques de la carte de la figure 2.4.1 : Antarctique est avec le haut plateau (A), Antarctique ouest - montagnes (B.1), Antarctique ouest - plateformes de glace (B.2), péninsule (C).

Cette section a mis en avant les biais principaux du modèle LMDZ6A. Il tend à surestimer la couverture nuageuse basse au-dessus de l'océan Austral, tout en la sous-estimant sur le continent antarctique, en particulier le long des côtes et en hiver et au printemps sur la plateforme de Ross. La couche nuageuse moyenne est sous-estimée, plus particulièrement en été sur l'antarctique est. La couverture nuageuse haute est fortement sous-estimée en toute saison, notamment sur la péninsule antarctique. Dans l'ensemble, la couverture nuageuse totale est surévaluée au-dessus de l'océan Austral et sous-évaluée sur le continent.

3.2 Modélisation des nuages bas sur les côtes antarctiques : un défi orographique

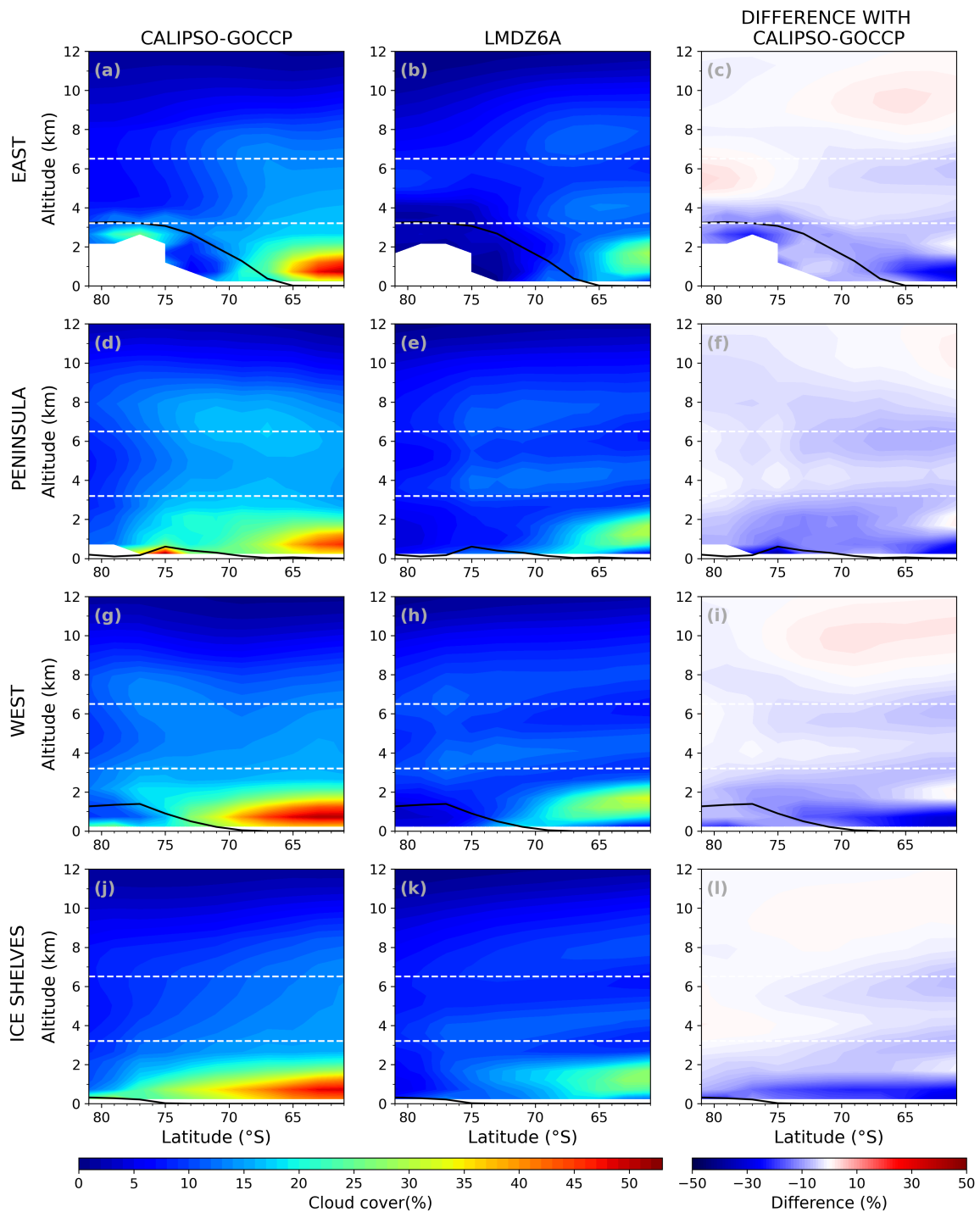


Figure 3.2.1. La première et la deuxième colonne présentent la fraction nuageuse pour CALIPSO-GOCCP et LMDZ6A (couleurs ombrées), en moyenne climatique et moyennée en longitude sur chaque région, comme suit de haut en bas : pour le continent est, pour la péninsule, pour le continent ouest et pour les plateformes glaciaires. La troisième colonne présente la différence de fraction nuageuse entre LMDZ6A et CALIPSO-GOCCP. Les lignes blanches en pointillés délimitent la fraction basse (< 3.2 km), moyenne (3.2 - 6.5 km) et haute (> 6.5 km). Les lignes en noir correspondent à l'élévation moyenne zonale de chaque région. Le cercle blanc autour de 82°S représente la latitude maximale où le lidar du satellite peut mesurer des données. Les zones blanches correspondent à un manque de données, car la topographie est plus haute que la fraction nuageuse la plus basse.

La couverture nuageuse a fourni des informations sur la distribution bidimensionnelle des biais des nuages dans le modèle LMDZ6A (en fonction de la longitude et de la latitude, ainsi qu'en termes de couches basses, moyennes et hautes). Pour mieux comprendre la répartition verticale des biais de nuages, la fraction nuageuse en moyenne climatique (calculée à partir des moyennes mensuelles entre 2008 et 2021, à l'exception de 2016 pour les données CALIPSO-GOCCP, et entre 1980 et 1999 pour le modèle LMDZ6A) est moyennée zonalement sur différentes régions géographiques. Cette fraction est ensuite tracée en fonction de la latitude et de l'altitude, comme illustré par la figure 3.2.1.

Un déficit marqué de la fraction nuageuse basse est observé dans le modèle, sur toutes les zones étudiées, en particulier à proximité de la topographie où les nuages cessent de se former en amont des côtes (fig. 3.2.1c-f-h). Sur les plateformes de glace, où la topographie est faible, les nuages semblent davantage pénétrer vers le continent dans le modèle (fig. 3.2.1k), mais un déficit de la fraction nuageuse basse persiste (fig. 3.2.1l). L'étude de [Codron and Sadourny \(2002\)](#) a permis de corriger la surestimation des précipitations sur les sommets de montagne dans LMDZ, en particulier en cas de moussons indiennes ou amazoniennes. Les précipitations sont redistribuées entre les vallées et les sommets, via la prise en compte de la température locale et de la saturation. Cette correction peut avoir des répercussions sur la formation des nuages, en particulier en les décalant des sommets. Dans ce contexte, si un manque de nuages est observé sur les côtes du continent antarctique, il est plausible que cette correction soit excessive, entraînant une précipitation maximale avant les zones de topographie élevée et limitant la formation de nuages côtiers. L'Antarctique, étant une région très sèche comparée aux régions de moussons telles que l'Inde et l'Amazonie, pourrait nécessiter une autre approche de correction pour modéliser de manière précise la fraction ou couverture de nuages bas. En ce qui concerne les fractions nuageuses moyenne et haute, elles sont mieux représentées, avec une légère sous-estimation pour la moyenne et une légère surestimation de la haute à l'ouest, à l'est et sur les plateformes de glace, contrairement à la péninsule où elle est sous-estimée. À l'est, un manque significatif de nuages bas est observé vers 78°S sur le plateau antarctique, où le modèle ne génère pratiquement aucun nuage bas (fig. 3.2.1b). Une analyse saisonnière est menée par la suite pour examiner le comportement du modèle concernant les nuages bas sur l'est de l'Antarctique au fil des saisons.

La fraction de nuage bas et la couverture nuageuse basse sur l'Antarctique est sont tracées sur la figure 3.2.2, en moyennes saisonnières (moyenne par saison des moyennes mensuelles entre 2008-2022 pour CALIPSO-GOCCP et entre 1980-1999 pour LMDZ6A) et en moyenne annuelle (moyenne des moyennes saisonnières). Les observations révèlent une augmentation significative de la fraction de nuages bas à l'automne et surtout en hiver autour de 78°S, proche de la surface sur l'Antarctique est (à une altitude de 2 à 2.5 km au-dessus du niveau de la mer) (fig. 3.2.2g-j). En revanche, le modèle ne parvient pas à reproduire cette augmentation de fraction nuageuse basse, entraînant ainsi un déficit marqué de ceux-ci durant l'automne et l'hiver (fig. 3.2.2h-k). Ce désaccord se manifeste également dans la couverture nuageuse basse, où l'écart entre les simulations du modèle et les données de CALIPSO-GOCCP se creuse particulièrement pour ces deux saisons sur l'Antarctique est (fig. 3.2.2i-l). Ce déficit de fraction nuageuse dans le modèle sur l'Antarctique est est plus particulièrement localisé au pied des montagnes transantarctiques (non montré ici). Entre 61 et 70°S, la couverture de nuages bas dans le modèle correspond beaucoup plus étroitement aux observations.

Cette section met en lumière les défis complexes auxquels le modèle LMDZ6A est confronté pour la modélisation de la fraction nuageuse basse, notamment le long des côtes antarctiques. Le modèle éprouve également des difficultés à reproduire correctement la fraction et la couverture nuageuse basse en automne et en hiver au pied des montagnes transantarctiques. Jusqu'à présent, cette étude révèle une dualité marquée dans le comportement du modèle concernant la couverture et la fraction des nuages bas et hauts :

- la couverture nuageuse basse est surestimée sur l'océan Austral, tandis que la couverture nuageuse haute est largement sous-estimée dans toutes les régions étudiées.
- la fraction nuageuse basse est sous-estimée à la fois sur l'océan Austral et sur le continent, alors que la fraction nuageuse haute est généralement bien estimée par le modèle.

Cette dualité entre la couverture et la fraction nuageuse sera explorée plus en détail dans la section suivante.

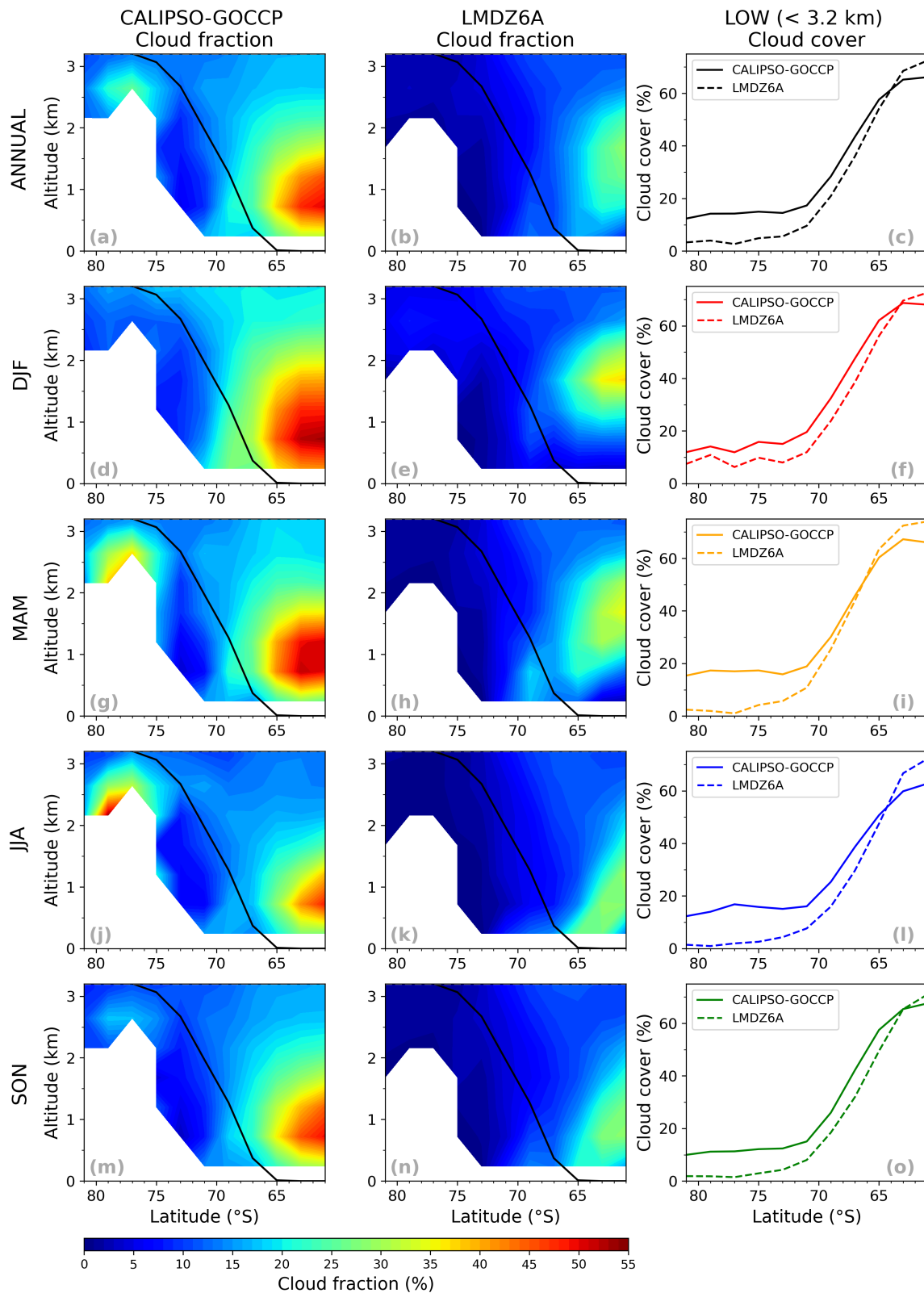


Figure 3.2.2. La première et la deuxième colonne présentent la fraction nuageuse basse (< 3.2 km) pour CALIPSO-GOCCP et LMDZ6A (couleurs ombrées), moyennée en longitude sur l'antarctique est, et de haut en bas : en moyenne annuelle (ANNUAL), estivale (DJF), automnale (MAM), hivernale (JJA) et printanière (SON). Les lignes en noir correspondent à l'élévation moyenne zonale de chaque région. La troisième colonne présente la couverture nuageuse basse moyennée sur l'antarctique est et en longitude, pour CALIPSO-GOCCP en trait plein et pour LMDZ6A en trait hachuré. Les zones blanches correspondent à un manque de données, car la topographie est plus haute que la fraction nuageuse la plus basse.

3.3 Corrélations surprenantes de la couverture nuageuse et de la fraction nuageuse entre CALIPSO et LMDZ6A : implication des hypothèses de recouvrement

Afin de mettre en évidence la corrélation entre la couverture nuageuse observée par CALIPSO-GOCCP et celle simulée par LMDZ6A, la moyenne climatique de la couverture nuageuse a été calculée (à partir des moyennes mensuelles entre 2008 et 2021, à l'exception de 2016 pour les données CALIPSO-GOCCP, et entre 1980 et 1999 pour le modèle LMDZ6A) et tracée sous forme de nuages de points (en bleu sur la fig. 3.3.2i-1). La même analyse est effectuée pour la fraction nuageuse (en vert sur la fig. 3.3.2i-1). Chaque point bleu représente une couverture nuageuse par latitude et longitude et chaque point vert représente une fraction nuageuse par latitude, longitude et altitude. La figure 3.3.2 illustre ces corrélations, en considérant trois niveaux de nuages (bas, moyen et haut) et pour différentes régions de l'Antarctique (60°S-90°S), incluant la totalité de la région, l'est, la péninsule, l'ouest et les plateformes de glace. Elle montre également le coefficient de corrélation r , qui sert à évaluer si les points sont bien représentés par la droite de régression. Par exemple, si r vaut 0.89, cela indique que la couverture nuageuse en un point de latitude et longitude est relativement bien corrélée entre les observations et les données du modèle, puisque le nuage de points se resserre autour de la droite de régression. L'équation de cette droite est ainsi capable de représenter 89 % de la distribution des couvertures nuageuses. Le coefficient de détermination r^2 indique le pourcentage de variabilité des points expliqué par la droite.

Sur l'ensemble du continent antarctique, les couvertures nuageuse basse et moyenne sont très bien corrélées avec les observations ($r = 0.97$, $r = 0.8$ respectivement, fig. 3.3.2a-b), contrairement à la couverture nuageuse haute ($r = 0.62$, fig. 3.3.2c). La couverture nuageuse basse est la mieux simulée à l'est ($r = 0.98$, fig. 3.3.2d) et à l'ouest ($r = 0.97$, fig. 3.3.2j), légèrement moins bien sur la péninsule (fig. 3.3.2g) et les plateformes de glace ($r = 0.92$, figure 3.3.2m). La couverture nuageuse moyenne est le moins bien simulée à l'ouest ($r = 0.76$, fig. 3.3.2k) et surtout sur les plateformes de glace ($r = 0.58$, fig. 3.3.2n) où elle est sous-estimée. La couverture nuageuse haute est systématiquement sous-estimée, particulièrement sur la péninsule ($r = 0.44$, fig. 3.3.2i) et les plateformes de glace ($r = 0.43$, fig. 3.3.2o), mais mieux représentée à l'est ($r = 0.75$, fig. 3.3.2f). Contrairement aux attentes initiales, les biais observés dans la couverture nuageuse ne se retrouvent pas dans la fraction nuageuse. Cette dernière est très bien modélisée au-dessus de 6.5 km dans toutes les zones (environ $r = 0.9$ partout), mais elle est sous-estimée entre 3.2 et 6.5 km (notamment sur les plateformes de glace avec $r = 0.44$) et sous 3.2 km (notamment sur la péninsule avec $r = 0.61$). On peut noter que sur la péninsule, la corrélation de la fraction nuageuse entre les observations et le modèle présente des "sauts" (fig 3.3.2i). À ces altitudes (> 6.5 km), la résolution verticale du modèle est inférieure à celle du lidar (table 1), ce qui conduit à un sous-échantillonnage par le modèle. Par conséquent, pour une altitude donnée, le modèle ne parvient pas à capturer avec précision les variations fines de la fraction nuageuse observées par le lidar (fig. 3.3.1).

Ainsi, cette section met en évidence que le modèle semble sous-estimer les fractions nuageuses basses et moyennes, tout en produisant une quantité suffisante de nuages élevés. Cependant, il présente des erreurs marquées dans la couverture nuageuse haute, malgré sa précision pour les couches basse et moyenne. Une hypothèse plausible est que ces erreurs de couverture nuageuse haute pourraient résulter d'une mauvaise estimation du recouvrement. Le modèle pourrait soit superposer excessivement les nuages élevés au-dessus des couches inférieures, soit ne pas suffisamment disperser les nuages hauts horizontalement. Des études antérieures soulignent la nécessité d'améliorer les hypothèses de recouvrement, par exemple en utilisant l'hypothèse de recouvrement aléatoire exponentiel (Jouhaud, 2018; Lebrun, 2023).

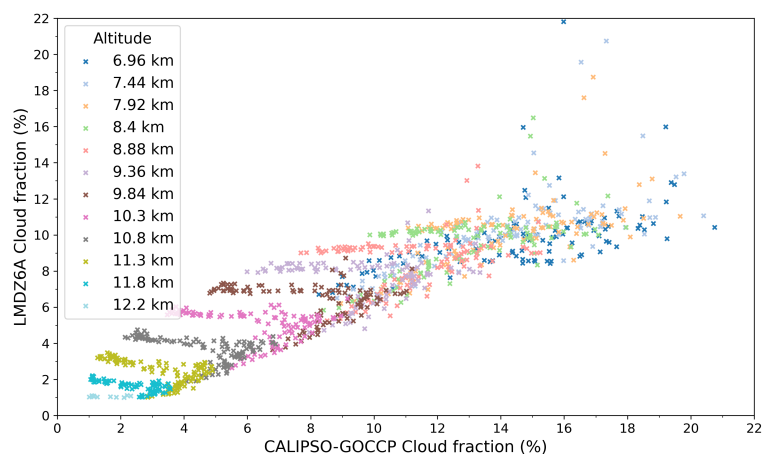


Figure 3.3.1. Corrélation entre la fraction nuageuse haute (> 6.5 km) observée par CALIPSO-GOCCP et la fraction nuageuse haute modélisée par LMDZ6A sur la péninsule. Un point de même couleur correspond à une même altitude donnée pour CALIPSO-GOCCP et LMDZ6A.

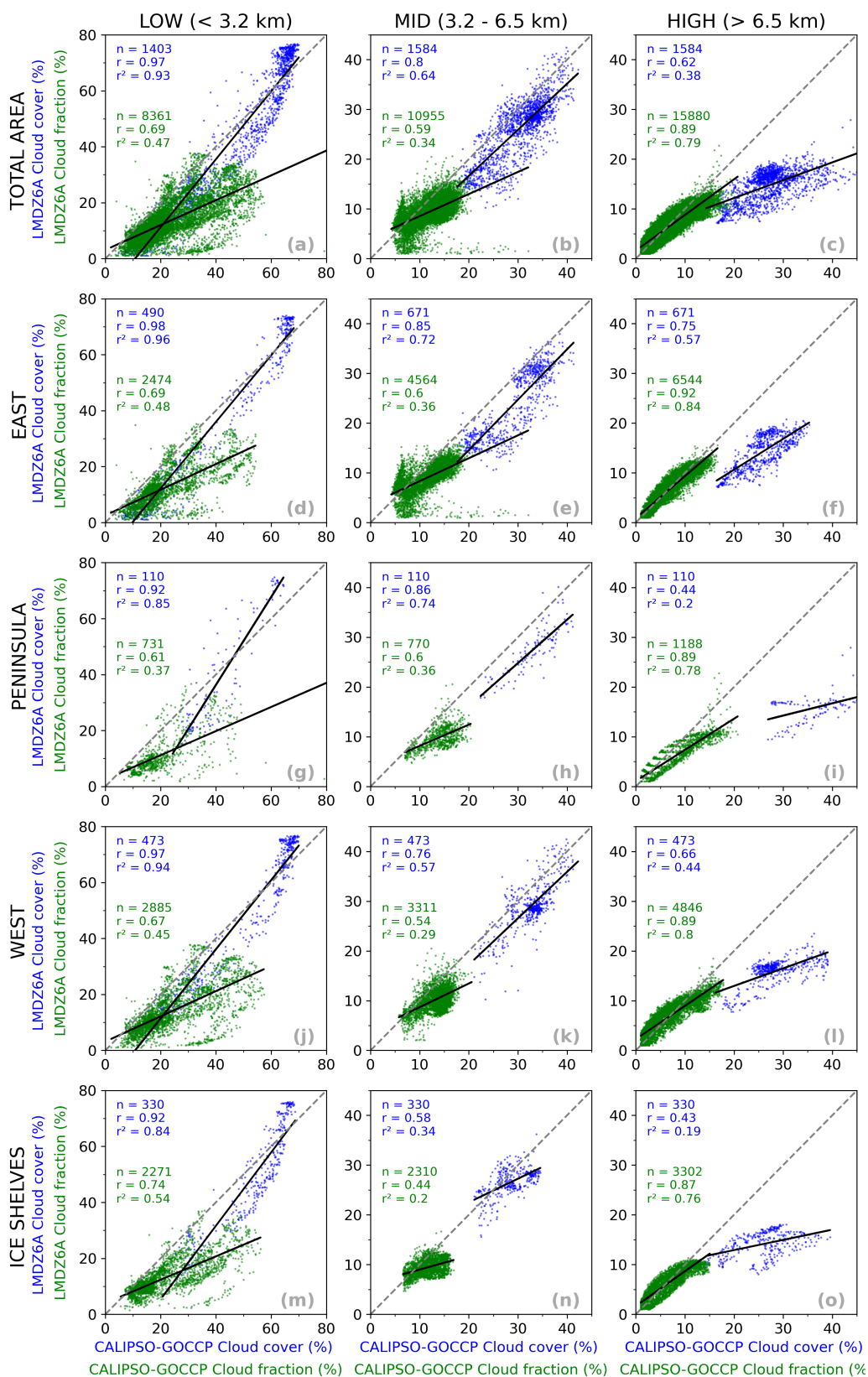


Figure 3.3.2. Corrélation entre la couverture (fraction) nuageuse observée par CALIPSO-GOCCP et la couverture (fraction) nuageuse modélisée par LMDZ6A en bleu (vert) pour, de gauche à droite, une couverture (fraction) basse, moyenne et haute et pour, de haut en bas, la totalité de l'Antarctique (60°S-90°S), l'est, la péninsule, l'ouest et les plateformes de glace. Un point bleu (vert) correspond à une même latitude et une même longitude (et une même altitude) donnée pour CALIPSO-GOCCP et LMDZ6A. La ligne grise en pointillés correspond à la ligne où $x = y$, les lignes noires sont les lignes de régression de chaque nuage de points. n est le nombre total de points par nuage de points, r le coefficient de corrélation et r^2 le coefficient de détermination.

3.4 Variabilité de la couverture nuageuse : un modèle en quête de précision saisonnière pour les couvertures moyenne et haute sur le continent antarctique

Par la suite, l'analyse de l'évolution mensuelle des couvertures nuageuses en moyenne climatique, sur l'océan Austral (30°S-90°S) et sur le continent antarctique (60°S-90°S) est représentée sur la figure 3.4.1.

Sur l'océan Austral, le modèle estime correctement la couverture nuageuse basse et moyenne, avec un écart modéré. Il surestime la couverture basse d'environ 10 % et sous-estime la couverture moyenne d'environ 5 % en été austral, avec une estimation très précise lors de l'hiver austral (fig. 3.4.1a-b). Cependant, la couverture haute est moins bien représentée, avec un biais d'environ -20 % en été austral et -10 % en hiver (fig. 3.4.1c). Pour la couverture totale, les biais se compensent, permettant au modèle de correspondre aux observations (fig. 3.4.1d). Sur le continent antarctique, seule la couverture nuageuse basse est bien modélisée, avec un biais d'environ -10 % tout au long de l'année (fig. 3.4.1a). On note tout de même que la couverture nuageuse basse est indéfinie sur une grande partie du plateau, étant plus élevé que 3.2 km. Les couvertures moyenne et haute (fig. 3.4.1b-c) présentent des biais importants en été (environ -15 % et -20 % respectivement). En hiver, le biais pour la couverture moyenne diminue, mais reste significatif pour la couverture haute, avec un minimum de biais au printemps (mars) et un minimum local en automne (octobre). Le cycle semi-annuel observé par satellite n'est pas reproduit par le modèle, qui suit plutôt un cycle annuel (maximum de la couverture nuageuse haute en hiver et minimum en été). En conséquence, pour la couverture totale, une sous-estimation d'environ 25 % apparaît en été, contre environ 10 % en hiver (fig. 3.4.1d).

Dans cette section, il est conclu que le modèle sous-estime les couvertures nuageuses moyenne et haute en été. Ce déficit pourrait être attribué à un manque de transport de vapeur d'eau de l'océan vers le continent, résultant de l'advection insuffisante de masses d'air chaudes. Ce problème pourrait aussi provenir de la formulation des paramétrisations de la distribution du contenu en eau, ou plus directement du calcul de la fraction nuageuse. Actuellement, ce calcul se base sur le rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation q_{sat} (voir l'équation 5), sans tenir compte de l'écart à la saturation $q - q_{sat}$, comme dans le calcul du contenu en eau condensé q_c (voir l'équation 4). Dans ce cas, la fraction nuageuse ne semble dépendre que du rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation (donc de la température) et du contenu en eau total, pouvant expliquer le cycle annuel observé dans le modèle.

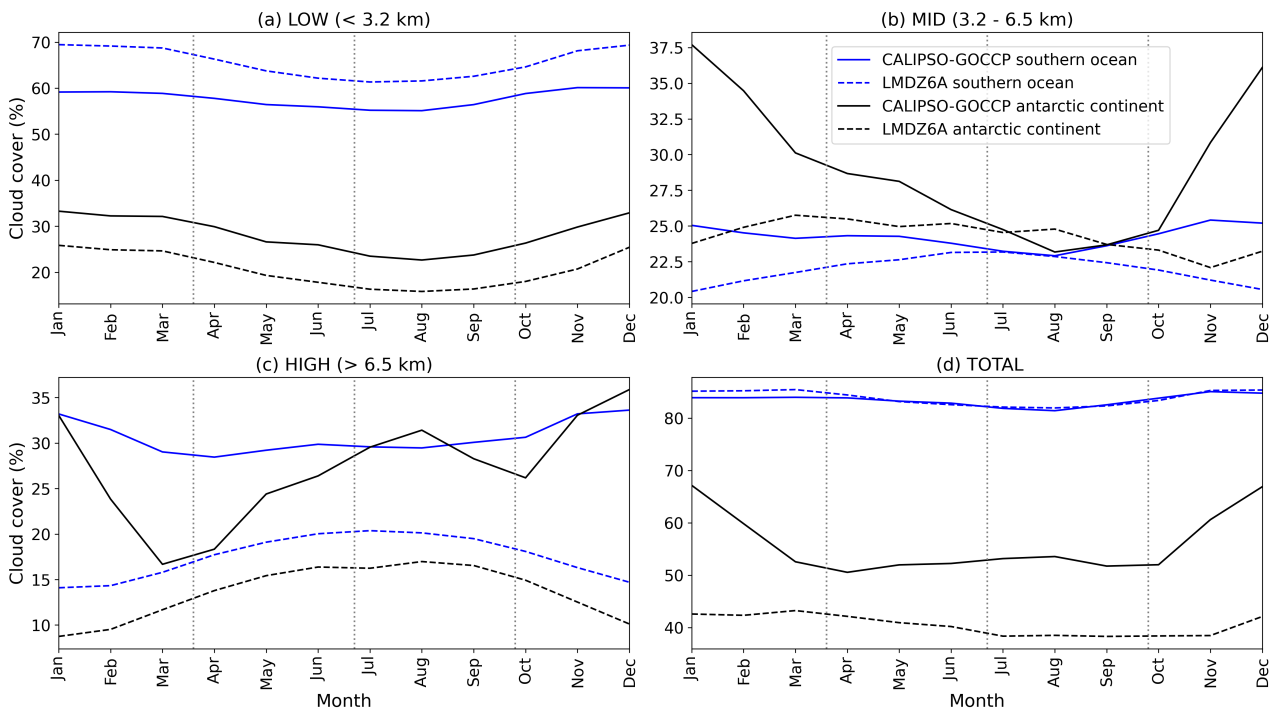


Figure 3.4.1. Couverture nuageuse basse (a), moyenne (b), haute (c), totale (d), en moyenne mensuelle de janvier à décembre, moyennée sur le continent antarctique (60°S-90°S) en noir et sur l'océan Austral (30°S-90°S) en bleu, pour CALIPSO-GOCCP en trait plein et LMDZ6A en trait hachuré.

3.5 Difficulté de modélisation des couvertures nuageuses très couvrantes sur le continent

Enfin, la figure 11 de l'article de [Madeleine et al. \(2020\)](#) illustre la fonction de densité de probabilité de la couverture nuageuse haute au-dessus des océans tropicaux, et souligne la difficulté du modèle LMDZ6A à reproduire une couverture nuageuse haute proche de 100 %. Pour étudier si ce même comportement est observé sur l'océan Austral et sur le continent antarctique, la fonction de densité de probabilité pour la couverture nuageuse basse, moyenne et haute (même données que [Madeleine et al., 2020](#)) sur ces deux régions est tracée sur la figure 3.5.1. En effet, comme ce qui est observé pour les nuages hauts sur l'océan tropical dans l'article de [Madeleine et al. \(2020\)](#), le modèle ne forme pas de couvertures nuageuses moyenne et haute très couvrantes (97.5 - 100 %) sur l'océan Austral et sur le continent antarctique (fig. 3.5.1b-d-f-h). Concernant les nuages bas, le modèle les forme de manière très couvrante sur l'océan Austral (fig. 3.5.1i), ce qui est rassurant, mais pas sur le continent (fig. 3.5.1j).

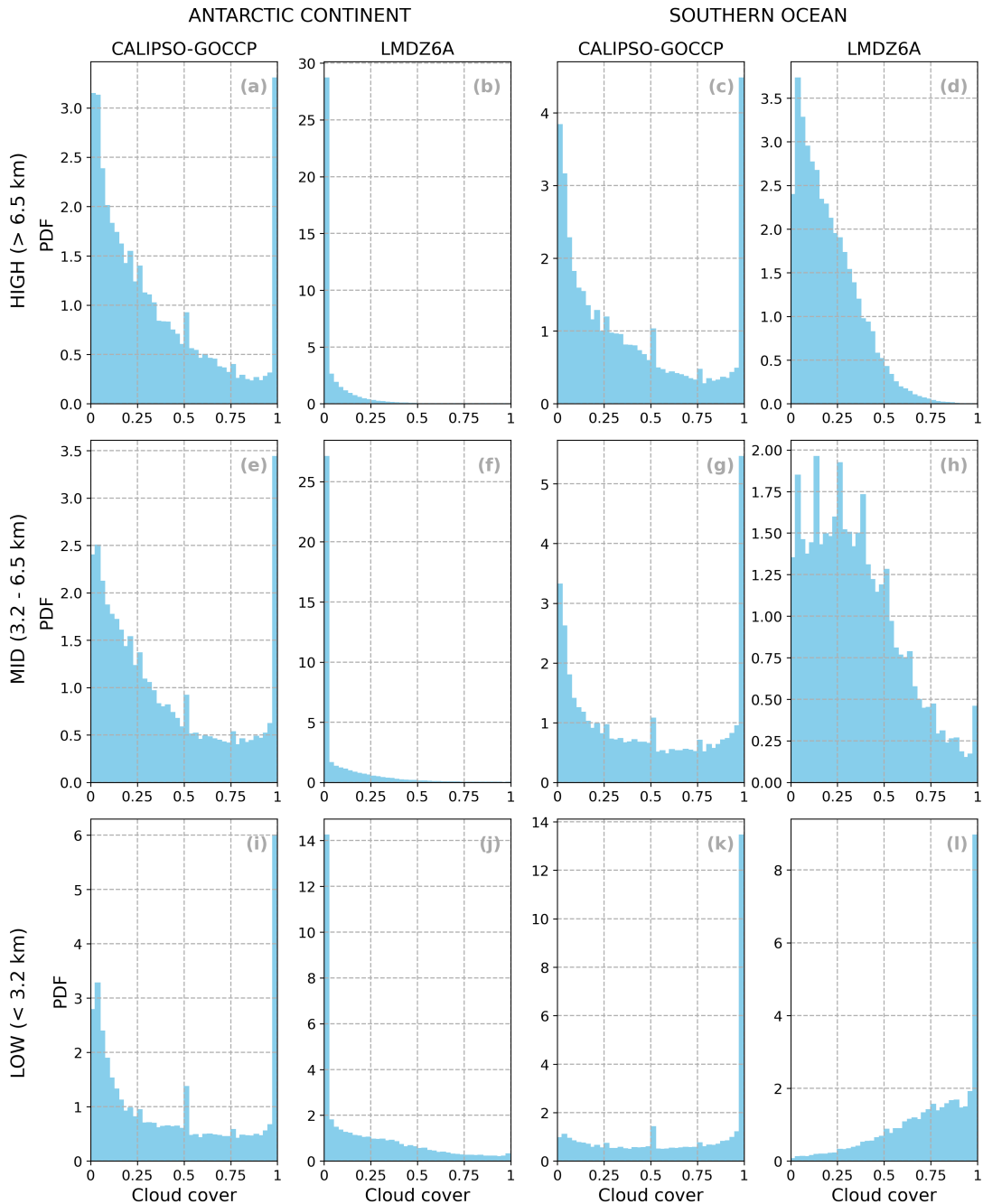


Figure 3.5.1. Fonction de distribution de probabilité de la couverture nuageuse haute, moyenne et basse sur le continent antarctique et sur l'océan Austral (60-90°S), pour CALIPSO-GOCCP et pour LMDZ6A.

En conclusion de cette section, le modèle semble rencontrer des difficultés à former des couvertures nuageuses très couvrantes sur le continent, ce dernier semblant agir comme une "barrière" qui bloque le transport de vapeur d'eau venant de l'océan. Sur l'océan, le modèle arrive à former des couvertures nuageuses très couvrantes seulement pour les nuages bas. Comme mentionné dans la section 2.3.2, le modèle représente les nuages via un schéma statistique où ξ est une fonction de la pression qui influence directement σ , l'écart-type de la distribution (voir l'équation 6). Plus l'air est humide (q_t augmente), plus la distribution s'étale (σ augmente). À l'inverse, plus l'environnement est sec, plus la distribution est fortement concentrée autour de la moyenne. Cet effet pourrait également expliquer la difficulté du modèle à former une couverture nuageuse très couvrante, car le schéma aurait tendance à générer davantage de couverture nuageuse peu couvrante (0-1 %) dans l'environnement très sec qu'est l'Antarctique.

4 Conclusion et perspectives

L'étude présentée dans ce rapport s'intéresse à l'évaluation de la représentation des nuages dans le modèle de circulation générale LMDZ6A, en se basant sur des observations satellitaires, notamment celles du lidar CALIOP embarqué sur le satellite CALIPSO. Les résultats obtenus mettent en lumière plusieurs points clés concernant la performance du modèle et les défis persistants dans la modélisation des nuages en Antarctique et sur l'océan Austral. De manière générale, le modèle LMDZ6A surestime la couverture nuageuse basse sur l'océan Austral. Sur le continent antarctique, il sous-estime cette couverture, particulièrement le long des côtes et pendant l'hiver et le printemps sur la plateforme de Ross. La couverture nuageuse moyenne est sous-estimée en été sur l'est de l'Antarctique, et la couverture nuageuse haute est fortement sous-estimée toute l'année, notamment sur la péninsule antarctique. Dans cette étude, quatre défis principaux pour le modèle sont identifiés :

- **Défi orographique** : le modèle sous-estime la couverture et la fraction nuageuse basse près des côtes antarctiques. Il a également des difficultés à modéliser les fractions nuageuses basses au pied des montagnes transantarctiques en automne et en hiver.
- **Défi des hypothèses de recouvrement** : LMDZ6A sous-estime les fractions nuageuses basses et moyennes tout en produisant une quantité suffisante de nuages élevés. Cependant, il présente des erreurs marquées dans la couverture nuageuse haute, malgré sa précision pour les couches basse et moyenne. Ces erreurs pourraient être dues à une mauvaise estimation du recouvrement des nuages, le modèle superposant excessivement les nuages élevés ou ne les dispersant pas suffisamment horizontalement.
- **Défi saisonnier** : le modèle ne reproduit pas l'augmentation des couvertures nuageuses moyenne et haute en été, soulignant un problème de variation saisonnière. La formulation actuelle de la fraction nuageuse, basée uniquement sur le rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation, pourrait expliquer les déficits observés.
- **Défi pour les couvertures nuageuses très couvrantes** : LMDZ6A ne forme pas de couvertures nuageuses très couvrantes sur le continent, qui semble agir comme une barrière bloquant le transport de vapeur d'eau venant de l'océan. Ceci pourrait être expliqué par la distribution nuageuse particulièrement concentrée autour de la moyenne dans un environnement sec comme le continent Antarctique, produisant davantage de couvertures nuageuses peu couvrantes.

Pour aligner plus précisément les résultats du modèle avec les observations, plusieurs perspectives de recherche et de développement sont envisagées :

- **Paramétrisation de Codron and Sadourny (2002)** : Afin d'analyser l'influence de la paramétrisation de Codron and Sadourny (2002) sur la couverture nuageuse près des côtes antarctiques, il serait pertinent d'utiliser des simulations LMDZ6A lancées avec et sans cette paramétrisation. Comme cette dernière contrôle les précipitations, les données du satellite CloudSat ou celles issues du projet AWACA, notamment collectées entre Dumont d'Urville et Concordia, seraient particulièrement utiles pour évaluer son impact sur les précipitations près des côtes.

- **Analyse du code du modèle** : pour mieux appréhender la distribution de la fraction nuageuse dans le modèle et son comportement en environnement sec, une approche méthodique consisterait à analyser les lignes de code pertinentes de LMDZ6A. Ceci implique d'analyser comment la distribution de la fraction nuageuse est influencée par différentes valeurs de contenu en eau total (q_t) et de ξ (fonction de la pression), en vérifiant si la limite entre sous-saturation et saturation, qui crée la fraction nuageuse, est proche. L'activation potentielle du schéma bi-gaussien pour les nuages bas formés par convection peu profonde en Antarctique pourrait également expliquer les sous-estimations observées dans le modèle.
- **Simulation LMDZ nudgée à ERA5** : simuler la période couverte par les observations satellites en guidé en utilisant les vents observés ainsi que les variations de SST et de couverture de glace de mer sur la période observée permettrait de voir l'impact d'avoir utilisé dans cette étude des simulations en AMIP climatique.
- **Comparaison avec LMDZ5A** : comparer les résultats obtenus avec LMDZ6A à ceux de la version précédente LMDZ5A permettrait de juger de la sensibilité de la fraction et de la couverture nuageuse aux nouvelles paramétrisations en région antarctique.
- **Introduction de nouveaux produits satellitaires** : intégrer des produits de niveau 3 pour le contenu en eau liquide (LWC/LWP²⁷) et solide (IWC/IWP²⁸) à partir des données satellitaires faciliterait une comparaison directe entre les sorties du modèle et les observations, permettant d'identifier plus précisément les biais présents dans le contenu en eau des nuages. L'utilisation de produits plus directs tels que l'opacité ou l'épaisseur optique pourrait également être envisagée.
- **Utilisation de EarthCare** : les données du nouveau satellite EarthCare, lancé le 29 mai 2024, promettent d'améliorer les mesures des profils verticaux de nuages, du contenu en eau liquide et en glace, ainsi que de la taille des particules de glace et de gouttelettes. Ces données seront cruciales pour une analyse comparative plus approfondie.

En conclusion, cette étude met en lumière les avancées significatives réalisées dans la modélisation des nuages avec LMDZ6A dans un environnement sec comme l'Antarctique, tout en soulignant les défis persistants. Les perspectives de recherche proposées visent à affiner les paramétrisations du modèle, à intégrer des hypothèses de recouvrement plus adaptées telles que l'hypothèse de recouvrement aléatoire exponentiel, et à améliorer la représentation de la distribution du contenu en eau dans cette région particulière. Ces efforts sont essentiels pour renforcer la concordance entre simulations et observations, contribuant ainsi à une meilleure compréhension des processus atmosphériques dans cette zone cruciale pour le climat mondial.

²⁷ Liquid Water Content/Liquid Water Path ²⁸ Ice Water Content/Ice Water Path

Références

- Ackerman, S., Holz, R., Frey, R., Eloranta, E., Maddux, B., & McGill, M. (2008). Cloud detection with modis. part ii: Validation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 1073–1086. <https://doi.org/10.1175/2007JTECHA1053.1>
- Adhikari, L., & Wang, Z. (2009). A Study of Antarctic Clouds Using CloudSat and CALIPSO Measurements. <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/170887.pdf>
- Adhikari, L., Wang, Z., & Deng, M. (2012). Seasonal variations of Antarctic clouds observed by CloudSat and CALIPSO satellites. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D4). <https://doi.org/10.1029/2011jd016719>
- Astapenko, P. (1964). *Atmospheric processes in the high latitudes of the southern hemisphere*. Israel Program for Scientific Translations. <https://books.google.fr/books?id=6fPQzwEACAAJ>
- AWACA. (2024). Site du projet Atmospheric WATER Cycle over Antarctica: Past, Present and Future [Consulté le 26 juin 2024]. <https://awaca.ipsl.fr/>
- Boucher, O., Deshayes, J., Gastineau, G., Hourdin, F., Mignot, J., Jerome, S., & Swingedouw, D. (2021). Presentation and evaluation of the ipsl-cm6a-lr ensemble of extended historical simulations. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 13. <https://doi.org/10.1029/2021MS002565>
- Bromwich, D. H., Nicolas, J. P., Hines, K. M., Kay, J. E., Key, E. L., Lazzara, M. A., Lubin, D., McFarquhar, G. M., Gorodetskaya, I. V., Grosvenor, D. P., Lachlan-Cope, T., & van Lipzig, N. P. M. (2012). Tropospheric clouds in antarctica. *Reviews of Geophysics*, 50(1). <https://doi.org/10.1029/2011rg000363>
- Charrel, J. (2024). M2 Internship LMD. https://github.com/charrelju/M2_Internship_LMD.git
- Chepfer, H., Bony, S., Winker, D., Cesana, G., Dufresne, J. L., Minnis, P., Stubenrauch, C. J., & Zeng, S. (2010). The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115. <https://doi.org/10.1029/2009JD012251>
- CNFRAA. (2024). Programme des 20èmes Journées Scientifiques du CNFRAA [Consulté le 17 juin 2024]. <https://js20cnfraa.sciencesconf.org/resource/page/id/1>
- Codron, F., & Sadourny, R. (2002). Saturation limiters for water vapour advection schemes: Impact on orographic precipitation. *Tellus A*, 54. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v54i4.12148>
- Dalrymple, P. C. (1966). A physical climatology of the antarctic plateau. In *Studies in antarctic meteorology* (pp. 195–231). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/AR009p0195>
- Del Guasta, M., Morandi, M., Stefanutti, L., Brechet, J., & Piquard, J. (1993). One year of cloud lidar data from durmont d'urville (antarctica) 1. general overview of geometric and optical properties. *Journal of Geophysical Research*, 981, 18575–18588. <https://doi.org/10.1029/93JD01476>
- Fréville, H., Brun, E., Picard, G., Tatarinova, N., Arnaud, L., Lanconelli, C., Reijmer, C., & van den Broeke, M. (2014). Using modis land surface temperatures and the crocus snow model to understand the warm bias of era-interim reanalyses at the surface in antarctica. *The Cryosphere*, 8(4), 1361–1373. <https://doi.org/10.5194/tc-8-1361-2014>
- Hogan, R. J., & Shonk, J. K. P. (2008). Radiation parametrization and clouds [1-4 September]. *ECMWF Seminar on Parametrization of Subgrid Physical Processes*. <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2009/9933-radiation-parametrization-and-clouds.pdf>
- Hourdin, F. (2024). Diaporama "Paramétrisations et utilisation des modèles" [Consulté le 23 juin 2024]. https://web.lmd.jussieu.fr/~hourdin/COURS/M2/Slides/Param_light.pdf
- Hourdin, F., Jam, A., Rio, C., Couvreur, F., Sandu, I., Lefebvre, M.-P., Briant, F., & Idelkadi, A. (2019). Unified parameterization of convective boundary layer transport and clouds with the thermal plume model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11. <https://doi.org/10.1029/2019MS001666>

- Hourdin, F., Mauritsen, T., Gettelman, A., Golaz, J.-C., Balaji, V., Duan, Q., Folini, D., Ji, D., Klocke, D., Qian, Y., Rauser, F., Rio, C., Tomassini, L., Watanabe, M., & Williamson, D. (2016). The art and science of climate model tuning. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00135.1>
- Hourdin, F., Rio, C., Grandpeix, J.-Y., Madeleine, J.-B., Cheruy, F., Rochetin, N., Jam, A., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Foujols, M.-A., Mellul, L., Traore, A.-K., Dufresne, J.-L., Boucher, O., Lefebvre, M.-P., Millour, E., Vignon, E., Jouhaud, J., ... Ghattas, J. (2020). Lmdz6a: The atmospheric component of the ipsl climate model with improved and better tuned physics. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(7), e2019MS001892. <https://doi.org/10.1029/2019MS001892>
- Hunt, W. H., Winker, D. M., Vaughan, M. A., Powell, K. A., Lucker, P. L., & Weimer, C. (2009). Calipso lidar description and performance assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 26(7), 1214–1228. <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1223.1>
- IPCC. (2023). In *Climate change 2022 – impacts, adaptation and vulnerability* (pp. 3–34). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009325844.001>
- Jones, P., & Lister, D. (2014). Antarctic near-surface air temperatures compared with era-interim values since 1979. *International Journal of Climatology*, 35. <https://doi.org/10.1002/joc.4061>
- Jouhaud, J. (2018). *Amélioration de la représentation des nuages bas dans le modèle de circulation générale LMDz* (Publication No. 2018SORUS627) [Theses]. Sorbonne Université. <https://theses.hal.science/tel-02066819>
- Kay, J., & Gettelman, A. (2009). Cloud influence on and response to seasonal arctic sea ice loss. *J. Geophys. Res.*, 114, 10.029/2009JD011773. <https://doi.org/10.1029/2009JD011773>
- King, J. C., Gadian, A., Kirchgaessner, A., Kuipers Munneke, P., Lachlan-Cope, T. A., Orr, A., Reijmer, C., van den Broeke, M. R., van Wessem, J. M., & Weeks, M. (2015). Validation of the summertime surface energy budget of larsen c ice shelf (antarctica) as represented in three high-resolution atmospheric models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(4), 1335–1347. <https://doi.org/10.1002/2014jd022604>
- Lachlan-Cope, T. (2010). Antarctic clouds. *Polar Research*, 29(2), 150–158. <https://doi.org/10.1111/j.1751-8369.2010.00148.x>
- Lebrun, R. (2023). *Modélisation du recouvrement vertical des nuages et impacts sur le rayonnement* [Doctoral dissertation] [2023SORUS405]. <http://www.theses.fr/2023SORUS405/document>
- Lemonnier, F. (2019). *Précipitations en Antarctique : de leur observation par télédétection à leur représentation dans un modèle de climat global*. [Theses]. Sorbonne Université. <https://insu.hal.science/tel-03625070>
- Listowski, C., & Lachlan-Cope, T. (2017). The microphysics of clouds over the antarctic peninsula - part 2: Modelling aspects within polar wrf. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17, 10195–10221. <https://doi.org/10.5194/acp-17-10195-2017>
- Madeleine, J.-B., Hourdin, F., Grandpeix, J.-Y., Rio, C., Dufresne, J.-L., Vignon, E., Boucher, O., Konsta, D., Cheruy, F., Musat, I., Idelkadi, A., Fairhead, L., Millour, E., Lefebvre, M.-P., Mellul, L., Rochetin, N., Lemonnier, F., Touzé-Peiffer, L., & Bonazzola, M. (2020). Improved representation of clouds in the atmospheric component lmdz6a of the ipsl-cm6a earth system model. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12(10). <https://doi.org/10.1029/2020ms002046>
- Palermo, C., Genthon, C., Claud, C., Kay, J., Wood, N., & L'Ecuyer, T. (2017). Evaluation of current and projected Antarctic precipitation in CMIP5 models. *Climate Dynamics*, 48. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3071-1>
- Parish, T. R., & Bromwich, D. H. (1987). The surface windfield over the antarctic ice sheets. *Nature*, 328(6125), 51–54. <https://doi.org/10.1038/328051a0>

- Pettré, P., & Périard, C. (1996). Aspects du climat de dumont-d'urville et de l'antarctique. *La Météorologie*, 8(13), 55. <https://doi.org/10.4267/2042/51175>
- Projet Landsat Image Mosaic Of Antarctica. (n.d.). Antarctica overview map [Accessed 11-06-2024]. *British Antarctic Survey*. https://lima.usgs.gov/documents/LIMA_overview_map.pdf
- Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1991). ISCCP cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 2–20. https://pubs.giss.nasa.gov/docs/1991/1991_Rossow_ro05000n.pdf
- Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1999). Advances in understanding clouds from isccp. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(11), 2261–2288. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2)
- Science, S., & Engineering Center, U. o. W.-M. (2024). Antarctic infrared satellite composite image from 5 june 2024 at 2:00 utc [Accessed: 2024-06-05]. https://amrc.ssec.wisc.edu/data/a-data.php?action=view_image&product=satellite/composite/IR-COMPOSITE-1024.GIF
- Shiobara, M., Yabuki, M., & Kobayashi, H. (2003). A polar cloud analysis based on micro-pulse lidar measurements at ny-alesund, svalbard and syowa, antarctica. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28, 1205–1212. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.08.057>
- Stump, E., & Fitzgerald, P. G. (1992). Episodic uplift of the Transantarctic Mountains. *Geology*, 20(2), 161–164. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0161:EUOTTM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0161:EUOTTM>2.3.CO;2)
- Town, M. S., Walden, V. P., & Warren, S. G. (2007). Cloud cover over the south pole from visual observations, satellite retrievals, and surface-based infrared radiation measurements. *Journal of Climate*, 20(3), 544–559. <https://doi.org/10.1175/JCLI4005.1>
- van Loon, H. (1967). The half-yearly oscillations in middle and high southern latitudes and the coreless winter. *Journal of Atmospheric Sciences*, 24(5), 472–486. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1967\)024<0472:THYOIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1967)024<0472:THYOIM>2.0.CO;2)
- Vaughan, M., Garnier, A., Josset, D., Avery, M., Lee, K.-P., Liu, Z., Hunt, W., Pelon, J., Hu, Y., Burton, S., Hair, J., Tackett, J. L., Getzewich, B., Kar, J., & Rodier, S. (2019). Calipso lidar calibration at 1064 nm: Version 4 algorithm. *Atmospheric Measurement Techniques*, 12(1), 51–82. <https://doi.org/10.5194/amt-12-51-2019>
- Vignon, E. (2017). *The extreme atmospheric boundary layer over the Antarctic Plateau and its representation in climate models* (Publication No. 2017GREAU023) [Theses]. Université Grenoble Alpes. <https://theses.hal.science/tel-01696807>
- Warren, S., of Energy. Office of Energy Research, U. S. D., for Atmospheric Research (U.S.), N. C., & of Energy. Office of Basic Energy Sciences. Carbon Dioxide Research Division, U. S. D. (1988). *Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean*. National Center for Atmospheric Research. <https://books.google.fr/books?id=yGzYzwEACAAJ>

Références de l'illustration de la page de garde

Logo LMDZ : INSU CNRS (<https://www.insu.cnrs.fr/fr/lmdz>)

Satellite CALIPSO : NASA (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:CALIPSO_spacecraft_model.png)

Nuages : Francisco Fagan (<https://freepngimg.com/png/61859-clouds-thick-overcast-sky-cloud-free-clipart-hd>)