



HAL
open science

Etude des caractéristiques globales des ondes de gravité atmosphérique à l'aide des mesures de vent du satellite de l'ESA Aeolus

Mathieu Ratynski

► **To cite this version:**

Mathieu Ratynski. Etude des caractéristiques globales des ondes de gravité atmosphérique à l'aide des mesures de vent du satellite de l'ESA Aeolus. Océan, Atmosphère. Université Paris-Saclay, 2024. Français. NNT : 2024UPASJ007 . tel-04559755

HAL Id: tel-04559755

<https://theses.hal.science/tel-04559755>

Submitted on 25 Apr 2024

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

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

Étude des caractéristiques globales des ondes de gravité atmosphérique à l'aide des mesures de vent du satellite de l'ESA Aeolus

Study of global atmospheric gravity waves characteristics using ESA Aeolus satellite wind observations

Thèse de doctorat de l'université Paris-Saclay

École doctorale n° 129 : sciences de l'environnement d'Île-de-France (SEIF)
Spécialité de doctorat : Géosciences
Graduate School : Géosciences, climat, environnement et planètes
Réfèrent : Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines

Thèse préparée dans l'unité de recherche **LATMOS (Université Paris-Saclay, UVSQ, CNRS)**, sous la direction de **Sergey KHAYKIN**, Chercheur HDR et le co-encadrement de **Alain HAUCHECORNE**, DREM HDR

Thèse soutenue à Paris, le 14 février 2024, par

Mathieu RATYNSKI

Composition du Jury

Membres du jury avec voix délibérative

Philippe KECKHUT Physicien (CNAP), Professeur des universités, Université de Versailles-Saint-Quentin-en-Yvelines	Président
Fabrice CHANE-MING Maître de conférences HDR, Université de La Réunion	Rapporteur & Examineur
Nicolas CEZARD Directeur de recherche, ONERA	Rapporteur & Examineur
Elisabeth BLANC Directrice de recherche, CEA-DAM DASE	Examinatrice
Marie-Lise CHANIN Directrice de recherche émérite, LATMOS-IPSL	Examinatrice
Alain DABAS Ingénieur des Ponts, Eaux et Forêts, Météo-France CNRM	Examineur
Alexis LE PICHON Directeur de recherche, CEA-DAM DASE	Examineur

Titre : Étude des caractéristiques globales des ondes de gravité atmosphérique à l'aide des mesures de vent du satellite de l'ESA Aeolus

Mots clés : Aeolus, Lidar, Ondes de Gravité

Résumé : La compréhension et la prévision de l'évolution du climat global dépendent fortement de la connaissance des processus dynamiques dans l'atmosphère moyenne, comme les ondes atmosphériques. Étant donné que la circulation atmosphérique globale est largement influencée par la dynamique de l'atmosphère moyenne, il est essentiel que les modèles climatiques tiennent compte des processus dynamiques qui n'ont pas encore été complètement compris. Les ondes atmosphériques à petite échelle, appelées ondes de gravité internes (IGWs), posent un défi particulier pour les modèles, alors que la paramétrisation inexacte des IGWs peut biaiser de façon spectaculaire les prévisions des changements futurs de la circulation atmosphérique. Cette question est aggravée par une compréhension insuffisante de la génération des IGWs, de leur propagation et de leur dissipation, mais surtout par le manque d'observations du vent dans la stratosphère. En effet, les radiosondages dont la répartition est spatialement inhomogène sont pratiquement la seule source de données sur les profils de vent stratosphériques. Avec cela, ils ne fournissent qu'un « instantané » des conditions atmosphériques locales, ne permettant pas d'en déduire certains paramètres importants des IGWs. La mission satellitaire d'Aeolus de l'Agence Spatiale Européenne est conçue pour fournir des informations globales sur la vitesse du vent du sol à 30 km, variable essentielle pour les prévisions météorologiques. Le satellite Aeolus a été mis en orbite en août 2018 et sa charge utile consiste en un lidar sophistiqué ALADIN mesurant la vitesse du vent par détection du décalage spectral Doppler de l'écho laser rétrodiffusé par les différentes couches atmosphériques.

Les mesures de vent à l'échelle globale d'Aeolus seront d'une grande valeur pour l'étude des processus dynamiques dans la stratosphère. L'objectif principal de ce projet de thèse est d'explorer et de quantifier les capacités des observations d'Aeolus à capturer et à résoudre les processus dynamiques tels que les IGWs à différentes échelles spatiales et temporelles. Le travail consistera tout d'abord dans l'analyse géophysique des profils de vent d'Aeolus pour dériver les paramètres des IGWs tels que les longueurs d'ondes horizontales et verticales, l'énergie et le flux de quantité de mouvement. Les paramètres obtenus et leur variabilité spatiale et temporelle seront comparés à ceux déduits des données globales de température des missions de radio occultation GPS telles que GRAS sur les satellites MetOp. Une autre tâche consistera à valider la qualité des mesures de vent d'Aeolus à l'aide des deux lidars français Doppler fonctionnant au sol sur un site de moyenne latitude (Observatoire de Haute-Provence) et sur un site tropical sud (Observatoire du Maïdo à la Réunion). Les mesures de vent résolues dans le temps des lidars au sol seront également utilisées pour l'analyse des IGWs. Un résultat important de ce projet de thèse sera la première climatologie des paramètres des IGWs s'appuyant sur une combinaison de profils de vent et de température à couverture globale.

Title : Study of global atmospheric gravity waves characteristics using ESA Aeolus satellite wind observations.

Keywords : Aeolus, Lidar, Gravity Waves

Abstract : Understanding and predicting the evolution of global climate strongly relies on the knowledge of dynamical processes in the middle atmosphere such as atmospheric waves. Since the global atmospheric circulation is largely driven by middle atmosphere dynamics, it is essential that the climate models take a proper account for the dynamical processes, which has not been fully understood yet. Small-scale atmospheric waves, called internal gravity waves (IGWs) pose a particular challenge for models, whereas inaccurate parameterization of IGWs can dramatically bias the predictions of future atmospheric circulation changes. This issue is aggravated by insufficient understanding of IGW sources, propagation, and dissipation, but above all by the lack of observations of wind in the stratosphere. Indeed, spatially sparse radiosoundings are essentially the only source of data on stratospheric wind profiles. With that, they only provide a snapshot of the local atmospheric conditions therefore missing important IGW parameters. European Space Agency's Aeolus satellite mission is designed to provide global information on the wind speed from the ground up to 30 km, which is highly demanded for weather forecasting. Aeolus satellite has been set into orbit in August 2018 and its payload consists of a sophisticated ALADIN lidar instrument measuring wind velocity by sensing Doppler spectral shift of the laser echo scattered by the different layers of the atmosphere. Aeolus global-scale wind measurements are expected to be of great value for studying the dynamical processes in the stratosphere.

The primary objective of this doctoral project is to explore and quantify the capacities of Aeolus observations in capturing and resolving dynamical processes such as IGWs at various spatial and temporal scales. The work will consist first in geophysical analysis of Aeolus wind profiles for deriving IGW parameters such as horizontal and vertical wavelengths, energy and momentum flux. The retrieved parameters and their variability in time and space will be compared with those derived from global temperature profiling data of GPS radio occultation missions such as GRAS onboard MetOp satellites. Another task will be to validate the quality of Aeolus wind measurements using the two French ground-based Doppler lidars operating at a mid-latitude site (Observatoire de Haute-Provence) and at a south tropical site (Maïdo Observatory à la Réunion). The time-resolved wind measurements by ground-based lidars will also be used for IGW analysis. An important outcome of this doctoral project will be the first ever climatology of IGW parameters based on a combination of global-coverage wind and temperature profiling

"I ride my board. It matters not how far, it matters not how fast. I have no destination. I go where the winds of chance may carry me. I have known the heady exaltation of victory. I have known the gnawing pain of defeat. But I shall never cease searching for an oasis of sanity in this madness that men call Earth. For the worst fate of all, amidst countless worlds and endless stars, is to be forever alone. "

Le Surfeur d'Argent d'après Stan Lee

REMERCIEMENTS

Une thèse, c'est un peu de soi et beaucoup des autres. Cette thèse je la dédie à ma mère Graciela, à mon frère Thomas, à mon père Philippe, à mes cousins Nicanor, Ignacio et Juan-Augusto, à mes amis scientifiques et un peu moins scientifiques, à tous ceux qui ont partagé ce voyage avec moi, qu'il soit court ou long. Je la dédie aussi un peu à moi, parce qu'une thèse c'est en fin de compte beaucoup de temps avec soi-même et le doute comme éternel compagnon. Un peu comme Ulysse, je réalise que cette thèse représente pour moi la première étape d'un long chemin de découverte et d'apprentissage. J'espère simplement que la suite sera aussi riche en vécu que ce chapitre l'a été.

Dans cette aventure, je tiens à remercier chaleureusement mes directeurs de thèse, Sergey Khaykin et Alain Hauchecorne. Votre expertise, votre patience et vos encouragements ont été inestimables. Alors que tout semble accessible en un clic, votre encadrement m'a rappelé que la véritable connaissance demande du temps, de la patience et de la persévérance.

Je pense évidemment à Philippe Keckhut, mon premier point de contact avec le laboratoire, que j'avais réussi à saisir après une de ses interventions pendant une école d'été. C'est aujourd'hui aussi grâce à lui que je me retrouve à écrire ces lignes, et je lui en suis profondément reconnaissant. Enfin, je ne pourrais pas remercier mon équipe sans penser à Alexis Mariaccia, mon collègue et surtout ami, avec qui j'ai partagé beaucoup, que ce soit au laboratoire, dans les rues de Paris, Saint-Raphaël ou Vienne.

Je remercie Antoine Mangin d'ACRI-ST et Adrien Deschamps du CNES pour leur confiance, ainsi que celle de leurs entités, et leur soutien tout au long de cette recherche. Je remercie également Alain Dabas et Alexis Le Pichon pour leur participation précieuse au comité de suivi de thèse. Votre expertise technique et vos retours précieux ont contribué à la qualité et à la pertinence de mon travail.

J'ai aussi une pensée pour mes sympathiques collègues réunionnais du LACy et de l'OPAR, Jean-Pierre Cammas, Yann Hello, Eric Golubic, Patrick Hernandez et Louis Mottet avec qui j'ai partagé des souvenirs ensoleillés et de haute altitude. Je remercie aussi toute l'équipe de l'OHP, Frederic Gomez, Francois Dolon, Pierre Da Conceicao et François Huppert pour leur engagement auprès des campagnes de mesure, jusqu'à parfois tard le soir.

Je veux aussi mentionner certains de mes amis qui m'ont supporté dans cette petite odyssee, que ce soit de leur réconfort ou leur sagesse. Je remercie mon meilleur ami François, un centralien hors-pair, qui m'a plus d'une fois aidé à mieux penser, mieux apprécier et mieux vivre. Je pense aussi à tous mes amis avec qui j'ai passé des jours entiers à rédiger et débattre des idées, comme Guewen, Kévin ou Théo. Je me dois aussi de remercier Louis et nos nombreuses sorties sportives toujours ponctuées d'agréables conversations, qui m'ont aidé à évacuer le stress et garder une bonne hygiène de vie. Il y a beaucoup d'autres personnes que j'aimerais citer : Thomas, Laurélien, Léo, Alexandre, François, Niko, mais la liste se fait déjà longue et il me reste encore beaucoup de pages à écrire. À tous ceux que je n'ai pas cités, je suis sincèrement désolé ! Il est évidemment impossible de faire tenir 3 ans dans de si courts textes, mais j'espère néanmoins que vous vous reconnaîtrez lorsque j'écris ces lignes : À tous ceux qui m'ont soutenu dans cette aventure, sachez que chaque mot de cette thèse porte en lui une partie de votre esprit, de votre encouragement et de votre amour.

J'aimerais remercier tout particulièrement ma mère, qui a toujours cru en moi, m'a encouragé et soutenu dans tous les moments.

LISTE DES ABREVIATIONS

A2D : Aladin Airborne Demonstrator - Démonstrateur aérien Aladin
ACCD : Accumulation Charge-Coupled Devices - Dispositifs d'Accumulation à Couplage de Charge
ACE : Advanced Composition Explorer - Explorateur de composition avancée
ADM AEOLUS : Atmospheric Dynamics Mission AEOLUS
AIRS: Atmospheric infrared sounder - Sondeur atmosphérique infrarouge
AISP: Annotated Instrument Source Packets - Fichiers d'instruments annotés
ALADIN: Atmospheric LAser Doppler INstrument - Instrument Doppler Laser Atmosphérique
ACMF: Aeolus Calibration and Monitoring Facility - Installation d'étalonnage et de surveillance Aeolus
AMSU-A : Advanced Microwave Sounding Unit-A / Unité de sondage à micro-ondes avancées-A
ANX: Ascending Node Crossing - croisement de nœuds ascendants
APF : Aeolus Processing Facility - installation de traitement Aeolus
ATBDs : Algorithm Theoretical Basis Document – Document de la base théorique algorithmique
AboVE-Maïdo / AboVE-OHP: Aeolus Validation Experiment - Expérience de validation d'Aeolus
BRC : Basic Repeat Cycle - Cycle Répétitif de Base
BS : Beam Splitter - diviseur de faisceau
CAL/VAL : Calibration/Validation
CALIOP : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO : Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CATS-ISS : Cloud-Aerosol Transport System on ISS
CCCMA : Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis - Centre Canadien pour la Modélisation et l'Analyse Climatique
CCD : Charge-Coupled Devices - Dispositifs à couplage de charge
CHAMP : CHALLENGING Minisatellite Payload
CMIP : Coupled Model Intercomparison Project
CNRM-CERFACS : National Center for Meteorological Research – Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique
CO : Carbon Monoxide – Monoxyde de carbone
COSMIC : Constellation Observing System for Meteorology, Ionospheric, and Climate
CRISTA : Cryogenic Infrared Spectrometers & Telescopes for the Atmosphere
CSIRO-BOM : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation- Bureau Of Meteorology
DISC : Data, Innovation, and Science Cluster
DJF : December January February - Décembre Janvier Février
DWL : Doppler Wind Lidar - Lidar Doppler de Vent
DYANA : DYnamics Adapted Network for the Atmosphere
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather Forecasts - Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme
EK : Kinetic Energy - Énergie Cinétique
ENSO : El Niño – Southern oscillation / El Niño - Oscillation australe
EP : Potential Energy - Énergie Potentielle
ERA5: ECMWF Re-Analysis / Réanalyse ECMWF
ESA : European Space Agency
ESA-ESRIN : European Space Research Institute
EUMETSAT : European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites- Organisation européenne pour l'exploitation des satellites météorologiques
EarthCARE : Earth Clouds, Aerosols and Radiation Explorer
FFM : Flip-Flop Mechanism - Mécanisme flip-flop
FM-A / B : Flight Model A,B - Modèle de Vol A,B
FPI : Fabry-Perot Interferometer - Interféromètre de fabry-perot
FS : Field Stop - Arrêt de champ
FWHM : Full Width at Half Maximum - Largeur à mi-hauteur
GCOS : Global Climate Observing System - Système mondial d'observation du climat

GFDL : Geophysical Fluid Dynamics Laboratory - Laboratoire de Dynamique des Fluides Géophysiques
 GNSSRO : Global Navigation Satellite System Radio occultation Occultation radio du système de navigation par satellite global
 GPSRO: Global Positioning System Radio occultation - Occultation radio du système de positionnement global
 GRUAN : (GCOS) Reference Upper-Air Network - Réseau de Référence Haut-Aérien (GCOS)
 GW : Gravity Wave – Onde de Gravité
 GWD : Gravity Wave Drag – Trainé d’onde de gravité
 HIRDLS : High Resolution Dynamics Limb Sounder
 HLOS : Horizontal Line Of Sight - Ligne de Vue Horizontale
 HR : Highly Reflective Mirror - Miroir hautement réfléchissant
 HWP : Half-Wave Plate - Plaque demi-onde
 ICESat / ICESat2 : Ice, Cloud, and land Elevation Satellite 1 & 2
 IF : Interference Filter - filtre d’interférence
 IGW :Internal/Inertial Gravity Wave – Onde de Gravité Interne/Inertielle
 INT : Internal Reference Path - chemin de référence interne
 JAMSTEC :Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology - Agence Japonaise pour la Science et la Technologie Marine-Terre
 JJA : June July August - Juin Juillet Août
 KHI : Kelvin-Helmholtz instability - Instabilité de Kelvin-Helmholtz
 LATMOS : Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales
 LCM : Laser Chopper Mechanism - mécanisme chopper laser
 LIDAR : Light Detection and Ranging - Détection et Télémétrie par Lumière
 LIMS : Limb Infrared Monitor of the Stratosphere
 LIOvent : Lidar OHP vent
 LT : Light Trap - piège à lumière
 LiWind : Lidar Mado vent
 MAD : Median Absolute Deviation - Écart Absolu Médian
 MAM : March April May - Mars Avril Mai
 MJO : Madden-Julian Oscillation - Oscillation Madden-Julian
 MLS : Microwave Limb Sounder
 MO : Master Oscillator - Oscillateur maître
 MOHC : Met Office Hadley Centre
 MW : Mountain Wave – Onde de Montagne
 MW : Mother Wave - Ondelette Mère
 NASA : National Aeronautics and Space Administration
 NAWDEX : North Atlantic Waveguide and Downstream Impact Experiment
 NCC : Norwegian Climate Center
 NDACC : Network for Detection of Atmospheric Composition Change
 NGWD : Non-Orographic Wave Drag - Trainé d’onde de gravité non orographique
 NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration
 NRT : Near Real Time – Quasi Temps Réel
 NSF-DOE-NCAR : National Science Foundation - Department of Energy - National Center for Atmospheric Research / Fondation Nationale des Sciences - Département de l’Énergie - Centre National pour la Recherche Atmosphérique
 NWP : Numerical Weather Prediction - Préviation Numérique du Temps
 Nd:YAG : neodymium-doped yttrium aluminium garnet - grenat d'yttrium-aluminium dopé au néodyme
 OGWD : Orographic Gravity Wave Drag - Trainée d'ondes de gravité orographique
 OHP : Observatoire de Haute Provence
 OLR : Outgoing Longwave Radiation - Rayonnement sortant à grande longueur d'onde
 OMPS : Ozone Mapping and Profiler Suite
 OP : Oscillating Perturbation - Perturbation Oscillante
 OPAR : Observatoire de Physique de l’Atmosphère de la Réunion
 PBL : Planetary Boundary Layer - Couche Limite Planétaire
 PBS : Polarizing Beam Splitter - diviseur de faisceau polarisant

PV : Pressure–volume / Pression-volume
QBO : Quasi-Biennial Oscillation - oscillation quasi biennale
QWP : Quarter-Wave Plate - plaque quart d'onde
RBS : Range Bin Setting - Paramétrage des Bin de Portée
ROMSAF : Radio Occultation Meteorology Satellite Application Facility
RS : Radiosonde
SABER : Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry
SAG : Aeolus Science and data quality Advisory Group - groupe consultatif scientifique d'Aeolus
SAM : Southern Annular Mode - mode annulaire sud
SD : Standard Deviation - Écart Type
SNR : Signal-to-Noise Ratio - Rapport Signal-sur-Bruit
SON : September October November - Septembre Octobre Novembre
SRRC : Simulated Rayleigh Response Calibration - étalonnage de la réponse simulée de Rayleigh
SST : Sea Surface Temperature - Température de Surface de la Mer
SSW : Sudden Stratospheric Warming - Réchauffement Stratosphérique Soudain
TRO : Transmit–Receive Optics - Optiques de Transmission-Réception
TROPOMI : TROPospheric Monitoring Instrument
TTL : Tropical Tropopause Layer - Couche de Tropopause Tropicale
UARS : Upper Atmosphere Research Satellite
UTLS : Upper Troposphere - Lower Stratosphere / Haute Troposphère - Basse Stratosphère
UV : UltraViolet
vLOS : Line-Of-Sight wind speed - Vitesse du vent en ligne de mire
WFD : WATCH Forcing Data – Assimilation de données WATCH
WFDE : WATCH Forcing Data methodology applied to ERA5 data
WPR : Wind Profiler Radar - Radar profileur de vent

Table des matières

Remerciements	5
Liste des abréviations	6
Introduction	11
1 Contexte général et phénomènes dynamiques de l’atmosphère	12
1.1 Généralités.....	12
1.1.1 Structure de l’atmosphère	12
1.1.2 Phénomènes dynamiques	17
1.1.3 Taxonomie des types d’ondes atmosphériques	20
1.2 Génération, propagation et effets des ondes de gravité	21
1.2.1 Genèse et caractéristiques spectrales des ondes de gravité	21
1.2.2 Importance des ondes de gravité dans la dynamique	30
1.2.3 Zones d’ombres et questions ouvertes.....	33
1.3 Enjeux et problématiques de la thèse.....	35
1.3.1 Enjeux à l’heure d’Aeolus.....	35
1.3.2 Défis et attentes pour la thèse.....	37
2 Instruments et base de données pour l’étude des ondes de gravité	39
2.1 État de l’art des instruments et des modèles existants.....	39
2.1.1 Mesure de vent.....	39
2.1.2 Mesure de températures.....	41
2.1.3 Modèles météorologiques	43
2.1.4 Choix des instruments et modèle pour l’étude.....	44
2.2 Aeolus.....	46
2.2.1 Intérêt de la mission.....	46
2.2.2 Principe physique.....	48
2.2.3 Fonctionnement.....	49
2.2.4 Produits.....	54
2.2.5 Premiers succès.....	61
3 Calibration et Validation du satellite Aeolus	63
3.1 Contexte et intérêt.....	63
3.1.1 le DISC et l’intérêt des CAL/VAL.....	63
3.1.2 Les stations sol du LATMOS.....	65
3.2 Méthodes et procédure suivies	70
3.2.1 Détail de la méthode	70
3.2.2 Résumé du déroulement des campagnes de mesures	76
3.3 Résultats obtenus.....	80
3.3.1 Évaluation des résultats.....	80
3.3.2 Etude de cas sur des colocalisations spécifiques	86
3.3.3 Validation de l’évolution long-terme	89
3.3.4 Mise en relation avec le corpus CAL/VAL.....	92
3.3.5 Lecture critique des résultats vis-à-vis des attentes de la mission.....	96
3.4 Conclusion.....	99
4 Climatologie des ondes de gravité	100
4.1 État des connaissances	101
4.1.1 La littérature avant Aeolus.....	101
4.1.2 Les défis persistants et l’originalité de cette étude	103
4.2 Méthodes d’analyses appliquées.....	106
4.2.1 Revue des méthodes existantes	106
4.2.2 Détail de la méthode suivie	108
4.2.3 Correction du bruit instrumental.....	116
4.3 Analyse de l’Energie cinétique des ondes de gravité dans la zone extratropicale .	120
4.3.1 Variation saisonnière du signal.....	120
4.3.2 Comparaison avec GNSS-RO et ERA5	124

4.3.3	Analyse long-terme de l'évolution.....	127
4.4	Analyse de l'Energie cinétique des ondes de gravité dans les tropiques.....	130
4.4.1	Variation saisonnière du signal.....	130
4.4.2	Comparaison avec GNSS-RO.....	134
4.4.3	Comparaison avec ERA5.....	137
4.4.4	Analyse long-terme de l'évolution et analyse critique du modèle ERA5.....	141
4.4.5	Étude des longueurs d'ondes dominantes	148
4.4.6	Différences entre Energie Cinétique et Energie Cinétique HLOS.....	150
4.4.7	Différences entre Energie Cinétique et Energie Potentielle	152
4.5	Incertitudes et barres d'erreur	156
4.5.1	Méthode d'estimation.....	156
4.5.2	Régions extra-tropicales.....	157
4.5.3	Région tropicale.....	160
4.6	conclusion.....	163
5	Conclusion et perspectives	165
5.1	Synthèse des observations.....	165
5.2	L'héritage et la postérité d'Aeolus.....	170
	Bibliographie	174
	Annexes.....	201
A-1.	Liste des modèles météorologiques.....	201
A-2.	Diffusion Raman et Brillouin.....	204
A-3.	Fonctionnement du lidar ALADIN.....	208

INTRODUCTION

La dynamique de l'atmosphère est un système complexe gouverné par une multitude de facteurs et d'interactions. Au cœur de cette complexité, on trouve divers types d'ondes atmosphériques, telles que les ondes de Rossby, les ondes de Kelvin et les ondes de gravité, qui sont des perturbations de petite échelle générées par divers processus météorologiques (Fritts and Alexander, 2003). Toutes jouent un rôle significatif dans la configuration du climat terrestre, contribuant à la dynamique de l'atmosphère globale et tropicale, notamment par le transfert d'énergie et de quantité de mouvement (Fritts, 1984).

Au fil des années, notre compréhension des ondes de gravité s'est largement enrichie. Il est maintenant établi que ces ondes ont leur origine dans la troposphère et se propagent verticalement jusqu'à la stratosphère et la mésosphère, participant à des phénomènes à large échelle tels que l'oscillation quasi biennale (Dunkerton, 1997; Ern et al., 2014) et l'oscillation semestrielle dans la mésosphère (Sassi et Garcia, 1997). Cependant, malgré ces avancées, la représentation précise de la propagation des GW depuis des sources troposphériques jusqu'à la région de la haute-troposphère/basse-stratosphère (UTLS) dans les modèles climatiques et de prévision numérique reste un défi majeur. Cette précision est nécessaire pour simuler correctement des caractéristiques importantes de l'atmosphère, telles que la force des courants-jets hémisphériques nord et sud (Ehard et al., 2017; Holton, 1983; McFarlane, 1987; Sato et al., 2012). Alexander et al. (2010) soulignent que cet enjeu est principalement dû à nos connaissances limitées concernant la génération, la propagation et la dissipation des ondes de gravité internes (IGWs). Le cœur de cette thèse concerne ainsi les ondes de gravité de moyenne à basse fréquence, souvent appelées ondes d'inertie gravité, qui jouent un rôle important dans la circulation à grande échelle de l'atmosphère moyenne (Fritts and Alexander, 2003).

C'est ici qu'intervient le satellite Aeolus de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Lancé en août 2018, Aeolus est équipé d'un lidar doppler jamais embarqué auparavant dans l'espace, nommé Atmospheric LAsEr Doppler INstrument ou ALADIN, capable de mesurer la vitesse du vent du sol jusqu'à 30 km d'altitude. Ce lidar offre une nouvelle approche pour la mesure globale de la vitesse du vent à différentes altitudes, complétant les observations traditionnelles in situ, telles que celles des radiosondes, des avions et des fusées météorologiques (Krisch et al., 2017 ; B. Sun et al., 2010).

Cette thèse explore et quantifie la capacité des observations d'Aeolus à capturer et résoudre les dynamiques des IGWs, en tenant compte du fait que le champ des GWs varie considérablement sur une large gamme de fréquences spatio-temporelles (Alexander, 1998 ; Alexander et al., 2010). Ces travaux visent également à produire la première climatologie des paramètres des IGWs basée sur une combinaison de profils de vent et de température à couverture globale, remplissant ainsi un vide identifié de longue date dans les connaissances (Hines, 1960). Cette thèse a donc pour vocation de contribuer à notre compréhension des IGWs et à leur potentielle amélioration de leur paramétrisation dans les modèles climatiques, renforçant ainsi notre capacité à prévoir l'évolution du climat global.

Le premier chapitre sera consacré à une introduction contextuelle des éléments d'études, à savoir la dynamique de l'atmosphère ainsi que la problématique des ondes de gravité et installera également les attentes du manuscrit. Le second chapitre présentera tous les instruments disponibles afin de résoudre les métriques clés, avec une présentation exhaustive du satellite Aeolus et des différents aspects de son fonctionnement. Le chapitre 3 sera une étude CAL/VAL du satellite, à travers ses mesures de vent, en utilisant deux lidars Doppler fonctionnant au sol en France, situés à l'Observatoire de Haute-Provence et à l'Observatoire du Maïdo à la Réunion. Dans le chapitre 4, nous mènerons une analyse géophysique approfondie des profils de vent d'Aeolus pour déduire les paramètres des IGWs, et nous comparerons ces résultats avec ceux dérivés des données de température globale issues de radio occultation GPS ainsi que du modèle de circulation globale ERA5. Le cinquième chapitre réalisera une rétrospective sur la mission et synthétisera les résultats présentés au cours de ce manuscrit.

1 CONTEXTE GENERAL ET PHENOMENES DYNAMIQUES DE L'ATMOSPHERE

1.1 GENERALITES

1.1.1 Structure de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre est un système stratifié complexe, composé de plusieurs couches distinctes, chacune ayant des caractéristiques physiques et chimiques uniques. Ces couches sont définies par des variations de pressions et températures, résultant en des régions où la température augmente ou diminue avec l'altitude.

La Troposphère est la couche la plus basse de l'atmosphère, commençant à la surface de la Terre. Sa hauteur varie, s'étendant jusqu'à 17-18 km à l'équateur, 9 km à 50°N et 50°S, et juste en dessous de 6 km aux pôles. La température baisse avec l'altitude à un taux moyen d'approximativement 6.5°C par km, un phénomène connu sous le nom de gradient de température adiabatique. La troposphère contient approximativement 80% de la masse totale de l'atmosphère et est le siège de la majeure partie de la convection atmosphérique, du transport vertical de chaleur, de vapeur d'eau et d'autres constituants atmosphériques.

Au-dessus de la troposphère, la Stratosphère s'étend de 6-20 km au-dessus de la surface de la Terre jusqu'à approximativement 50 km d'altitude. Cette couche contient 19% des gaz de l'atmosphère mais très peu de vapeur d'eau. La caractéristique déterminante de la stratosphère est la présence de l'ozone stratosphérique, qui absorbe le rayonnement ultraviolet solaire, provoquant une augmentation de la température avec l'altitude. Cette inversion de température crée une région de stabilité stratifiée, où la convection est supprimée.

La Mésosphère, qui s'étend de 50 à 85 km d'altitude, est caractérisée par une diminution de la température avec l'altitude. Les gaz de la mésosphère sont assez denses pour ralentir les météores qui pénètrent dans l'atmosphère, où ils brûlent, laissant des traînées ardentes dans le ciel nocturne. Les processus dynamiques dans la mésosphère sont fortement influencés par les ondes de

gravité et les ondes de marée atmosphériques. Au-dessus de la mésosphère se trouve la Thermosphère, qui s'étend de 85 km à approximativement 600 km d'altitude. Dans cette couche, la température peut atteindre jusqu'à 2000°C près du sommet, en raison de l'absorption du rayonnement solaire à haute énergie par l'oxygène atomique. L'Exosphère est la couche la plus externe de l'atmosphère, s'étendant de la thermosphère jusqu'à environ 10 000 km d'altitude. Dans cette couche, les atomes et les molécules s'échappent dans l'espace et les satellites orbitent autour de la terre. L'exosphère est la transition entre l'atmosphère terrestre et l'espace interplanétaire.

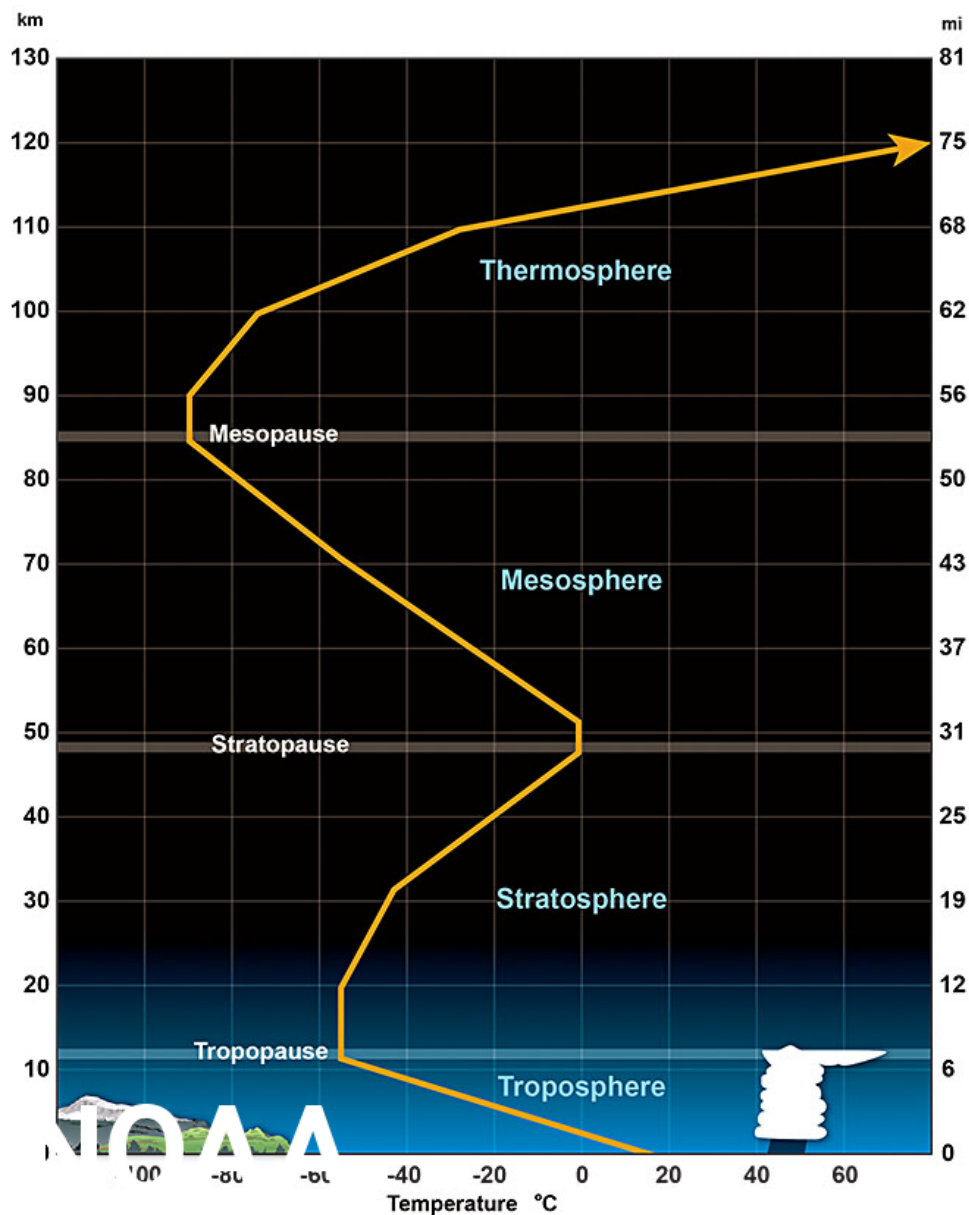


Figure 1. Profil de température moyenne pour les diverses couches de l'atmosphère, en excluant l'exosphère (Crédit d'image : NOAA)

La structure de l'atmosphère et les phénomènes de circulation qui s'y produisent sont intimement liés. Sous l'effet de l'ensoleillement, de la gravité, de la poussée d'Archimède et de la force de Coriolis, les différences de température entre l'équateur et les pôles font circuler l'air tout autour de la Terre. Ces différences de température et de pression entre les différentes couches de l'atmosphère générant des mouvements d'air créent ainsi des cellules de circulation atmosphérique. Ces cellules

sont des régions de circulation d'air verticale et horizontale qui transportent la chaleur et l'humidité à travers l'atmosphère.

La circulation atmosphérique sur Terre se caractérise par trois types principaux de cellules de circulation : les Cellules de Hadley, les Cellules de Ferrel et les Cellules Polaires. Ces cellules jouent un rôle essentiel dans la distribution de l'air chaud et froid sur la surface de la Terre et sont également influencées par la rotation de la Terre, un phénomène connu sous le nom de force de Coriolis.

Les cellules de Hadley se trouvent entre l'équateur et environ 30° de latitude, et sont le moteur de la circulation atmosphérique tropicale. Leur fonctionnement s'explique par le réchauffement solaire intense autour de l'équateur, où, en raison de l'inclinaison de l'axe terrestre de 23,27 degrés, le Soleil atteint le zénith lors des équinoxes de mars et septembre, assurant un ensoleillement intense tout au long de l'année. La chaleur accumulée est en grande partie transportée dans l'atmosphère par la libération de chaleur latente lors des orages tropicaux. La théorie des cellules de Hadley a été introduite en 1735 par George Hadley. Cette théorie, qui améliorait celle proposée par l'astronome Edmond Halley, tenait compte de la rotation de la Terre pour expliquer pourquoi les vents alizés se déplacent vers l'ouest.

Au sein des cellules de Hadley, l'air chaud et humide converge vers l'équateur et s'élève, formant des orages dans la zone connue sous le nom de convergence intertropicale. Lorsque cet air atteint la tropopause, il est poussé vers le nord ou le sud et, en s'éloignant de l'équateur, est dévié vers l'est par la force de Coriolis. En se déplaçant vers les pôles, l'air se refroidit, devient instable et commence à descendre. Cela se produit autour de 30 à 35 degrés N et S, dans une zone dominée par un anticyclone, connue sous le nom de zone de calmes subtropicaux arides. L'air de cette région retourne ensuite vers l'équateur, complétant le cycle des cellules de Hadley. Il faut garder à l'esprit que ces cellules ne sont pas alignées exactement avec l'équateur géographique, mais plutôt avec l'équateur solaire, ce qui entraîne une variation saisonnière de leur position. Par ailleurs, le réchauffement local et la friction peuvent modifier la position précise d'une cellule donnée.

La convection atmosphérique aux limites de ces cellules joue un rôle clé dans la chimie de l'atmosphère, facilitant le transfert vertical d'aérosols et de polluants des basses couches vers les hautes couches, et inversement. Ces processus sont complétés par d'autres mécanismes convectifs qui peuvent également transférer verticalement des polluants.

Mais tout l'air transporté par les cellules de Hadley vers le nord ou le sud ne redescend pas immédiatement. Une partie reste en altitude et se met en mouvement d'ouest en est, créant ce que l'on appelle des courants-jet. Ces courants d'air sont des "tubes" d'air de haute altitude qui peuvent atteindre des vitesses de 360 km/h et plus. Ils sont présents dans les deux hémisphères, avec un courant-jet subtropical aux alentours de 30° de latitude et un courant-jet polaire près de 60°.

Les Cellules de Ferrel se trouvent entre environ 30° et 60° de latitude, et leur présence est en hommage à William Ferrel, qui a cherché à caractériser la circulation générale d'ouest qui caractérise ces latitudes. Il est intéressant de noter que contrairement aux cellules de Hadley et aux cellules polaires, la circulation au sein des cellules de Ferrel est indirecte.

Dans ces latitudes moyennes, une interaction dynamique a lieu entre l'air froid provenant des pôles via la cellule polaire et l'air chaud provenant de l'équateur via la cellule de Hadley. Ces deux types de masses d'air se rencontrent le long d'un ruban thermique, créant un flux de cyclogenèse qui dirige l'air chaud vers les pôles et l'air froid vers l'équateur.

Les systèmes météorologiques formés par cette interaction, comme les dépressions et les anticyclones, créent un régime changeant de vents. L'air chaud et humide qui rencontre l'air plus froid s'élève par forçage dynamique, provoquant un mouvement ascendant synoptique compensé en amont et en aval par un mouvement descendant, formant ainsi une suite d'anticyclones et de dépressions le long du ruban thermique.

Les vents au sein de ces systèmes se déplacent dans une direction générale d'ouest en est, appelée flux zonal, lié au gradient de pression qui dépend de la structure thermique de la colonne d'air. Le courant-jet se forme au-dessus de ces zones de forts contrastes thermiques, appelées fronts, qui séparent les masses d'air froid et chaud.

Cependant, les différences de friction dans la basse couche de l'atmosphère peuvent dévier le vent, créant des ondes, appelées ondes de Rossby, dans la circulation qui devient alors méridionale. C'est cette composante du flux qui transfère l'air froid vers l'équateur et l'air chaud vers les pôles, contribuant ainsi à l'intensification des dépressions et aux forts changements de température de surface.

Il est important de souligner que les cellules de Ferrel sont également responsables de la formation des anticyclones, qui sont des zones de haute pression où l'air descend et s'éloigne du centre de l'anticyclone. Ces zones sont généralement associées à un temps beau et sec.

Enfin, les cellules Polaires, positionnées entre environ 60° de latitude et les pôles, jouent un rôle primordial dans la circulation globale de l'atmosphère. Tout comme les cellules de Hadley, elles opèrent selon un système convectif fermé. L'air froid, sec et dense proche des pôles descend et se réchauffe, formant des anticyclones semi-permanents sur des régions comme la Sibérie, les îles arctiques et l'Antarctique, en particulier pendant l'hiver lorsque le contraste de température entre les pôles et les latitudes plus basses est le plus grand. Cela rend la météorologie de ces régions relativement stable, à l'inverse des dépressions fréquentes qui affectent les latitudes moyennes.

À environ 60° de latitude, cet air plus chaud et moins dense monte, créant une zone de haute pression. En raison de la faible humidité de l'air descendant, les pôles sont caractérisés comme des déserts froids. De plus, le phénomène connu sous le nom de force de Coriolis dévie l'air vers l'ouest, donnant lieu à des vents du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans l'hémisphère sud.

La circulation polaire interagit également avec le terrain pour former des ondes harmoniques longues, connues sous le nom d'ondes de Rossby. Ces ondes jouent un rôle majeur dans la trajectoire du courant-jet polaire, qui sépare les cellules polaires des cellules de Ferrel. De plus, elles permettent le transfert d'énergie solaire de l'équateur vers la cellule polaire, et finalement jusqu'aux pôles.

Ces anticyclones, associés aux cellules polaires, peuvent parfois mener à la formation de dômes très froids, comme ce fut le cas en 1983 à la base antarctique Vostok II, où un record de basse température de $-89,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ a été rapporté. En conséquence, les cellules polaires ont une influence significative sur la circulation atmosphérique et le climat à l'échelle globale.

De plus, la circulation atmosphérique n'est pas limitée à la troposphère. D'autres processus climatiques jouent un rôle déterminant dans la distribution de la chaleur et des masses d'air à une échelle plus grande, impactant significativement le climat de la Terre et les températures à la surface, ajoutant ainsi une complexité supplémentaire aux processus convectifs décrits précédemment.

La circulation de Walker, par exemple, est une caractéristique essentielle de la dynamique atmosphérique dans la troposphère inférieure, en particulier au-dessus de l'océan Pacifique, caractérisée par un mouvement d'air d'Est en Ouest. Cette circulation convective est influencée par des variations de pression entre les océans Indien et Pacifique. Elle génère un mouvement d'air d'Est en Ouest, créant des différences de température significatives entre l'Est et l'Ouest du Pacifique. Ces mouvements cycliques peuvent engendrer des hivers inhabituellement chauds ou froids et influencer la fréquence des ouragans, modifiant ainsi la structure des cellules atmosphériques décrites ci-dessus.

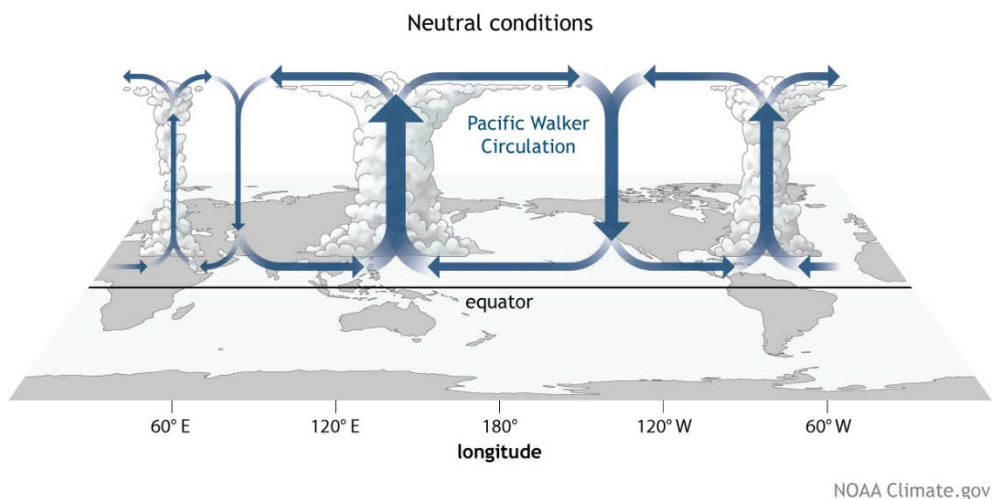


Figure 2. Circulation de Walker généralisée (décembre-février) pendant les conditions ENSO neutres. La convection associée aux branches ascendantes de la circulation de Walker s'observe sur le sud de l'Asie, le nord de l'Amérique du Sud et l'Afrique de l'Est. (Crédit d'Image : NOAA Climate.gov dessin de Fiona Martin)

La circulation de Walker est étroitement liée à des phénomènes climatiques importants tels que El Niño et l'Oscillation australe. Ces changements peuvent entraîner des conditions météorologiques inhabituelles dans les Amériques, l'Australie, et l'Afrique du Sud-Est, modifiant les interactions entre les cellules de Ferrel et de Hadley.

Les mouvements de l'atmosphère sont influencés par une variété de facteurs, tels que la friction de la surface de la Terre, la chaleur solaire, et même les activités humaines. Ces influences peuvent provoquer des variations dans la circulation atmosphérique et perturber les courants-jet et les

ondes de Rossby, ce qui perturbe à son tour les systèmes d'anticyclones et de dépressions formés par l'interaction entre les cellules de Ferrel et les autres cellules atmosphériques.

La circulation atmosphérique n'est un mécanisme linéaire facile à anticiper sur de longues périodes. Les cellules de Hadley, par exemple, se dilatent et se contractent avec les saisons, se déplaçant vers le pôle correspondant pendant l'été et vers l'équateur pendant l'hiver. Ces variations saisonnières ont des implications majeures pour les modèles météorologiques et climatiques. Ainsi, la structure de l'atmosphère et les phénomènes de circulation qui s'y produisent sont étroitement liés et sont essentiels pour comprendre le climat de la Terre.

1.1.2 Phénomènes dynamiques

L'atmosphère est le théâtre de nombreux phénomènes dynamiques, englobant des mouvements à grande échelle, comme la circulation atmosphérique globale, et des phénomènes à petite échelle, tels que les turbulences et les ondes de gravité. Le cœur de cette dynamique réside dans les différences de température et de pression entre les différentes couches de l'atmosphère, qui sont influencées par les rayonnements solaires, ainsi que la gravité et la rotation de la Terre.

Ces mouvements d'air, matérialisés en cellules de convection, génèrent également des vents caractéristiques : le courant d'Est équatorial au voisinage de l'équateur et à faible altitude, et dans chaque hémisphère, deux vents d'Ouest. Ces vents, le jet stream polaire situé à une latitude proche de $\pm 60^\circ$ et le jet stream subtropical à des latitudes voisines de $\pm 30^\circ$, sont couramment appelés courants-jets. À la suite de la mention des courants-jets à la section précédente, il est à noter que ces "tubes" d'air en mouvement rapide fluctuent en position et intensité en fonction des facteurs saisonniers et des variations de température. Leur rôle crucial dans la circulation atmosphérique globale est indéniable, mais ils ont également la capacité d'influencer la trajectoire des cyclones, et de contribuer à la formation de ondes de chaleur et de froid extrêmes en immobilisant certaines conditions météorologiques sur une zone précise.

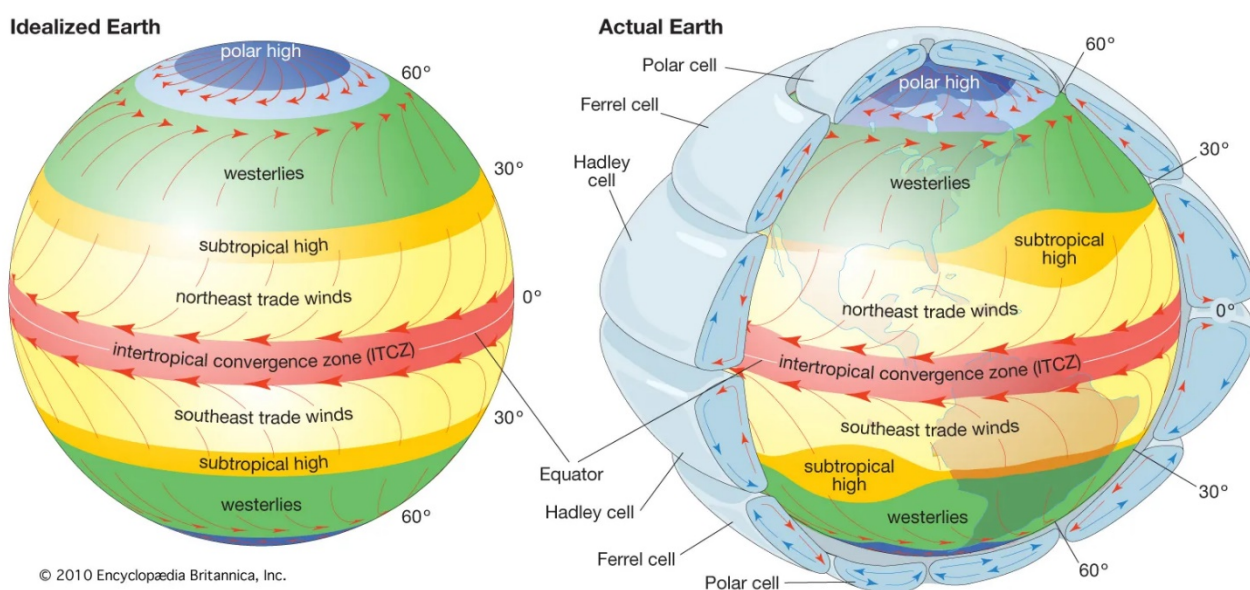


Figure 3. Schémas généraux de la circulation atmosphérique sur une Terre idéalisée à surface uniforme (à gauche) et sur la Terre actuelle (à droite). Les schémas de circulation atmosphérique horizontaux et verticaux sont représentés dans le diagramme de la Terre actuelle. (Crédit d'image : Encyclopaedia Britannica)

Pendant l'hiver, la stratosphère - qui est un lieu clé de la dynamique atmosphérique - est divisée en trois zones distinctes par ces courants-jets. Ces courants homogénéisent les espèces composant la stratosphère le long des mêmes cercles de latitude et affaiblissent les circulations méridionales, formant ainsi la zone intertropicale, la zone polaire et une zone intermédiaire appelée zone de mélange.

La dynamique de la stratosphère est également principalement influencée par l'activité ondulatoire, avec deux composantes principales : les ondes de gravité et les ondes de Rossby, ou ondes planétaires. Ces ondes sont générées par des variations de relief à la surface de la Terre ou par la convection profonde, qui sera expliquée en détail dans la partie suivante.

Leur activité est plus intense dans l'hémisphère nord, où les continents sont plus nombreux, et pendant l'hiver, lorsque leur propagation verticale perturbe les jets.

Un autre phénomène marquant de la dynamique de la stratosphère est la circulation de Brewer-Dobson, qui est principalement générée en réponse à la dissipation d'ondes en basse stratosphère, les ondes de Rossby apportant la principale contribution. Durant la nuit polaire, les masses d'air situées à haute latitude ne sont plus chauffées par le rayonnement solaire et leur température chute fortement. Cela crée un fort gradient de température entre les hautes et moyennes latitudes, déclenchant un courant méridien des tropiques vers les hautes latitudes. Ce courant méridien entraîne un courant ascendant aux tropiques, apportant de l'air troposphérique en stratosphère et constituant la principale source de matière en stratosphère.

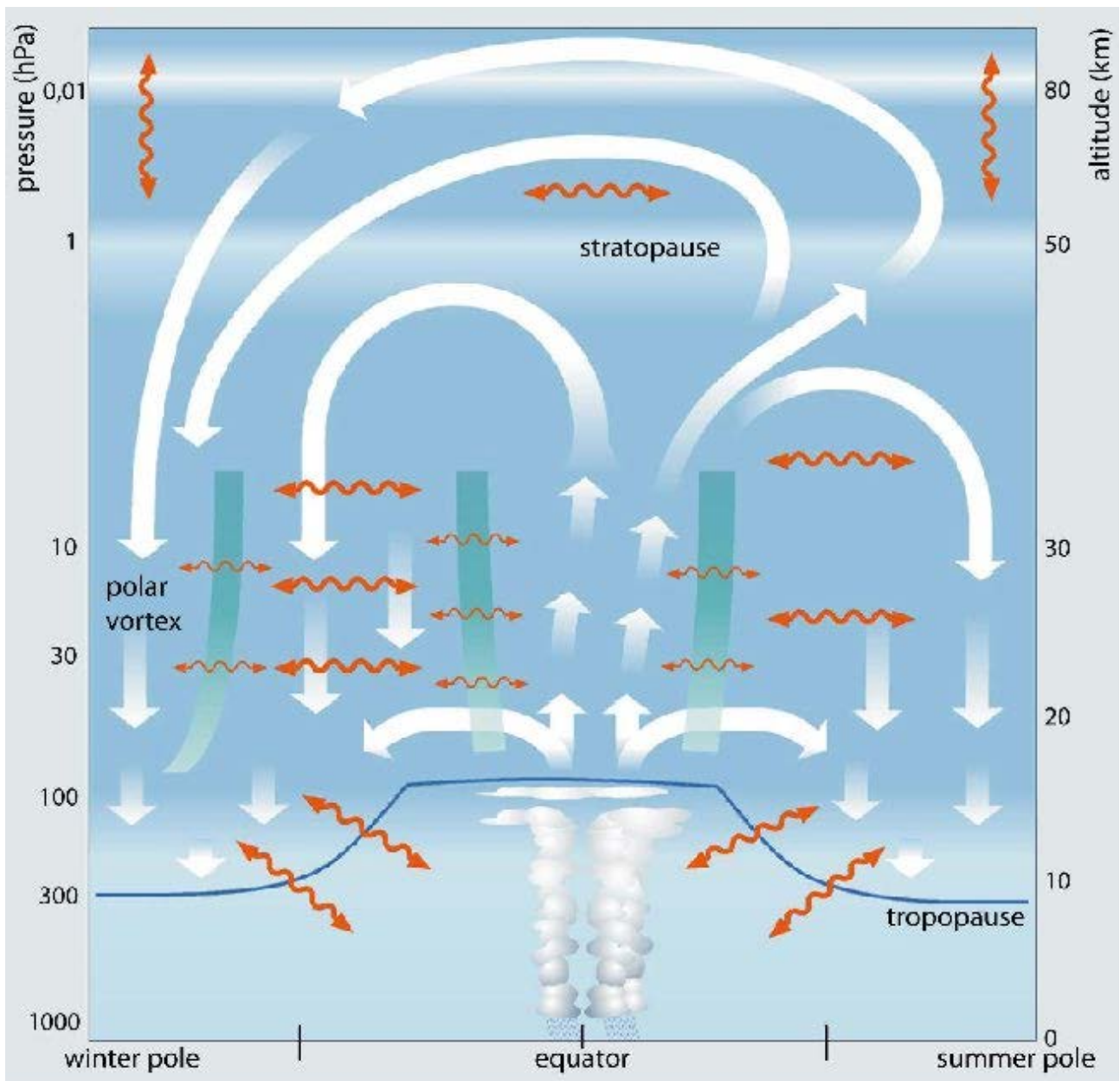


Figure 4. La circulation Brewer-Dobson de la Terre. Les flèches blanches épaisses indiquent la fonction de flux de masse moyenne eulérienne transformée. Les flèches orange ondulées indiquent les processus de mélange dans les deux sens. Les lignes vertes épaisses indiquent la présence de barrières de transport et de mélange stratosphériques. (Crédit d'Image : Ulrich Schmidt - Institut des sciences atmosphériques et environnementales, Université Goethe de Francfort)

Au fur et à mesure qu'il approche des hautes latitudes, le courant méridien de la stratosphère d'hiver est dévié par la force de Coriolis pour former un fort jet polaire, appelé le vortex polaire. En été, l'activité ondulatoire est plus faible et le rayonnement solaire aux pôles ne crée pas un gradient de température similaire à celui observé en hiver.

En plus de ces phénomènes, l'Oscillation Quasi-Biennale (QBO) est un autre acteur essentiel dans la dynamique stratosphérique. C'est une caractéristique essentielle du climat dans les tropiques et

constitue la principale source de variabilité en stratosphère tropicale, se déroulant à une tranche d'altitudes entre 20 et 30 kilomètres. La QBO est caractérisée par une alternance des vents zonaux d'est en ouest avec des périodes de 24 à 30 mois.

Il est tentant de considérer la circulation atmosphérique globale comme un phénomène stable et prévisible, une sorte d'axe autour duquel tous les autres phénomènes orbitent. Cependant, une telle approche serait réductrice et méconnaîtrait la richesse et la complexité du système. En effet, même si la circulation générale constitue le socle de notre compréhension de l'atmosphère, les phénomènes plus dynamiques tels que les courants-jets, les ondes de gravité et la circulation de Brewer-Dobson jouent un rôle essentiel dans la modulation de cette circulation générale. C'est dans ce contexte que s'inscrit le travail de cette thèse, qui vise à améliorer notre compréhension de ces phénomènes et à développer des méthodes plus précises et efficaces pour leur étude.

1.1.3 Taxonomie des types d'ondes atmosphériques

La propagation des ondes atmosphériques est fondamentalement due à un déséquilibre des forces agissant sur l'air. Lorsque l'on considère le mouvement des ondes, on le conçoit souvent en termes de parcelles d'air. Les types d'ondes et leurs caractéristiques de propagation varient selon la latitude, car l'effet de Coriolis sur le flux horizontal de l'air atteint son maximum aux pôles et diminue jusqu'à devenir nul à l'équateur. Ce jeu de forces et leurs variations géographiques donnent naissance à différents types d'ondes atmosphériques.

Les ondes sonores, caractérisées par leur fréquence élevée, sont généralement exclues des équations du mouvement atmosphérique. Il s'agit d'ondes longitudinales ou de compression, dont la direction d'oscillation est alignée sur la direction de propagation. Elles se propagent dans l'atmosphère par une série de compressions et d'expansions.

Parmi l'ensemble des ondes atmosphériques, les ondes de gravité internes, générées par des perturbations telles que les montagnes ou le réchauffement inégal de la Terre, et les ondes d'inertie, qui sont influencées par la rotation de la Terre et apparaissent principalement dans les courants océaniques et atmosphériques, jouent un rôle important. Ces ondes ont des implications significatives pour la météorologie et la climatologie, notamment dans le transport vertical de l'énergie et des constituants atmosphériques. Les ondes de gravité internes nécessitent une atmosphère stratifiée stable et se produisent souvent dans des milieux fluides présentant de forts gradients de température ou d'humidité. D'autre part, les ondes inertio-gravitaires, qui opèrent à des fréquences élevées, combinent les influences de la gravité et de la rotation de la Terre. Elles contribuent au transport et au mélange atmosphérique, en particulier dans la basse stratosphère. Bien que la quantification de ces impacts reste une tâche complexe, leur importance pour notre compréhension de la dynamique atmosphérique est indéniable.

Les ondes de Rossby, également connues sous le nom d'ondes planétaires, exercent une influence déterminante sur les schémas météorologiques et les conditions atmosphériques. Ces ondes se forment principalement en raison de la géographie de la Terre. Les ondes de Rossby jouent un rôle essentiel dans le transfert de chaleur, déplaçant la chaleur des tropiques vers les pôles et l'air froid dans la direction opposée, s'efforçant ainsi de maintenir l'équilibre atmosphérique. Elles contri-

buent également à déterminer la position du courant-jet et à tracer la trajectoire des systèmes dépressionnaires de surface. La lente progression des ondes de Rossby entraîne souvent des phénomènes météorologiques prolongés et persistants, contribuant aux cyclones et anticyclones des latitudes moyennes, visibles dans les creux et les crêtes du géopotential 500 hPa.

À l'équateur, deux autres types d'ondes peuvent être observés en raison des conditions uniques qui y règnent. Les ondes mixtes Rossby-gravité sont un amalgame des caractéristiques des ondes de Rossby et de gravité, jouant un rôle essentiel dans la dynamique atmosphérique équatoriale. Quant aux ondes de Kelvin, qui ne sont pas affectées par la rotation de la Terre, elles se déplacent uniquement vers l'est, contribuant à des phénomènes météorologiques tels qu'El Niño.

Collectivement, ces types d'ondes atmosphériques tissent les schémas complexes de nos systèmes climatiques et météorologiques mondiaux, chacun d'entre eux présentant des caractéristiques de propagation et des bases dynamiques uniques. De la surface de la Terre jusqu'aux confins de l'atmosphère, ils façonnent les schémas complexes de notre climat mondial et de nos systèmes météorologiques. Parmi ces ondes atmosphériques, un type particulier nécessite une attention spéciale par son omniprésence et son rôle dans la dynamique atmosphérique : les ondes de gravité, et plus précisément les ondes de gravité internes.

1.2 GENERATION, PROPAGATION ET EFFETS DES ONDES DE GRAVITE

1.2.1 Genèse et caractéristiques spectrales des ondes de gravité

Les ondes de gravité sont une autre manifestation importante des phénomènes dynamiques dans l'atmosphère. Ce sont des oscillations qui se produisent dans l'atmosphère en réponse à des perturbations, comme le flux d'air sur une montagne ou le passage d'une frontière météorologique.

Ces ondes se propagent verticalement et horizontalement à travers l'atmosphère, transportant l'énergie et la quantité de mouvement. Elles jouent un rôle capital dans la circulation atmosphérique, en particulier dans la mésosphère et la stratosphère, où elles peuvent déposer leur énergie et leur quantité de mouvement, influençant ainsi la circulation à grande échelle.

Les sources de ces ondes sont multiples et font appel à différents concepts, très distincts dans leurs mécanismes. La catégorisation présentée suivra la logique proposée par Kruse et al. (2023).

Orographie : Depuis plus d'un siècle, les ondes de montagne ou MWs sont reconnues comme une forme emblématique des ondes de gravité atmosphériques (Smith 2019). Les MWs, sont générées par des écoulements stablement stratifiés lorsque l'air s'élève en altitude en se déplaçant au-dessus d'un relief montagneux, comme des petites montagnes isolées de la péninsule antarctique (Alexander et Teitelbaum 2007) ou des îles de Géorgie du Sud (Alexander et al. 2009), tant au niveau des versants exposés au vent que de ceux situés sous le vent. La morphologie des MW est influencée par les dimensions et la configuration du relief, ainsi que par les profils verticaux de vent, température et humidité de l'air ambiant. Ces ondes se caractérisent par la formation de nuages lenticulaires visibles depuis la Terre et l'espace. Elles résultent de l'ascension adiabatique

de l'air sur les pentes, entraînant la condensation de vapeur d'eau (Martin., 2008). Ce phénomène requiert une condition de stabilité du milieu pour se produire et se propagent verticalement avec des longueurs d'onde horizontales de dizaines ou de centaines de kilomètres (Lilly et Kennedy, 1973; Leutbecher et Volkert, 2000; Dörnbrack et al., 1999). Lorsque la hauteur de la montagne est faible par rapport à la longueur d'onde verticale de l'onde, la théorie linéaire peut prévoir les caractéristiques générales des MW (Kruse et al., 2023).

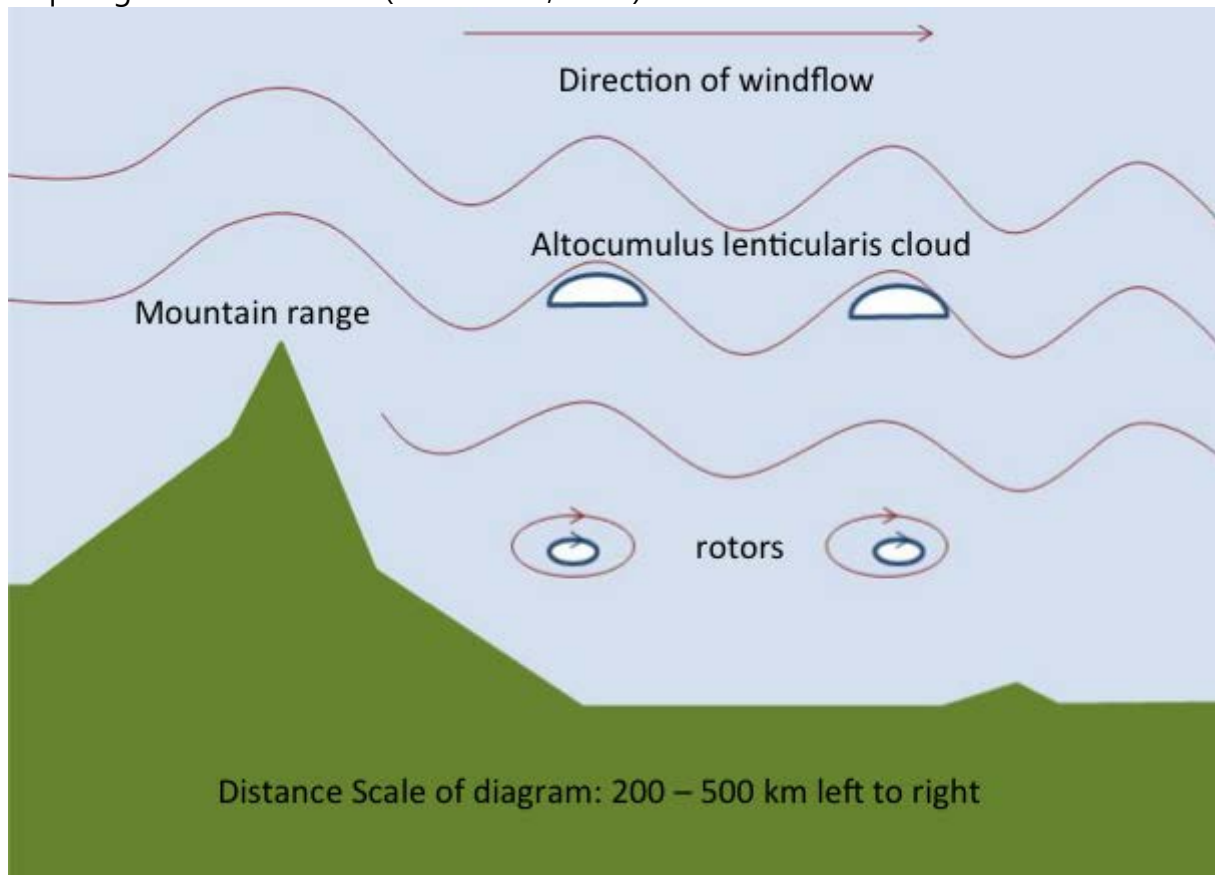


Figure 5. Ondes de montagne

Les courants verticaux au sein des oscillations peuvent atteindre 10 m/s. La combinaison de ces forts courants verticaux et de la friction de surface peut entraîner la formation de rotors (un tourbillon horizontal turbulent généré autour des "creux" de l'activité des ondes de montagne) sous les ondes, ce qui provoque de fortes turbulences. (Crédit d'image : skybrary.aero)

Convection : La convection est un processus général par lequel la chaleur est transférée à travers l'air par le mouvement du fluide lui-même, créant des courants convectifs. Lorsque l'on parle de convection profonde, nous faisons référence à une convection qui s'étend de la surface jusqu'à un niveau supérieur à environ 5,5 km d'altitude (500 hPa), s'arrêtant généralement à la tropopause. La convection atmosphérique profonde est généralement associée à des phénomènes météorologiques intenses tels que les orages et les cyclones tropicaux. La majeure partie se produit sous les tropiques en tant que branche ascendante de la circulation de Hadley, représentant un couplage local fort entre la surface et la haute troposphère, un phénomène qui est largement absent dans les latitudes moyennes hivernales. Dans ce contexte de convection profonde, les ondes de haute fréquence dans la stratosphère sont corrélées avec les nuages de convection profonde (Sato, 1992; Alexander et Pfister, 1995; McLandress et al., 2000). Ces ondes, générées par la convection, présentent de multiples vitesses de phase et de fréquences et sont souvent observées loin de la source

convective. Trois mécanismes principaux expliquent leur génération dans le cadre de la convection profonde :

- *Le forçage par chauffage convectif* : Ce mécanisme implique que les variations temporelles et spatiales du chauffage convectif, induisent des perturbations dans la densité potentielle, entraînant la génération d'un spectre spécifique d'ondes de gravité (Beres et al., 2004). La caractérisation de ce spectre dépend essentiellement de l'échelle verticale de la zone de chauffage ainsi que de la distribution du nombre d'ondes horizontales et de la fréquence de chauffage (Alexander et al., 1995; McLandress et al., 2000; Holton et al. 2002). Les ondes de gravité sont générées de manière tridimensionnelle, notamment dans des cellules convectives de petite échelle, et les cellules convectives asymétriques contribuent à un champ d'ondes anisotrope au-dessus de la région source (Piani et Durran, 2001; Horinouchi et al., 2002).
- *L'effet d'oscillateur mécanique* : Ce mécanisme se manifeste particulièrement dans les orages convectifs, où les courants ascendants puissants peuvent traverser la tropopause. Ces oscillations des courants ascendants et descendants peuvent engendrer des ondes se propageant vers le haut, analogues à celles produites par un oscillateur mécanique dans un fluide stratifié (Fovell et al., 1992; Lane et al., 2001). Dans le cas des orages, qui sont un exemple de convection profonde et humide, les courants ascendants dépassent fréquemment leur niveau de flottabilité neutre, favorisant ainsi la formation d'ondes de gravité se propageant verticalement.
- *L'effet d'obstacle* : L'effet d'obstacle est un mécanisme où le sommet d'un élément convectif agit comme une barrière au flux moyen de fond, similaire à une montagne, produisant des ondes qui se propagent en amont (Clark et al., 1986; Pfister et al., 1993a, b; Alexander et Vincent, 2000). Les ondes de gravité résultant de l'effet d'obstacle diffèrent des ondes de montagne stationnaires car elles se déplacent avec des vitesses de phase horizontales. Ces vitesses correspondent à la vitesse des mouvements horizontaux associés à la convection, c'est-à-dire aux déplacements latéraux de l'air causés par les processus convectifs verticaux dans l'atmosphère (Pfister et al., 1993). Elles sont particulièrement sensibles à la profondeur de pénétration des cellules de chauffage latent dans une zone de cisaillement supérieure, un aspect qui complexifie leur paramétrisation dans les modèles de circulation générale où les cellules convectives ne sont pas résolues (Alexander et al. 2006). L'effet de cisaillement ou d'obstacle est reconnu comme un générateur d'ondes de gravité plus efficace que le forçage thermique pur, organisant les tourbillons de la couche limite et la convection cumuloforme (Clark et al., 1986). Enfin, la tourelle convective agit en tant que barrière au flux de fond, générant des ondes qui se propagent principalement à contre-courant (Dutta et al., 2009).

Les fronts et les jets : Ces structures dynamiques se révèlent être des catalyseurs essentiels dans la production d'ondes de gravité, surtout dans les régions de latitude moyenne (Plougonven et al., 2003). Ces phénomènes génèrent typiquement des ondes de gravité de méso-échelle dont la fréquence s'aligne souvent avec le paramètre de Coriolis (Kruse et al., 2023). Des observations empiriques ont permis de démontrer le rôle de ces phénomènes encore mal compris pour la génération d'ondes. Par exemple, des observations par radiosondage à diverses latitudes (de 10°N à 40°N), révèle que les jets troposphériques jouent un rôle prépondérant dans l'excitation des ondes (Zhang et Yi., 2007). Également, l'activité des ondes de gravité est la plus intense autour du pic de vitesse du jet et dans les régions de sortie des jets de la haute troposphère (Plougonven et al., 2003).

Les mécanismes exacts de génération de ces ondes près des systèmes de jets et de fronts sont encore l'objet de recherches approfondies et de débats. Plusieurs mécanismes ont été proposés pour expliquer la genèse des ondes de gravité dans ces environnements, comprenant par exemple l'ajustement géostrophique, le rayonnement de Lighthill, les instabilités non équilibrées, la génération transitoire, l'instabilité de cisaillement (Vanneste., 2008). Ces processus sont souvent interconnectés et peuvent se manifester simultanément, rendant la compréhension de leur contribution respective à la génération des ondes de gravité complexe. Trois mécanismes idéalisés à sec (Plougonven et Zhang., 2014) sont considérés comme les plus importants :

- *L'Effet d'Ajustement Spontané* : Il s'agit d'une généralisation de l'ajustement géostrophique, un phénomène où le flux atmosphérique tente de revenir à un état d'équilibre après avoir été perturbé (Ruppert et al., 2022). Dans ce processus, les ondes de gravité sont générées et émises à mesure que le flux déséquilibré s'ajuste à un nouvel équilibre. Le mécanisme est particulièrement actif dans les régions de forte courbure horizontale du vent, où le flux peut devenir déséquilibré. Il en résulte l'émission d'ondes d'inertie-gravité de grande amplitude, transportant une importante énergie verticale.
- *L'Effet d'Émission d'Ajustement* : Ce mécanisme se produit lorsqu'un flux atmosphérique, déjà bien équilibré, émet continuellement des ondes de gravité au cours de son évolution. Cela a été initialement illustré par Lighthill (1952), qui a démontré comment des ondes acoustiques peuvent être générées par des mouvements turbulents dans un fluide. Les ondes de gravité émises par ce mécanisme reflètent les dynamiques continues de l'atmosphère et jouent un rôle important dans le transfert d'énergie à travers celle-ci.
- *L'Effet d'Instabilité de Cisaillement* : L'interaction non linéaire entre l'instabilité de Kelvin-Helmholtz, un phénomène déclenché par le cisaillement de vitesse entre deux fluides, et les modes de propagation atmosphériques, est au cœur de l'Effet d'Instabilité de Cisaillement. Cette dynamique, étudiée par Scinocca et Ford (2000), est fréquemment observée dans des

régions où le cisaillement du vent est particulièrement marqué, que ce soit à proximité de la surface terrestre ou à des altitudes supérieures, notamment au-dessus des jets de la tropopause. Les ondes de gravité résultantes de ces instabilités se dirigent vers des altitudes plus hautes, atteignant ainsi des zones atmosphériques supérieures où elles ne se propagent pas normalement depuis les niveaux inférieurs. Ces ondes ont un effet notable sur l'atmosphère au-dessus de la zone de cisaillement du vent, indiquant que l'instabilité dans ce cisaillement est une source potentielle d'ondes de gravité qui peuvent se propager jusqu'à la mésosphère, la thermosphère et l'ionosphère, comme l'ont souligné Dong et al. (2023).

génération d'ondes de gravité secondaires : Il s'agit d'un domaine d'investigation récent en physique atmosphérique, qui se concentre sur l'émergence d'ondes de gravité secondaires à la suite de la dissipation et du dépôt d'inertie d'une onde de gravité primaire (Bacmeister et Schoeberl., 1989). Bien que ce phénomène ait été clairement identifié, la compréhension complète de ses mécanismes spécifiques et de son impact global reste à éclaircir. Cependant, deux processus principaux ont été distingués, fournissant une base solide pour les recherches futures :

- *Génération d'Ondes de Gravité Secondaires à Grande Échelle* : Ce phénomène atmosphérique se produit à des dimensions plus importantes que celles des ondes de gravité primaires. Ce processus résulte de la localisation de forces volumiques ou du transfert de quantité de mouvement, suivant la dissipation d'une onde de gravité primaire. Ces forces peuvent être catégorisées en deux types principaux : dissipatives et non dissipatives (Kruse et al., 2023). Les forces dissipatives surviennent typiquement lors de l'amortissement de l'onde primaire par des instabilités de petite échelle. Ces instabilités absorbent et dispersent l'énergie de l'onde primaire, conduisant à une réduction de son énergie cinétique. Ce processus de dissipation énergétique est un facteur clé dans la génération d'ondes secondaires, car il redistribue l'énergie de manière à créer de nouvelles structures ondulatoires dans l'atmosphère (Vardas et al. 2003, 2018). Par contraste, les forces non dissipatives agissent d'une manière différente. Elles se manifestent sous forme d'une force réversible, souvent décrite comme une « auto-accélération », qui intervient pendant le passage transitoire d'une onde de gravité. Ce terme d'auto-accélération fait référence à un phénomène où une couche atmosphérique gagne de l'énergie cinétique de façon autonome, sans dissipation ni apport d'énergie externe. Ce processus, mis en évidence par Wilhelm et al. (2018), implique que les ondes d'inertie-gravité à méso-échelle peuvent se former et se propager sans perte d'énergie significative. Cette forme de rayonnement résonant non dissipatif joue donc un rôle dans la génération d'ondes de gravité secondaires, en transférant l'énergie de l'onde primaire dans des structures atmosphériques de plus grande échelle.
- *Génération d'Ondes de Gravité Secondaires à Petite Échelle* : Ces ondes se développent à des échelles plus petites que celles observées dans les ondes de gravité primaires. Lorsque les ondes de gravité se brisent et se dissipent, diverses instabilités de petite taille. Selon Franke et Robinson (1999), ces instabilités jouent un rôle essentiel dans le transfert d'énergie d'une échelle à l'autre. C'est la dynamique non linéaire qui facilite ce transfert, en permettant à l'énergie issue des petites instabilités de migrer vers des échelles plus grandes, et cela peut

favoriser la propagation d'une nouvelle onde de gravité. En outre, ces instabilités ne se manifestent pas uniformément dans le champ d'ondes. Elles surviennent souvent dans des conditions particulières, par exemple lorsque la stratification atmosphérique est affaiblie ou instable, ou dans des zones de fort cisaillement du vent apparaissent (Kruse et al., 2023). Cette variabilité dans l'apparition des instabilités peut entraîner la création d'ondes de gravité plus petites que le champ d'ondes initial, comme l'ont noté Holton et Alexander (1999).

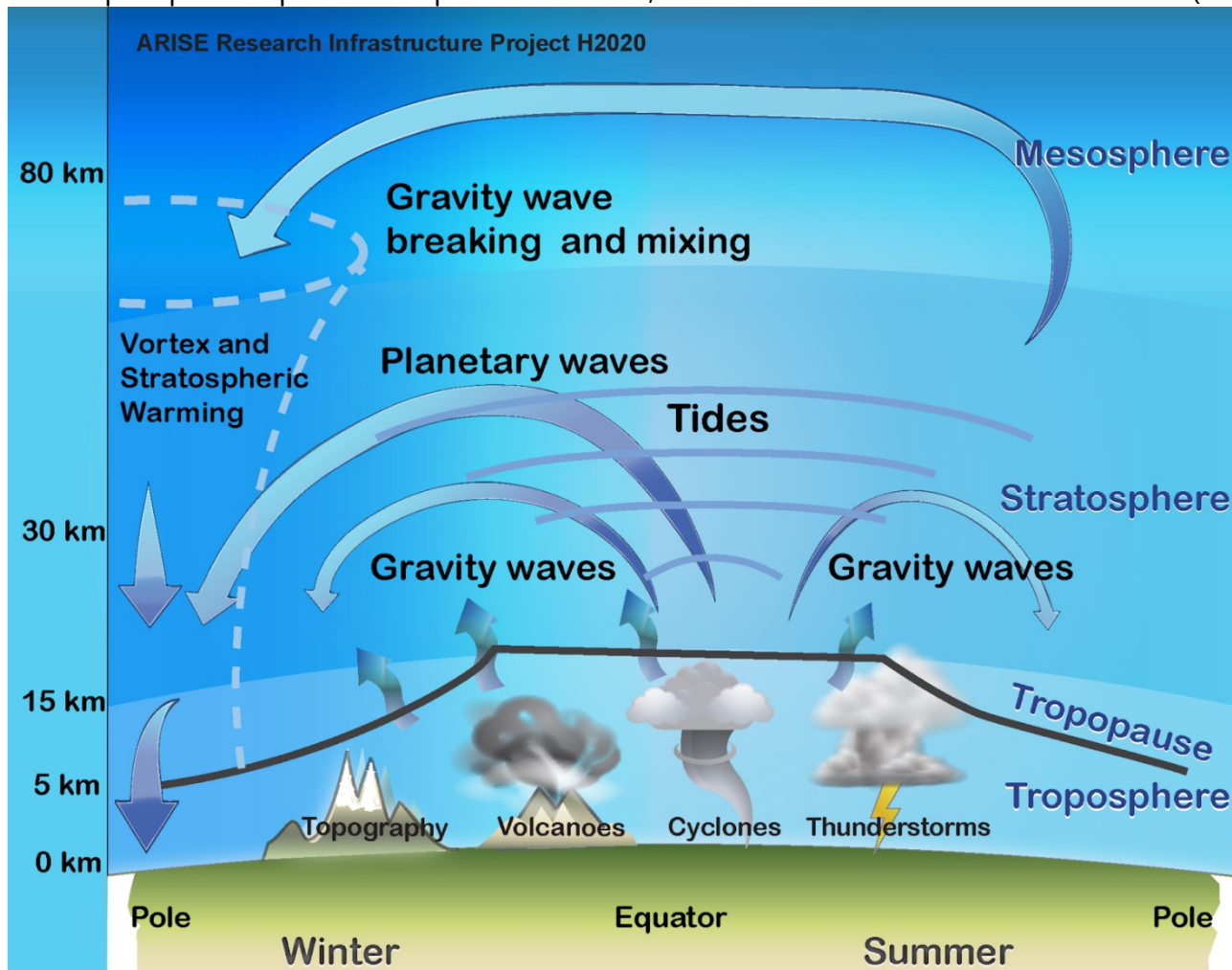


Figure 6. Dynamique des échanges troposphère-stratosphère-mésosphère (Crédit d'image : Arise H2020)

En fait, que nous parlions de convection simple ou de convection profonde, d'interactions avec l'orographie, de cisaillement ou autre, tous ces phénomènes conduisent à la formation et à la propagation d'ondes de gravité. Chacun de ces mécanismes contribue à l'ensemble complexe des conditions dynamiques qui donnent naissance à ces ondes et influencent leur comportement. Le résultat, quels que soient les détails du mécanisme, est une manifestation d'ondes de flottabilité dans un fluide stratifié - les ondes de gravité. Ces ondes sont transversales, avec des perturbations de température et de vent, les deux paramètres libres δT et δw oscillant pour une onde se propageant librement. Ces ondes de gravité peuvent souvent être modélisées dans une première approximation par une théorie linéaire simple, traitant ces ondes comme de petits écarts par rapport à un état stable qui varie principalement de manière verticale. Cependant, cette approximation linéaire ne permet pas de prendre en compte les ondes 'secondaires' qui sont le produit d'interactions non-linéaires entre différentes structures ondulatoires ou flux atmosphériques. Pour une dis-

cussion plus approfondie de la théorie sous-jacente concernant la relation de dispersion, le lecteur est renvoyé aux travaux de Nappo (2013). Dans un cas général, la relation de dispersion pour les ondes de gravité peut être exprimée comme suit :

$$\hat{\omega}^2 = \frac{N^2(k^2+l^2)+f^2(m^2+\frac{1}{4H^2})}{k^2+l^2+m^2+\frac{1}{4H^2}} \quad (1)$$

$\hat{\omega}$: Il s'agit de la fréquence intrinsèque, c'est-à-dire la fréquence observée dans un référentiel se déplaçant avec le vent de fond (\bar{u} , \bar{v}), exprimée en radians par seconde (rad/s).

N : C'est la fréquence de Brunt-Väisälä, qui est formulée comme ($N = \frac{g \delta \ln \theta^{1/2}}{\delta z}$) et s'exprime également en rad/s. Dans cette formule, g représente l'accélération gravitationnelle (m/s^2), θ est la température potentielle (exprimée en Kelvins, qui est ici employée de manière adimensionnelle car représentant un logarithme de rapports de températures) et z est l'altitude géométrique (m). La fréquence de Brunt-Väisälä indique le taux auquel une particule de fluide, déplacée verticalement par rapport à sa position d'équilibre dans une atmosphère ou un océan stratifié et stable, a tendance à osciller. Pour le comprendre intuitivement, il est possible d'imaginer une parcelle d'air qui est déplacée vers le haut dans l'atmosphère (par exemple à cause de l'orographie). Si l'atmosphère est stable, la parcelle d'air, qui est maintenant plus froide et donc plus dense que l'air environnant, va commencer à chuter et à revenir à sa position initiale. Par ailleurs, si la même parcelle est cette fois-ci déplacée vers le bas, elle sera plus chaude que son environnement et tendra à remonter. La fréquence de ces oscillations est la fréquence de Brunt-Väisälä. La période d'oscillation correspondante est d'environ 10 minutes dans la troposphère et d'environ 5 minutes dans l'atmosphère moyenne.

k, l, m : Ces paramètres représentent les composantes du nombre d'ondes dans trois directions. Le nombre d'onde k correspond à la direction est-ouest, indiquant la fréquence des cycles d'onde par unité de distance dans cette orientation. Une valeur élevée signifie des ondes courtes et rapprochées, tandis qu'une valeur faible indique des ondes plus longues. l décrit le nombre d'onde dans la direction nord-sud, fonctionnant de manière similaire à k mais dans l'orientation perpendiculaire. Finalement, m est le nombre d'onde vertical, déterminant la fréquence des oscillations verticales de l'onde. Ces trois termes sont mesurés en radians par mètre (rad/m).

f : Il s'agit de la force de Coriolis, définie par la formule $f = 2\Omega \sin \varphi$, s'exprimant en rad/s. Dans cette équation, Ω représente le taux de rotation de la Terre (environ 7.2921159×10^{-5} rad/s), et φ est la latitude à laquelle la force est mesurée en radians. La force de Coriolis dépend de la latitude, étant nulle à l'équateur (où $\sin \varphi = 0$) et atteignant son maximum aux pôles (où $\sin \varphi = 1$ ou -1). Cette force est une conséquence directe de la rotation de la Terre et a un impact significatif sur le mouvement des masses d'air et d'eau à sa surface. En termes simples, la force de Coriolis agit perpendiculairement à la direction du mouvement d'un objet se déplaçant sur la surface de la Terre. Dans l'hémisphère nord, elle dévie les objets vers la droite de leur trajec-

toire, tandis que dans l'hémisphère sud, elle les dévie vers la gauche. Ce comportement est souvent visualisé en considérant la direction des systèmes météorologiques à grande échelle, tels que les cyclones, qui tournent dans des directions opposées dans les différents hémisphères en raison de la force de Coriolis.

H : Cette lettre représente la hauteur d'échelle, exprimée en mètres, définie comme la distance sur laquelle une certaine quantité, comme la pression ou la densité, diminue d'un facteur e. Par exemple, pour la pression atmosphérique, la hauteur d'échelle est d'environ 8 kilomètres. Cela signifie que si vous montez à 8 km d'altitude, la pression atmosphérique aura diminué d'un facteur e par rapport à sa valeur au niveau de la mer.

La formule de dispersion fournit une liaison fondamentale entre la fréquence des ondes, leurs nombres d'onde, et les caractéristiques essentielles de l'environnement atmosphérique, notamment la fréquence de Brunt-Väisälä N et le vent de fond (\bar{u}, \bar{v}) . Cette relation permet de déduire l'existence de divers types d'ondes de gravité. Spécifiquement, pour celles se propageant verticalement, les nombres d'onde (k, l, m) sont considérés comme des quantités réelles. Dans ce contexte, la fréquence intrinsèque de l'onde $\hat{\omega}$ est restreinte dans une plage définie entre le paramètre de Coriolis f et la fréquence de flottabilité N , suivant l'inégalité : $N > \hat{\omega} > |f|$. Ces ondes sont communément appelées ondes de gravité internes (IGW). On trouvera une base théorique détaillée sur les ondes de gravité atmosphériques dans une étude de Fritts et Alexander (2003).

Pour appliquer numériquement la formule générale de dispersion incluant l'effet de la force de Coriolis, prenons les paramètres suivants : une fréquence de Brunt-Väisälä N égale à 0.02 s^{-1} , une longueur d'onde horizontale de 500 km et une longueur d'onde verticale de 5 km (Schmidt et al., 2010). Ces valeurs nous permettent de calculer les nombres d'onde associés pour déterminer la fréquence intrinsèque $\hat{\omega}$ des ondes de gravité. En prenant une valeur typique de la force de Coriolis $f = 1 \times 10^{-4} \text{ rad/s}$ pour les latitudes moyennes et une hauteur d'échelle atmosphérique H d'environ 7 km, la relation de dispersion nous donne une fréquence intrinsèque d'environ 0.0003 s^{-1} , soit une période d'environ 6 heures.

Poursuivant l'analyse des ondes de gravité, on peut s'intéresser spécifiquement aux ondes à haute fréquence, où la fréquence intrinsèque est beaucoup plus grande que le paramètre de Coriolis ($\hat{\omega} \gg f$). Dans ce cas, l'impact de la force de Coriolis devient négligeable, et on peut simplifier davantage notre approche. Ces conditions se présentent souvent dans les ondes de gravité de haute fréquence, où la composante verticale du nombre d'onde domine largement ($m^2 \gg 1/4H^2$), suggérant une propagation principalement verticale. La relation de dispersion (1) se simplifie en

$$\hat{\omega}^2 = \frac{N^2(k^2+l^2)}{k^2+l^2+m^2} = N^2 \cos^2 \alpha \quad (2)$$

où α est l'angle entre les lignes de phase constante et la verticale, s'exprimant en radians.

Une application numérique peut être faite si l'on prend la même valeur pour N et pour $\lambda_{vertical}$, avec une valeur de $\lambda_{horizontal}$ égal à 500km. En calculant les nombres d'onde correspondants, nous

déterminons que $\hat{\omega}$ est approximativement égale à 0.0028 s^{-1} , soit une période d'environ 30 minutes.

Pour les ondes de basse fréquence, où la fréquence intrinsèque est proche du paramètre de Coriolis ($\hat{\omega} \sim f$), on entre dans le domaine des ondes d'inertie-gravité. Ces ondes représentent une catégorie où l'effet de la rotation de la Terre joue un rôle significatif dans leur dynamique. La relation de dispersion pour ces ondes de gravité à basse fréquence peut être approchée par la formule suivante:

$$\hat{\omega}^2 = N^2 \frac{k_h^2}{m^2} + f^2 \quad (3)$$

Dans cette expression, $k_h = \sqrt{k^2 + l^2}$ est le nombre d'onde horizontal (rad/m), représentant la magnitude du vecteur d'onde dans le plan horizontal (dépendant donc des nombres d'onde dans les directions est-ouest et nord-sud respectivement). Une application numérique de la formule avec $N = 0.02 \text{ s}^{-1}$, une longueur d'onde horizontale $\lambda_{horizontal} = 1000 \text{ km}$ et une longueur d'onde verticale $\lambda_{vertical} = 5 \text{ km}$ révèle que le nombre d'onde horizontal total k_h est d'environ $8.89 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Le calcul aboutit à une fréquence intrinsèque $\hat{\omega}$ d'environ 0.000173 s^{-1} , soit une dizaine d'heures, indiquant des ondes d'inertie-gravité influencées par la rotation de la Terre.

Pour les ondes de gravité à moyenne fréquence, où la fréquence intrinsèque se situe relativement loin de ses limites naturelles ($N \gg \hat{\omega} \gg f$), la relation de dispersion peut être encore simplifiée. Si l'on considère que c_h représente la vitesse de phase horizontale (m/s), la relation de dispersion se simplifie comme suit

$$\hat{\omega} = N \left| \frac{k_h}{m} \right| \quad (4)$$

Dans ce cas, pour des ondes de gravité à moyenne fréquence avec une fréquence de Brunt-Väisälä $N = 0.02 \text{ s}^{-1}$, une longueur d'onde horizontale de 100 km et une longueur d'onde verticale de 5 km , l'application de la relation de dispersion simplifiée (4) donne une fréquence intrinsèque $\hat{\omega}$ d'environ 0.00141 s^{-1} , soit à peu près une heure. Cette fréquence se situe entre la fréquence de Brunt-Väisälä et le paramètre de Coriolis, indiquant des ondes qui ne sont ni trop influencées par la rotation de la Terre ni par la stratification stable de l'atmosphère. En parallèle, le nombre d'ondes verticales peut être exprimé de manière plus directe en relation avec le vent de fond et la stabilité atmosphérique. Si \hat{c}_h est défini comme la vitesse de phase intrinsèque de l'onde, c'est-à-dire c_h moins la composante horizontale du vent de fond \bar{u}_h ($\hat{c}_h = c_h - \bar{u}_h$), alors on obtient une relation claire et plus concise :

$$|m| = \frac{N}{|\hat{c}_h|} \quad (5)$$

Les équations (4) et (5) démontrent que la longueur d'onde verticale et la fréquence intrinsèque sont toutes deux proportionnelles à la vitesse de phase intrinsèque \hat{c}_h , exprimée en mètres par

seconde. Un point particulièrement intéressant est l'existence d'un niveau dit « critique » pour l'onde, caractérisé par le fait que c_h devient nul, lorsque $c_h = \bar{u}_h(z)$. À ce niveau théorique, la longueur d'onde verticale se réduit à zéro. Cependant, dans la réalité atmosphérique, ce niveau n'est jamais véritablement atteint. Au lieu de cela, à mesure que les ondes se rapprochent de ce niveau critique, elles tendent à se briser ou à se dissiper, un phénomène crucial pour la compréhension du comportement des ondes de gravité et de leur influence sur la dynamique atmosphérique, notamment en ce qui concerne le transfert d'énergie et de quantité de mouvement.

1.2.2 Importance des ondes de gravité dans la dynamique

Il est aujourd'hui admis que les ondes de gravité atmosphériques jouent un rôle majeur dans la structuration et la variabilité de la circulation atmosphérique terrestre (Medvedev et Yiğit., 2019). Leurs effets ne sont pas uniformes et dépendent de facteurs tels que la saison et l'altitude. En été, le chauffage solaire induit un gradient latitudinal de température dans la moyenne atmosphère, donnant naissance à un courant-jet zonal qui souffle vers l'ouest dans l'hémisphère nord au-dessus d'une altitude d'environ 20 km.

Dans cette dynamique, les ondes de gravité jouent un rôle pivot en transportant l'énergie et la quantité de mouvement entre différentes régions de l'atmosphère. Cependant, leur impact varie en fonction de la direction de propagation. Par exemple, celles excitées dans la troposphère n'ont pas de direction préférée et se propagent donc dans toutes les directions horizontales. Cependant, les composantes d'onde se propageant vers l'ouest atteindront le niveau critique en dessous d'environ 40 km d'altitude en raison de la présence du jet stream et finiront par être atténuées.

En hiver, la situation s'inverse, la direction du jet stream dans la moyenne atmosphère change, soufflant vers l'est, et le ralentissement se produit vers l'ouest dans la mésosphère. Contrairement aux ondes se propageant vers l'ouest, les composantes d'onde se propageant vers l'est n'ont aucun niveau critique à dépasser et peuvent continuer à se propager vers le haut dans la mésosphère, augmentant ainsi l'amplitude de l'onde. Cette interaction constitue une forme de 'filtrage des ondes par le vent moyen', où certaines ondes sont autorisées à se propager en fonction de leur direction et de leur vitesse par rapport au vent moyen. Ce filtrage joue ainsi un rôle majeur dans la détermination des types d'ondes qui contribuent effectivement à l'énergie et à la dynamique de l'atmosphère.

L'impact des ondes de gravité sur l'écoulement atmosphérique est souvent décrit comme une « accélération zonale » (gravity wave drag; GWD), bien qu'il puisse aussi s'agir d'une accélération. La manière dont ces phénomènes sont représentés dans les paramétrisations est toujours un sujet de recherche actif. Deux types d'ondes de gravité sont largement modélisés : les ondes orographiques, dont les sources sont connues, et les ondes non orographiques, dont les sources sont plus uniformément réparties et moins bien comprises.

De nombreuses recherches théoriques ont exploré les caractéristiques dynamiques des ondes de gravité atmosphériques, en mettant l'accent sur leur interaction avec les vents moyens dans l'atmosphère. Deux processus clés, l'interaction de niveau critique et l'instabilité convective, sont essentiels pour comprendre cette dynamique. L'interaction au niveau critique se produit lorsqu'une onde de gravité atteint une altitude où la vitesse du vent horizontal de fond est égale à sa vitesse

de phase horizontale. À ce point, connu comme le niveau critique, l'onde est incapable de progresser au-delà de cette altitude, demeurant bloquée, et son énergie commence à être transférée au vent moyen. Cet échange d'énergie peut affecter le profil de vitesse du vent, influençant potentiellement l'altitude du niveau critique. Bien que cela n'entraîne pas directement une atténuation de l'onde, sa persistance à cette altitude conduit à une apparente diminution de son amplitude en raison d'effets non linéaires, un phénomène connu sous le nom d'absorption au niveau critique, ou absorption par le vent moyen avec transfert d'énergie. Cette dynamique dépend de plusieurs facteurs, y compris la vitesse de groupe verticale, la composante horizontale du paramètre de Coriolis, et les taux de cisaillement des composantes est-ouest et nord-sud du flux moyen (Grimshaw., 2006). Les propriétés de l'onde telles que la réflexion, la réfraction et l'absorption sont fortement influencées par divers paramètres, notamment le nombre de Richardson, la longueur d'onde et le ratio de la vitesse d'écoulement à la vitesse de phase de l'onde (Eltayeb et McKenzie., 2006).

Parallèlement à l'interaction au niveau critique, les ondes de gravité atmosphériques sont également affectées par des instabilités, principalement dues aux variations de cisaillement du vent. L'une des instabilités les plus pertinentes est l'instabilité de Kelvin-Helmholtz (KHI), qui se manifeste lorsque le nombre de Richardson (Ri) associé au vent horizontal diminue en dessous du seuil critique de 0,25 (Tsuda et al., 2014). Cette instabilité joue un rôle significatif dans l'atténuation des ondes de gravité, contribuant à des phénomènes tels que le mélange turbulent et la réorganisation des structures de l'atmosphère. Il convient de noter que le nombre de Richardson est défini comme le rapport de la production de turbulence par flottabilité (ou instabilité convective) à la production de turbulence par cisaillement. Il mesure donc l'équilibre entre la stabilisation par stratification stable (c'est-à-dire, le fait que les fluides plus chauds et donc plus légers restent en haut et les fluides plus froids et donc plus lourds restent en bas) et la déstabilisation par cisaillement du vent (c'est-à-dire, les variations de vitesse du vent avec l'altitude). Le nombre de Richardson peut être calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$Ri = \frac{\left(\frac{g}{\theta}\right)\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} \quad (6)$$

Où :

g est l'accélération due à la gravité (environ 9.81 m/s^2 sur Terre).

θ est la température potentielle (K), c'est-à-dire la température qu'aurait l'air s'il était comprimé ou détendu adiabatiquement (c'est-à-dire, sans échange de chaleur) à une pression de référence, généralement prise au niveau de la mer.

$\partial\theta/\partial z$ est le gradient vertical de température potentielle (K/m).

$\partial U/\partial z$ est le gradient vertical de la vitesse du vent (le cisaillement du vent), en s^{-1} .

Si Ri est inférieur à 0,25, cela peut indiquer une instabilité de cisaillement, où le cisaillement du vent est suffisamment fort pour surmonter la stabilité de la stratification et créer des tourbillons et de la turbulence.

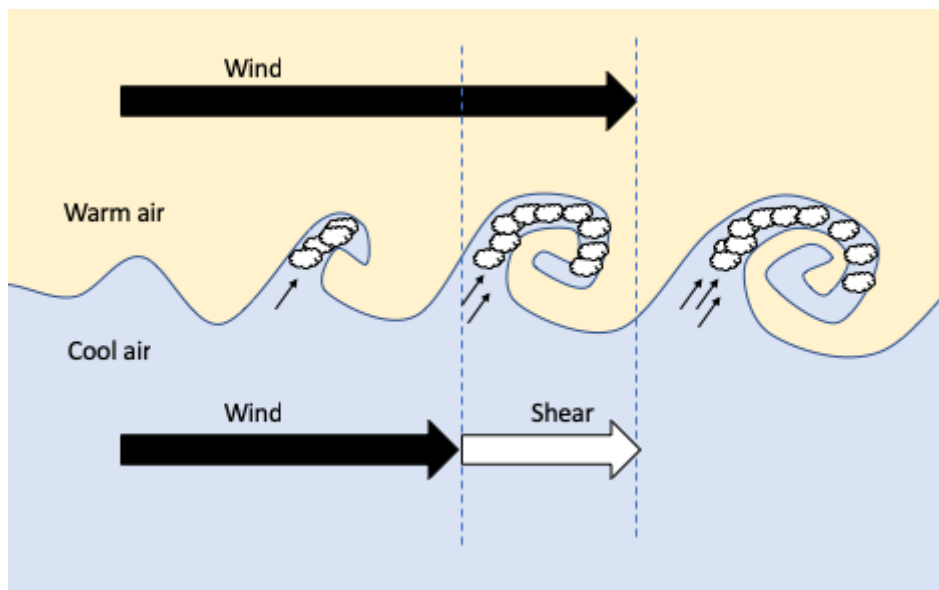


Figure 7. Formation des ondes de Kelvin Helmholtz et des nuages "ondulés" associés. Lorsque l'air frais ascendant est humide, dans les bonnes conditions, des nuages se forment dans la crête de chaque onde. Pour l'observateur au sol, ces nuages apparaissent comme des bandes parallèles. Les ondes se brisent au sommet pour former des rouleaux de nuages. Les axes des rouleaux de nuages sont perpendiculaires au cisaillement du vent. (Crédit d'image : Skybrary.aero)

Dans le second scénario, traitant de l'instabilité convective, où les fluides plus chauds et plus légers montent et les fluides plus froids et plus lourds descendent, se produit lorsque Ri devient négatif. Le gradient de température devient inférieur au taux de chute adiabatique et la stratification devient instable.

Les théories suggèrent que l'instabilité des ondes de gravité est principalement due à l'instabilité convective pour les fréquences élevées de ces ondes, tandis que l'instabilité de cisaillement est prédominante pour les fréquences plus basses (Fritts., 1984).

L'instabilité convective des ondes de gravité se caractérise par un Ri minimal à l'altitude où les perturbations de la vitesse du vent horizontal causées par l'onde de gravité sont maximales. D'autre part, l'instabilité de cisaillement, plus fréquente dans les ondes de basse fréquence, peut entraîner une saturation des ondes de gravité par des instabilités dynamiques, surtout dans les zones de cisaillement maximal induit par le mouvement de l'onde, comme l'ont souligné Sato et Woodman (1982) et Barat (1982). Balsley et al. (1983) ont également appuyé cette idée, notant que les instabilités de cisaillement pouvaient saturer les mouvements d'ondes de basse fréquence.

D'autres processus influençant la dissipation des ondes de gravité atmosphériques incluent la variation de leur amplitude au fil du temps, un phénomène qualifié de 'transitoire'. Cette variation est caractérisée par l'intermittence des GWs, affectant le rapport entre les amplitudes locales et

l'amplitude moyenne des ondes dans une région et une période donnée (Kim et al., 2021). Parmi ces phénomènes, il est possible de mentionner les cascades d'ondes dues à l'interaction élastique entre les ondes, la viscosité moléculaire influençant la propagation des ondes, et enfin, le refroidissement radiatif newtonien, processus par lequel un corps perd de la chaleur par rayonnement thermique, contribuant également à la dissipation de l'énergie thermique dans l'atmosphère (Tsuda et al., 2014).

Comme énoncé plus tôt, cette quantité de mouvement, générée principalement dans la troposphère, est acheminée vers des altitudes supérieures, où les ondes de gravité se brisent ou se dissipent, transférant ainsi leur quantité de mouvement à l'écoulement du vent de fond. L'oscillation quasi-biennale (QBO), observable dans la stratosphère tropicale, est une illustration notable de l'effet de cette traînée d'ondes de gravité (Karami et al., 2023).

Le renversement périodique du vent zonal n'est explicable que par l'influence des ondes de gravité dans cette zone, comme l'ont démontré Lindzen et Holton (1968). La contribution de la traînée des ondes à l'oscillation quasi-biennale peut représenter jusqu'à 70 % (Ern et Preusse., 2009). Cette traînée d'onde influence fortement le climat de l'hiver septentrional en ralentissant les vents d'ouest au-dessus du pic du jet troposphérique aux latitudes moyennes (McFarlane., 1987).

Les ondes de gravité participent également à la création du vortex polaire stratosphérique (Garcia et Boville, 1994) et sont impliquées dans le transport méridien de l'hémisphère estival (Alexander et Rosenlof, 1996). Les sources principales de ces ondes sont les flux orographiques, la convection et les déséquilibres dans les systèmes de jet/fronts (Fritts et Alexander, 2003). Wright et al. (2023) ont souligné l'importance des ondes de gravité générées par la convection dans la circulation atmosphérique, y compris la QBO et la circulation de Brewer-Dobson.

Ces ondes existent à diverses échelles horizontales et fréquences intrinsèques (Holton, 2004) et leur influence sur l'écoulement moyen représente un défi majeur pour les modèles de circulation générale. Du fait d'une résolution spatiale limitée, ces modèles ne peuvent pas décrire de manière explicite l'ensemble du spectre des ondes et doivent donc être paramétrés pour refléter leurs effets. Lott et al. (2023) ont trouvé un accord raisonnable entre les mesures des flux de quantité de mouvement dus aux ondes avec des périodes inférieures à 1 heure et la paramétrisation. Cet accord est illustré par une corrélation significative de 0,4 sur environ 600 jours de données. Ce résultat est particulièrement remarquable étant donné que la paramétrisation du modèle n'avait pas été ajustée spécifiquement pour cela.

1.2.3 Zones d'ombres et questions ouvertes

L'atmosphère est un système complexe influencé dynamiquement par les interactions entre différentes ondes, y compris les ondes de gravité, et l'écoulement moyen. Ces éléments jouent un rôle primordial dans les principaux aspects de la circulation atmosphérique moyenne. Cependant, l'exploration des ondes de gravité atmosphériques révèle des incertitudes et des questions non résolues. Des divergences notables entre les paramétrisations de ces ondes et les observations existent,

soulevant des interrogations majeures et mettant en lumière des limites dans notre connaissance et compréhension de ces phénomènes.

Les modèles de circulation générale, couramment utilisés pour les études du climat dans le couplage troposphère-stratosphère, présentent généralement une résolution spatiale limitée (Alexander et al., 2010). Bien que cette résolution soit suffisante pour capturer l'essentiel des ondes de Rossby, elle échoue à détailler les ondes de petite échelle, comme les ondes de gravité, qui jouent pourtant un rôle central dans l'équilibre dynamique de l'atmosphère. Pour pallier cette limitation, des paramétrisations spécifiques, connues sous le nom de traînée par ondes de gravité (GWD), sont intégrées dans les modèles (Lindzen, 1981; Holton, 1982). Ces paramétrisations GWD sont indispensables pour représenter les effets de ces phénomènes non résolus.

Le terme "schéma" dans ce contexte fait référence à un modèle ou une méthode systématique utilisée pour représenter ces phénomènes complexes dans les simulations climatiques. Ces schémas se divisent en deux catégories : les schémas orographiques (OGWD), qui traitent des ondes de gravité liées à la topographie terrestre, et les schémas non orographiques (NGWD), qui abordent les ondes générées par d'autres processus comme la convection, les fronts météorologiques et les jets atmosphériques (McLandress, 1998). Cette distinction est importante car les sources et les caractéristiques des ondes varient grandement entre ces deux types. Les modèles actuels, basés sur ces schémas, s'appuient sur des hypothèses simplificatrices qui pourraient ne pas capturer entièrement la complexité des ondes et de leurs sources.

Alexander et al. (2010), propose une catégorisation autour des problématiques liées aux ondes de gravité dans les modèles climatiques mondiaux résolvant la stratosphère, s'appuyant autour de trois problèmes majeurs : Les problématiques concernant la conservation du moment angulaire, la paramétrisation du drag orographique et la complexité du trou de la couche d'ozone.

La conservation du moment angulaire dans la paramétrisation du drag est une contrainte théorique essentielle. Cette conservation est centrale pour garantir l'intégrité et la précision des modèles climatiques. Les travaux de Shepherd and Shaw (2004), Shaw and Shepherd (2007) et Shaw et al. (2009) ont particulièrement souligné l'importance de cette conservation et ont exploré ses implications pour le climat modélisé.

Lorsqu'un modèle est incapable de résoudre la topographie spécifique d'une région, l'importance de paramétriser les ondes de gravité et d'évaluer leur influence devient évidente pour compenser cette lacune. L'incorporation de ces paramètres a conduit à des améliorations notables, notamment dans la stratosphère inférieure durant la saison hivernale aux latitudes moyennes (Alexander et al., 2010 ; Sigmond et Scinocca., 2010). La précision de ces modèles dépend en grande partie de la justesse des paramètres ajustables, qui doivent être étayés par des observations concrètes. Des caractéristiques topographiques plus petites, comme les petites îles, peuvent ne pas être correctement représentées dans les modèles, ce qui affecte leur traînée d'ondes de gravité (Vosper., 2015 ; Borchert et Zängl 2022). Etant donné que la résolution actuelle des modèles est encore loin de résoudre de telles caractéristiques topographiques, la traînée des ondes de gravité demeure un domaine de recherche actif. Cette nécessité est reconnue depuis plus de deux décennies (Palmer et al., 1986 ; McFarlane, 1987). Cela dit, malgré l'impact significatif

du transport de quantité de mouvement par ces ondes sur la circulation à grande échelle, la question n'est toujours pas entièrement résolue (Choi et Hong., 2015). McLandress et al. (2012) attribuent le déficit de forçage à 60°S sur le vortex polaire de l'hémisphère à une mauvaise représentation des ondes orographiques générées par des petites îles isolées (Alexander et al., 2009). Cependant, ils n'excluent pas que le déficit puisse également provenir d'un manque significatif de sources d'ondes non-orographiques.

De plus, il est impératif d'obtenir des climatologies pour les ondes non-orographiques, de quantifier leurs contributions à la circulation, et d'améliorer leur représentation dans les modèles. Les modèles doivent également être mis à jour avec des paramétrisations récentes (Shaw et Shepherd, 2008; Hertzog et al., 2008; Fritts et Alexander, 2003; Kim et al., 2003; Alexander et al., 2010). La question des données disponibles pour une meilleure modélisation a été évoquée par Blanc et al., (2018), qui ont suggéré que les données ARISE pourraient fournir de nouvelles observations sur la distribution spatiale et temporelle des caractéristiques des ondes de gravité.

Le trou de la couche d'ozone est une problématique majeure en climatologie. La paramétrisation non orographique joue un rôle prépondérant dans le contrôle des vents et des températures modélisées en hiver et au printemps en Antarctique (Garcia et Boville., 1994). L'intégration de la chimie interactive dans la régulation de la paramétrisation non-orographique présente des défis complexes et inattendus, soulignant la nécessité d'une approche holistique pour aborder ces enjeux.

Certains de ces problèmes étaient déjà soulevés la décennie dernière par Geller et al. (2013), qui constatait les mêmes divergences entre paramétrisation et observation, et insistait aussi sur la nécessité et l'importance des contraintes observationnelles.

Par conséquent, il est impératif d'obtenir des climatologies pour les ondes non-orographiques, de quantifier leurs contributions aux flux de quantité de mouvement, ainsi que de déterminer leurs caractéristiques spectrales afin de mieux contraindre les paramétrisations.

1.3 ENJEUX ET PROBLEMATIQUES DE LA THESE

1.3.1 Enjeux à l'heure d'Aeolus

ADM-Aeolus (Atmospheric Dynamics Mission) est un satellite de l'Agence spatiale européenne lancé en Août 2018 pour étudier la dynamique de l'atmosphère terrestre. La mission, qui s'est achevée en Avril 2023, a été choisie comme l'une des principales missions du programme Living Planet. Le satellite a utilisé une technique expérimentale de lidar ultraviolet pour mesurer les vents dans la troposphère et la stratosphère inférieure, améliorant ainsi la précision des prévisions météorologiques, surtout dans les zones tropicales.

Aeolus a permis d'obtenir des informations sur les vents, une variable clé pour comprendre l'état de l'atmosphère et pour réaliser des prévisions météorologiques précises. Avant ce satellite, la mesure des vents était principalement limitée aux stations terrestres dans l'hémisphère nord. La tech-

nique de lidar utilisée par Aeolus, initialement explorée par la NASA et diverses agences européennes, a permis une couverture mondiale et une précision sans précédent. L'objectif principal de la mission était de confirmer l'utilité du lidar pour mesurer les profils de vent depuis l'espace. Parallèlement, elle visait à fournir des données pour améliorer les modèles climatiques, contribuant ainsi à la réalisation de certains objectifs du programme Système mondial d'observation du climat. Aeolus a fourni une vue détaillée des vents de la surface à la stratosphère (0 à 30 km), permettant d'améliorer les prévisions météorologiques, notamment dans les latitudes tropicales.

Avant le lancement d'ADM-Aeolus, la science atmosphérique était confrontée à plusieurs défis majeurs. Le premier était le manque de données sur les vents à l'échelle mondiale, en particulier dans l'hémisphère sud et sur les océans, où les stations de mesure au sol sont rares. De plus, les méthodes traditionnelles de mesure des vents, telles que les ballons météorologiques et les radars météorologiques, ne pouvaient pas fournir d'informations globales, se restreignant généralement à des périmètres très restreints. Ce manque de données a limité notre compréhension de la dynamique atmosphérique et a entravé la précision des prévisions météorologiques et des modèles climatiques.

L'arrivée du satellite européen a marqué un tournant dans ce domaine. Grâce à sa technologie de lidar ultraviolet, Aeolus a été capable de mesurer les vents à différentes altitudes et à l'échelle mondiale, comblant ainsi les lacunes des méthodes de mesure traditionnelles. Cela a permis d'améliorer notre compréhension de la dynamique atmosphérique et a ouvert de nouvelles perspectives pour la météorologie et la climatologie.

L'un des principaux enjeux de la mission était d'améliorer la précision des prévisions météorologiques. Les données sur les vents recueillies par Aeolus ont été intégrées dans les modèles de prévision météorologique, ce qui a permis d'améliorer leur précision, en particulier dans les régions tropicales où les données sur les vents étaient auparavant rares. Cela a eu un impact significatif sur la météorologie opérationnelle, qui sera détaillé dans les parties suivantes.

Un autre enjeu majeur était d'améliorer notre compréhension du climat de notre planète. Les données d'Aeolus ont été utilisées pour améliorer les modèles climatiques, contribuant ainsi à une meilleure compréhension du changement climatique. Cela a des implications importantes pour notre capacité à prévoir et à répondre aux impacts du changement climatique.

Enfin, la mission Aeolus a également ouvert de nouvelles perspectives pour l'étude des ondes de gravité atmosphériques. Ces ondes jouent un rôle indispensable dans le transfert d'énergie et de moment dans l'atmosphère, mais leur étude a été limitée par le manque de données. Les mesures de vent fournies par Aeolus ont permis de mieux caractériser ces ondes et d'améliorer notre compréhension de leur rôle dans la dynamique atmosphérique.



Figure 8. Représentation d'artiste du satellite ADM-Aeolus déployé (crédit d'image : ESA/ESTEC)

1.3.2 Défis et attentes pour la thèse

Dans le cadre de cette thèse, plusieurs défis majeurs se présentent et des attentes spécifiques sont formulées.

Premièrement, l'un des défis majeurs est de comprendre et de paramétrer correctement les ondes de gravité internes (IGWs) dans les modèles climatiques. Les IGWs jouent un rôle crucial dans la dynamique de l'atmosphère moyenne et ont un impact significatif sur la circulation atmosphérique globale. Cependant, leur génération, leur propagation et leur dissipation ne sont pas encore complètement comprises, ce qui rend leur paramétrisation dans les modèles climatiques difficile. Une paramétrisation inexacte des IGWs peut entraîner des biais significatifs dans les prévisions des changements futurs de la circulation atmosphérique.

Deuxièmement, il y a un manque d'observations du vent dans la stratosphère. Les radiosondages, qui sont la principale source de données sur les profils de vent stratosphériques, sont spatialement inhomogènes et ne fournissent qu'un "instantané" des conditions atmosphériques locales. Cela limite notre capacité à déduire certains paramètres importants des IGWs.

Face à ces défis, la mission Aeolus de l'Agence Spatiale Européenne offre une opportunité unique. Aeolus est capable de fournir des informations globales sur la vitesse du vent du sol à 30 km, une variable essentielle pour les prévisions météorologiques. Les mesures de vent à l'échelle globale d'Aeolus sont d'une grande valeur pour l'étude des processus dynamiques dans la stratosphère. L'objectif principal de cette thèse est d'explorer et de quantifier les capacités des observations d'Aeolus à capturer et à résoudre les processus dynamiques tels que les IGWs à différentes échelles spatiales et temporelles. Cela implique l'analyse géophysique des profils de vent d'Aeolus

pour dériver les paramètres des IGWs, ainsi que la comparaison de ces paramètres avec ceux déduits des données de température des missions de radio occultation GPS.

Les quelques publications disponibles permettent d'estimer les paramètres des ondes que l'on se propose d'étudier avec les mesures Aeolus.

Les longueurs d'ondes verticales typiques des ondes de gravité vont de 1 à 10 km et les longueurs d'onde horizontales de 100 à 1000 km (Vincent et Alexander., 2000 ; Stephan et al., 2019). Les vitesses de perturbation du vent dues aux ondes de gravité dans la stratosphère et la troposphère peuvent varier considérablement, avec des valeurs typiques allant de quelques mètres par seconde à environ 10 m/s, en fonction des conditions atmosphériques et des propriétés des ondes (Tsuda et al., 1994 ; Dhaka et al., 2001). Ces paramètres évoluent continuellement au fil de la progression de l'onde vers les strates plus élevées de l'atmosphère (Wang, Geller, and Alexander, 2005).

Sur la base des besoins d'observation de initialement formulés par l'ESA pour l'étude de la dynamique atmosphérique, en particulier pour la couche limite planétaire (PBL), la troposphère et la stratosphère, des attentes initiales ont été fixées pour ce qui pourrait être réalisé. Ces exigences comprennent une résolution verticale de 0,5 km, 1,0 km et 2,0 km, pour les altitudes de 0 à 2 km (PBL), de 2 à 16 km (troposphère) et de 16 à 20 km (stratosphère), respectivement. Aeolus produit 100 profils par heure avec une précision de 2 m/s dans la PBL et la troposphère et de 3 m/s dans la stratosphère, et une intégration horizontale d'à peu près 85 km.

Face à ces attentes initiales, la capacité unique d'Aeolus à résoudre les ondes de gravité atmosphériques dans la haute-troposphère/basse-stratosphère (UTLS) est démontrée dans une étude de cas au-dessus des Andes. Les mesures d'ondes de gravité d'Aeolus ont montré une structure de phase cohérente de la surface à la basse stratosphère, avec des perturbations du vent $>10 \text{ ms}^{-1}$, une longueur d'onde verticale $\sim 8 \text{ km}$, et une longueur d'onde horizontale le long de la trajectoire $\sim 900 \text{ km}$. Ces valeurs correspondent bien aux longueurs d'onde verticales (1 à 10 km) et horizontales (100 à 1000 km) typiques des ondes (Banyard et al., 2021).

Par conséquent, Aeolus mérite d'être sérieusement pris en considération pour des études atmosphériques à plus grande échelle. Sa couverture mondiale, son profilage à haute résolution et sa précision dans la capture des dynamiques atmosphériques cruciales en font un atout précieux pour faire progresser notre compréhension des processus atmosphériques, en particulier dans les zones considérées auparavant comme difficiles à observer avec une telle précision et un tel niveau de détail.

De plus, une autre tâche importante consistera à valider la qualité des mesures de vent d'Aeolus à l'aide des lidars Doppler français fonctionnant au sol. Les résultats de cette thèse devraient aboutir à la première climatologie des paramètres des IGWs basée sur une combinaison de profils de vent et de température à couverture globale.

La thèse vise donc à surmonter les défis actuels dans l'étude des IGWs et à exploiter pleinement le potentiel des observations d'Aeolus pour améliorer notre compréhension de la dynamique de l'atmosphère moyenne.

2 INSTRUMENTS ET BASE DE DONNEES POUR L'ETUDE DES ONDES DE GRAVITE

2.1 ÉTAT DE L'ART DES INSTRUMENTS ET DES MODELES EXISTANTS

L'étude des ondes de gravité atmosphériques nécessite l'utilisation d'instruments de mesure précis et de bases de données complètes. Ces outils sont essentiels pour recueillir les données nécessaires à l'analyse des ondes de gravité et à la compréhension de leur impact sur la dynamique de l'atmosphère.

Dans ce chapitre, nous passerons en revue les principaux instruments et bases de données utilisés pour l'étude des ondes de gravité. Nous commencerons par examiner l'état de l'art des instruments existants pour la mesure du vent et de la température, deux variables clés pour l'étude des ondes de gravité. Nous discuterons ensuite de la mission Aeolus de l'Agence Spatiale Européenne, qui a fourni des mesures de vent à l'échelle globale grâce à une technologie lidar innovante.

Ensuite, nous explorerons les principales bases de données utilisées pour l'étude des ondes de gravité, y compris les modèles météorologiques et les données de température. Nous discuterons de la manière dont ces bases de données sont utilisées pour analyser les ondes de gravité et pour valider les mesures de vent d'Aeolus.

Enfin, nous discuterons des défis associés à l'utilisation de ces instruments et bases de données, et nous examinerons comment ces défis sont abordés dans le cadre de cette thèse.

L'objectif de ce chapitre est de fournir un aperçu complet des outils disponibles pour l'étude des ondes de gravité atmosphériques et de discuter de leur utilisation dans le cadre de cette thèse.

2.1.1 Mesure de vent

Chaque instrument de mesure du vent a ses propres avantages et inconvénients :

1. Radiosondes : Les radiosondes, ou ballons météorologiques, sont de petits instruments portés par des ballons remplis d'hélium. Bien que les radiosondes fournissent des données précises sur une large gamme d'altitudes, allant généralement jusqu'à 25-30 km, elles sont limitées par leur nature à usage unique. Elles nécessitent un lancement de ballon pour chaque mesure, ce qui peut être coûteux et logistiquement difficile. De plus, elles ne fournissent des données que pour un seul point dans l'espace et le temps, ce qui limite leur utilité pour la surveillance continue (Houchi et al., 2010; Zhang et al., 2006).

2. Radars profileurs de vent (WPR) : Les WPR peuvent fournir des données continues sur la vitesse et la direction du vent à différentes altitudes, mais ils sont limités par leur portée (entre 15 et 5 km) et leur résolution. Ils peuvent également être affectés par des interférences atmosphériques et nécessitent une installation fixe, ce qui peut limiter leur utilité dans certaines applications

(Rogers et al., 1993).

3. Lidars de vent Doppler-Rayleigh au sol (DWL) : Les DWL offrent une excellente résolution verticale et une large gamme d'altitude (entre quelques kilomètres et 80 km), mais ils sont coûteux à installer et à entretenir. De plus, ils peuvent être affectés par des conditions atmosphériques telles que la brume, la pluie ou la neige, qui peuvent atténuer le signal laser et réduire la précision des mesures (Chanin et al., 1989 ; Baumgarten et al., 2010 ; Xia et al., 2012).

4. Fusées sondes : Les fusées sondes sont des instruments à usage unique qui peuvent être lancés directement dans l'atmosphère pour mesurer la vitesse du vent à des altitudes élevées, souvent jusqu'à la mésosphère ou au-delà (jusqu'à 100 km). Ces fusées sont équipées de divers capteurs, dont des anémomètres, qui mesurent la vitesse du vent en fonction de la variation de pression sur des surfaces connues. Les fusées sondes peuvent fournir des mesures précises et directes de la vitesse du vent à des altitudes où d'autres méthodes sont moins efficaces. Cependant, comme les radiosondes, les fusées sondes sont à usage unique et ne fournissent des données que pour un seul point dans l'espace et le temps. De plus, leur lancement peut être coûteux et logistiquement complexe. Malgré ces défis, les fusées sondes ont été utilisées avec succès dans de nombreuses campagnes de mesure, fournissant des données précieuses sur les vents à haute altitude, jusqu'à la mésosphère incluse (Watanabe et al., 1992; Jenkins 1962)

5. Sodars : Les sodars utilisent des ondes sonores pour mesurer la vitesse du vent, mais leur portée est généralement limitée à quelques centaines de mètres. Ils peuvent également être affectés par le bruit de fond et nécessitent une installation fixe (Anderson et al., 2005).

6. Lidars à résonance métallique : Ces instruments peuvent fournir des mesures précises de la vitesse du vent limitées à la haute mésosphère et la basse thermosphère (entre 50 à 85 km). Ils sont généralement coûteux et nécessitent une installation fixe. Ils peuvent également être affectés par des conditions atmosphériques défavorables (She et al., 2004).

7. Radiomètres à micro-ondes : Ces instruments peuvent fournir des mesures précises de la vitesse du vent jusqu'à la dizaine de kilomètres, mais ils sont généralement coûteux et nécessitent une installation fixe. Ils peuvent également être affectés par des conditions atmosphériques défavorables (Rüfenacht et al., 2012).

8. Infrasons : Les infrasons peuvent fournir une mesure indirecte du vent le long du trajet entre leur source et leur à l'altitude de leur réfraction par les vents stratosphériques (jusqu'à 50 km pour un signal de bonne qualité) et peuvent être affectés par le bruit de fond (Blanc et al., 2014; Le Pichon et al., 2005).

9. Avions et lidars aéroportés : Ces instruments peuvent fournir des mesures précises de la vitesse du vent à différentes altitudes (jusqu'à 10 km), mais ils sont coûteux à exploiter et ne peuvent pas fournir de données continues (Prudden et al., 2018, Yan et al., 2015, Lux et al., 2020a).

10. Satellites : Les satellites peuvent fournir des mesures de la vitesse du vent sur une large zone géographique et à différentes altitudes (jusqu'à 30 km). Cependant, ils sont limités par leur résolution spatiale et temporelle. Les mesures peuvent également être affectées par des conditions atmosphériques, comme la présence de nuages. De plus, le coût de lancement et d'entretien des satellites est très élevé (Eyre, 2020). Un exemple d'application, au-delà du lidar embarqué d'Aeolus, sont les vecteurs de mouvement atmosphérique : Ces méthodes utilisent le mouvement des nuages ou d'autres caractéristiques atmosphériques pour estimer la vitesse du vent. Cependant, elles sont limitées par la disponibilité et la qualité des images atmosphériques, et peuvent ne pas être précises dans les régions où les nuages sont rares ou absents (Forsythe., 2007).

Ces désavantages ne signifient pas que ces méthodes sont inutiles. Au contraire, elles sont souvent utilisées en complément les unes des autres pour obtenir une image plus complète de la vitesse du vent à différentes altitudes et à différents endroits.

2.1.2 Mesure de températures

La surveillance des températures atmosphériques, notamment dans la partie supérieure de l'atmosphère, est un élément clé du climat terrestre. Au cours des dernières décennies, un réchauffement de la troposphère dû à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre (Tett et al., 2002; Susskind et al., 2019) et un refroidissement de la stratosphère ont été observés (Randel et al., 2016; Maycock et al., 2018). Les températures stratosphériques sont influencées à la fois par des forçages anthropiques mais aussi naturels, comme les éruptions volcaniques ou le cycle solaire (Aquila et al., 2016). L'étude des températures stratosphériques et de leur évolution à long terme est donc nécessaire pour comprendre la dynamique de l'UTLS. Le besoin de comprendre ces dynamiques a conduit à l'apparition d'un nombre croissant d'instruments, satellitaires ou non, dédiés à l'étude des ondes de gravité internes (IGW), chacune avec ses avantages et inconvénients :

1. Les radiosondes, ou ballons météorologiques fournissent des mesures directes de la température avec une haute résolution verticale (Zhang and Yi. 2005 ; Zhang et al., 2023; Sun et al., 2010; Madonna et al., 2020). Ces radiosondes sont lancées directement dans l'atmosphère. Ils peuvent atteindre des altitudes élevées, généralement jusqu'à la stratosphère (entre 25 et 35 km en fonction des performances du ballon sonde). Cela permet d'obtenir des mesures directes de la température à des altitudes où d'autres méthodes sont moins efficaces. Cependant, bien qu'elles puissent couvrir de longues périodes, la fréquence de ces mesures est limitée, souvent à une ou deux fois par jour. Leur portée est également restreinte à quelques centaines de kilomètres autour du site de lancement.

2. Les fusées à usage unique, également connues sous le nom de fusées sondes, sont un autre outil utilisé pour mesurer la température atmosphérique. Ces fusées sont équipées de divers instruments, dont des thermomètres, et sont lancées directement dans l'atmosphère. Elles peuvent atteindre des altitudes beaucoup plus élevées que les radiosondes, jusqu'à la mésosphère et au-delà (jusqu'à 100 km). Cela permet d'obtenir des mesures directes de la température à des alti-

tudes où les autres méthodes sont moins efficaces ou inutilisables. De plus, les fusées sondes peuvent être lancées en réponse à des événements spécifiques, comme les aurores boréales ou les orages, ce qui permet d'obtenir des données sur les conditions atmosphériques pendant ces phénomènes. Cependant, les fusées sondes sont coûteuses et ne fournissent qu'une seule série de mesures le long de leur trajectoire de vol. De plus, leur couverture spatiale est limitée et elles ne peuvent pas fournir de données continues sur une longue période. Les campagnes de lancement de fusées, comme la campagne DYANA, ont permis d'obtenir des profils de température à haute résolution dans la stratosphère et la mésosphère (Nakane et al., 1992; Watanabe et al., 1992; Uchino and Fujimoto. 1992). Ces données sont précieuses pour l'étude des ondes de gravité internes et d'autres phénomènes atmosphériques (Wüst et Bittner., 2008). Cependant, ces campagnes sont généralement limitées dans le temps et l'espace, et ne peuvent pas fournir une surveillance continue des températures atmosphériques.

3. Les lidars représentent une technologie incontournable dans les méthodes modernes de mesure de température atmosphérique. Ils permettent d'inférer non seulement la densité de l'atmosphère, mais aussi les profils de température, notamment au-delà de 30 km et jusqu'à 80 km d'altitude (Hauchecorne and Chanin, 1980; Keckhut et al., 1993). Un des avantages distinctifs de cette technologie est sa capacité à fournir des mesures stables et fiables sans nécessité d'un étalonnage régulier, ce qui en fait un outil précieux pour des observations à long terme. Le lidar de type Rayleigh, par exemple, est spécialement conçu pour étudier des phénomènes variés, des structures atmosphériques à petite échelle, telles que les ondes de gravité, aux variations climatiques à plus long terme.

Plus récemment, les températures dérivées des satellites sont devenues un élément clé pour la surveillance du changement climatique (Li et al., 2011; Yang et al., 2013). Les observations par satellite offrent une meilleure couverture spatiale, mais la construction d'un long enregistrement de température à partir de ces observations nécessite généralement la fusion de plusieurs instruments différents, et des corrections et des ajustements entre les observations sont nécessaires pour obtenir un ensemble de données homogène (Zou et al., 2014; Seidel et al., 2009).

Les méthodes d'observation par satellite doivent être distinguées entre les observations au nadir et les observations au limbe. Les observations au nadir, comme celles effectuées par l'Atmospheric InfraRed Sounder (AIRS) et Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A), identifient principalement les ondes ayant une grande longueur d'onde verticale, typiquement supérieure à 12-15 km. D'autre part, les observations au limbe, telles que celles effectuées par le High Resolution Dynamics Limb Sounder (HIRDLS) ou Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER), résolvent les variations de températures induites par des ondes avec de grandes longueurs d'onde horizontales.

Ces dernières décennies, des climatologies basées sur des valeurs moyennes zonales des IGW ont été publiées pour divers instruments :

4. Les sondeurs à micro-ondes, comme le Microwave Limb Sounder (MLS) à bord du Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) (Wu et Waters, 1996a, b ; McLandress et al., 2000 ; Wu, 2001) et infrarouges, comme le Limb Infrared Monitor of Stratosphere (LIMS) (Fetzer et Gille, 1994), embarqués sur des satellites, mesurent le rayonnement de la Terre à des fréquences micro-ondes et infrarouges, permettant de déduire la température de larges couches atmosphériques, jusqu'à 85 km. A cette catégorie s'ajoutent également les spectromètres et télescopes infrarouges cryogéniques pour l'étude de l'atmosphère (CRISTA), pouvant observer le ciel jusqu'au-delà de la ligne de Kármán, à 100 km (Preusse et al., 1999, 2000, 2002). Ces instruments offrent une couverture globale à un taux d'échantillonnage élevé, mais leur résolution verticale est plus grossière pour les sondeurs à micro-ondes et modérée pour les sondeurs infrarouges. De plus, ils sont sensibles à la contamination par les nuages et autres aérosols.

5. L'occultation radio GPS utilise des récepteurs GPS embarqués sur des satellites pour mesurer la réfraction des signaux GPS par l'atmosphère terrestre, comme le programme météorologique du Global Positioning System (GPS/MET) (Tsuda et al., 2000). Cela permet de récupérer des profils verticaux de température et d'humidité jusqu'à 40 km. Cette méthode offre une calibration absolue, une haute résolution verticale et une couverture globale. Cependant, elle ne dispose que d'environ 10 ans de données et offre un échantillonnage moins fréquent par rapport aux sondeurs embarqués sur des satellites.

2.1.3 Modèles météorologiques

Les modèles climatiques sont des outils informatiques qui simulent les tendances météorologiques sur différentes échelles de temps. Ceux-ci jouent un rôle inestimable dans le domaine de la climatologie, servant de moyens sophistiqués pour simuler et prévoir les dynamiques atmosphériques et climatiques. Pour réaliser cette prévision, les modèles climatiques intègrent diverses lois physiques fondamentales et variables environnementales, telles que la pression de l'air, la température et le vent et y compris, par exemple, la Température de Surface de la Mer (SST). La SST, une mesure de la température de l'eau à la surface des océans du monde, joue un rôle central dans ces modèles climatiques. En effet, les océans absorbent une grande quantité de chaleur solaire, contribuant à réguler le climat de la Terre. De légères variations de la SST peuvent même déclencher des phénomènes météorologiques majeurs tels que El Niño ou La Niña, qui ont un impact sur le climat de vastes régions du globe. Ces éléments sont exprimés sous forme d'équations que le modèle doit résoudre, produisant ainsi une représentation tridimensionnelle des tendances climatiques naturelles, comme les précipitations, les courants océaniques et le changement des saisons.

Néanmoins, tous les modèles ne sont pas créés égaux, ni conçus pour les mêmes objectifs ou résolutions. Deux classes primordiales de modèles existent : les modèles climatiques et les modèles opérationnels, chacune avec des spécificités et des applications distinctes qui méritent une attention particulière.

Les modèles opérationnels, tels que ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) et WFDE5, offrent des analyses rétrospectives et des prévisions à court terme, avec une résolution temporelle fine. Ils se basent sur des observations actuelles et sont régulièrement mis à jour, visant une précision immédiate pour la planification à court terme.

La sélection d'un modèle approprié dépend des objectifs de l'étude et nécessite une évaluation approfondie des modèles disponibles. Quelques modèles opérationnels seront présentés ici, et pour une liste plus complète des modèles opérationnels et climatiques, les lecteurs sont invités à se référer à l'annexe A-1.

1. ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) : C'est une réanalyse climatique globale réalisée par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF). Il couvre la période allant de janvier 1940 à aujourd'hui, fournissant des estimations horaires d'un grand nombre de variables climatiques atmosphériques, terrestres et océaniques sur une grille de 30 km et 137 niveaux atmosphériques, depuis la surface jusqu'à une hauteur de 80 km. Les informations sur les incertitudes sont également incluses pour toutes les variables à des résolutions spatiales et temporelles réduites (Muñoz-Sabater et al., 2021).
2. JRA-55 : Mené par l'Agence météorologique japonaise (JMA), JRA-55 couvre une période depuis 1958, utilisant un système d'assimilation de données sophistiqué et intégrant de nouvelles observations historiques. Cette réanalyse corrige les déficiences de son prédécesseur JRA-25, notamment en matière de température et d'humidité. Elle applique une analyse variationnelle quadridimensionnelle, une première pour cette période étendue (Kobayashi et al., 2015). En conséquence, JRA-55 a produit un ensemble de données climatiques homogènes de haute qualité pour le dernier demi-siècle, surpassant les précédentes réanalyses en précision et en cohérence, ce qui en fait un outil précieux pour étudier les changements climatiques et la variabilité multidécennale (Kobayashi et al., 2015).
3. MERRA-2 : Cette réanalyse de la NASA fournit des données à partir de 1980 et a été introduite pour remplacer le jeu de données MERRA original. Elle incorpore des avancées dans le système d'assimilation permettant l'assimilation d'observations modernes par radiance hyperspectrale et micro-ondes, ainsi que des ensembles de données GPS-Radio Occultation. MERRA-2 est également la première réanalyse à long terme à assimiler des observations d'aérosols spatiaux et à représenter leurs interactions avec d'autres processus physiques dans le système climatique (Gelaro et al., 2017).

2.1.4 Choix des instruments et modèle pour l'étude

Les climatologies des GWs sont toutes basées sur les variances de température des ondes de gravité et, dans la plupart des cas, elles fournissent des estimations des longueurs d'onde horizontales ou verticales. Étant donné que ces ondes sont, sans doute, mieux décrites dans un cadre mathématique basé sur le vent, et en raison de leur comportement influent dans la région de la haute-

troposphère et de la basse-stratosphère, une alliance de différents instruments satisfaisant à ces deux exigences pourrait s'avérer très importante.

Dans le cadre de cette thèse, plusieurs instruments et modèle ont été sélectionnés pour l'étude des ondes de gravité atmosphériques et pour la mise en œuvre d'une campagne de calibration/validation (Cal/Val) pour Aeolus, chacun ayant ses propres avantages distincts et spécifiques par rapport aux autres outils disponibles.

1. Lidars Doppler-Rayleigh au sol (DWL) : Le LATMOS possède déjà plusieurs lidars au sol en place, ce qui facilite leur utilisation pour cette étude. Ces instruments sont particulièrement utiles pour la calibration et la validation des mesures des satellites, en fournissant des données de vent et de température de haute qualité à différentes altitudes. Ces mesures peuvent être utilisées pour valider et améliorer la précision des données de vent fournies par les satellites. De plus, ils peuvent fonctionner en continu, fournissant des données en temps réel. Ces caractéristiques les rendent plus adaptés pour l'étude des ondes de gravité que d'autres instruments de mesure du vent tels que les sodars, les radiomètres à micro-ondes, les infrasons et les vecteurs de mouvement atmosphériques.

2. Radiosondes : Les radiosondes sont des outils essentiels pour la campagne Cal/Val car elles fournissent des mesures directes de la température à différentes altitudes. Ces mesures peuvent être utilisées pour valider les données de vent fournies par les satellites. De plus, les radiosondes peuvent être lancées à la demande lors de la campagne Cal/Val, permettant une comparaison synchronisée avec les mesures du satellite.

3. GPS-RO (Radio Occultation) : Les missions de radio occultation GPS, comme GRAS sur les satellites MetOp, fournissent des profils de température à l'échelle globale avec une excellente précision. Ces données sont précieuses pour l'étude des ondes de gravité, car la température est une variable clé dans la dynamique des ondes de gravité. Leur couverture globale et leur précision les rendent plus appropriées pour une étude à grande échelle des ondes de gravité que d'autres sources de données de température

4. Réanalyse ECMWF (ERA5) : ERA5 fournit des données atmosphériques complètes à une résolution horaire et une couverture globale, ce qui est essentiel pour valider les mesures du satellite sur une longue période et à une échelle mondiale. En plus de cette couverture étendue, ERA5 se distingue par sa résolution horizontale exceptionnelle, la meilleure parmi les produits de réanalyses les plus utilisés, et bénéficie aussi d'une résolution verticale supérieure dans la troposphère (Wright and Hindley, 2018 ; Table 1).

La supériorité d'ERA5 se manifeste dans sa capacité à résoudre avec précision une large gamme d'ondes de gravité à la mésoéchelle. Cette performance est d'autant plus remarquable en comparaison avec d'autres produits de réanalyse tels que JRA55 et MERRA2, qui présentent des résolu-

tions horizontales moins fines, respectivement de 55 et 50 km (Wright and Hindley, 2018 ; Table 1). De même, par rapport à ERA-Interim, le prédécesseur d'ERA5 dans les réanalyses de l'ECMWF, ERA5 représente une nette amélioration en termes de capacité de modélisation, comme souligné par les travaux de Fujiwara et al. (2017) et Dee et al. (2011). Cette qualité est illustrée par la simulation précise d'événements comme la tempête de 1953 en mer du Nord ou de l'échauffement stratosphérique soudain de 1952, démontrant ainsi son efficacité dans la représentation des phénomènes stratosphériques (Bell et al, 2021).

De plus, ERA5 intègre deux couches éponge (Ehard et al., 2018) et de l'hyperdiffusion dans son modèle. Les couches d'éponge sont utilisées pour atténuer les réflexions d'ondes artificielles aux altitudes élevées. Sans ces couches, l'amplitude des ondes de gravité augmenterait significativement en atteignant des altitudes moyennes, à mesure de la diminution de la densité atmosphérique, influençant ainsi à tort l'évolution l'état moyen de l'atmosphère. À l'inverse, avec l'application des couches d'éponge, les perturbations des ondes de gravité, particulièrement à petite échelle, sont efficacement atténuées, principalement dans le domaine mésoéchelle.

L'hyperdiffusion, quant à elle, stabilise numériquement le modèle en limitant les impacts des petites échelles, permettant une modélisation efficace des phénomènes à grande échelle, tels que les ondes de gravité avec des longueurs d'onde supérieures à 400 km (Stephan and Mariaccia., 2021). Cette capacité est particulièrement pertinente car elle permet de simuler un spectre significatif de GW à méso-échelle, offrant une représentation plus précise de l'énergie des GW en dessous de 45 km, un aspect crucial pour comprendre leur impact sur la dynamique atmosphérique (Schroeder et al., 2009).

Ces caractéristiques font d'ERA5 un outil particulièrement adapté pour l'étude des ondes de gravité atmosphériques, offrant non seulement une large gamme de variables climatiques mais aussi une précision et une résolution significative.

Les instruments choisis pour cette étude - Lidars Doppler-Rayleigh au sol, radiosondes, occultation radio GPS, et la réanalyse ECMWF - ont été sélectionnés en raison de leur capacité à fournir des données précises pour l'étude des ondes de gravité et de leur utilité pour la campagne Cal/Val. Le fait que certains d'entre eux soient déjà en place et disponibles pour l'utilisation au LATMOS est également un avantage considérable. L'utilisation conjointe de ces instruments, plutôt que leur utilisation indépendante, est d'un intérêt particulier car ils se complètent, offrant une couverture spatiale et temporelle plus large et une gamme plus étendue de mesures. Ensemble, ils permettent une analyse complète des ondes de gravité atmosphériques et une validation rigoureuse des mesures du satellite.

2.2 AEOLUS

2.2.1 Intérêt de la mission

La mission Aeolus, lancée par l'Agence spatiale européenne (ESA) en 2018, a été conçue pour répondre à un besoin de plus en plus émergent dans le domaine de la météorologie et de la clima-

tologie : la mesure précise et globale des vents dans l'atmosphère terrestre. Avant Aeolus, les données sur les vents étaient principalement recueillies par des stations terrestres situées dans l'hémisphère nord, laissant de grandes zones de la planète, notamment l'hémisphère sud et les océans, largement inexplorées. De plus, les méthodes traditionnelles de mesure des vents, comme les ballons météorologiques et les radars météorologiques, ne pouvaient pas fournir d'informations sur les vents à haute altitude.

La technologie LIDAR (Light Detection and Ranging) a joué un rôle significatif dans l'étude de la structure verticale de l'atmosphère et du relief terrestre. Les satellites équipés de LIDAR comme ICESat (2003), CALIPSO (2006), CATS-ISS (2015), ADM-Aeolus (2018), ICESat-2 (2018), et les projets futurs ACE (2022) et EarthCARE (2021) ont apporté des contributions importantes dans ce domaine (Fouladinejad et al., 2019). Parmi ces missions, Aeolus se distingue par son utilisation d'une technique expérimentale de lidar ultraviolet pour mesurer les vents en altitude, offrant ainsi une couverture mondiale et une précision sans précédent.

L'un des objectifs principaux de la mission Aeolus était d'améliorer la précision des prévisions météorologiques. Les données sur les vents recueillies par Aeolus ont été intégrées dans les modèles de prévision météorologique, améliorant ainsi leur précision, en particulier dans les régions tropicales où les données sur les vents étaient auparavant rares. Cela a eu un impact significatif sur la météorologie opérationnelle, avec des bénéfices directs pour la société, comme une meilleure préparation aux événements météorologiques extrêmes.

Un autre objectif majeur de la mission Aeolus était d'améliorer notre compréhension du climat de notre planète. Les données d'Aeolus ont été utilisées pour améliorer les modèles climatiques, contribuant ainsi à une meilleure compréhension du changement climatique (Rennie et al., 2020 ; 2021)

Enfin, la mission Aeolus a également ouvert de nouvelles perspectives pour l'étude des ondes de gravité atmosphériques. Ces ondes jouent un rôle crucial dans le transfert d'énergie et de moment dans l'atmosphère, mais leur étude a été limitée par le manque de données. Les mesures de vent fournies par Aeolus ont permis de mieux caractériser ces ondes et d'améliorer notre compréhension de leur rôle dans la dynamique atmosphérique.

En conclusion, la mission Aeolus a marqué un tournant dans l'étude de l'atmosphère terrestre. En fournissant des données précises et globales sur les vents, elle a permis d'améliorer les prévisions météorologiques, de mieux comprendre le climat de notre planète et d'ouvrir de nouvelles voies de recherche dans le domaine de la dynamique atmosphérique.

2.2.2 Principe physique

Avant de plonger dans les profondeurs de la technologie du Lidar Doppler Rayleigh, qui sert de cœur battant au satellite Aeolus, nous devons d'abord démystifier les principes physiques fondamentaux qui orchestrent son fonctionnement. Ceux-ci comprennent la diffusion de Rayleigh et de Mie, qui tracent les contours de sa technologie, mais également la diffusion Brillouin et Raman, qui ajoutent des nuances subtiles à cette symphonie physique.

La diffusion de Rayleigh est un phénomène qui se produit lorsque la lumière ou toute autre radiation électromagnétique est dispersée par des particules dont la taille est bien inférieure à la longueur d'onde de la radiation. Dans l'atmosphère terrestre, ce sont principalement les molécules de gaz qui sont responsables de cette diffusion. Les particules diffusent la lumière de manière non uniforme, avec une intensité plus grande dans les directions perpendiculaires à la direction de la lumière incidente. Cependant, cette intensité accrue est symétriquement répartie autour de la direction de la lumière incidente, ce qui rend la diffusion globalement isotrope. Cela signifie que la lumière est diffusée également dans toutes les directions, indépendamment de l'orientation de la particule. De plus, la diffusion de Rayleigh est inversement proportionnelle à la quatrième puissance de la longueur d'onde du rayonnement incident, ce qui signifie que les longueurs d'onde plus courtes (comme le bleu et le violet) sont diffusées plus que les longueurs d'onde plus longues (comme le rouge, l'orange et le jaune).

Dans le contexte de la mesure de la vitesse du vent à l'aide du Lidar Doppler Rayleigh, un faisceau laser est émis par le Lidar à bord d'Aeolus et interagit avec les molécules et particules atmosphériques, y compris les aérosols. Lorsque la lumière est diffusée par ces molécules, une partie de cette lumière diffusée revient vers le Lidar. Si ces molécules se déplacent à cause du mouvement du vent, cela entraîne un décalage de la fréquence de la lumière diffusée par rapport à la fréquence de la lumière émise, en raison de l'effet Doppler. Ce décalage de fréquence peut être mesuré lorsque la lumière diffusée revient au Lidar. En connaissant la fréquence originale de la lumière émise et le décalage de fréquence observé, la vitesse des molécules d'air (et donc la vitesse du vent) peut être calculée.

La précision de la mesure de la vitesse du vent dépend en partie de la précision avec laquelle la lumière diffusée peut être détectée. Comme la diffusion de Rayleigh est plus forte pour les longueurs d'onde plus courtes, le Lidar utilise généralement un laser avec une longueur d'onde dans le bleu ou l'ultraviolet pour obtenir une détection plus précise de la lumière diffusée. Les détails techniques seront évoqués dans la section suivante.

La diffusion de Mie, quant à elle, concerne les particules qui ont une taille comparable à la longueur d'onde de la lumière. Cette forme de diffusion est directionnellement plus uniforme que la diffusion de Rayleigh et ne dépend pas autant de la longueur d'onde. Elle peut être anisotrope, c'est-à-dire que la diffusion peut être plus forte dans certaines directions. Cela dépend de la taille

précise et de la composition des particules. Dans l'atmosphère, les principaux contributeurs à la diffusion de Mie sont les aérosols, la poussière et les gouttelettes d'eau.

Dans le contexte du satellite Aeolus, celui-ci emploie un Lidar Doppler qui utilise à la fois la diffusion de Rayleigh pour mesurer la vitesse du vent et la diffusion de Mie pour surveiller les aérosols. Cette approche combine les avantages de ces deux types de diffusion pour obtenir une image plus complète de l'atmosphère de la Terre. En analysant la lumière diffusée, il est possible d'obtenir des informations sur les propriétés des aérosols, y compris leur densité, leur taille et leur forme. Les aérosols, qui peuvent inclure de petites particules de poussière, de fumée et de gouttelettes d'eau, sont parmi les facteurs qui influencent le plus le climat de la Terre, en particulier dans le cadre du réchauffement climatique. Comme ces particules ont une taille comparable à la longueur d'onde de la lumière, elles diffusent la lumière de manière plus uniforme dans toutes les directions, ce qui est différent de la diffusion de Rayleigh. Cette caractéristique de la diffusion de Mie la rend idéale pour la détection des aérosols dans l'atmosphère.

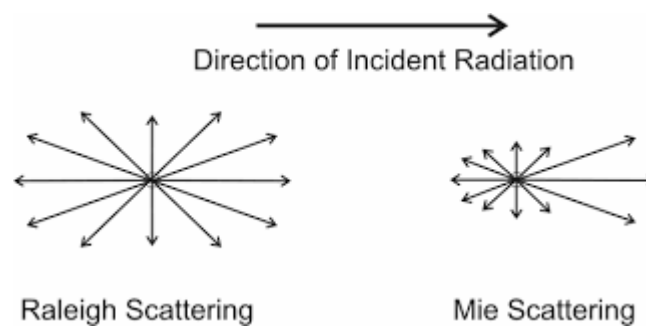


Figure 9. Diffusion Rayleigh et Mie (Crédit d'image : HyperPhysics "Blue Sky")

Pour une analyse plus approfondie des phénomènes de diffusion de la lumière, en particulier les diffusions de Raman et Brillouin, ainsi que leur impact et gestion dans les mesures atmosphériques, veuillez consulter l'Annexe A-2. Celle-ci fournit des détails supplémentaires sur la phénoménologie physique ainsi qu'un détail de comment ces diffusions affectent les données obtenues par Lidar.

Après avoir abordé les principes physiques et les défis associés à l'interprétation des données de diffusion de la lumière dans l'atmosphère, il est essentiel de comprendre comment ces principes sont appliqués dans la technologie Lidar embarquée sur des satellites tels qu'Aeolus. Cela nous amène à ALADIN, l'instrument Lidar de pointe à bord du satellite Aeolus.

2.2.3 Fonctionnement

Aeolus abrite l'instrument ALADIN, un Lidar à détection directe et effet Doppler pour la mesure du vent. Il est composé de plusieurs éléments clés.

La méthodologie de mesure lidar est fondée sur l'interaction entre la lumière émise par une source laser et les constituants atmosphériques. Dans le contexte spécifique du lidar spatial Aeolus, dédié à la mesure des profils de vent dans l'atmosphère terrestre, les interactions Rayleigh et Mie sont

exploitées pour obtenir des informations sur les vitesses des particules atmosphériques. La partie scientifique est expliquée en détails dans la section précédente. La présente section détaille le fonctionnement du laser et son descriptif technique.

Nous allons proposer une description technique très liminaire de l'instrument suivant la perspective proposée par Lux et al. (2021). Une explication plus détaillée du fonctionnement se situe dans l'annexe A-3, nous permettant d'établir une revue des différents éléments constituant l'ensemble.

Le cœur du système est un laser à base de néodyme et d'Yttrium Aluminium Garnet (Nd:YAG), qui émet une lumière infrarouge à 1064 nm. Ce type de laser fonctionne grâce à l'émission stimulée d'électrons, produisant un faisceau laser précis et cohérent. Pour que ce faisceau soit utilisable dans le lidar, il subit une transformation : d'abord, il est converti en lumière verte visible (532 nm), puis en lumière ultraviolette (354,8 nm). Le laser est conçu de manière à assurer une grande stabilité et uniformité, grâce notamment à sa configuration annulaire non plane. Cette configuration permet de maintenir un chemin optique stable et une émission laser cohérente, même en présence de fluctuations environnementales.

Après la génération de l'impulsion laser, celle-ci est amplifiée par plusieurs étapes pour augmenter son énergie. Ces étapes impliquent des préamplificateurs et des amplificateurs qui intensifient l'énergie du faisceau avant sa conversion finale en rayonnement UV. Cette conversion est cruciale pour les mesures lidar, car elle permet d'obtenir un signal lumineux puissant et précis. Pour assurer la fiabilité du système, il existe une redondance dans les émetteurs laser. Le système peut basculer entre deux émetteurs, ce qui garantit la continuité des opérations en cas de défaillance de l'un d'eux.

Le télescope intégré au système, de type Cassegrain, est utilisé pour diriger le faisceau laser vers l'atmosphère et collecter les signaux rétrodiffusés. Il utilise un miroir primaire concave et un miroir secondaire convexe pour focaliser précisément le faisceau laser. En mode monostatique, le télescope utilise les mêmes éléments optiques pour émettre et recevoir le signal laser, une caractéristique qui optimise son efficacité dans la détection des signaux rétrodiffusés. Une fraction du faisceau laser est utilisée pour calibrer les interféromètres, ce qui permet de mesurer avec précision les écarts de fréquence entre les impulsions laser émises et celles réfléchies par les particules atmosphériques.

Lorsque le système reçoit un signal de référence, il utilise ce signal comme point de comparaison pour les autres signaux venant de l'atmosphère. La distinction entre ces deux types de signaux repose sur le délai créé par le temps nécessaire à la lumière pour atteindre l'atmosphère et revenir. Cette différence temporelle est essentielle pour séparer clairement le signal de référence des signaux atmosphériques, assurant ainsi que les mesures sont basées sur les bonnes informations.

Après la réception du signal atmosphérique, le système utilise un mécanisme spécialisé pour filtrer et isoler ce signal. Ce mécanisme ne laisse passer que le signal atmosphérique spécifique attendu, éliminant ainsi d'éventuelles interférences qui pourraient brouiller les mesures. Une fois le signal atmosphérique isolé, il est combiné avec le signal de référence.

Le signal ainsi préparé est ensuite analysé par le récepteur d'ALADIN, qui dispose de deux canaux distincts. Ces canaux mesurent les décalages de fréquence Doppler des signaux rétrodiffusés, qui varient en fonction des mouvements des particules et molécules dans l'atmosphère. Le principe fondamental sur lequel repose la mesure de la vitesse du vent est l'effet Doppler, où le décalage de fréquence observé dans le signal rétrodiffusé est proportionnel à la vitesse du vent le long de la ligne de visée (LOS) du faisceau laser. Ce décalage de fréquence Doppler, $\Delta f_{Doppler}$ (s^{-1}), est décrit mathématiquement par la relation suivante :

$$\Delta f_{Doppler} = \frac{2f_0 v_{LOS}}{c} \quad (7)$$

Où c la vitesse de la lumière (m/s), f_0 la fréquence de la lumière émise (s^{-1}) et v_{LOS} (m/s) est la composante de la vitesse du vent dans la direction de la ligne de visée.

Le canal de Mie, bien qu'il ne soit pas l'objet principal de cette thèse, joue un rôle significatif dans le système ALADIN en ciblant la rétrodiffusion des particules telles que les nuages et les aérosols. Ce canal emploie un interféromètre de Fizeau pour créer une image de franges d'interférence, une technique qui utilise la variation spatiale de ces franges pour détecter les changements de fréquence. Les franges d'interférence, qui sont des figures projetées verticalement sur le détecteur, se déplacent en fonction de la fréquence de la lumière incidente. Ce mouvement, approximativement linéaire, est interprété comme un décalage de fréquence Doppler, permettant de déduire la vitesse des particules en observant le déplacement spatial du centroïde de la frange (McKay et al., 2002).

Le canal Rayleigh, dédié aux molécules, utilise une approche raffinée pour mesurer le décalage Doppler à partir du spectre de rétrodiffusion Rayleigh-Brillouin, qui est notablement plus large que celui des particules ciblées par le canal de Mie. Pour cette tâche, le récepteur d'ALADIN s'appuie sur deux interféromètres Fabry-Pérot (FPI) successifs, qui sont employés selon la technique du double bord (Chanin et al., 1989 ; Garnier and Chanin, 1992). Les FPI grâce à deux surfaces hautement réfléchissantes qui sont parallèles l'une à l'autre et séparées par un petit espace appelé "écart d'air". L'écart d'air dans un FPI est littéralement l'espace entre ces deux surfaces, rempli d'air. La lumière entrante est multipliée par réflexion entre ces deux surfaces, ce qui crée des interférences constructives ou destructives pour certaines longueurs d'onde, dépendant de l'épaisseur de cet écart.

Si les écarts d'air sont légèrement différents, cela entraîne la création de deux bandes passantes distinctes. Ces bandes passantes correspondent aux fréquences de lumière qui sont renforcées par les interférences constructives. Lorsqu'un signal lumineux, comme celui rétrodiffusé par l'atmosphère, traverse les FPI, les variations dans l'écart d'air modifient les fréquences spécifiques qui sont transmises ou bloquées. Ainsi, quand la lumière rétrodiffusée subit un décalage Doppler, les modifications de fréquence amplifient le signal à travers l'un des FPI (canal A) et l'atténuent à travers l'autre (canal B).

L'indice de réfraction de l'air dans l'écart d'air est une mesure de combien la lumière ralentit lorsqu'elle passe à travers l'air par rapport au vide. En contrôlant la pression de l'air à l'intérieur de la chambre scellée qui contient les FPI, on ajuste l'indice de réfraction de l'écart d'air. Ce réglage affi-

né permet de décaler précisément les bandes passantes des FPI par rapport à la fréquence de la lumière rétrodiffusée. Ce mécanisme permet aux FPI de rester accordés avec la ligne de rétrodiffusion Rayleigh même lorsque des changements environnementaux, comme des variations de température, affectent la fréquence du signal reçu.

La déduction du décalage Doppler est réalisée en calculant le profil de réponse $R(z, \theta)$ pour une ligne de vue donnée :

$$R(z, \theta) = \frac{CN_A(z, \theta) - N_B(z, \theta)}{CN_A(z, \theta) + N_B(z, \theta)} \quad (8)$$

Dans cette équation, $NA(z, \theta)$ représente la quantité de photons captés à une altitude z , un angle de la ligne de visée θ et filtrés par le canal A des FPI, tandis que $NB(z, \theta)$ à ceux filtrés par le canal B. Le coefficient C est introduit pour corriger toute disparité potentielle dans les niveaux de signal reçu par les deux canaux, causée par des écarts dans la sensibilité des détecteurs utilisés. Ces paramètres sont tous adimensionnels. L'estimation du décalage Doppler, exprimée en picomètres, s'obtient à partir de l'analyse du profil de réponse obtenu grâce à la fonction de calibration de l'appareil. Cette fonction tient compte des variations de la largeur spectrale de la ligne de rétrodiffusion Rayleigh en fonction des changements de température atmosphérique.

Les caractéristiques spécifiques des FPI et leur description mathématique sont résumées de manière exhaustive dans les manuels de Vaughan (1989) et Hernandez (1986), ainsi que dans une description mathématique illustrative des caractéristiques d'un FPI appliqué dans un lidar à détection directe donnée par McGill et al. (1997).

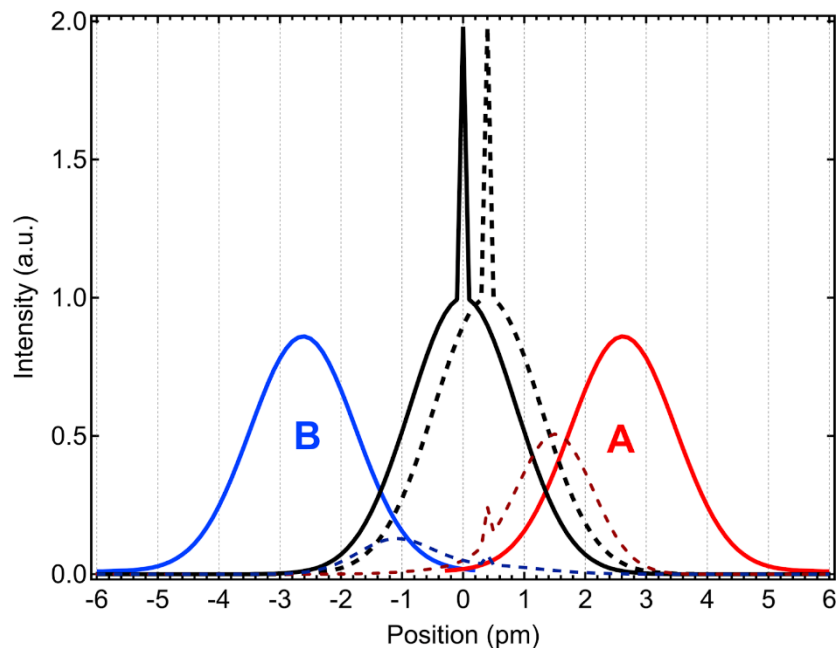


Figure 10. Formes spectrales de la ligne de rétrodiffusion de Rayleigh thermiquement élargie avec la fine ligne de Mie au-dessus (noir plein) et les bandes passantes A et B du FPI (rouge et bleu pleins). La ligne de rétrodiffusion décalée par effet Doppler (correspondant à une vitesse de vent imaginaire de 175 m s^{-1}) est représentée par une courbe noire en pointillés. Les signaux transmis par les passe-

bandes A et B pour la rétrodiffusion Doppler sont illustrés par les courbes rouges et bleues en pointillés. (Crédit de légende et d'image : Khaykin et al., 2020)

En fin de processus, les signaux de Mie et Rayleigh sont capturés par deux dispositifs à couplage de charge par accumulation (ACCD), chacun comportant une matrice de 16 par 16 pixels au sein de la zone d'imagerie de l'appareil. Un dispositif ACCD est une variante avancée des capteurs CCD classiques. Les capteurs CCD, éléments centraux dans la conversion des signaux lumineux en signaux électroniques, sont constitués de cellules photosensibles organisées en une matrice. Chaque photon incident génère une charge électrique qui est accumulée, puis transférée séquentiellement pour être convertie en données numériques. L'ACCD est spécialement conçu pour mesurer avec précision des signaux lumineux faibles sur de longues périodes d'accumulation. Cela est particulièrement utile dans les applications de télédétection atmosphérique où les signaux peuvent être subtiles et dispersés sur de grandes altitudes. Dans la zone d'imagerie, les charges électroniques accumulées sur les 16 lignes de pixels sont regroupées pour former une rangée unique. Dans le cadre de la mesure de profils de vent, cette ligne est ensuite stockée dans une zone dédiée à la mémoire de l'appareil, une zone qui est apte à retenir jusqu'à 25 rangées similaires.

Pour mesurer la vitesse du vent avec une précision de 1 m/s, une précision relative de l'ordre de 10^{-8} dans la mesure de la fréquence est nécessaire, selon l'équation 7 qui lie la vitesse du vent LOS à un décalage de fréquence spécifique. Cette exigence souligne l'importance d'une stabilité de fréquence rigoureuse pour l'émetteur laser, d'autant plus que l'ACCD accumule la rétrodiffusion de plusieurs impulsions laser avant la numérisation et la transmission des données.

Cependant, cette méthode implique que la normalisation impulsion par impulsion de la fréquence du signal rétrodiffusé avec la fréquence de référence interne n'est pas réalisable. Au lieu de cela, la fréquence déterminée pour chaque mesure est une moyenne, susceptible d'être influencée par des cirrus inhomogènes ou des nuages fragmentés (Lux et al., 2021). Seul un sous-ensemble des impulsions laser peut être détecté sur le trajet atmosphérique, ce qui peut entraîner des erreurs dans les estimations de la vitesse du vent, particulièrement sous les zones nuageuses qui modifient les caractéristiques des impulsions émises (Lux et al., 2021). De plus, les signaux renvoyés par le sol, qui varient selon l'albédo de la surface, peuvent introduire des inexactitudes dans la mesure de la vitesse au sol. Ces erreurs résultent de la combinaison des différents signaux durant la mesure, accentuées par les variations rapides de fréquence (toutes les 0,4 secondes) et les irrégularités atmosphériques (Marksteiner et al., 2015).

Pour des précisions supplémentaires sur les aspects techniques et la mise en contexte des éléments constitutifs du système laser, le lecteur est renvoyé à l'annexe A-3, elle-même se reposant sur l'article de Lux et al. (2021). De même, pour une explication approfondie sur le fonctionnement du FPI, le lecteur est renvoyé à l'article de Khaykin et al., (2020).

2.2.4 Produits

En orbite à une altitude de 320 kilomètres, avec une inclinaison de 97°, Aeolus parcourt la Terre en effectuant des orbites d'environ 90 minutes, ce qui correspond à un peu moins de 16 orbites par jour. Grâce à son cycle de répétition de 7 jours et à une vitesse au sol d'environ 7.2 km/s, celui-ci est capable de recueillir une vaste quantité de données.

La structure des données de l'Aeolus utilise les concepts de « mesures », « observations » et « range bin ». Le laser du satellite est exploité à une fréquence de répétition de 50 Hz. Une « mesure » est définie comme le regroupement des données élémentaires résultant de l'accumulation de 20 impulsions laser, correspondant à environ 3 km d'intégration horizontale. C'est à dire, 20 impulsions divisées par 50 impulsions par seconde et multipliées par la vitesse du satellite qui est d'environ 7 km/s. Depuis février 2019, P=19 impulsions laser sont émises par intervalle de mesure, dont un est perdu en raison de la lecture de l'ACCD, nommé « réglage P-1 » (Lux et al., 2021).

Une « observation », parfois nommée BRC (Basic Repeat Cycle) en référence au mode d'exploitation initial en rafale, est l'accumulation de 30 mesures, soit environ 85 km d'intégration horizontale. Le post-traitement au sol permet d'additionner les signaux de ces 30 mesures, soit 540 impulsions laser, pour former une « observation », qui a une durée de 12 secondes.

Sur l'échelle verticale, le signal rétrodiffusé est intégré sur 24 intervalles de temps qui correspondent à 24 « range bin ». Les paramètres des range bin peuvent être ajustés, généralement avec des épaisseurs de bin allant de 250 m à 2 km, mais toujours avec la limitation que le nombre total de bins est de 24.

Une seule composante du vent, appelée vLOS (m/s), est mesurée le long de la ligne de visée (LOS) du satellite. Cette dernière est ensuite convertie en vitesse du vent HLOS (m/s) en supposant que la vitesse du vent vertical w est négligeable. Les équations permettent d'obtenir le vLOS et le HLOS en fonction des trois composantes du vent cartésien u (vent zonal), v (vent méridien) et w (vent vertical). Si w est supposé être mineur, la différence entre vLOS et HLOS devient proportionnelle par un facteur de $\cos(\Psi)$. L'angle Ψ (rad) représente l'élévation du vecteur de pointage cible-satellite (55 degrés), et l'angle θ (rad) est l'azimut topocentrique du vecteur de pointage cible-satellite, mesuré dans le sens horaire à partir du nord.

$$v_{LOS} = v_{HLOS} \cos(\Psi) + w \sin(\Psi) \quad (9)$$

$$v_{HLOS} = -u \sin(\theta) - v \cos(\theta) \quad (10)$$

La résolution horizontale est définie dans l'AUX_PAR_2A grâce à un facteur d'échantillonnage horizontal qui définit le nombre de sous-divisions par BRC. La résolution peut être ajustée en fonction du réglage N/P de l'instrument, N étant le nombre de mesures accumulées dans un BRC et P le nombre d'impulsions accumulées dans une mesure. Depuis avril 2022, N=5 et le facteur d'échantillonnage horizontal a été fixé à 5 profils par BRC, c'est-à-dire que la résolution horizontale est de 1 mesure (17,4 km).

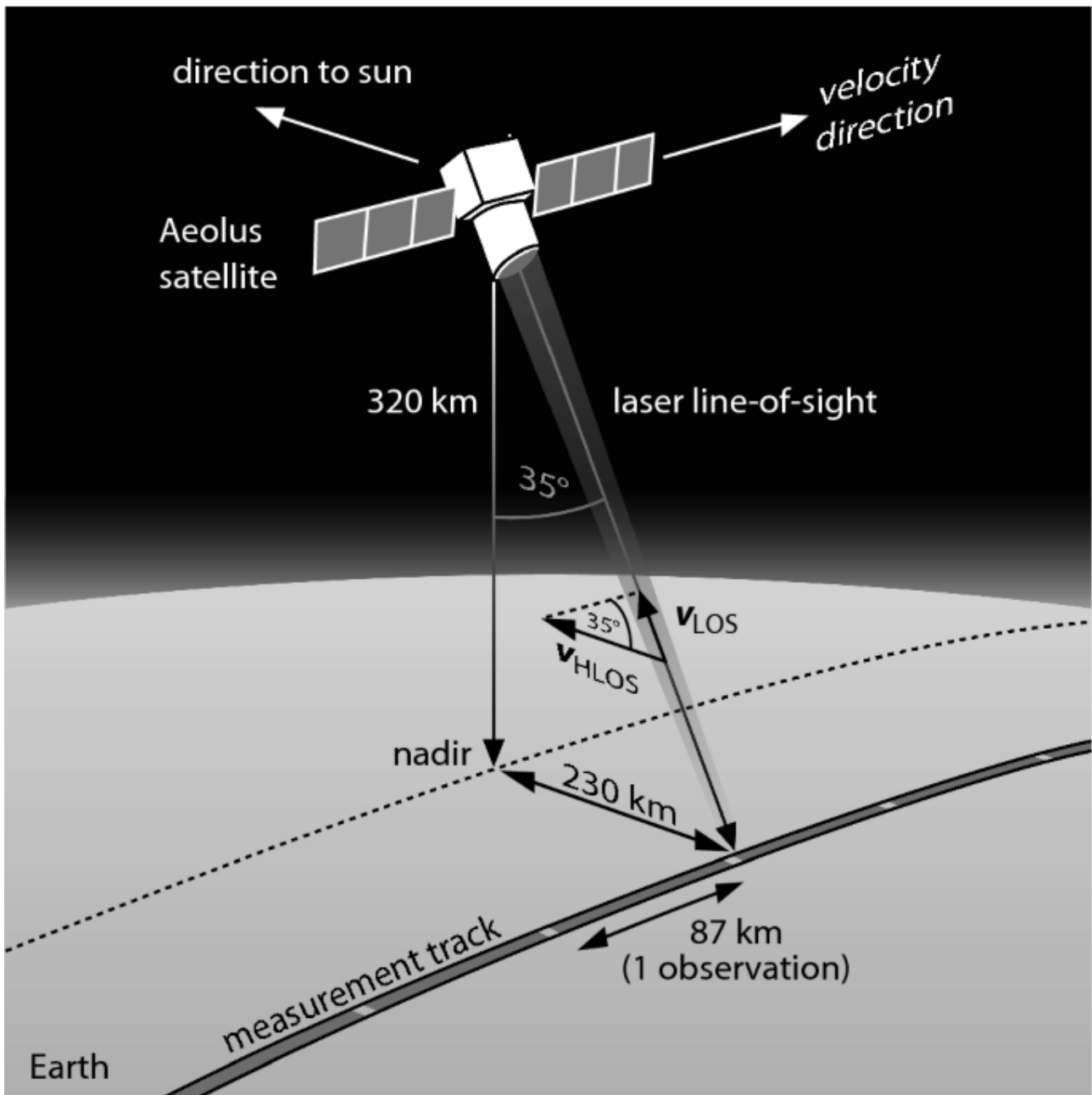


Figure 11. Géométrie de mesure nominale et couverture de la mission Aeolus (Crédit d'image : Lasers pp 459–504 : Further Applications and Future Potential)

Cependant, ces données ne sont que le commencement. Une fois que le satellite Aeolus a recueilli ces données élémentaires, les produits de ces données sont définis dans des documents appelés Algorithm Theoretical Basis (ATBDs). Avant de plonger dans le détail, il est nécessaire de préciser que cette partie de l'explication s'appuie fortement sur le document technique 'Aeolus Sensor and Product Description' de Straume (2018). Tout en suivant la structure et le contenu de ce document, nous reconnaissons que notre compréhension peut ne pas couvrir tous les aspects techniques et spécifiques abordés par l'auteur.

L'élément le plus significatif qui découle de ces données élémentaires est nommé "profils d'observation de vent en ligne de visée horizontale" (HLOS), qui indiquent principalement la vitesse du vent, depuis le sol jusqu'à environ 30 km de hauteur. Afin de comprendre comment ces produits de données sont créés, il est utile de prendre en compte le concept de "Baseline". La Baseline fait référence à un point de référence spécifique dans le traitement des données, en l'occurrence, les données scientifiques et d'étalonnage uniquement. Par exemple, un code comme "1B01" peut être utilisé pour désigner une baseline, où les deux premiers caractères indiquent le niveau de traitement et les deux derniers un compteur séquentiel.

Pour recueillir ces informations, le satellite envoie des données à une station terrestre située à Svalbard. Ces données sont appelées "Annotated Instrument Source Packets" (AISP) et contiennent des informations sur l'instrument, la plateforme, l'orbite du satellite et la mesure effectuée.

Le traitement des données brutes du satellite Aeolus débute par leur acheminement vers l'installation de traitement Aeolus (APF) située à Tromsø, en Norvège. Là, un processus en plusieurs phases est initié. La première étape, connue sous le nom de traitement de niveau 0 (L0) et de niveau 1A (L1A), implique le nettoyage et l'organisation des données par ordre chronologique (L0), ainsi que leur localisation précise et le traitement des données de télémétrie du satellite (L1A).

La prochaine étape est le traitement de niveau 1B, aboutissant au produit L1B. Ce produit inclut non seulement des estimations préliminaires des vents HLOS, mais aussi des fichiers de calibration traités, qui couvrent une gamme d'aspects tels que la caractérisation de l'instrument et les ajustements nécessaires. De plus, le produit L1B fournit des données de confiance essentielles, y compris des erreurs systématiques et aléatoires, ainsi que des indicateurs de qualité, et des profils de signaux utiles Mie et Rayleigh.

Ces données évoluent ensuite vers des traitements plus avancés à l'installation de Calibration et de Surveillance d'Aeolus (ACMF) à ESA-ESRIN. Ici, des traitements spécifiques de niveaux 2A (L2A) et 2B (L2B) sont appliqués, produisant des fichiers de données auxiliaires essentiels pour le traitement de niveau 2.

Le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF) joue un rôle clé dans la transformation du produit L1B en produits de niveaux 2B et 2C. Le produit de niveau 2B est ajusté pour tenir compte des variations de pression et de température, offrant un profil de vent HLOS corrigé. Ce produit fournit des informations détaillées sur les nuages et les aérosols, y compris la hauteur des couches et la stratification. Enfin, les processeurs de données L2A et L2B appliquent des corrections supplémentaires liées à la transmission de l'instrument, les réponses et la diaphonie des canaux, l'élargissement de la diffusion Rayleigh-Brillouin, en se basant sur des données prédictives sur la température et la pression, ainsi que sur le rapport lidar. Ces corrections nécessitent l'utilisation de fichiers auxiliaires produits par le modèle de prévision numérique du temps d'ECMWF, un processeur de calibration dédié, et des simulations de modèles prospectifs

Le processus de niveau 2B met un accent particulier sur la correction des effets d'élargissement dus aux variations de température et de pression atmosphériques dans le traitement du vent Rayleigh, utilisant des données prédictives sur la température et la pression. Les observations de vent sont classées selon leur contenu en nuages et particules (aérosols ou hydrométéores), et

moyennées sur des pixels de 87 km pour former une représentation fidèle de l'observation réelle du vent. Ces données de vent L2B sont ensuite intégrées dans le modèle ECMWF, résultant en des profils de vent L2C.

La résolution verticale des vents moyennés varie de 0,25 à 2 km, ajustable selon la topographie et la zone climatique. Les critères de précision pour les mesures de vent sont définis selon les différentes couches de l'atmosphère, avec des exigences spécifiques pour la couche limite planétaire (PBL), la troposphère libre et la stratosphère.

En résumé, Les données brutes de mesure sont reçues par les stations au sol et transitent entre différents centres de traitement des données. Ces centres sont situés à Tromsø (Norvège), Reading (Royaume-Uni) et Frascati (Italie). Tromsø s'occupe du traitement des données jusqu'au niveau L1B. L'ECMWF traite jusqu'aux niveaux L2B et L2C, et l'ESA-ESRIN à Frascati s'occupe de la surveillance supplémentaire des données, de la calibration et de la distribution des données.

Après toutes ces étapes, les données sont prêtes à être utilisées. Elles sont mises à disposition des utilisateurs via le site web "ESA Earth Online" à l'adresse suivante : <http://aeolusds.eo.esa.int>.

La mise à jour et l'amélioration du système de traitement de données pour Aeolus, le satellite de l'ESA, sont des processus continus. Des mises à jour majeures des processeurs sont planifiées deux fois par an. À l'heure actuelle, le processeur de la Baseline 16, activé le 18 avril 2023, était le dernier utilisé pour générer les produits de données de Aeolus en quasi-temps réel (NRT). Avant cette date, les produits de données d'Aeolus étaient fournis en utilisant différentes versions de Baseline.

Baseline	Period	Start date for operational processing	Additional info
B02	September 2018–May 2019	8 September 2018	Mie wind horizontal resolution from 87 to 15 km in March 2019
B03	May–June 2019	16 May 2019	
B04	June 2019	14 June 2019	Hot-pixel correction (Weiler et al., 2021a)
B05	June–September 2019	28 June 2019	Switch to laser FM-B
B06	June–October 2019	5 September 2019	Adapted response calibration for FM-B
B07	October 2019–April 2020	31 October 2019	
B08	April 2020	2 April 2020	Unit change in HLOS error from $m s^{-1}$ to $cm s^{-1}$
B09	April–July 2020	20 April 2020	M1 temp. correction (Weiler et al., 2021b), public data release
B10	June 2019–October 2020	2019 reprocessed since 9 July 2020 operational	Reprocessed FM-B data set included in Baseline 10 covering June to December 2019
B11	June 2019–May 2021	2019 reprocessed since 8 October 2020 operational	Reprocessed FM-B data set included in B11 covering the period June 2019 to 10 October 2020
B12	May–December 2021	26 May 2021	Orbit shift in June 2021
B13	December 2021–March 2022	6 December 2021	
B14	March–September 2022	29 March 2022	

Tableau 1. Aperçu des différentes versions de l'algorithme (appelé baselines) pour le traitement des données Aeolus ainsi que quelques informations supplémentaires accompagnant certaines versions (Crédit d'image : Baars et al., 2023)

Par ailleurs, les données d'Aeolus ont été retraitées selon deux versions de Baseline spécifiques. La première est la Baseline 11, qui couvre les données de l'instrument ALADIN Flight Model B (FM-B) pendant la période allant du 28 juin 2019 au 10 octobre 2020. Ces données ont été mises à disposition en octobre 2021. La seconde est la Baseline 14, qui couvre la première période d'opérations de l'instrument ALADIN Flight Model A (FM-A), allant du 31 août 2018 au 16 juin 2019. Ces données, publiées en novembre 2022, sont également accompagnées d'un résumé de la qualité de l'ensemble de données retraitées et d'un rapport de vérification de la troisième campagne de retraitement. En outre, les produits de données Aeolus Level-2C fournissant les vecteurs de vent du modèle ECMWF aux géolocalisations des vents assimilés Aeolus L2B sont aussi accessibles.

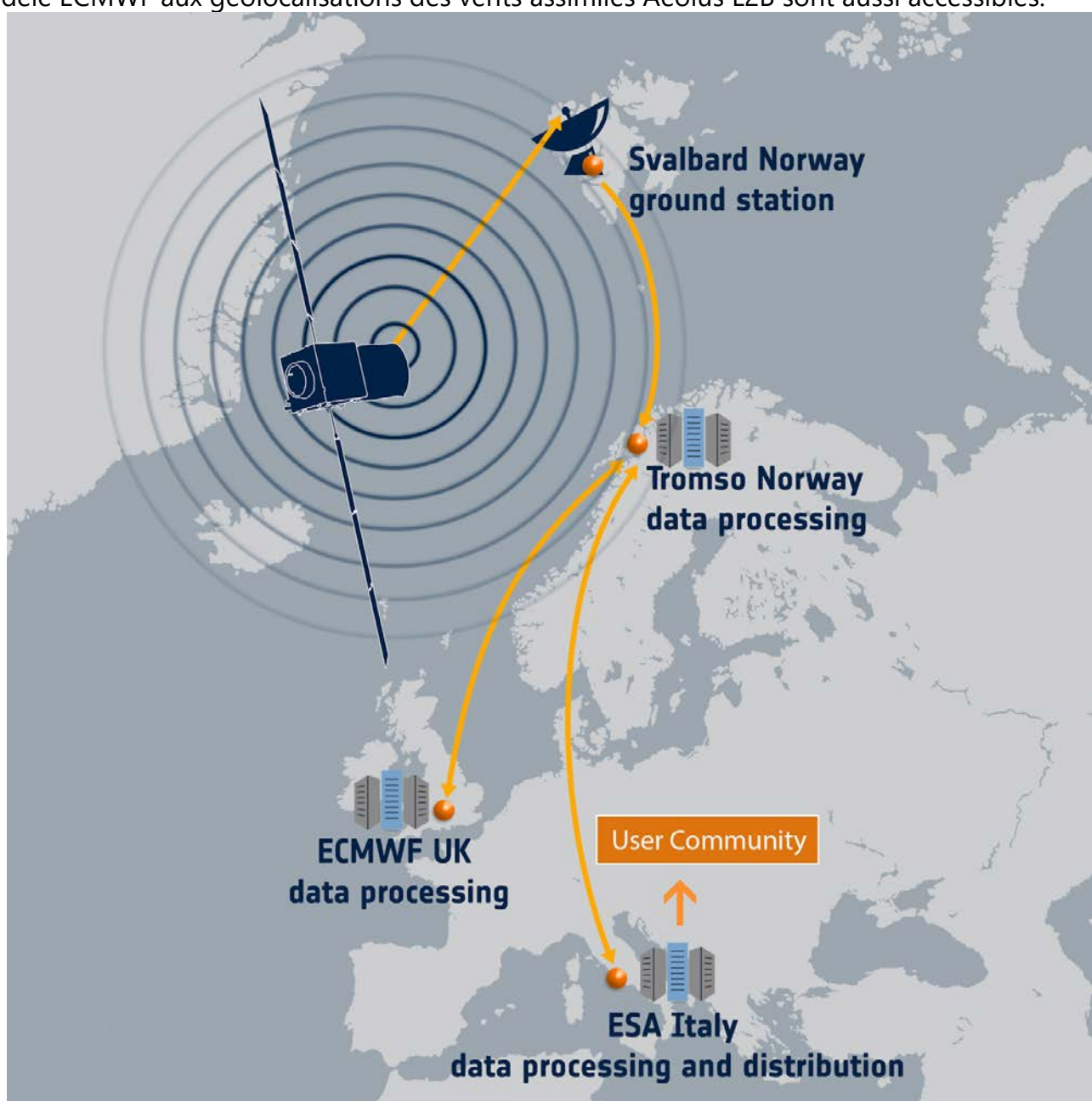


Figure 12. Flux des données Aeolus (Crédit d'image : ESA)

Au sein de cette thèse ne sera discutée que l'étude des produits L2B. Le produit de niveau 2B d'ALADIN, tel qu'élaboré dans la chaîne de traitement atmosphérique, distingue quatre catégories d'observations de vent, basées sur une classification atmosphérique spécifique (Rennie et al., 2020). Cette classification utilise le rapport signal sur bruit (SNR) dérivé de la méthodologie Mie comme critère principal pour la catégorisation dans le canal Rayleigh, une approche adoptée par l'ESA et définie durant le traitement de niveau 1B (Reitebuch et al., 2014). Les catégories de vent sont les suivantes :

1. *Vent Rayleigh Clear* : Ce type de vent est dérivé dans des zones atmosphériques exemptes de rétrodiffusion de particules, typiquement sous des conditions de ciel dégagé. Ici, l'algorithme de Rayleigh est appliqué pour calculer la vitesse du vent.
2. *Vent Rayleigh Cloudy* : Calculé dans des zones où une rétrodiffusion de particules est détectée, ce qui indique des conditions nuageuses ou chargées en particules. La méthodologie Rayleigh est également utilisée pour ces mesures.
3. *Vent Mie Clear* : Identifié dans les régions sans rétrodiffusion de particules. Cette catégorie est retenue lorsque la classification ne détecte pas de rétrodiffusion de particules, et l'analyse est effectuée en utilisant l'approche Mie.
4. *Vent Mie Cloudy* : Pour les zones avec une rétrodiffusion de particules significative, le vent est calculé en employant la méthodologie Mie.

Les mesures ont été classifiées en utilisant les coefficients de rétrodiffusion de particules comme critères jusqu'au 8 octobre 2020 : si le coefficient est supérieur à un seuil, la rétrodiffusion de particules est considérée comme prédominante. En dessous du seuil, seule la rétrodiffusion moléculaire est présumée (Baars et al., 2020). Passé cette date, une autre méthode de classification, basée sur un seuil de SNR prédéfini en fonction de l'altitude, a été introduite pour le canal Rayleigh (le changement était déjà en place pour le canal Mie dans 2B07), suivant la même logique de seuillage (Baars et al., 2023).

Les algorithmes de récupération du vent Rayleigh et Mie sont appliqués à leurs deux classes d'observations respectives : les intervalles de mesure attribués au même type de classification sont accumulés pour former les observations correspondantes. Par exemple, si une couche de nuages est présente dans les 21 premiers kilomètres de l'observation, le produit de vent Mie cloudy ne prend en compte que les mesures de ces 21 premiers kilomètres. Cette procédure est appliquée à chaque intervalle de mesure vertical individuellement, ce qui signifie que les coordonnées des profils d'observation peuvent différer pour un certain intervalle de mesure. Ce processus, détaillé dans les travaux de Reitebuch et al. (2014), de Kloe et al. (2016) et Rennie et al. (2020), permet d'affiner la précision et rendre différenciable les mesures de vent effectuées par ALADIN.

Le chapitre 3 et 4 se focaliseront uniquement sur le produit Rayleigh clear d'ALADIN, qui représente les conditions de ciels dégagés. Les produits Rayleigh cloudy peuvent également fournir des mesures de vent utilisables, mais la contamination par la rétrodiffusion de Mie doit d'abord être corrigée. Cette correction est encore à un stade expérimental et n'entre pas dans le cadre de cette étude.

Enfin, nous appliquons également les directives de contrôle de qualité L2B du seuil des expériences d'impact NWP d'Aeolus, sauf que nous n'appliquons aucun seuil d'erreur estimée HLOS. La raison de ce choix est de permettre à plus de données d'être colocalisées et aussi d'observer le comportement du satellite dans les altitudes supérieures, où il est montré qu'il a une erreur plus élevée. Le produit de niveau 2B fournit une estimation de l'erreur HLOS pour chaque intervalle de mesure dans les profils d'observation. L'indicateur de validité (ou « validity flag ») assure la validité des produits.

Depuis la phase de mise en service d'Aeolus, un phénomène particulier a été observé concernant les dispositifs à couplage de charge d'accumulation (ACCD) de l'unité de détection d'ALADIN : la présence de pixels avec un courant d'obscurité accru, communément appelés pixels chauds. Ces pixels chauds, qui enregistrent une charge plus élevée que les pixels normaux même en absence de lumière, peuvent se manifester comme des points plus lumineux sur les signaux finaux, causant ainsi une distorsion des données capturées par les ACCD.

Cette situation a pris une importance notable en mai 2020, lorsqu'il a été constaté que 6% des pixels de l'ACCD d'ALADIN pouvaient être classifiés comme chauds. La tendance indique que ce pourcentage pourrait atteindre environ 13% d'ici la fin de la durée de vie prolongée de la mission au printemps 2023, si le taux de génération de ces pixels chauds reste constant. En réponse à cette problématique, une correction des pixels chauds a été implémentée pour les données d'Aeolus depuis le 14 juin 2019. Le suivi et la gestion de cette anomalie sont essentiels, car l'impact des pixels chauds sur les données d'Aeolus n'est pas négligeable. En effet, une augmentation du nombre de pixels chauds peut considérablement affecter la précision des colocalisations entre Aeolus et d'autres instruments de référence. Par conséquent, la capacité à estimer le comportement nominal du satellite peut se voir compromise.

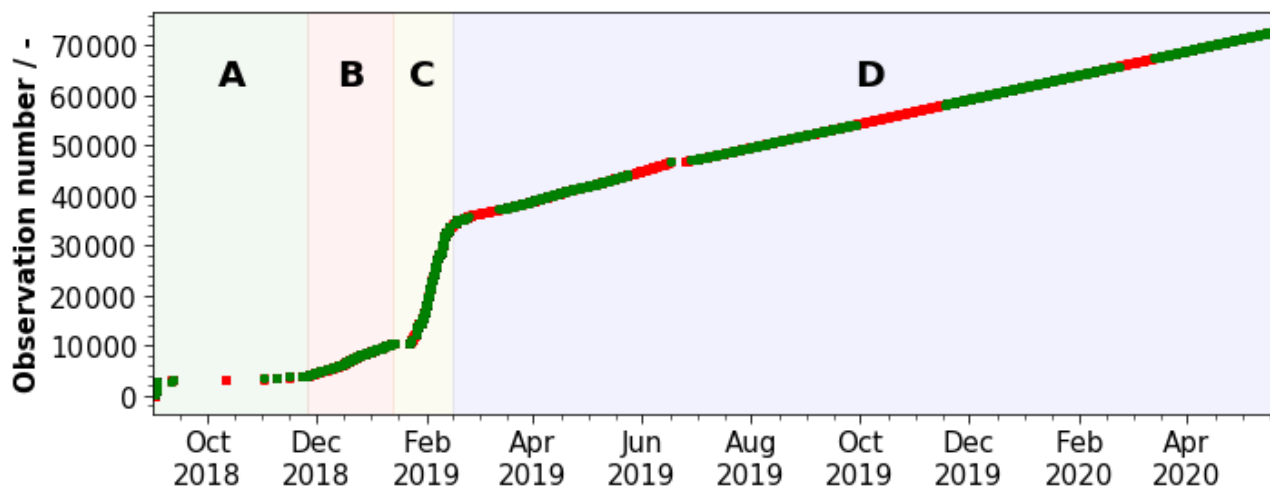


Figure 13. Relation entre le nombre d'observations du signal de courant d'obscurité (axe y) et le temps d'observation (axe x). Les points verts indiquent les observations valides qui ont passé les étapes de filtrage. Les zones colorées différemment marquent les périodes de différentes fréquences d'échantillonnage des observations. A : 2 septembre 2018-26 novembre 2018 ; B : 26 novembre 2018-13 janvier 2019 ; C : 13 janvier 2019-15 février 2019 ; et D : 15 février 2019-20 mai 2020. (Crédit d'image : Weiler et al., 2021a)

2.2.5 Premiers succès

Depuis son lancement par l'Agence spatiale européenne (ESA), le satellite Aeolus, surnommé le "Dieu des Vents", a réalisé de nombreux progrès qui ont non seulement validé sa mission, mais ont également ouvert la voie à de nouvelles recherches et applications (Fairley., 2018). Les premiers mois de la mission Aeolus ont été marqués par une phase de mise en service intensive, y compris la première mise en marche de l'instrument ALADIN et sa calibration en vol, offrant un premier aperçu des résultats préliminaires et de l'objectif de la mission d'améliorer les prévisions météorologiques (Kanitz et al., 2019).

Parmi plusieurs faits marquants, on peut premièrement mentionner l'amélioration de la précision des prévisions météorologiques : les données d'Aeolus ont permis d'améliorer la précision des prévisions de vent de 2 à 9 %, ce qui est significatif pour les prévisions météorologiques (Rennie and Isaksen., 2020). Il en est de même pour l'observation de haute qualité du vent : Une étude menée durant les premiers mois de fonctionnement a démontré la capacité d'Aeolus à fournir des profils de vent de haute qualité dans diverses conditions atmosphériques.

L'étude a utilisé le prototype de l'instrument satellite, l'ALADIN Airborne Demonstrator (A2D), pour effectuer des observations de vent lidar aéroportées dans le cadre de l'expérience North Atlantic Waveguide and Downstream Impact (NAWDEX). Ce démonstrateur a été déployé dans plusieurs campagnes terrestres et aéroportées au cours des 10 dernières années avant le lancement pour valider le principe de mesure d'Aeolus et améliorer davantage l'algorithme et la stratégie de mesure, surmontant les limitations de fiabilité et de répétabilité de la calibration de réponse de l'instrument A2D grâce à la calibration de réponse Rayleigh simulée (SRRC) (Zhai et al., 2020). Les ob-

servations ont montré une erreur systématique des vents LOS de l'A2D de moins de 0,5 m/s et des erreurs aléatoires de 1,5 (Mie) à 2,7 m/s (Rayleigh) (Lux et al., 2018). Aeolus a aussi prouvé sa capacité à être adaptable, notamment en ce qui concerne la correction des erreurs systématiques de vent : L'étude mentionnée ci-dessus a également mis en évidence l'importance d'une détection précise du sol pour la calibration de la réponse de Rayleigh et de Mie et la récupération du vent. En utilisant un schéma de détection développé pour la campagne NAWDEX, les signaux de retour du sol obtenus ont été exploités pour la correction des erreurs systématiques de vent. Cela a permis d'améliorer la précision des données de vent fournies par Aeolus (Lux et al., 2018).

Les résultats prometteurs obtenus peu de temps après le lancement d'Aeolus témoignent de la bonne santé et du succès précoce de la mission. Le fait que le satellite ait pu fournir des données de haute qualité et améliorer la précision des prévisions météorologiques aussi rapidement est une réalisation impressionnante. Cela démontre non seulement la robustesse et la fiabilité de la technologie embarquée sur Aeolus, mais aussi l'efficacité des équipes de l'ESA qui ont travaillé sur le projet.

Les premiers succès d'Aeolus ont non seulement validé la mission elle-même, mais ont également ouvert la voie à de nouvelles recherches et applications. Ces résultats préliminaires ont montré que la technologie de lidar Doppler embarquée sur Aeolus peut fournir des données précieuses pour améliorer notre compréhension de l'atmosphère terrestre et du climat. Cela a des implications directes pour la thèse en cours, qui vise à explorer plus en profondeur les données fournies par Aeolus et à évaluer leur impact sur la météorologie et la climatologie.

Dans ce contexte, la thèse se propose d'approfondir l'analyse des données d'Aeolus, en se concentrant sur leur calibration et leur validation. Cela implique une évaluation détaillée de la qualité des données, ainsi qu'une comparaison avec d'autres sources de données atmosphériques. L'objectif est de confirmer la précision et la fiabilité des mesures d'Aeolus, et d'identifier les domaines où elles peuvent être améliorées.

Cela nous mène au Chapitre 3, qui est consacré à la calibration et à la validation du satellite Aeolus. Dans ce chapitre, nous examinerons en détail les méthodes utilisées pour calibrer les instruments d'Aeolus et pour valider les données qu'ils produisent. Nous discuterons également des défis rencontrés lors de ce processus et des solutions qui ont été mises en œuvre pour les surmonter. Enfin, nous évaluerons l'impact de ces efforts de calibration et de validation sur la qualité globale des données d'Aeolus et sur leur utilité pour la recherche atmosphérique et climatique.

3 CALIBRATION ET VALIDATION DU SATELLITE AEOLUS

3.1 CONTEXTE ET INTERET

Après avoir examiné le contexte de la mission Aeolus et ses premiers succès, nous nous tournons maintenant vers un aspect crucial de toute mission satellitaire : la calibration et la validation. Ces processus sont essentiels pour garantir la précision et la fiabilité des données recueillies par le satellite. Dans ce chapitre, nous examinerons en détail comment ces processus sont mis en œuvre pour Aeolus, et comment ils contribuent à la qualité globale des données fournies par le satellite.

Ce chapitre se repose principalement sur les travaux publiés au courant de la thèse (Ratynski et al., 2023), en intégrant une contextualisation supplémentaire sur l'écosystème autour du suivi d'Aeolus ainsi que de certains réglages instrumentaux clés. La totalité des résultats sont présentés et expliqués, ce qui signifie que le lecteur n'a pas nécessité de se référer au document publié pour trouver des informations supplémentaires. Il existe cependant un inventaire plus détaillé des mesures in-situ réalisées dans le supplément de l'article, si le lecteur souhaite s'y intéresser.

3.1.1 le DISC et l'intérêt des CAL/VAL

Le DISC (Data Innovation and Science Cluster) joue un rôle majeur dans la mission Aeolus. Il est responsable de l'assurance de la qualité des données, de la calibration et de la validation des instruments à bord du satellite. Le DISC travaille en étroite collaboration avec d'autres équipes pour s'assurer que les données fournies par Aeolus sont précises et fiables.

Le DISC est également chargé de l'analyse des données recueillies par Aeolus. Cette analyse comprend l'identification des tendances, la détection des anomalies et l'évaluation de la performance du satellite. Le DISC utilise une variété d'outils et de techniques pour accomplir ces tâches, y compris l'analyse statistique ou l'apprentissage automatique (Machine Learning).

Avec un consortium international d'experts dédiés à étudier et à améliorer la qualité des produits d'Aeolus, le DISC assure une variété de fonctions essentielles. Les tâches effectuées par ce collectif sont diversifiées. Elles incluent la surveillance de la performance de l'instrument, la calibration et la caractérisation des mesures, et l'affinement des algorithmes avec l'évolution du processeur. Le DISC joue également un rôle dans la surveillance de la qualité des produits de données de niveau 1B et 2 d'Aeolus, la validation des produits de données scientifiques de niveau 2, et le soutien sur site à la mission pour le traitement des données. En outre, le DISC est engagé dans des activités de soutien et de communication aux utilisateurs des produits Aeolus Cal/Val, d'aide à la synthèse des résultats provenant d'autres équipes cal/val et dans l'évaluation de l'impact d'Aeolus sur la précision numérique du temps.

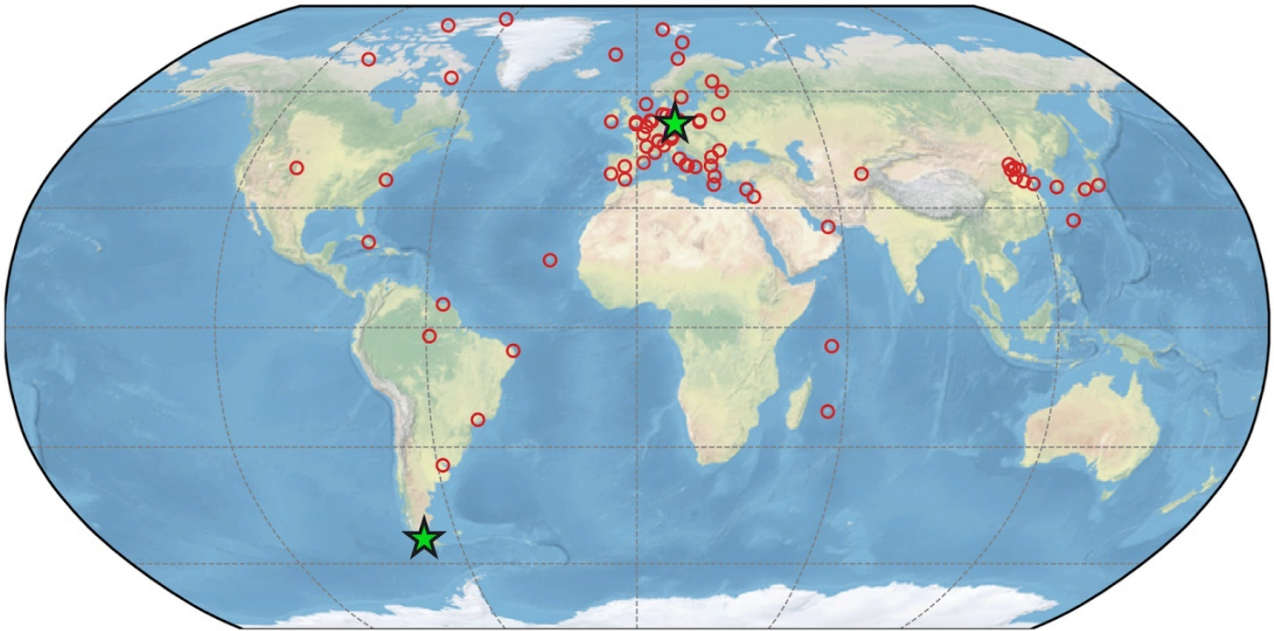


Figure 14. Carte des stations Cal/Val d'Aeolus. Les stations représentées par des étoiles vertes sont un exemple de couplage de stations, utilisées dans l'étude de Baars et al. (2023), qui démontre l'intérêt de proposer des géographies variées (Crédit d'image : Baars et al., 2023)

Les experts de la mission Aeolus DISC et les centres d'expertise ont une longue expérience dans le soutien et la contribution à Aeolus, couvrant les aspects instrumentaux, l'interaction laser-atmosphère, les campagnes aériennes, la calibration et la validation, le développement de produits et de processeurs des données de vent, ainsi que le développement de processeurs et de produits optiques, d'aérosols et de nuages.

Un des principaux succès du DISC a été la mise en place d'un processus efficace de calibration et de validation des données d'Aeolus. Ce processus a permis d'assurer la précision et la fiabilité des données fournies par le satellite.

Le travail du DISC conjointement à l'ESA a également permis d'identifier et de corriger rapidement les problèmes potentiels avec les instruments à bord d'Aeolus (Krisch and the Aeolus DISC, 2020).

L'étendue de ces défis englobait un large spectre, certains problèmes notables méritant une attention particulière. Une énigme de cette nature tournait autour de l'énergie du laser FM-A, qui manifestait une tendance à diminuer plus rapidement que prévu initialement (Simonelli et al., 2019 ; Reitebuch et al., 2020 ; Lux et al., 2020b). De plus, la transition vers un second laser aux caractéristiques de faisceau différentes introduisait un niveau supplémentaire de complexité, accentué par la variabilité observée dans ses caractéristiques au fil du temps (Straume et al., 2020).

Tout aussi notable, le DISC a joué un rôle clé dans la détection et la correction d'un problème avec les pixels chauds des ACCD (Accumulation Charge-Coupled Devices) du satellite. Ces pixels, qui présentent un courant obscur accru, peuvent affecter la qualité des données recueillies par Aeolus en augmentant le bruit de fond (Weiler et al., 2021a). Les origines de cette augmentation du bruit

et ses répercussions potentielles sur la fidélité des données justifiaient une investigation minutieuse et une intervention ciblée.

Un autre exemple est l'application opérationnelle d'un schéma de correction de biais M1 dans le processeur L2B depuis le 20 avril 2020. Les subtilités de la précision des mesures de vent manifestaient une corrélation avec les différentiels de température rencontrés par le miroir de la lunette principale d'ALADIN (Weiler et al., 2021b).

Utilisant une méthode de régression linéaire multiple de tous les thermistors du télescope M1 développée par le DISC (Rennie et Isaksen, 2020), cette innovation a renforcé la précision des mesures et a illustré l'engagement du DISC et soulignait les subtilités délicates de la calibration qui sous-tendent le processus de génération de données d'Aeolus.

Dans le contexte de cette thèse, l'analyse, la calibration, et la validation des données d'Aeolus revêtent une importance capitale. Avant d'entreprendre une étude à long terme sans référence extérieure, il est impératif de tester le satellite Aeolus sur des périodes plus courtes en utilisant des instruments plus robustes et éprouvés. Cette étape initiale de calibration et de validation permet de confirmer la fiabilité des données fournies par Aeolus et de vérifier qu'il est possible de s'affranchir des instruments de référence pour mener des études plus étendues. En d'autres termes, cette phase critique sert à établir la confiance dans les instruments d'Aeolus, validant leur capacité à fonctionner indépendamment et avec précision, ce qui était une condition nécessaire à l'étude qui sera présentée au chapitre 4.

Au cours de la recherche liée à cette thèse, nous avons eu l'opportunité unique de réaliser une campagne de mesure CAL/VAL. Cela a été rendu possible grâce au grand réseau de chercheurs que le DISC coordonne, facilitant ainsi la comparaison de nos résultats, instruments, protocoles et méthodes avec des chercheurs d'autres pays. Cette collaboration a non seulement enrichi notre compréhension mais a également permis une synergie entre différentes perspectives et expertises.

Ces interactions mettent en lumière l'importance de la collaboration interdisciplinaire et internationale pour atteindre ces objectifs de qualité et de précision. Ces considérations seront essentielles pour ce chapitre, qui se concentrera sur la calibration et la validation du satellite Aeolus.

3.1.2 Les stations sol du LATMOS

Après avoir discuté du rôle crucial du DISC dans la calibration et la validation des données d'Aeolus, il est important de mentionner un autre acteur clé dans ce processus : les stations au sol du LATMOS (Laboratoire Atmosphères, Milieux, Observations Spatiales).

Le LATMOS est un laboratoire français de recherche qui se consacre à l'étude des atmosphères terrestres et planétaires ainsi qu'à l'observation de l'espace. Dans le cadre de la mission Aeolus, le LATMOS a mis en place des stations au sol qui jouent un rôle essentiel dans la validation des données du satellite.

Ces stations au sol sont équipées de lidars, des instruments qui utilisent la même technologie que le satellite Aeolus pour mesurer les vents. En comparant les mesures de vent obtenues par le satellite avec celles obtenues par les stations au sol, il est possible de vérifier la précision des données d'Aeolus.

Nous allons explorer plus en détail le rôle des stations au sol du LATMOS dans la mission Aeolus, en mettant l'accent sur leur contribution à la calibration et à la validation des données du satellite.

Situé dans le cœur du sud de la France (43,9° N, 5,7° E), à une hauteur de 683 mètres au-dessus du niveau de la mer, l'Observatoire de Haute-Provence (OHP) incarne l'un des bastions alpins du Réseau de détection des changements de composition de l'atmosphère (NDACC). En son sein se trouve le lidar Doppler LIOvent, une installation déployée en 1993, célèbre pour avoir fourni la première climatologie du vent fondée sur la technologie lidar dans l'atmosphère moyenne (Souprayen et al., 1999).

Le lidar, par sa nature, est conçu pour détecter les composantes horizontales du vent. Pour ce faire, il mesure le décalage Doppler entre la lumière laser émise et celle rétrodiffusée à l'aide d'un interféromètre Fabry-Pérot à double tranchant, ou FPI (Chanin et al., 1989). Cette technique de détection directe, également implémentée dans le canal Rayleigh d'ALADIN, est expliquée dans la sous-section 2.2.3.

Grâce à la configuration spectrale du FPI de LIOvent, le décalage Doppler est détectable en présence de ciel dégagé, mais aussi sous des nuages fins ou des couches d'aérosols. Les principes physiques sous-jacents sont expliqués dans la sous-section 2.2.2. Cependant, il convient de noter que l'erreur de mesure augmente en fonction du rapport de rétrodiffusion (Souprayen et al., 1999). Le décalage Doppler correspond à la projection des composantes horizontales du vent sur la ligne de visée du laser, inclinée hors zénith.

Au cœur du fonctionnement du lidar, on retrouve un laser Nd:YAG Quanta-Ray Pro290 Q-switché, injecté, émettant à une longueur d'onde de 532 nm, avec un taux de répétition de 30 Hz et une énergie d'impulsion de 800 mJ (Khaykin et al., 2020). Le faisceau laser suit un cycle régulier entre trois lignes de visée, adoptant une cadence de 1-2-2 minutes, ce qui permet de mesurer les composantes zonales et méridiennes du vent (1 minute pour la visée verticale et 2 minutes pour les visées zonales et méridiennes). Le pointage vertical, quant à lui, est dédié à l'étalonnage.

Le système d'OHP intègre trois sous-ensembles de télescopes fixes, chaque sous-ensemble composé d'une mosaïque de quatre miroirs de 50 cm. L'un de ces sous-ensembles est pointé vers le zénith, tandis que les deux autres sont inclinés à 40° du zénith dans les directions du nord et de l'est. Le faisceau laser est acheminé vers ces trois positions prédéfinies par un miroir scanner galvanométrique. Les mesures sont limitées aux conditions nocturnes ou crépusculaires et à l'absence de nuages optiquement épais.

Enfin, après une série de mises à jour techniques entamées en 2013, le lidar LIOvent s'est élevé au rang d'instrument opérationnel, capable de profiler le vent jusqu'à une hauteur de 75 km (Khaykin et al., 2020). En 2021, il a obtenu la reconnaissance officielle du NDACC en tant qu'instrument de surveillance du climat.

En 2012, l'observatoire tropical de haute altitude de Maito, situé sur l'île de la Réunion (21° S, 55° E) et perché à une altitude de 2200 mètres, a accueilli un nouveau lidar Doppler, baptisé LiWind. Relevant de l'Observatoire des Processus Atmosphériques à la Réunion (OPAR), le système LiWind intègre les mêmes systèmes laser, de détection et d'acquisition que son homologue de l'OHP. Cependant, son assemblage récepteur se distingue par une conception plus compacte. Son télescope est constitué d'un miroir rotatif unique de 60 cm, qui assure à la fois les fonctions d'émission et de réception (Khaykin et al., 2018).

Comparativement au lidar de l'OHP, la surface collective inférieure de l'instrument LiWind est compensée par l'altitude plus élevée du site et la qualité supérieure de l'atmosphère au-dessus de l'océan Indien. Ensemble, les lidars OHP et OPAR procurent des mesures de vent avec une précision dépassant 1 m/s sur l'ensemble de la gamme d'altitude couverte par Aeolus. Ces deux instruments seront désormais désignés sous le terme de "lidars au sol" tout au long de ce document.



Figure 15. Validation des mesures de vent du lidar spatial AEOLUS avec le lidar du MAIDO (Crédit d'image : N. Marquestaut)

Par ailleurs, les mesures de vent par radiosonde (RS), basées sur un suivi GPS simple de la position du ballon, offrent une précision et une résolution verticale élevées. Leurs erreurs inhérentes sont insignifiantes en comparaison avec celles des instruments satellitaires, ce qui les rend parfaitement adaptées pour servir de référence dans la validation des vents HLOS d'Aeolus. Les mesures par radiosondage sont reconnues pour leur fiabilité et sont fréquemment utilisées comme référence pour valider d'autres mesures (B. Sun et al., 2010 ; Krisch et al., 2017). En outre, elles fournissent des orientations pour les stratégies d'observation et les exigences lors des campagnes de colocalisation précédentes avec des instruments similaires (Iwai et al., 2021 ; Baars et al., 2020, 2023 ; Martin et al., 2021).

Il est essentiel de rappeler que les RS ont un problème de dérive temporelle et spatiale dans la mesure du profil vertical du vent (Baars et al., 2020 ; Martin et al., 2021). Pour chaque lancement, on peut supposer que les erreurs d'observation ne sont pas corrélées entre les différents radiosondages. Les mesures de la vitesse et de la direction du vent horizontal sont calculées à partir des changements de position du GPS sur la base de la référence du Système mondial d'observation du climat (GCOS). Selon le GCOS Reference Upper-Air Network (GRUAN), les incertitudes des mesures horizontales de la vitesse et de la direction du vent sont supposées se situer entre 0,4 et 1 m/s pour la vitesse du vent et 1° pour la direction du vent (Dirksen et al., 2014).

Tandis que les lidars échantillonnent l'air advecté dans des lignes de visée fixes, les mesures par radiosondage sont effectuées dans le flux local. Malgré cette différence, il est prouvé que leurs mesures sont fortement corrélées au-dessus de 500 m (Kumer et al., 2014 ; Khaykin et al., 2020), ce qui rend les radiosondages parfaitement adaptés à la validation des lidars terrestres et spatiaux.

Aux sites de l'OHP et du Maido, les RS ont été lancés sous des ballons Totex de 1200 gr, dérivant en moyenne de 160 km pour l'OHP et de 120 km pour le Maido. Ces valeurs sont prises en compte dans le calcul du décalage spatial (ou distance de colocalisation) entre les mesures Aeolus et les mesures RS, ce qui permet de définir les critères de colocalisation pour les comparaisons des mesures Aeolus et RS. Dans le cadre de cette étude, les mesures RS ont été effectuées sans critère spécifique de décalage spatial afin d'évaluer l'impact de la distance de colocalisation sur le biais et l'erreur aléatoire. Les distances de colocalisation variaient de 23 km au plus près à 241 km au plus loin.

Il existe un intérêt à avoir des doubles colocalisations (lidars au sol et radiosondes) pour valider les mesures d'Aeolus, car elles apportent une précieuse contribution pour obtenir une image plus précise et complète du profil du vent : elle établit un système de contrôle de qualité solide et fiable.

Le rôle des radiosondes est d'une importance cruciale, car elles fournissent des données de vent à une résolution verticale très élevée, s'étendant sur une large plage d'altitudes. Elles constituent un étalon solide et fiable pour les mesures de vent, d'autant plus que leurs mesures sont prises directement à l'intérieur de l'atmosphère qu'elles sondent. Leur capacité à atteindre des altitudes supérieures à celles d'Aeolus les rend particulièrement utiles pour fournir des informations précieuses sur les couches supérieures de l'atmosphère.

Les lidars au sol, quant à eux, apportent une perspective complémentaire précieuse. Étant donné qu'ils peuvent fonctionner continuellement, ils permettent d'obtenir des informations sur les variations du vent dans le temps. De plus, leur portée peut s'étendre bien au-delà de celle d'Aeolus, leur permettant d'obtenir des données sur les régions de l'atmosphère que même les radiosondes ne peuvent pas atteindre. De plus, les lidars offrent une précision verticale plus fine que celle d'Aeolus, ce qui permet d'obtenir des informations plus détaillées sur la structure verticale du vent.

Dans ce cadre à trois instruments, si l'un d'entre eux génère des résultats aberrants, ce dernier peut être rapidement identifié, grâce au « vote majoritaire » obtenu des trois instruments. Par exemple, si les données du lidar au sol et des radiosondes concordent, mais qu'Aeolus produit des mesures significativement différentes, il est alors probable qu'un problème soit présent avec le lidar d'Aeolus. Cette approche de triple validation permet de confirmer que les données sont précises et fiables.

3.2 METHODES ET PROCEDURE SUIVIES

3.2.1 Détail de la méthode

Pour effectuer une comparaison optimale entre les profils de vent des radiosondes et les données de vent d' Aeolus, il est essentiel de prendre en compte deux aspects majeurs. En premier lieu, il faut tenir compte des différences de résolutions horizontale et verticale entre les deux instruments. Une modification de la grille de mesure des radiosondes pour l'aligner à celle d' Aeolus est nécessaire. La structure de données d' Aeolus se compose de 24 compartiments, ou "bins", de portée verticale qui subdivisent l'atmosphère. Ceci permet de produire des profils de vent entre 0 et 30 km, présentant une résolution verticale variant de 250 m à 2 km (Reitebuch et al., 2014).

La disposition de ces 24 intervalles est définie par un paramétrage spécifique appelé "Range Bin Setting" (RBS). Le RBS est modifiable pour répondre à des besoins précis, par exemple pour améliorer l'échantillonnage à certaines altitudes. Il est donc susceptible de varier en fonction de la latitude et du temps. Les paramétrages sont opérés de façon empirique. Dans le cadre de cette étude, un exemple de paramétrage du RBS qui a été utilisé, même s'il n'était pas spécifiquement conçu pour notre campagne de validation, est celui du "Tropical RBS setting". Il a été mis en place le 13 avril 2020 sous l'appellation "VENUS". Ce RBS était principalement axé sur la Prévision Numérique et l'observation des ondes de gravité ainsi que des flux de masse verticaux. Ce réglage a été conçu pour être utilisé à une latitude de +/- 30° et couvre une portée globale en longitude.

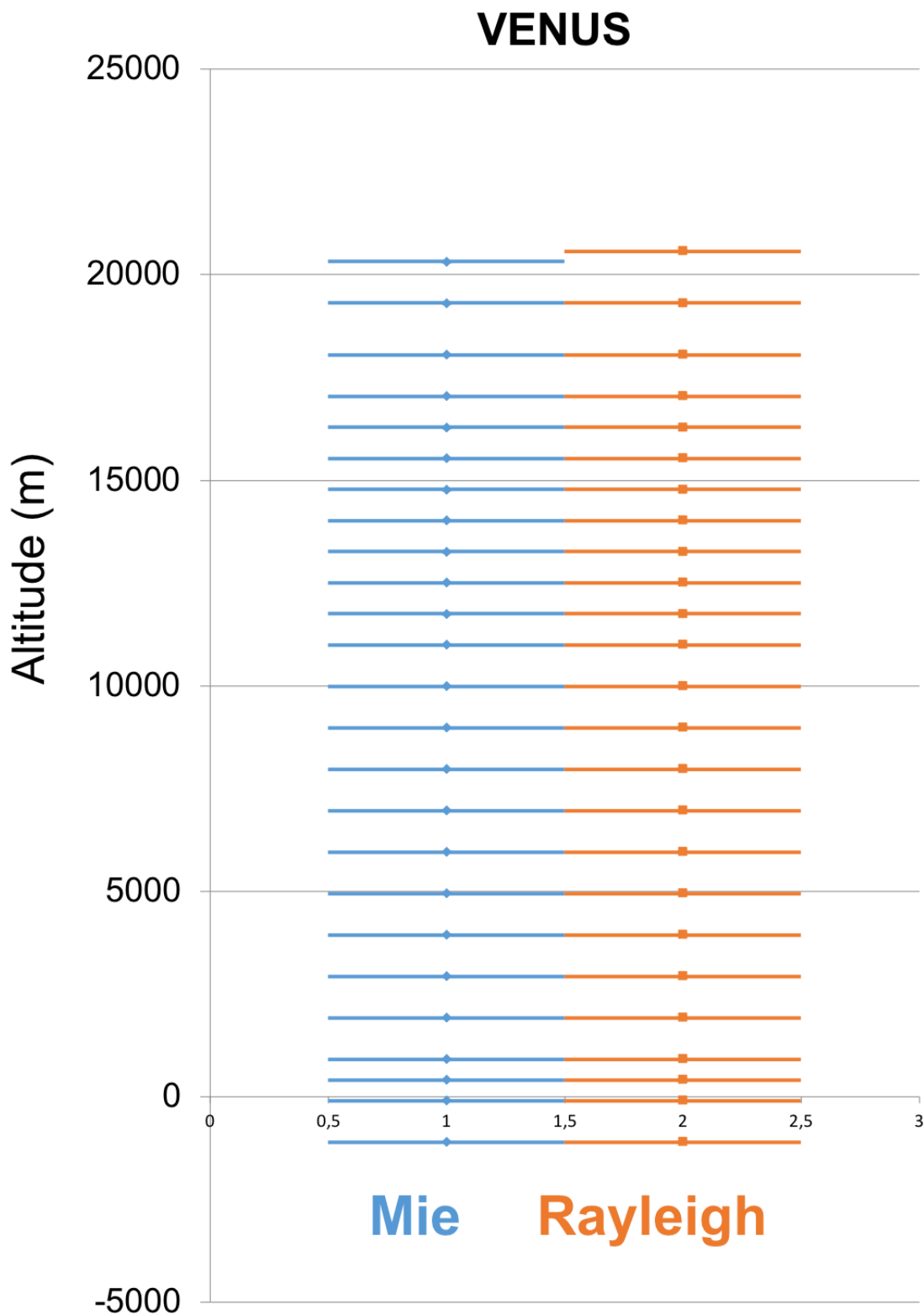


Figure 16. Range Bin Setting VENUS. L'axe vertical représente l'altitude associée à chaque point de mesure. L'axe horizontal ainsi que l'épaisseur des traits sont uniquement à des fins visuelles et ne représentent aucune variable physique (Crédit d'image : ESA)

Nominalement, jusqu'à six RBS furent actifs en même temps : les configurations tropicale, polaire (POLARIS), extratropicale et Quasi-Biennial Oscillation (QBO2020), qui couvrent des zones géogra-

phiques larges, ainsi que deux configurations locales plus petites, l'une sur la Méditerranée orientale (MARS) et l'autre sur le Chili (AUMATEX).

La modification ou l'ajout de RBS fut quelque chose de courant, visant à répondre à des objectifs spécifiques de la mission. Certains paramètres sont modifiés saisonnièrement, tandis que d'autres sont à long terme et visent à soutenir l'assimilation des données par les centres de Prédiction Numériques. Pour des objectifs scientifiques spécifiques, des campagnes de validation ou des événements spécifiques tels que les éruptions volcaniques ou les fumées, une zone spatiale limitée peut être définie.

Chaque configuration de RBS est proposée par les centres NWP, les équipes de calibration et de validation d' Aeolus, le groupe Aeolus Data, Innovation, and Science Cluster (DISC) ou le groupe consultatif scientifique d' Aeolus (SAG). Les propositions sont d'abord discutées au sein du groupe de travail sur les RBS, composé d'experts internes d' Aeolus, de la qualité des données, de NWP et de la science, avant d'être présentées au responsable de la mission Aeolus, qui prend une décision finale après consultation d'un conseil consultatif.

Par exemple, le réglage tropical mentionné à l'instant vise l'un des objectifs principaux de la mission Aeolus : l'amélioration de la NWP. Les tropiques sont une région où les données d' Aeolus ont montré un impact majeur sur les prévisions à court terme par les centres NWP. Le réglage POLARIS fut mis à jour de manière saisonnière pour mesurer la période hivernale dans les régions polaires avec une configuration dédiée. Le but principal de ce réglage est de mesurer les nuages stratosphériques polaires (PSCs) et les vents forts déclenchés par le vortex polaire à des altitudes très élevées.

Le réglage extratropical couvre toutes les zones en dehors des tropiques et des pôles. Les mesures sont plus basses qu'aux tropiques, atteignant une altitude maximale d'environ 17,5 km. La configuration MARS est un réglage optimisé pour les aérosols, opérationnel pour Aeolus en Méditerranée orientale depuis septembre 2019. Elle se concentre sur les aérosols et les nuages, avec une résolution verticale très élevée de 250 m dans la troposphère inférieure. Le réglage AUMATEX a été créé en réponse aux incendies de forêt qui ont dévasté l'Australie au début de l'année 2020. Ce réglage permet de mesurer les altitudes très élevées de cette région pour évaluer la performance des mesures d' Aeolus dans de tels cas. Enfin, le réglage QBO2020, activé le 17 juin 2020, soutient l'investigation de l'oscillation quasi-biennale (QBO) sur la ceinture tropicale.

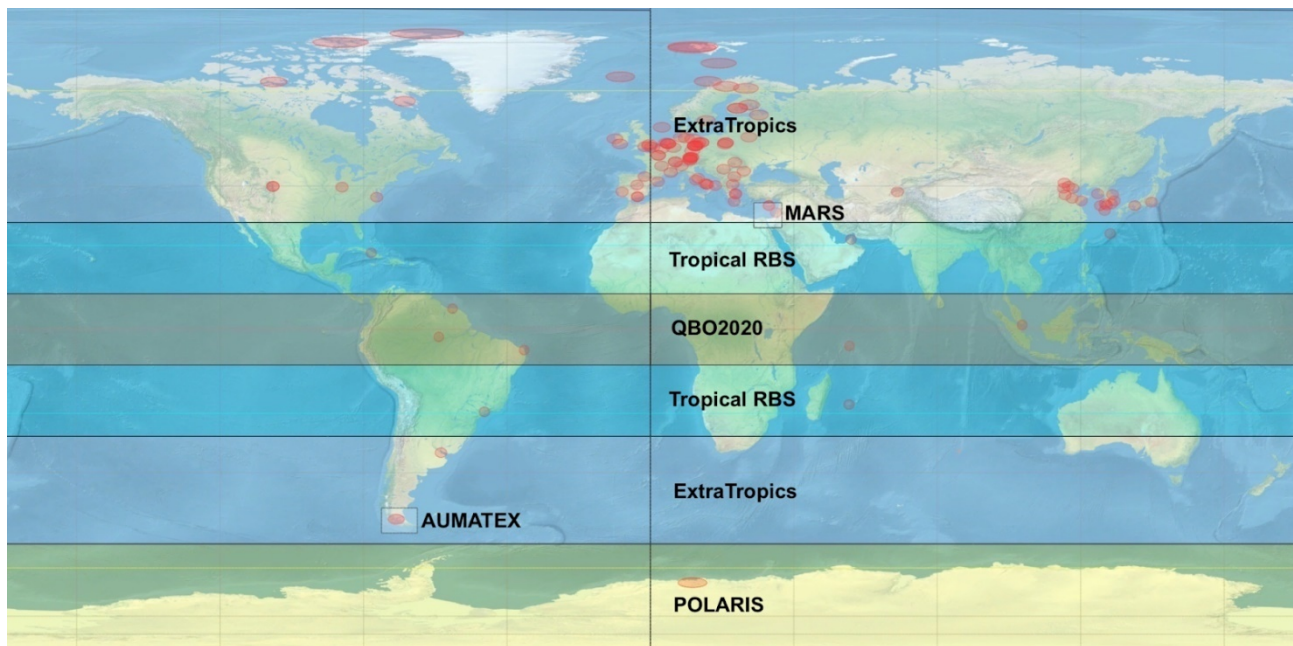


Figure 17. Définition géographique des paramètres globaux et locaux du RBS, appliqués pendant la saison estivale de l'hémisphère nord (Crédit d'image : ESA)

Le RBS a une incidence significative sur la comparaison des données de vent d'Aeolus avec celles des radiosondes. En effet, le RBS détermine la résolution verticale des données de vent d'Aeolus, ce qui à son tour affecte la précision de la comparaison. Cela signifie que les données obtenues avec un réglage sont principalement adaptées à l'analyse de phénomènes spécifiques.

Plus spécifiquement, au cours des campagnes de mesures, nous avons principalement utilisé les configurations du RBS "Aeolus Validation Experiment AboVE-OHP" et "Aeolus Validation Experiment AboVE-Maido", point qui sera élaboré d'avantage par la suite.

Cependant, comme le Tropical RBS VENUS n'était pas spécifiquement conçu pour des attentes similaires aux nôtres, certaines différences sont observées entre les profils d'Aeolus pendant, ou en dehors des périodes de campagne. Ces différences sont directement dues aux variations dans la résolution verticale et la position exacte de chaque bin.

Il est donc essentiel, lors de la comparaison des données de vent d'Aeolus et des radiosondes, de prendre en compte le RBS utilisé et d'ajuster en conséquence la grille de mesure des radiosondes pour qu'elle corresponde à celle d'Aeolus. Cela permet d'assurer une comparaison plus juste et plus significative des données de vent, en fonction de ce que l'on souhaite observer.

Pour cette étude, nous utilisons des "bins" de taille variable (de 500 à 1500 m) et une gamme verticale allant du sol à une altitude maximale (de 17,8 à 28,7 km). Les radiosondes, quant à elles, ont une portée verticale allant jusqu'à 35 km, et une résolution verticale d'environ 5 m à la vitesse

d'ascension typique de 5 m/s. Les lidars au sol possèdent une portée verticale allant jusqu'à 75 km et une résolution de 120 m.

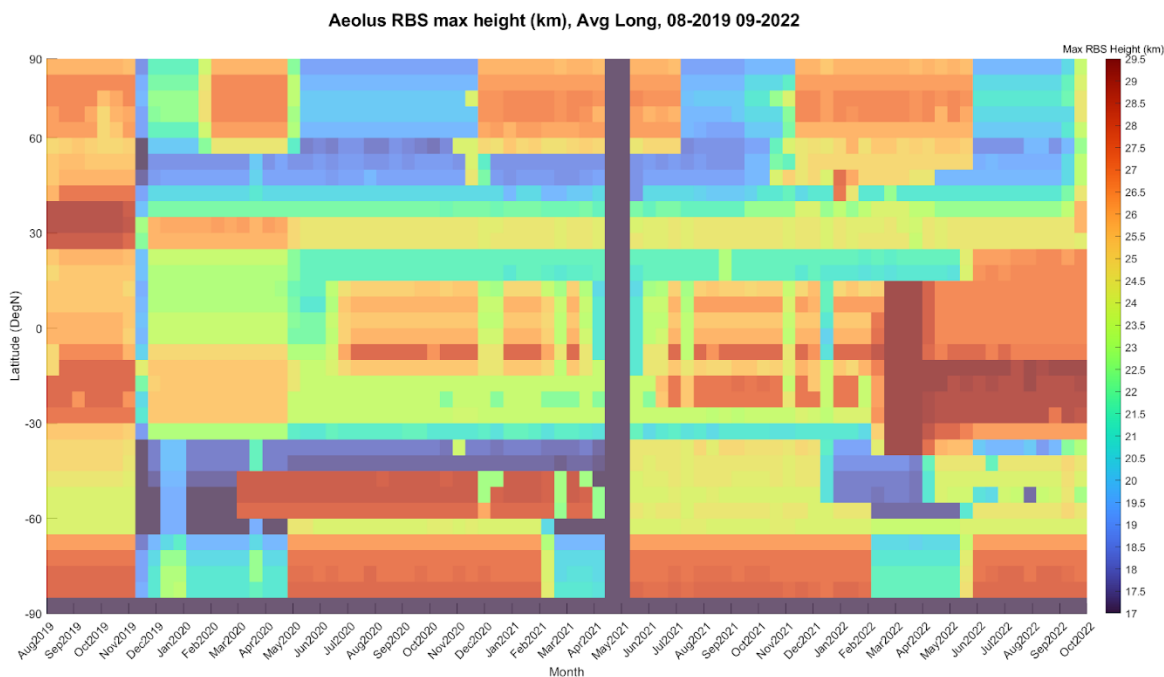


Figure 18. Hauteur maximale des profils de vent Aeolus en fonction de leur localisation géographique. Les données présentées sont de septembre 2018 à octobre 2022.

En raison du grand nombre de points de mesure des radiosondes (environ 5000) et des lidars au sol (200), comparativement aux 24 mesures satellites pour un seul profil (si toutes les mesures ont réussi les contrôles de qualité), un moyennage de ces deux jeux de données de référence est nécessaire. Chaque profil d'Aeolus sert de référence pour le moyennage des profils colocalisés, ce qui implique que la grille de calcul de la moyenne est spécifique à chaque observation satellite. Pour correspondre à la résolution d'Aeolus, nous effectuons d'abord une moyenne des mesures de référence entre les limites de chaque cellule d'Aeolus. Cette méthode évite l'interpolation et assure que les mesures de référence présentent la même résolution que les mesures d'Aeolus. En résulte un profil de référence sous-échantillonné au nombre correspondant de cellules Aeolus présentes dans le profil (environ 21 en moyenne, en prenant en compte les indicateurs de validité).

Le second aspect important à considérer lors de la comparaison de ces instruments concerne les diverses géométries d'observation. Étant donné qu'Aeolus n'effectue des mesures que dans une seule direction, il est nécessaire que les deux autres instruments, les lidars au sol et les radiosondes, projettent leurs mesures sur la même ligne de visée. La composante de vent HLOS est calculée comme une fonction linéaire de la composante de vent zonal u et de la composante de vent méridien v en utilisant l'équation (10), où θ ($259,9 - 100^\circ$ pour OHP et $259,0 - 101^\circ$ pour Maidu, pour les orbites ascendantes/descendantes) est l'angle d'azimut topo centrique, qui est défini dans le sens des aiguilles d'une montre à partir du nord de la projection horizontale de la cible par rap-

port au vecteur de pointage du satellite. Par conséquent, chaque site d'observation a sa propre valeur d'angle d'azimut.

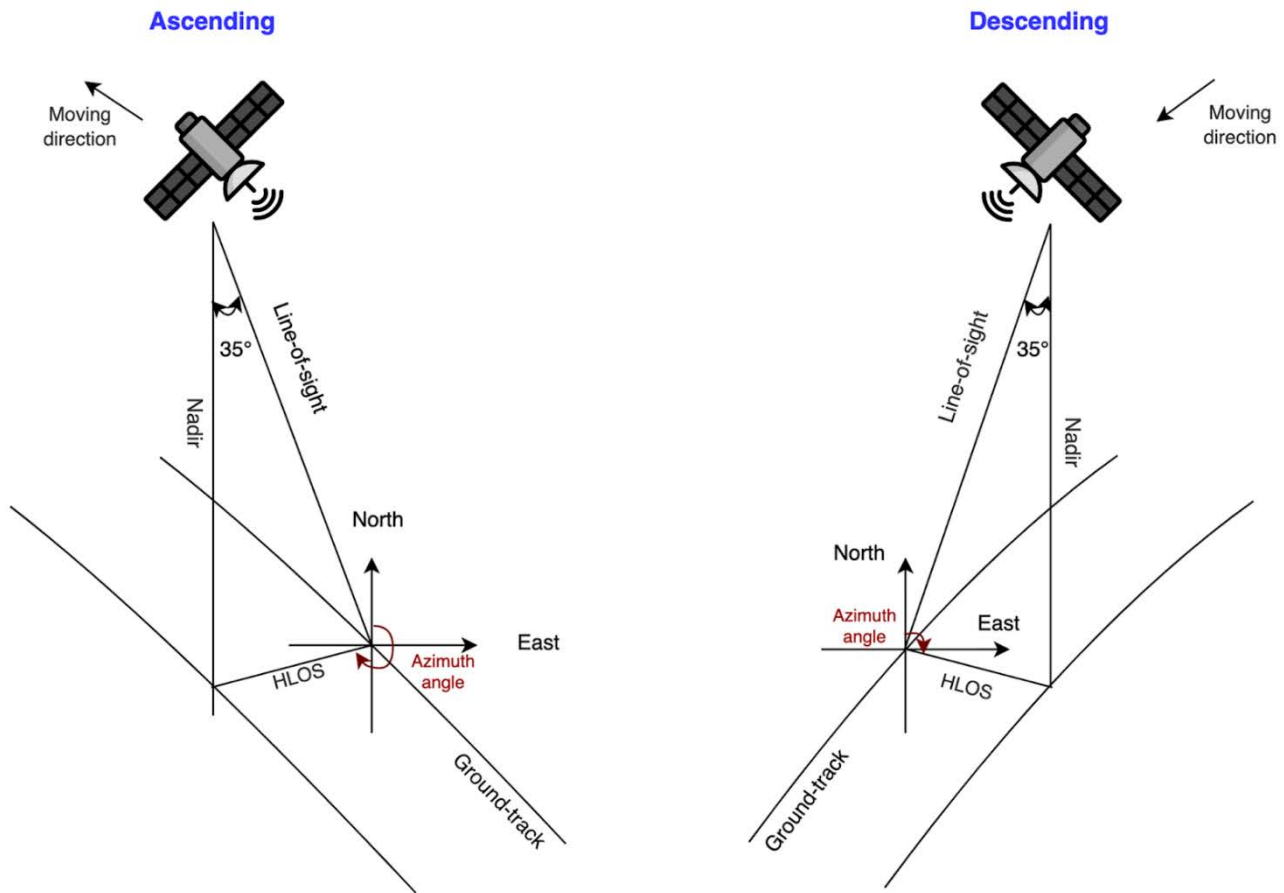


Figure 19. Géométrie des mesures de vent Aeolus (Crédit d'image : Zuo et al., 2022)

Le décalage entre Aeolus et les données de référence, également appelé biais, qui représente l'erreur systématique des mesures de vent d'Aeolus, est étudié parallèlement à l'écart absolu médian ou MAD, qui représente l'erreur aléatoire. Le MAD est préférable à l'écart-type car il est moins sensible aux valeurs aberrantes (Ruppert, 2011). Nous désignons l'écart absolu médian mis à l'échelle comme une erreur aléatoire. L'écart-type est également utilisé dans des cas spécifiques. Le biais, l'écart type et le MAD à l'échelle, tous exprimés en m/s, sont calculés comme suit :

$$bias = \sum_{i=1}^N HLOS_{observation-instrument}(i) \quad (11)$$

$$SD = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (HLOS_{observation-instrument}(i) - bias)^2} \quad (12)$$

$$scaled\ MAD = 1.4826 * median(|HLOS_{observation-instrument}(i) - median(HLOS_{observation-instrument}(i))|) \quad (13)$$

où 1,4826 représente le facteur d'échelle, i l'indice et N le nombre d'échantillons. Le coefficient de corrélation de Pearson R (nombre adimensionnel), entre la composante de vent HLOS Aeolus et l'échantillon de la composante instrumentale HLOS est calculé à l'aide de l'équation (14), où x_i et y_i représentent le point de l'échantillon i d'Aeolus et de l'instrument, respectivement. \bar{x} et \bar{y} représentent la composante de vent moyenne des ensembles de données.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (15)$$

Le MAD à l'échelle est identique à l'écart-type (Eq. 12 et Eq. 13) si les données analysées suivent une distribution normale. En plus des mesures présentées ci-dessus, un fit des moindres carrés est appliqué aux ensembles de données respectifs est effectué pour fournir également la pente et le biais approximatif, que nous appelons l'ordonnée à l'origine.

3.2.2 Résumé du déroulement des campagnes de mesures

Les campagnes AboVE-Maido se sont déroulées du 25 septembre au 10 octobre 2019 (AboVE Maido 1) et du 31 mai au 24 juin 2021 (AboVE Maido 2). Onze mesures supplémentaires ont été réalisées en dehors des dates de la campagne. Les campagnes se sont déroulées à l'observatoire de haute altitude du Maido, sur l'île française de la Réunion.

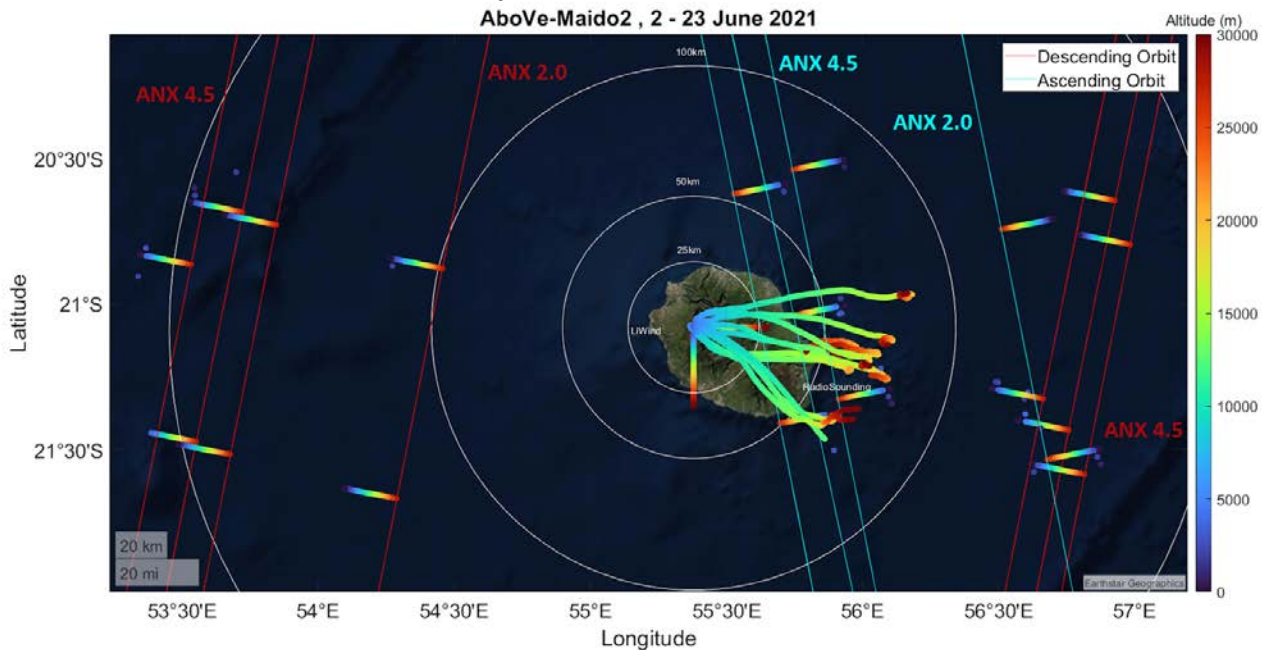


Figure 20. AboVE-Maido-2 : vue d'ensemble de la campagne avec les passages supérieurs d'Aeolus ascendants et descendants en cyan et rouge. Les trajectoires colorées représentent la phase ascendante des radiosondes, leur altitude étant représentée par une jauge de couleurs. Les traits droits colorés représentent les mesures lidar d'Aeolus et du lidar au sol. La configuration du croisement des nœuds ascendants est spécifiée pour chaque passage supérieur d'Aeolus. (Crédit d'image : la source de la carte de base est Earthstar Geographics).

Les activités d'étalonnage et de validation à l'observatoire comprenaient l'exploitation du lidar Doppler Rayleigh, allant des mesures en début de nuit aux observations du crépuscule à l'aube (en fonction de l'heure du passage supérieur), pour couvrir les orbites ascendantes et descendantes, ainsi que les ascensions des radiosondes coordonnées dans le temps pendant et entre les passages supérieurs. L'ANX, ou croisement de nœuds ascendants, est le point où l'orbite d'Aeolus coupe le plan x-y dans le système de coordonnées fixes de la Terre. Pendant la campagne, le paramètre d'orbite pour l'ANX a été modifié de ANX 4.5 à ANX 2.0 pour soutenir les activités de la campagne tropicale d'Aeolus à Cabo Verde. Ce changement a entraîné un déplacement de l'orbite par rapport à l'observatoire.

Auparavant, l'orbite ascendante ANX 4.5 était située à moins de 10 km de la ligne de visée du lidar vers l'est dans la basse stratosphère les mercredis. Après ce changement, l'orbite ascendante s'est éloignée de la ligne de visée est du lidar mais est restée à une distance de 200 km. Grâce à la coordination avec l'ESA, la campagne AboVE-Maido-2 a bénéficié de réglages spécifiques planifiés à l'avance. L'une des particularités de cette campagne est le réglage unique du RBS (voir section 3.2.1). Ce réglage spécifique porte l'altitude maximale d'Aeolus à 28,7 km, ce qui permet des comparaisons plus haut dans la stratosphère. Cette augmentation de la portée verticale est possible au détriment de la résolution. Elle n'est activée que lorsque le satellite dépasse le voisinage de l'île. Après la campagne AboVE2-Maido, les sessions de mesures cal/val au Maido ont été effectuées une fois par mois jusqu'à la fin de 2021.

La ligne de visée vers l'est est telle que la zone d'acquisition du lidar croise celle d'Aeolus dans la stratosphère (environ 40 km d'altitude), ce qui réduit l'influence du décalage spatial. Le décalage spatial minimum entre la phase ascendante d'Aeolus et les mesures de référence était de 22,1 et 22,6 km pour le lidar et les radiosondes, respectivement. Dans le même temps, les orbites descendantes d'Aeolus étaient beaucoup plus éloignées, avec un décalage spatial allant de 54 à 241,4 km. Au cours des deux campagnes, 19 ascensions de RS colocalisées par Aeolus ont été effectuées, et 15 ont été coordonnées dans le temps avec des acquisitions lidar au sol.

Date	RS distance (km)	RS bias (m s ⁻¹)	RS MAD (m s ⁻¹)	Lidar distance (km)	Lidar bias (m s ⁻¹)	Lidar MAD (m s ⁻¹)	Aeolus orbit type
25 September 2019	×	×	×	107.7	3.06	5.62	Descending
25 September 2019	38	0.55	3.79	46.2	-1.05	5.3	Ascending
26 September 2019	219.5	1.01	2.46	×	×	×	Descending
2 October 2019	43	-2.31	1.66	29.4	0.47	4.01	Ascending
3 October 2019	201.3	-1.2	3.27	206	-0.27	3.44	Descending
9 October 2019	22.7	-1.1	3.69	22.6	-2.93	3.67	Ascending
10 October 2019	221	0.56	4.22	221.2	3.34	3.79	Descending
13 November 2019	×	×	×	48.3	0.44	15.13	Ascending
22 January 2020	38.6	-2.46	4.12	×	×	×	Ascending
19 February 2020	×	×	×	26.20	-3.5	3.12	Ascending
28 October 2020	27.7	-1.96	2.62	28.10	-3.8	6.76	Ascending
13 January 2021	58.3	-2.38	7.32	×	×	×	Ascending
24 February 2021	66.5	0.46	6.36	40.1	-0.68	11.38	Ascending
2 June 2021	33.0	1.9	7.15	26.2	2.12	5.44	Ascending
3 June 2021	224.2	-0.94	5.81	206.9	-0.19	5.96	Descending
9 June 2021	33.1	2.52	6.75	40.5	2.22	9.05	Ascending
10 June 2021	241.4	1.09	6.05	222.3	0.2	7.26	Descending
16 June 2021	113.4	2.38	4.71	×	×	×	Descending
16 June 2021	34.6	1.46	5.11	49.7	0.95	4.07	Ascending
17 June 2021	216.2	0.12	7.77	193.2	-1.83	5.87	Descending
23 June 2021	118.6	-1.83	7.36	131.4	-0.84	6.58	Ascending
24 June 2021	141.7	0.82	5.58	127.6	1.41	4.19	Descending
29 September 2021	×	×	×	119.3	-4.28	13.11	Ascending
3 November 2021	×	×	×	122.6	-2.78	8.20	Ascending
1 December 2021	×	×	×	109.9	-1.48	6.51	Ascending

Tableau 2. Aperçu de la liste complète des colocalisations des passages Aeolus d'AboVE-Maido-1 et 2. Les cas de colocalisations uniques sont également inclus. La distance est calculée pour la position moyenne de chaque instrument.

Les campagnes AboVE-OHP ont eu lieu du 6 au 14 janvier 2019 (AboVE OHP 1) et du 29 novembre au 14 décembre 2021 (AboVE OHP 2). Des mesures supplémentaires ont été réalisées les 20 et 21 décembre 2021 et les 10, 17 et 24 janvier 2022.

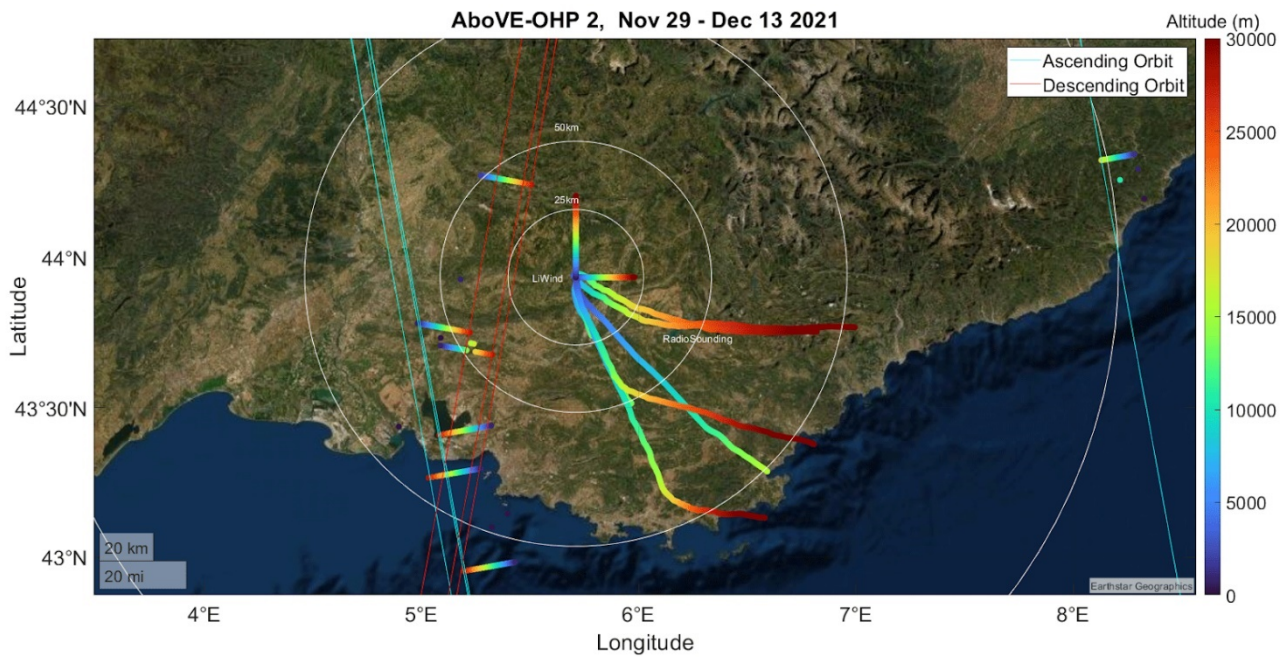


Figure 21. AboVE-OHP-2 : vue d'ensemble de la campagne avec les passages supérieurs d'Aeolus ascendants et descendants en cyan et rouge. Les trajectoires colorées représentent la phase ascendante des radiosondes, leur altitude étant représentée par une jauge de couleurs. Les traits droits colorés représentent les mesures lidar d'Aeolus et du lidar au sol. La configuration du croisement des nœuds ascendants est spécifiée pour chaque passage supérieur d'Aeolus. (Crédit d'image : la source de la carte de base est Earthstar Geographics).

L'orbite ANX 4.5, active pendant AboVE OHP 1, a permis des colocalisations avec des orbites ascendantes et descendantes, dans un rayon de 100 à 150 km. L'AboVE2-OHP a bénéficié de la modification de l'orbite du satellite : l'orbite ANX 2.0 permet des colocalisations dans un rayon de 50 km deux fois par semaine pour les orbites ascendantes et descendantes, comme le montre la figure 21. Comme pour la campagne AboVE-Maido-2, les mesures comprenaient une couverture du crépuscule à l'aube, des mesures plus courtes et des remontées de radiosondes.

Le réglage du satellite AboVE2-OHP est le même que celui d'AboVE-Maido-2 RBS, puisque l'objectif est de comparer les ensembles de données des deux régions et de différencier les biais entre ceux qui sont inhérents au réglage et ceux qui sont dus à la situation géographique.

Date	RS distance (km)	RS bias (m s ⁻¹)	RS MAD (m s ⁻¹)	Lidar distance (km)	Lidar bias (m s ⁻¹)	Lidar MAD (m s ⁻¹)	Aeolus orbit type
6 January 2019	168.0	2.52	3.72	149.7	1.04	8.31	Ascending
7 January 2019	×	×	×	156.9	3.22	6.74	Descending
7 January 2019	86.2	-2.47	6.55	113.1	-0.14	5.32	Ascending
6 December 2021	78.3	-2.70	6.12	118.3	-3.24	9.29	Ascending
7 December 2021	76.2	-0.20	6.12	61.3	-6.81	5.01	Descending
12 December 2021	206.8	-5.05	9.55	195.2	-3.62	11.83	Ascending
13 December 2021	75.0	-3.35	3.82	94.6	-3.11	3.26	Ascending
14 December 2021	58.5	1.50	2.85	65.5	0.47	3.22	Descending
20 December 2021	74.5	-6.56	6.42	77.9	-6.53	6.59	Ascending
21 December 2021	61.8	-1.08	4.15	53.9	-1.34	4.56	Descending
10 January 2022	56.4	-1.23	8.16	103.4	0.06	7.28	Ascending
17 January 2022	40.4	-5.36	4.27	61.8	-4.50	4.35	Ascending
24 January 2022	42.4	0.69	4.56	64.1	0.61	4.45	Ascending

Tableau 3. Aperçu de la liste complète des colocalisations des passages Aeolus d'AboVE-OHP-1 et 2. Les cas de colocalisations uniques sont également inclus. La distance est calculée pour la position moyenne de chaque instrument.

3.3 RESULTATS OBTENUS

3.3.1 Évaluation des résultats

Dans cette sous-section, nous analysons statistiquement les comparaisons avant de discuter des capacités et des performances d'Aeolus à différentes altitudes. L'ensemble de données présenté est constitué des mesures combinées des deux sites cal/val, toutes périodes confondues. Pour cette analyse, le biais moyen fut étudié en fonction de l'altitude, ainsi que le nombre de points de données colocalisés.

En ce qui concerne les deux instruments de référence, une comparaison point par point montre un biais moyen de 0,1 m/s entre le profil de vent du lidar et celui de la radiosonde, avec un écart-type de 2,3 m s⁻¹. Les réglages de l'instrument Aeolus et le traitement au sol ont considérablement changé au cours de sa mission. Ils affecteront les propriétés statistiques telles que le biais et l'écart-type ou MAD.

Dans l'ensemble de données, les distances à la colocalisation varient entre 22,1 et 207 km pour les orbites ascendantes et entre 54 et 241,4 km pour les orbites descendantes. Par conséquent, les décalages spatiaux sont très variables, en fonction de la phase de l'orbite et du réglage de la traversée du nœud ascendant (ANX) : pour les orbites ascendantes, la distance moyenne à la colocalisation est de 67,4 km pour les radiosondes et de 79,1 km pour les lidars, alors que pour les orbites descendantes, les moyennes sont respectivement de 161,4 et 147,5 km. Une telle différence ne permet pas de comparer l'ensemble des données comme un ensemble unifié de colocalisations. Les mesures de référence ont été séparées en phases orbitales ascendantes et descendantes pour tenir compte de cette disparité.

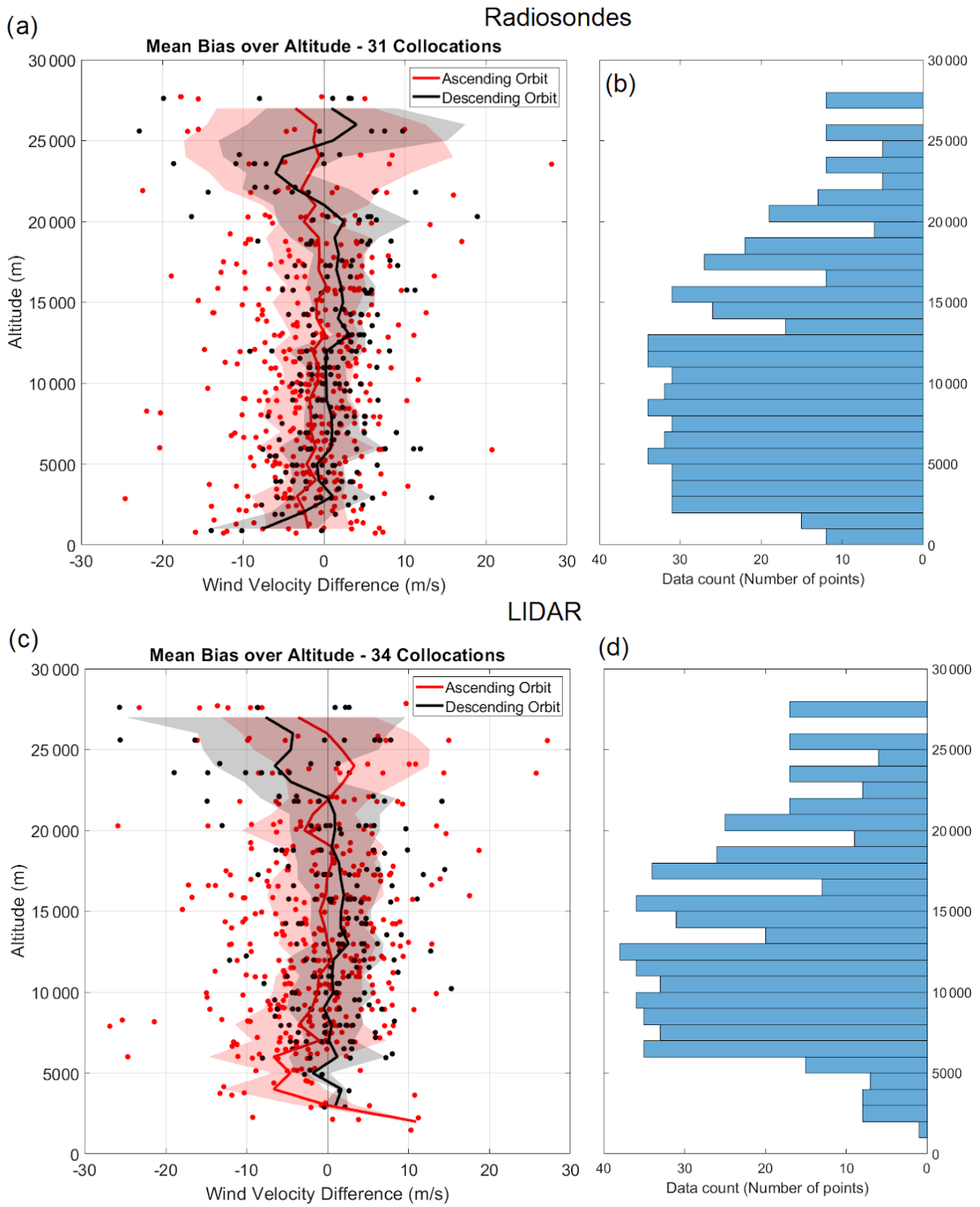


Figure 22. (a) La différence de vent HLOS entre Aeolus et la radiosonde réalisée pendant toutes les campagnes AboVE pour chaque tranche d'altitude. (b) Le nombre d'échantillons de données pour chaque tranche d'altitude pour la comparaison avec la radiosonde. (c) La différence entre Aeolus et le vent HLOS du lidar pendant toutes les campagnes pour chaque tranche d'altitude. (d) Le nombre d'échantillons de données sur chaque tranche d'altitude pour la comparaison avec le lidar. Le rouge représente les mesures d'une orbite ascendante, tandis que le noir représente les mesures d'une orbite descendante. Les lignes représentent le biais moyen de

chaque tranche d'altitude, et l'ombrage rouge (noir) est l'écart-type du biais dans chaque tranche d'altitude pour les orbites ascendantes (descendantes).

Les figures 22a et b montrent le biais moyen en fonction de l'altitude, l'ombrage représentant l'écart-type. De 5 km à environ 22 km, le biais se situe dans la plage de ± 5 m/s mais augmente dès que la marque des bins supérieurs est atteinte. Les données en dessous de 5 km ont un écart-type plus important, dû la contamination du signal par la présence de nuages. Les mêmes calculs ont ensuite été effectués, mais cette fois dans la fenêtre 5-22 km (nous l'appelons "méthode de la plage d'altitude"). Les résultats montrent qu'en supprimant les bins les plus élevées, l'erreur aléatoire diminue de 5,58 à 5,38 m/s pour les profils ascendants et de 4,99 à 4,77 m/s pour les profils descendants.

Une autre méthode également envisagée consistait à faire la moyenne de tous les profils Aeolus dans une fenêtre de 200 km autour de l'observatoire pour chaque colocalisation, en agrégeant deux ou trois profils en moyenne (nous l'appelons la "méthode moyenne"). Avec cette méthode de calcul de la moyenne, l'erreur aléatoire diminue de 5,58 à 3,67 m/s pour les profils ascendants et de 4,99 à 3,38 m/s pour les profils descendants. L'écart-type plus important dans la basse troposphère pourrait être dû à plusieurs raisons. Premièrement, la performance du lidar du satellite est largement limitée par la puissance reçue ; par conséquent, la forte diffusion des aérosols dans la hauteur de la couche limite diminuera le signal apparent de diffusion moléculaire, réduisant la précision de l'inversion du vent HLOS d'Aeolus (Tan et al., 2017). Deuxièmement, l'échantillon étudié dans cette région d'altitude est également plus petit, ce qui entraîne un biais de sous-échantillonnage. Les mesures lidar d'AboVE-OHP-2 étaient les seules à avoir une couverture étendue en dessous de 5 km, ce qui a considérablement réduit le nombre de points de données dans la basse troposphère.

Les mêmes observations sont encore valables pour les figures 22c et d, qui montrent la même augmentation de la variance dans les cases les plus élevées. De même, de 5 à 22 km environ, le biais fluctue dans la plage de ± 5 m s⁻¹, et les bins les plus élevés présentent des caractéristiques similaires en termes de magnitude à l'homologue de la radiosonde. Les résultats diffèrent légèrement des observations de la radiosonde, en particulier lorsque l'on applique les méthodes de l'intervalle d'altitude ou de la moyenne sur les colocalisations de l'orbite descendante. En effet, l'élimination des bins supérieurs ou leur moyennisation diminue l'erreur aléatoire de 7,17 à 6,49 ou 4,9 m/s (pour l'élimination des bins supérieurs et inférieurs ou la moyennisation de plusieurs profils ensemble, respectivement) pour les profils ascendants. Cette observation vaut également pour les profils descendants, où l'erreur aléatoire varie de 7,17 à 6,49 m/s en utilisant la méthode de l'intervalle d'altitude et diminue à 3,96 m/s avec la méthode de la moyenne. Le résultat de ces différentes méthodes pour les divers paramètres est présenté dans le tableau 5. Les comparaisons des lidars au sol souffrent d'une erreur aléatoire plus importante que leurs homologues radiosondés. Les lidars terrestres présentent une erreur aléatoire plus élevée dans les intervalles les plus élevés, car leur précision diminue avec la densité de l'air (Khaykin et al., 2020). L'absence de points de données dans la plage de 26-27 km est une spécificité du réglage des intervalles, étant le résultat d'un compromis entre la couverture des hauteurs et l'espacement des échantillons.

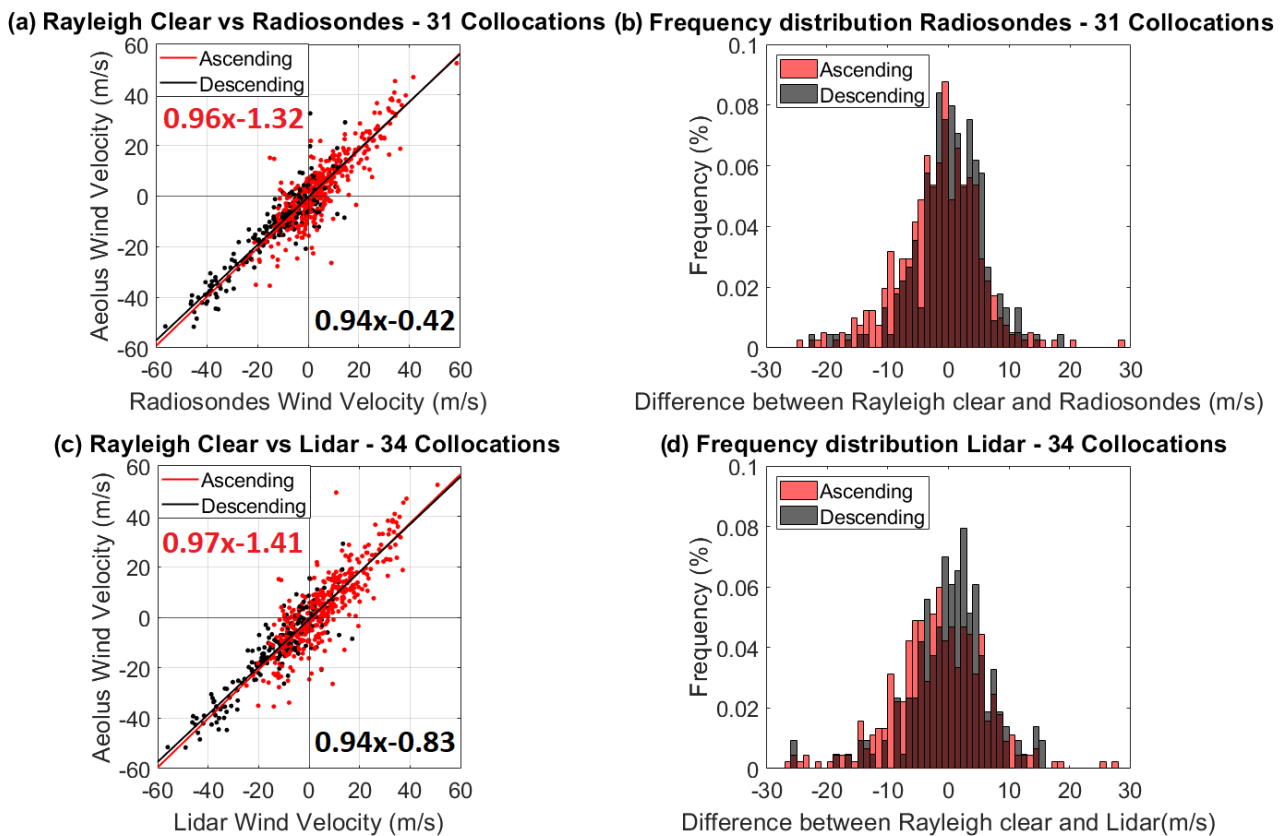


Figure 23. (a) Les vents Aeolus par rapport aux mesures de radiosondage effectuées pendant toutes les campagnes. (b) Distribution de fréquence de la différence entre les vitesses de vent d'Aeolus et du radiosonde pour le même ensemble de données. Le rouge représente les mesures d'une orbite ascendante, tandis que le noir représente les mesures d'une orbite descendante. (c) Les vents Aeolus par rapport aux mesures lidar effectuées pendant toutes les campagnes. (d) Distribution de fréquence de la différence entre les vitesses de vent Aeolus et lidar pour le même ensemble de données. Le rouge représente les mesures d'une orbite ascendante, tandis que le noir représente les mesures d'une orbite descendante.

Les différentes couleurs indiquent si Aeolus a eu un nœud ascendant (rouge) ou descendant (noir), c'est-à-dire s'il a été fait le soir ou le matin (heure locale), respectivement. Cette séparation entre les phases orbitales est faite en raison des disparités entre la distance et la colocalisation mentionnées ci-dessus. Le graphique de corrélation du vent d'Aeolus est présenté à la figure 23a, ainsi que la régression linéaire obtenue. Une tendance linéaire est clairement observée entre les observations d'Aeolus et celles de la radiosonde de référence. Les coefficients suivants sont présentés avec des limites de confiance de 1 sigma. La ligne de tendance ascendante de la figure 23a a une pente de $0,96 \pm 0,0$ avec un intercept (c'est-à-dire un biais approximatif) de $-1,32 \pm 0,38$ m s⁻¹, tandis que la ligne de tendance descendante a une pente de $0,94 \pm 0,03$ et un intercept de $-0,42 \pm 0,56$ m s⁻¹. Les pentes sont statistiquement similaires, mais les ordonnées ne le sont pas.

En raison de leur emplacement et de leur fenêtre d'acquisition similaires, les données lidar partagent un grand nombre de conclusions similaires. Dans la figure 23c, la ligne de tendance ascendante a une pente de $0,97 \pm 0,03$ avec un intercept de $-1,41 \pm 0,45$ m s⁻¹, tandis que la ligne de tendance descendante a une pente de $0,94 \pm 0,04$ et un intercept de $-0,83 \pm 0,78$ m s⁻¹. Les pentes sont statistiquement similaires, tout comme les ordonnées. Des détails supplémentaires sur les résultats des statistiques cal/val d'Aeolus (y compris la pente, l'intercept, le biais, le MAD à l'échelle, l'écart-type et le coefficient de corrélation) de diverses campagnes se trouvent dans le tableau 5.

Les différentes couleurs indiquent si Aeolus a effectué une mesure en phase ascendante (en rouge) ou descendante (en noir), correspondant respectivement aux mesures effectuées le soir ou le matin (heure locale). Cette distinction est faite en raison des disparités entre la distance et la colocalisation mentionnées ci-dessus. Le graphique de corrélation du vent mesuré par Aeolus est illustré dans la figure 23a, incluant également la régression linéaire associée. Une tendance linéaire est clairement visible entre les mesures d'Aeolus et celles de la radiosonde de référence. Les coefficients obtenus sont présentés avec des marges d'erreur de 1 sigma. Dans la figure 23a, la ligne de tendance pour la phase ascendante présente une pente de $0,96 \pm 0,01$ et un biais (intercept) d'environ $-1,32 \pm 0,38$ m/s, tandis que celle pour la phase descendante montre une pente de $0,94 \pm 0,03$ et un biais de $-0,42 \pm 0,56$ m/s. Bien que les pentes soient statistiquement similaires, les biais diffèrent.

Du fait de leur emplacement et fenêtre d'acquisition similaires, les mesures lidar partagent de nombreuses conclusions. Dans la figure 23c, la tendance pour la phase ascendante montre une pente de $0,97 \pm 0,03$ et un biais de $-1,41 \pm 0,45$ m/s, alors que la tendance pour la phase descendante indique une pente de $0,94 \pm 0,04$ et un biais de $-0,83 \pm 0,78$ m/s. Ici aussi, les pentes sont statistiquement similaires, tout comme les biais. Des détails supplémentaires sur ces analyses statistiques d'Aeolus (incluant la pente, le biais, l'écart-type, le MAD à l'échelle et le coefficient de corrélation) issus de diverses campagnes sont disponibles dans le tableau 5.

La figure 23b montre la distribution de fréquence normalisée de l'écart entre les observations de vent par Aeolus et par radiosondage. La distribution suit un modèle gaussien, ce qui signifie que, conformément à la loi de distribution normale, près de 70 % des échantillons se situent dans la marge d'erreur absolue de 10 m s^{-1} . Il semble également que la probabilité de surestimer ou de sous-estimer le vent produit par Aeolus soit équiprobable. En calculant la valeur moyenne de cette distribution, on obtient $-0,79 \text{ m/s}$ comme biais pour les observations du vent Rayleigh clear. Si l'on utilise la médiane de la distribution pour le calcul du biais, on obtient un biais de $-0,94 \text{ m s}^{-1}$, ce qui est un peu plus que le résultat calculé à partir de la moyenne. Tous ces résultats sont reportés dans le tableau 4. La pente est proche de 1 dans les deux cas, ce qui signifie qu'Aeolus excelle dans la résolution des variations de la vitesse du vent, même si un RBS spécial plus clairsemé est utilisé. La figure 23d représente la distribution de fréquence normalisée de l'écart entre les observations de vent d'Aeolus et du lidar. En calculant la valeur moyenne de cette distribution pour les colocalisations de l'orbite ascendante (colocalisations de l'orbite descendante), on obtient $-1,41 \text{ m/s}$ ($0,11 \text{ m s}^{-1}$) comme biais pour les observations du vent Rayleigh clear. Si l'on utilise la médiane de la distribution pour le calcul du biais, on obtient un biais de $-1,05 \text{ m/s}$ ($0,16 \text{ m s}^{-1}$). Si l'on additionne ces deux valeurs, la valeur moyenne devient $-0,92 \text{ m/s}$ et la médiane $-0,48 \text{ m s}^{-1}$. Bien que proches, les biais diffèrent nettement selon que l'on utilise une orbite ascendante ou descendante comme référence, ce qui confirme la nécessité de distinguer les deux cas.

	RS		Lidar	
	Ascending	Descending	Ascending	Descending
Mean	-1.43	-0.37	-1.41	0.11
Median	-1.9	0.56	-1.05	0.16
Global mean	-0.79		-0.92	
Global median	-0.94		-0.48	
Number of collocations	20	11	23	11

Tableau 4. Aperçu des différentes statistiques concernant les biais d'Aeolus par rapport aux instruments de référence. Les données utilisées comprennent toutes les colocalisations énumérées dans les tableaux 2 et 3.

Globalement, il n'y a pas de meilleure pente ou de biais plus faible pour les orbites ascendantes. Les données suggèrent même que le biais est plus faible pour les orbites descendantes, ce qui contredirait le fait qu'elles ont un décalage spatial plus important par rapport aux lieux de mesure de référence. Nous pouvons également observer un biais négatif pour toutes les comparaisons utilisant la méthode standard de toutes les données. Cela signifie que le satellite a tendance à sous-estimer les vitesses de vent HLOS.

		RS		Lidar	
		Ascending	Descending	Ascending	Descending
All data	Slope	0.96	0.94	0.97	0.94
	Y intercept	-1.32	-0.42	-1.41	-0.83
	Correlation coefficient	0.86	0.92	0.85	0.92
	Scaled MAD	5.58	4.99	7.17	5.06
Altitude range	Slope	1	0.97	1.03	1
	Y intercept	-1.12	0.45	-1.8	1.17
	Correlation coefficient	0.91	0.95	0.89	0.94
	Scaled MAD	5.38	4.77	6.49	5.01
Average within 200km	Slope	0.98	0.92	0.99	0.93
	Y intercept	-1.02	-1.35	-1.43	-1.61
	Correlation coefficient	0.90	0.94	0.92	0.94
	Scaled MAD	3.67	3.38	4.9	3.96

Tableau 5. Aperçu des différentes méthodes de comparaison et de leurs résultats relatifs sur les mesures statistiques, en fonction de l'instrument et de la phase de l'orbite. Les données utilisées comprennent toutes les colocalisations présentées dans les tableaux 2 et 3.

Le tableau 5 présente les données susmentionnées et les différentes méthodes de comparaison. La méthode "toutes données" signifie que l'instrument est colocalisé avec le passage d'Aeolus le plus proche. La méthode de la plage d'altitude coupe les données en dehors de la plage de 5 à 22 km pour tenir compte d'éventuels problèmes de RBS et d'une zone de couverture satellitaire non optimale. La dernière méthode regroupe tous les profils éligibles (au cours des deux dernières

heures) en une seule colocalisation moyenne. L'objectif était de voir si le problème de la couche de mesure supérieure deviendrait insignifiant après un certain temps de calcul de la moyenne, ce qui permettrait d'utiliser les données relatives à la portée de 22 km et plus. Jusqu'à présent, les deux méthodes présentent des données encourageantes, réduisant le MAD à l'échelle pour les deux instruments, quel que soit le type d'orbite.

3.3.2 Etude de cas sur des colocalisations spécifiques

Dans cette sous-section, en s'inspirant de la citation prononcée par Delacroix : "J'ai beau chercher la vérité dans les masses, je ne la rencontre que dans les individus", nous examinerons plus en détail les capacités et les performances d'Aeolus à l'aide de quatre études de cas spécifiques. L'objectif est de donner un aperçu des mesures en choisissant des colocalisations représentatives, chacune contribuant à montrer les spécificités présentes dans l'ensemble des données. Cela montre que dans des conditions similaires (c'est-à-dire des décalages spatiaux/temporels), Aeolus peut se comporter de manière très différente. Ces mesures font partie de l'analyse statistique présentée dans ce chapitre.

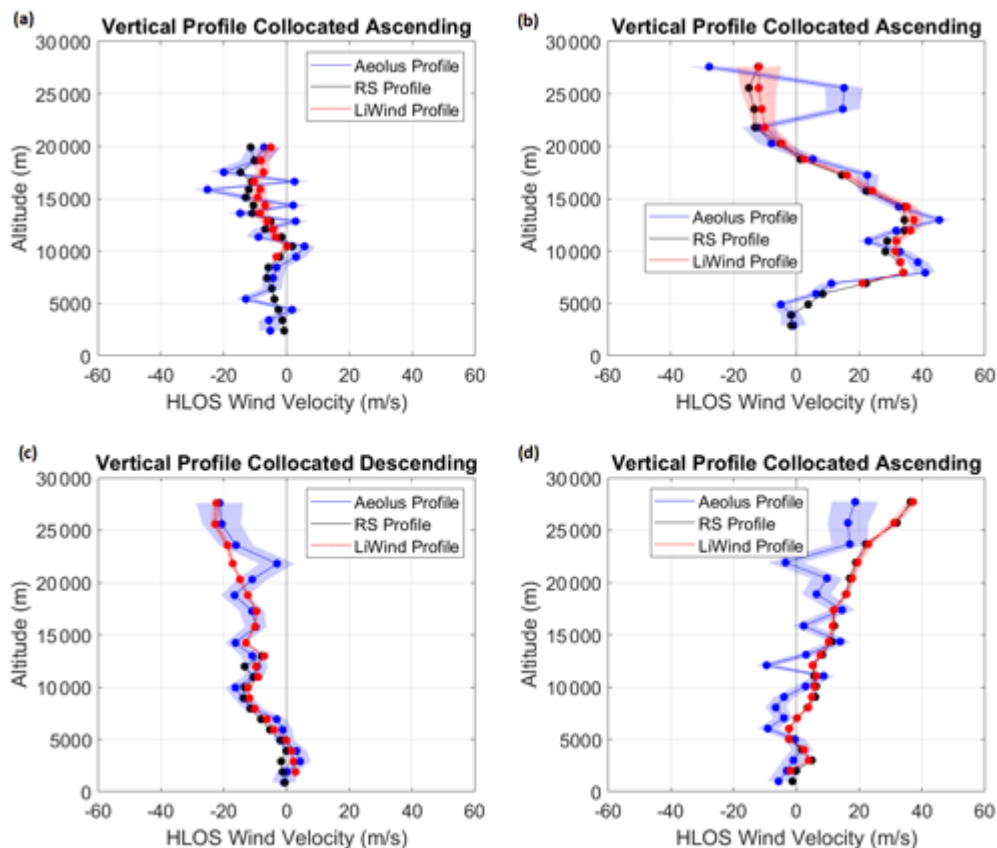


Figure 24. Profils de vitesse du vent mesurés par le radiosondage (noir) avec les profils de vents Rayleigh niveau 2B les plus proches d'Aeolus (bleu) et les profils lidar au sol (rouge). Les profils lidar et radiosonde sont représentés avec une résolution ajustée à la largeur de la plage de mesure d'Aeolus. Les mesures lidar et radiosonde sont projetées sur le HLOS d'Aeolus. (a) 24 février 2021 (AboVE Maidu 2), (b) 9 juin 2021 (AboVE Maidu 2), (c) 14 décembre 2021 (AboVE OHP 2), et (d) 20 décembre 2021 (AboVE OHP 2). L'ombrage représente l'erreur interne estimée pour chaque instrument.

La figure 24 montre les profils de vitesse du vent HLOS mesurés par les radiosondes (noir), le lidar au sol (rouge), et le lidar spatial (bleu). Les ombres représentent l'erreur de mesure pour chaque point de données, et l'incertitude des radiosondes est comprise entre 0,4 et 1 m/s (Dirksen et al., 2014), ce qui est inférieur aux incertitudes du lidar au sol (2,2 m s⁻¹) (Khaykin et al., 2020) et d'Aeolus (4,1-4,4 m s⁻¹) (Martin et al., 2021). Pour plus de clarté, les incertitudes sur la vitesse du vent des radiosondages ne sont pas représentées sur la figure. Étant donné qu'Aeolus prend des mesures 35° hors-nadir, la distance horizontale entre les observations d'Aeolus et le lidar au sol est différente pour chaque palier de hauteur dans le profil de vent d'Aeolus. Parallèlement, le radiosondage dérive le long de la direction du vent local, ce qui fait que la distance entre les mesures d'Aeolus et le radiosondage varie pendant le sondage du ballon en fonction de la hauteur.

Étude de cas (a) : 24 février 2021 (AboVE Maido 2) - 2B11

Cette colocalisation a été prise à 14:32 UTC. Les deux instruments ont été déclenchés 30 minutes auparavant, vers 14:00 UTC. La distance moyenne de mesure est de 67 km pour la radiosonde et de 40 km pour le lidar. Le biais moyen de la radiosonde est de 0,46 m s⁻¹, et celui du lidar est de -0,68 m s⁻¹. L'écart-type est de 6,8 et 8,8 m s⁻¹, le MAD à l'échelle est de 6,36 et 11,38 m s⁻¹, et les coefficients de corrélation sont de 0,55 et 0,46. La figure illustre un motif très spécifique de nature oscillante. Bien que présentant une tendance similaire à celle des deux autres instruments (avec un biais moyen inférieur à |1| m s⁻¹ pour les deux instruments de référence), ALADIN présente une signature très particulière entre 12 et 19 km. Cette observation pourrait suggérer l'existence de perturbations oscillatoires (OP). Nous n'avons pas trouvé de littérature évaluant l'existence de phénomènes similaires. Il reste donc à expliquer la nature de l'oscillation, qui ne correspond à aucun phénomène connu. Si les pixels chauds peuvent également jouer un rôle dans ce phénomène, en expliquant l'augmentation de l'amplitude, ils ne peuvent en expliquer la nature oscillante (Weiler et al., 2021a).

Étude de cas (b) : 9 juin 2021 (AboVE Maido 2) - 2B12

Cette colocalisation a été prise à 14:33 UTC. Les deux instruments ont été allumés 30 minutes auparavant, vers 14:00 UTC. Le décalage spatial moyen est de 33 km pour la radiosonde et de 40,5 km pour le lidar. Le biais moyen entre Aeolus et la radiosonde est de 2,52 m s⁻¹, et le biais moyen entre Aeolus et les lidars est de 2,22 m s⁻¹. Les écarts-types sont de 11,21 et 11,54 m s⁻¹, les MAD mis à l'échelle sont de 6,75 et 9,05 m s⁻¹, et les coefficients de corrélation sont de 0,83 et 0,84.

On constate que le profil du vent d'Aeolus dans la couche limite atmosphérique et dans la basse troposphère est en bonne concordance, sauf pour les bins de 22 km de hauteur et plus du profil du vent d'Aeolus, qui présentent un biais important par rapport au vent HLOS récupéré par radiosondage et lidar. Ces écarts exceptionnellement forts sont observés pour la plupart des colocalisations de la campagne AboVE-Maido-2 et se produisent spécifiquement dans les bins les plus élevés. La faible densité moléculaire pourrait expliquer la cause des valeurs plus élevées observées à haute altitude. Nous concluons qu'en raison du RBS spécifique de cette mission, le satellite ne résout pas les plages d'altitude plus élevées avec suffisamment de précision car il ne reçoit pas assez de rétrodiffusion.

Étude de cas (c) : 14 décembre 2021 (AboVE OHP 2) - 2B13

La troisième étude de cas provient de la deuxième et plus récente campagne cal/val menée à l'Observatoire de Haute-Provence. La distance de colocalisation est inférieure à 70 km pour les deux instruments, et l'intervalle de temps est inférieur à 2 h. Le biais moyen entre Aeolus et la radiosonde est de 1,5 m s⁻¹, et le biais moyen entre Aeolus et les lidars est de 0,5 m s⁻¹. Les écarts-types sont de 2,84 et 4,02 m s⁻¹, les MAD à l'échelle sont de 2,85 et 3,22 m s⁻¹, et les coefficients de corrélation sont de 0,92 pour la radiosonde et de 0,86 pour le lidar. Le MAD mis à l'échelle est exceptionnellement bas par rapport aux autres cas, ce qui montre qu'ALADIN est encore capable de très bien fonctionner et de fournir d'excellents résultats, au-delà de la durée de vie nominale de 3 ans. Ici, le profil obtenu par Aeolus se situe dans un intervalle proche des données au sol, à l'exception d'un pic soudain apparaissant à environ 23 km. En effet, ce pic, qui n'est pas observé sur le lidar de référence, pourrait être lié au problème de pixels chauds d'Aeolus (Weiler et al., 2021a) puisque 24 pixels chauds étaient présents dans le canal Rayleigh (ESA, 2021a).

Étude de cas (d) : 20 décembre 2021 (AboVE OHP 2) - 2B13

Cette colocalisation est un bon exemple des mesures peu performantes qu'Aeolus peut rencontrer car le satellite semble manquer ce que le lidar et la radiosonde voient même dans des critères de colocalisation proches (40 min de différence et les deux instruments à moins de 80 km). Une perturbation oscillante est également présente sur le profil d'Aeolus par rapport aux données de référence. Etant donné la colocalisation très proche, on pourrait supposer un biais géophysique négligeable, de sorte que les trois observations garderaient une tendance générale commune. Nous observons un profil oscillant avec des décalages importants par rapport à la mesure de référence. Cela pourrait être interprété comme un couplage entre les oscillations et les pixels chauds, ce qui signifie que ces phénomènes peuvent coexister. Le biais moyen entre Aeolus et la radiosonde est de -6,56 m s⁻¹, et le biais moyen entre Aeolus et les lidars est de -6,53 m s⁻¹. Les écarts-types sont de 6,84 et 7,12 m s⁻¹, les MAD à l'échelle sont de 6,42 et 6,59 m s⁻¹, et les coefficients de corrélation sont de 0,76 et 0,75.

En synthétisant les études de cas présentées, il est manifeste que les mesures obtenues par Aeolus présentent des variabilités et des incohérences par rapport aux données collectées par les radiosondes et les lidars. Ces différences peuvent être attribuées à diverses raisons, notamment les perturbations oscillatoires, les pixels chauds et d'autres facteurs géophysiques qui peuvent affecter les mesures satellitaires. La réalisation d'opérations de calibration et validation est donc primordiale pour comprendre ces écarts et assurer une interprétation correcte des données. Ces opérations permettent de valider les mesures satellitaires en les comparant à des données de référence bien établies. Sans ces étapes cruciales, il serait difficile de discerner les anomalies inhérentes aux instruments des véritables phénomènes atmosphériques. Cependant, bien qu'utile pour identifier des problèmes spécifiques, l'analyse de cas isolés ne peut fournir une image complète de la performance de l'instrument sur le long terme. L'étude des tendances sur une période prolongée est tout aussi importante pour évaluer la fiabilité, la stabilité et la précision des mesures satellitaires. En observant comment les mesures évoluent avec le temps, nous pouvons détecter des schémas récurrents, des anomalies systématiques ou des améliorations dans la qualité des données.

3.3.3 Validation de l'évolution long-terme

Cette sous-section vise à transmettre un aperçu de l'évolution des performances d'Aeolus au cours de son cycle de mission, à partir de septembre 2018, jusqu'à janvier 2022. Pour les comparaisons, les sites de Météo-France à la Réunion (21° S, 55° E) et à Nîmes ont été utilisés (43° N, 4° E). Ces sites effectuent des lancements de radiosondages deux fois par jour, à minuit et à midi, ce qui offre de plus grandes possibilités de colocalisations potentielles. Les deux sites ont une distance moyenne de 120 km pour la colocalisation. Le site de la Réunion a un décalage horaire de 3 heures en moyenne, tandis que le site de Nîmes a un décalage horaire de 5,5 heures.

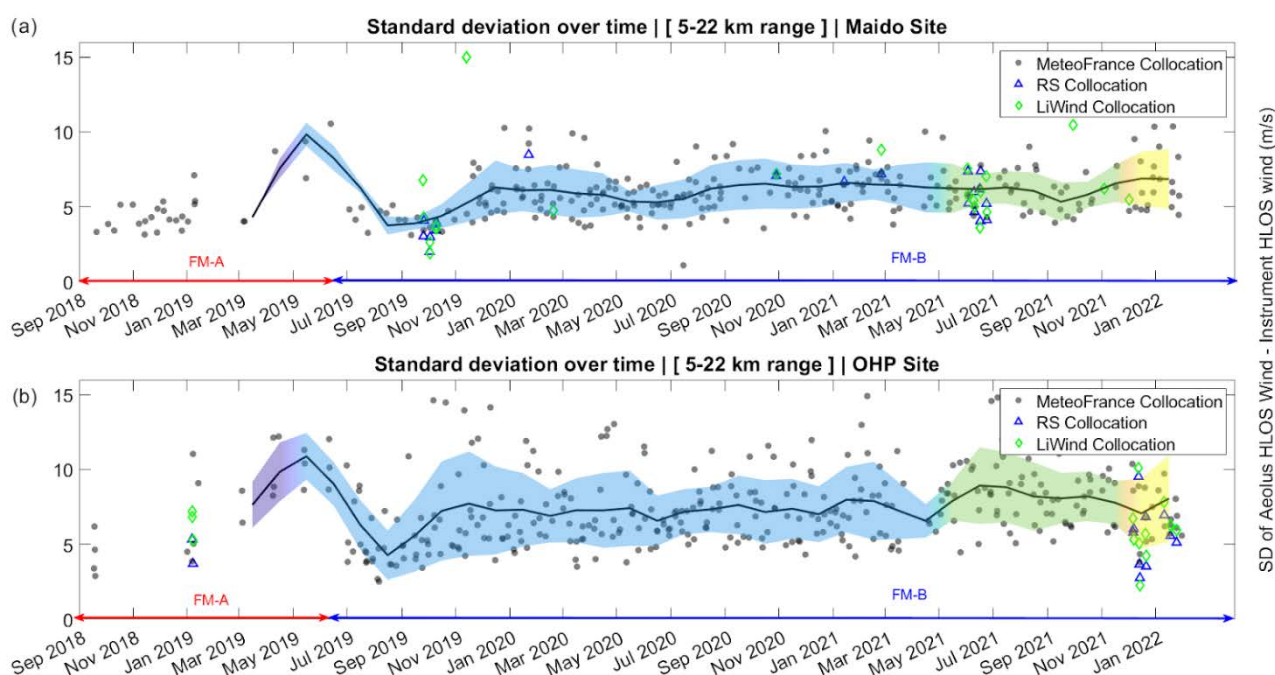


Figure 25. Ecart-type de la différence entre le vent HLOS d'Aeolus et le vent HLOS de la radiosonde de Météo-France en fonction du temps (a) à l'observatoire du Mado et (b) à l'Observatoire de Haute-Provence. Les données de Météo-France ont été sous-échantillonnées à la résolution verticale d'Aeolus et projetées sur le HLOS d'Aeolus. Pour les colocalisations des radiosondes et des lidars au sol, les colocalisations ponctuelles cal/val sont indiquées dans la figure par des marques bleues et vertes. La ligne noire représente la valeur moyenne, et l'ombrage représente son écart-type. Les couleurs sont relatives aux quatre baselines utilisées : 2B02 (violet), 2B11 (bleu), 2B12 (vert) et 2B13 (jaune), dans cet ordre.

La figure 25 montre la série temporelle de l'écart-type de la différence entre le vent HLOS d'Aeolus et les lancements de radiosondages de Météo-France sur les deux sites. La détection des valeurs aberrantes a été effectuée sur les deux séries temporelles à l'aide de la technique MAD à échelle (les valeurs aberrantes sont définies comme des éléments situés à plus de 3 MAD à échelle de la médiane). Les observations de la campagne cal/val sont également représentées. Pour cette comparaison, nous n'avons utilisé que les données d'Aeolus entre 5 et 22 km afin d'exclure les bins supérieurs caractérisés par les erreurs les plus importantes.

Comme indiqué précédemment, les deux sites ont une distance moyenne similaire par rapport à la colocalisation ; cependant, le décalage temporel est plus important pour le site de Nîmes de 2,5 h. Comme démontré dans la sous-section 3.3.1, la distance par rapport à la colocalisation n'a pas d'impact significatif sur le biais des colocalisations. Ceci explique pourquoi les deux séries temporelles partagent une tendance très similaire et montrent les mêmes variations spécifiques aux événements de la mission (perte de puissance du laser FM-A, transition vers le laser FM-B, etc.). Nous notons que l'écart-type à Nîmes est plus élevé de 1,5 m/s en moyenne par rapport à celui de la Réunion. La distance de colocalisation étant la même sur les deux sites, cette erreur aléatoire plus élevée peut s'expliquer par le décalage temporel plus important. On peut donc conclure qu'en termes de critères de colocalisation, le décalage temporel est plus critique que le décalage spatial lors de la colocalisation de mesures du vent par satellite et au sol. Bien qu'il ne soit pas trivial de généraliser ces résultats à d'autres stations ayant des conditions météorologiques et des régimes de vent différents, les conclusions de cette étude peuvent être pertinentes pour des lieux ayant des caractéristiques similaires.

Pour la série temporelle de la Réunion (Fig. 25a), les données de la campagne AboVE-Maido d'octobre 2019 et de juin 2021 correspondent bien aux observations de Météo-France, tandis que les valeurs inférieures pourraient s'expliquer par les colocalisations de la campagne avec un biais géophysique réduit. D'autres observations lidar au Maido réalisées en dehors des campagnes dédiées montrent une augmentation des erreurs aléatoires, probablement due à des décalages temporels plus importants pour certaines de ces colocalisations (cf. tableau 3). Les résultats de la campagne AboVE-OHP-2, présentés dans la figure 25b, montrent des erreurs aléatoires similaires ou inférieures à celles déduites des radiosondages de Météo-France. Comme pour la série de la Réunion, les erreurs aléatoires plus faibles peuvent s'expliquer par les décalages spatiaux et temporels réduits pour les colocalisations de la campagne.

Dans l'ensemble, quelques conclusions peuvent être tirées pour les deux sites d'observation. Au cours du temps, on observe une légère augmentation de l'écart-type (+1 m/s en moyenne entre janvier 2020 et 2022). Il est possible de diviser la série temporelle en différentes périodes. La période FM-B précoce (juillet 2019 à janvier 2020) présente l'erreur aléatoire la plus faible et est cohérente sur les deux sites d'observation. Nous appelons cette période "l'âge d'or" d'Aeolus. Vers la mi-avril 2020, la correction du biais M1 introduite dans la récupération a diminué le biais de manière significative (Weiler et al. 2021b) ; cependant, elle ne semble pas avoir d'impact sur l'erreur aléatoire. A partir de ce moment, la disparité des données s'est stabilisée, ainsi que leur valeur moyenne. Les derniers mois de la série temporelle montrent une valeur moyenne stable ainsi que son écart-type, affirmant que le satellite a maintenu une bonne précision au cours des derniers mois de 2022.

Les valeurs élevées de l'écart-type pourraient être dues aux pixels chauds et aux OP mentionnés ci-dessus présents dans les ACCD. Des recherches antérieures ont révélé que 6 % des pixels de l'ACCD sont des pixels chauds et qu'environ 13 % des pixels seront affectés à la fin de la durée de vie prolongée de la mission au printemps 2023, en supposant que le taux de génération de pixels

chauds ne change pas (Weiler et al., 2021a). Des corrections de plusieurs sources importantes de biais dans les vents d' Aeolus L2B ont été mises en œuvre, notamment des corrections des anomalies du signal du courant d'obscurité de pixels uniques (appelés pixels chauds) sur les dispositifs à accumulation à couplage de charge (ACCD), la dérive linéaire de l'éclairage des spectromètres Rayleigh/Mie, et les variations de température du miroir M1 du télescope (Reitebuch et al., 2020 ; Weiler et al., 2021b). En effet, la figure 25 confirme d'autres études qui affirment que les pixels chauds, l'énergie laser et les effets de dégradation du trajet de réception dans ALADIN ont été atténués (Feofilov et al., 2022 ; Baars et al., 2020 ; Weiler et al., 2020). Si cette atténuation n'était pas présente, nous observerions une augmentation de l'écart-type à un taux beaucoup plus élevé (Weiler et al., 2021a). Malheureusement, en raison de problèmes potentiels d'étalonnage, des biais non corrigés pourraient subsister dans les vents L2B d' Aeolus et contribuer aux biais potentiels entre Aeolus et les vents observés par Météo-France. En outre, les vents L2B d' Aeolus pourraient être biaisés en faveur du modèle d' ECMWF, car la correction du biais M1 utilise les prévisions de 6 heures du ECMWF (Rennie et al., 2021), ce qui pourrait également conduire à une assimilation sous-optimale des vents d' Aeolus lors des comparaisons au sol (Liu et al., 2022).

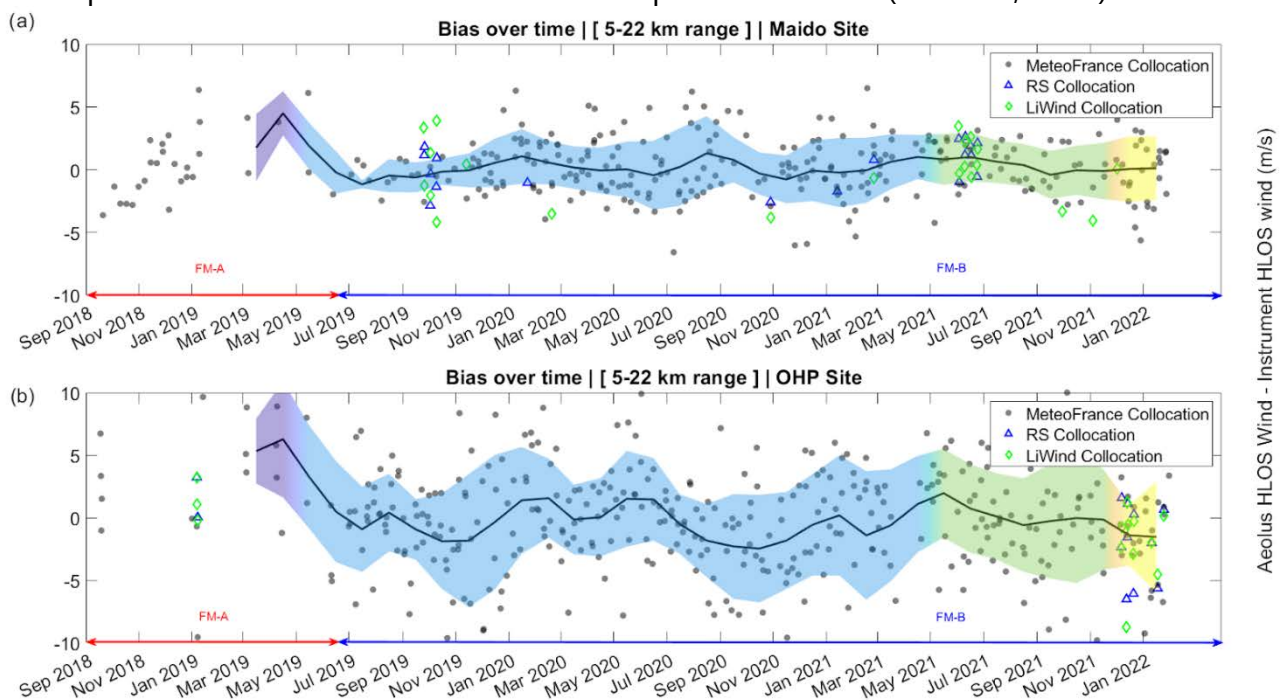


Figure 26. Biais entre le vent HLOS d' Aeolus et le vent HLOS des radiosondages de Météo-France en fonction du temps (a) à l'observatoire du Mado et (b) à l'Observatoire de Haute-Provence. Les données de Météo-France ont été sous-échantillonnées à la résolution verticale d' Aeolus et projetées sur le HLOS d' Aeolus. Pour les colocalisations des radiosondes et des lidars au sol, les colocalisations ponctuelles cal/val sont indiquées dans la figure par des marques bleues et vertes. La ligne noire représente la valeur moyenne, et l'ombrage représente son écart-type. Les couleurs sont relatives aux quatre baselines utilisées : 2B02 (violet), 2B11 (bleu), 2B12 (vert) et 2B13 (jaune), dans cet ordre.

En plus de la déviation standard observée dans la figure 25, le biais peut offrir une autre opportunité d'évaluer l'évolution de la performance du satellite dans le temps, ce qui est montré dans la figure 26. L'évolution du biais montre une structure très similaire à la figure précédente, réduisant sa variabilité le long des baselines les plus récentes. La plus grande variabilité attendue pour le site OHP est également observée, et la valeur moyenne tend à être légèrement inférieure (-1 m/s pour

OHP à 0 m/s pour Maido) dans la dernière baseline 2B13 (décembre 2021). Cette figure suggère que les nouvelles baselines aident le biais à converger vers zéro mais n'ont pas d'impact définitif sur la variabilité des valeurs. En outre, le passage des données retraitées aux données retraitées en temps réel, qui a eu lieu le 8 octobre 2020 (ESA, 2021b), n'apporte aucune amélioration apparente. Par conséquent, il ne permet pas d'envisager des changements bénéfiques ou préjudiciables à la qualité des données.

3.3.4 Mise en relation avec le corpus CAL/VAL

La calibration et la validation (CAL/VAL) sont des éléments essentiels du cycle de vie de toute mission satellitaire, servant à garantir la qualité et la fiabilité des données recueillies. Pour Aeolus, cette étape est d'une importance primordiale. Aeolus a la distinction d'être le premier satellite à utiliser la technologie lidar pour mesurer les vents globaux depuis l'espace. Pourtant, cette première mondiale soulève aussi des défis uniques en termes de calibration et de validation. Les mesures recueillies par Aeolus sont nouvelles et différentes de celles obtenues par les méthodes conventionnelles, ce qui signifie qu'il est essentiel d'assurer leur précision et leur fiabilité.

C'est là qu'intervient le processus de CAL/VAL. En établissant une relation précise entre les signaux de sortie de l'instrument et les quantités physiques réelles mesurées, la calibration permet de s'assurer que les données d'Aeolus sont interprétées correctement. La validation, qui implique la comparaison des mesures d'Aeolus avec des mesures indépendantes de la même quantité, permet de vérifier l'exactitude de ces interprétations.

Dans cette section, nous mettons en relation les résultats de notre propre analyse des données d'Aeolus avec ceux obtenus par d'autres chercheurs travaillant sur la CAL/VAL des mesures de vent. Ces chercheurs ont utilisé une variété de méthodes d'analyse et ont examiné les données d'Aeolus dans différentes configurations, phases orbitales et à travers différents outils d'étalonnage. En comparant nos résultats avec les leurs, nous pouvons non seulement mieux comprendre les performances d'Aeolus, mais aussi discuter des différences que nous avons observées.

Comme nous l'avons mentionné précédemment, la séparation entre les phases orbitales est nécessaire en raison des disparités mentionnées en matière de distance à la colocalisation. Plusieurs activités cal/val à long terme ont montré des différences significatives en fonction de la phase dans les biais déterminés des mesures de vent Aeolus (Borne et al., 2023 ; Wu et al., 2022 ; Iwai et al., 2021 ; Lux et al., 2021 ; Baars et al., 2020 ; Rennie et Isaksen, 2020 ; Krisch et le DISC Aeolus, 2020), renforçant ainsi la nécessité d'une étude indépendante dans les deux cas.

En ce qui concerne les radiosondages, la pente de la ligne de tendance ascendante de la figure 23a est de $0,96 \pm 0,0$ avec un intercept (c'est-à-dire un biais approximatif) de $-1,32 \pm 0,38$ m s⁻¹, tandis que la pente de la ligne de tendance descendante est de $0,94 \pm 0,03$ avec un intercept de $-0,42 \pm 0,56$ m s⁻¹. En comparant ces résultats avec les radiosondages d'autres campagnes cal/val,

des différences apparaissent. Par exemple, Iwai et al. (2021) ont trouvé une pente de 1,01 et un intercept de 0,38 m/s à Okinawa. Baars et al. (2020) ont rapporté une pente de 0,97, ce qui est cohérent avec nos observations, et un intercept de 1,57 m/s qui pourrait s'expliquer par la hauteur maximale plus faible de la comparaison. Abril-Gago et al. (2023) ont trouvé une pente de 0.96 ± 0.04 et un intercept de 0.3 ± 0.5 ms⁻¹ et Borne et al. (2023) trouvent en moyenne un intercept de $-0.45 \pm$ ms⁻¹, , ce qui reste proche de nos observations.

Pour ce qui est des lidars, la pente de la ligne de tendance ascendante de la figure 23c est de $0,97 \pm 0,03$ avec un intercept de $-1,41 \pm 0,45$ m s⁻¹, tandis que la pente de la ligne de tendance descendante est de $0,94 \pm 0,04$ avec un intercept de $-0,83 \pm 0,78$ m s⁻¹. Les pentes sont statistiquement similaires, tout comme les ordonnées à l'origine. En comparant ces résultats avec d'autres études cal/val utilisant des données lidar, Wu et al. (2022) ont trouvé des biais négatifs globaux avec une pente de 1 et une ordonnée à l'origine de $-0,12$ m s⁻¹, confirmant l'ordonnée à l'origine négative que nous observons pour tous les scénarios. Chen et al. (2022) ont trouvé des pentes de 0,94 et 1,02 et des intercepts de $-0,89$ et $0,4$ m/s pour la grande et la petite zone géographique du lidar, respectivement. Iwai et al. (2020) ont trouvé des pentes de 0,98 et 1,03 et des intercepts de $-0,88$ et $-0,52$ m/s pour les stations de Kobe et d'Okinawa respectivement.

Dans nos calculs de biais pour les observations du vent de Rayleigh, nous obtenons des valeurs de -1.41 m/s (pour les colocalisations de l'orbite ascendante) et de 0.11 m/s (pour les colocalisations de l'orbite descendante). Lorsque nous utilisons la médiane de la distribution pour le calcul du biais, on obtient un biais de $-1,05$ m/s (pour les colocalisations de l'orbite ascendante) et de $0,16$ m/s (pour les colocalisations de l'orbite descendante). Bien que proches, les biais diffèrent nettement en fonction du choix de l'orbite ascendante ou descendante comme référence, ce qui confirme la nécessité de distinguer les deux cas. Globalement, il n'y a pas de meilleure pente ou de biais plus faible pour les orbites ascendantes, ce qui irait dans le sens de la conclusion de l'absence de différence statistique représentative présentée par Guo et al. (2021). Les données suggèrent même que le biais est plus faible pour les orbites descendantes, ce qui semble contredire le fait qu'elles ont un décalage spatial plus important par rapport aux lieux de mesure de référence. Une étude précédente indique des différences dans les biais entre les phases d'orbite ascendante et descendante, se produisant principalement pour le canal de Rayleigh à la fin de l'été et en automne (Martin et al., 2021). L'une des raisons invoquées par Sun et al. (2014) pourrait être que les conditions météorologiques telles que la vitesse du vent, la hauteur de la couche limite, la température de l'air et la distribution des aérosols diffèrent d'une phase orbitale à l'autre. Cependant, aucun de ces événements dépendant de l'orbite n'a été observé lors de nos mesures. En outre, Weiler et al. (2021b) ont montré que l'effet de la température du télescope constitue une contribution importante aux biais de la phase orbitale. D'autres études indiquent des biais de comparaison lidar de 1,05 et $-0,35$ m/s pour Chen et al. (2022), $-0,13$ m/s pour Wu et al. (2021), et $-0,81$ $-0,48$ m/s à Kobe et Okinawa respectivement pour Iwai et al. (2021) ainsi que -0.84 m/s pour Baars et al. (2023). Pour les biais de comparaison des radiosondages, nous observons $2,12$ m/s pour Martin et al. (2021), $1,52$ m/s pour Baars et al. (2020), $0,45$ m/s pour Iwai et al. (2021) et -1.83 m/s pour Baars et al. (2023). Alors que les biais des comparaisons lidar sont en bon accord avec ce que nous observons, les biais des radiosondes montrent une plus grande variété dans les résultats, ce qui pour-

rait être dû au mouvement pendulaire de la radiosonde suspendue pendant la première phase de l'ascension (Kumer et al., 2014).

Enfin, en termes de scaled MAD, nos résultats s'alignent avec ceux de plusieurs autres études, malgré le fait que nous utilisons une plage d'altitude de comparaison plus large. Pour mettre ces chiffres en perspective, Baars et al. (2020) ont trouvé un scaled MAD de 4,84 m/s pour les radiosondes, 3,97 m/s pour Iwai et al. (2021), 5,01 m/s pour Martin et al. (2021), 7,44 ms⁻¹ pour Baars et al. (2023) et 4,4 ms⁻¹ pour Borne et al. (2023). Des écart-types de 4,43 m/s (Iwai et al., 2021) et 4,7 ms⁻¹ (Borne et al., 2023) furent également indiqués. Nous indiquons un MAD de 5,37 m/s et un SD de 6,18 m s⁻¹, ce qui correspond à la même gamme de résultats, si l'on tient compte du fait que nous considérons une gamme d'altitudes plus large pour la comparaison (voir le tableau 5). Pour les lidars, d'autres campagnes cal/val rapportent des MAD à l'échelle de 3,91 m/s (Wu et al. 2022), 5,21 m s⁻¹, et 5,58 m/s pour Iwai et al. (2021). Ils signalent également des écarts types de 5,98 et 4,78 m/s (Chen et al., 2022), 4,76 m/s (Wu et al., 2021), et 5,69 et 6,53 m/s (Iwai et al., 2021). Nos résultats indiquent un MAD de 6,49 m/s et un SD de 7,25 m/s, ce qui confirme les autres études, même si nous observons des nombres plus importants, en raison de la comparaison d'une gamme d'altitudes plus large.

Rayleigh clear							
Campaigns and instruments		R	SD m s^{-1}	Scaled MAD m s^{-1}	Bias m s^{-1}	Slope	Intercept m s^{-1}
Radiosondes (this study)		0.89	6.18	5.37	-0.79	0.95	-0.87
Ground lidars (this study)		0.77	7.25	6.49	-0.82	0.96	-1.12
AVATAR-T (Witschas et al., 2022)		0.52	7.7	7.1	-0.1	0.97	-0.2
AVATAR-I (Witschas et al., 2022)		0.91	5.6	5.5	-0.8	1	-0.8
WPR over Australia (Zuo et al., 2022)		0.92	6.22	5.81	-0.48	1.02	-0.44
USTC – LGR (Chen et al., 2022)		0.96	5.98	–	1.05	0.94	-0.89
USTC – SGR (Chen et al., 2022)		0.98	4.78	–	-0.35	1.02	0.4
Radiosondes (Martin et al., 2021)		–	–	5.01	2.12	–	–
VAL-OUC (Wu et al., 2022)	2B07/08	0.39	10.2	8.42	-1.23	1.12	-1.16
	2B09/10	0.75	4.66	3.84	-0.98	0.97	-1.01
	2B11	0.86	4.76	3.91	-0.13	1	-0.12
WindVal III /A2D improved (Lux et al., 2022)		–	7.4	7.4	-0.85	–	–
WindVal III/A2D (Lux et al., 2020a)		0.8	3.6	3.6	2.6	–	–
WindVal III/2 μm DWL (Witschas et al., 2020)		0.95	4.75	3.97	2.11	0.99	2.23
AVATARE (Witschas et al., 2020)		0.76	5.27	4.36	-4.58	0.98	-4.39
AboVE OHP (Khaykin et al., 2020)		0.96	3.2	–	1.5	–	–
RV <i>Polarstern</i> cruise PS116 (Baars et al., 2020)		–	–	4.84	1.52	0.97	1.57
MARA (Belova et al., 2021)	summer	0.82	5.8	–	0	1.1	0
	winter	0.81	5.6	–	-1.3	0.87	-0.8
ESRAD (Belova et al., 2021)	summer	0.92	4.5	–	-0.4	1	-0.5
	winter	0.88	5.2	–	-0.4	1	-0.6
WPR over Japan (Iwai et al., 2021)	2B02	0.95	8.08	7.35	1.69	0.98	1.75
	2B10	0.9	7.89	7.08	-0.82	0.94	-0.74
CDWL in Kobe (Iwai et al., 2021)	2B02	0.98	6.17	4.92	0.46	1.05	0.61
	2B10	0.96	5.69	5.21	-0.81	0.98	-0.88
CDWL in Okinawa (Iwai et al., 2021)	2B02	0.93	6.57	5.68	1.08	0.99	1.07
	2B10	0.79	6.53	5.58	-0.48	1.03	-0.52
GPS-RS in Okinawa (Iwai et al., 2021)	2B02	0.99	4.55	4.77	1	0.99	1
	2B10	0.99	4.43	3.97	0.45	1.01	0.38
RWP network over China (Guo et al., 2021)		0.81	6.82	–	-0.64	0.99	-0.64

Tableau 6 : Résumé des résultats de la validation de la campagne de comparaison, selon la convention de référencement de Wu (2021). La mention « this study » fait référence à l'étude présentée ici, basée sur l'étude de Ratynski et al., (2023)

À l'instar de l'initiative de Wu (2021), ici sont résumées les récentes campagnes de comparaison des équipes cal/val à travers le monde et la durée de vie d'Aeolus. Nous avons décidé d'utiliser les mêmes paramètres statistiques et la même présentation que ceux proposés par Wu (2021), afin de conserver une méthode de comparaison cohérente sur plusieurs études. Ainsi, les paramètres sta-

tistiques comprennent le coefficient de corrélation, le SD, le MAD, le biais, la pente et l'intercept. Nous pouvons comparer nos résultats à d'autres instruments qui n'ont pas été mentionnés dans les sections précédentes, tels que les démonstrateurs aéroportés ALADIN (A2D) (Witschas et al., 2020 ; Lux et al., 2020a, 2022), les lidars de vent Doppler aéroportés (DWL) (Witschas et al., 2020, 2022) et les radars profileurs de vent (WPR) (Zuo et al., 2022 ; Guo et al., 2021 ; Belova et al., 2021 ; Iwai et al., 2021). Proches des observations de Wu (2021), nous observons la même cohérence et les mêmes similitudes avec les études plus récentes. Une part non négligeable des disparités entre les mesures est due à la variété des domaines de comparaison, allant de la couche limite à la stratosphère moyenne. A ce tableau, paru à la date de l'étude de Ratynski et al., (2023), manquent les plus récentes analyses de Kirkwood et al., (2023) et Kottayil et al. (2023), proposant des études à partir de WPR, avec des résultats également similaires.

En définitive, notre analyse des données d'Aeolus montre des résultats comparables à ceux de plusieurs autres études CAL/VAL. Les résultats des biais pour les observations du vent sont en accord avec plusieurs études précédentes, confirmant une réflexion du DISC dans l'importance d'examiner les orbites ascendantes et descendantes séparément. Cela démontre la fiabilité de notre approche, bien que les biais observés varient en fonction de l'orbite de référence choisie. Les conditions météorologiques, comme la vitesse du vent, la hauteur de la couche limite, la température de l'air et la distribution des aérosols, peuvent influencer ces différences, ce qui suggère qu'une étude plus approfondie de ces facteurs, ou une éventuelle méta-analyse des jeux de données CAL/VAL, serait nécessaire pour pouvoir identifier clairement l'impact individuel de chacun.

Concernant les mesures de biais de comparaison, les radiosondes présentent une plus grande variabilité dans les résultats par rapport aux lidars. Ce phénomène pourrait être expliqué par les mouvements pendulaires de la radiosonde pendant la première phase de l'ascension (Kumer et al., 2014), soulignant une fois de plus l'importance de comprendre en profondeur les systèmes de mesure. En termes de MAD, nos résultats sont en accord avec la littérature, bien que nous ayons utilisé une plage d'altitude de comparaison plus large. Cela pourrait indiquer une certaine robustesse de nos résultats malgré les différences dans la méthodologie.

Il est cependant important de souligner que, bien que nos résultats soient en grande partie en accord avec les études précédentes, des différences existent. Ces différences peuvent être attribuées à un certain nombre de facteurs, dont les différentes conditions météorologiques et les spécificités des méthodes d'analyse utilisées. Cela signifie que, bien que nos résultats confirment la validité des approches existantes, ils soulignent également l'importance d'une analyse continue et approfondie des données d'Aeolus pour garantir l'exactitude et la fiabilité des mesures de vent globales.

3.3.5 Lecture critique des résultats vis-à-vis des attentes de la mission

La mission Aeolus possède dans son cahier des charges des exigences quantitatives très claire en ce qui concerne la qualité du jeu de données. Au vu de notre analyse, il convient également de noter que nous ne répondons pas aux exigences de la mission (Ingmann et Straume, 2016),

comme l'ont également montré des études antérieures (Baars et al., 2020 ; Iwai et al., 2021 ; Martin et al., 2021 ; Rennie et al., 2021 ; Wu et al., 2022) avec des magnitudes et des valeurs similaires. Le décalage entre le SD observé et le SD requis par la mission ne semble pas changer entre la troposphère libre et les premiers kilomètres de la stratosphère. C'est dans la région d'observation la plus haute que nous atteignons la plus grande différence entre la SD observée et la SD requise - plus de 4 m s⁻¹. Le rapport entre la SD observée et la SD requise qui reste plus ou moins constant autour de 2. La dégradation par rapport aux spécifications se traduit plutôt par un facteur multiplicatif de l'erreur.

	Mission requirement limits (m s ⁻¹)	Radiosonde (m s ⁻¹)	Lidar (m s ⁻¹)
Bias	0.7	-0.79	-0.92
SD 2–16 km	2.5	5.04	5.69
SD 16–20 km	3	4.93	5.59
SD 20–30 km	5	9.19	9.41

Tableau 7. Exigences de la mission Aeolus sur le biais et l'écart-type (MR-100 et MR-110, Ingmann et Straume, 2016) comparées au biais et à l'écart-type observés, en fonction du niveau d'altitude.

Il semble aussi important de mentionner que les résultats en temps quasi-réel et les résultats du retraitement furent séparés, c'est-à-dire la baseline 11 (introduite dans le traitement en temps quasi-réel le 8 octobre 2020) et les résultats de la baseline 11 avant cette date (basés sur les données retraitées d'Aeolus). Cette séparation est nécessaire car le retraitement a utilisé des données d'étalonnage différentes de celles du traitement en temps quasi réel, ainsi que plusieurs changements dans la correction. Les principaux raffinements dans le jeu de données retraitées sont des améliorations dans la correction des pixels chauds par une application plus prudente de la méthode, ainsi que l'utilisation des données du jour même plutôt que du jour précédent pour la correction de la température du télescope M1. La nouvelle baseline devrait permettre d'améliorer les biais globaux et locaux (ESA, 2021b) et donc, à terme, proposer des métriques plus proches des exigences initiales de la mission.

Baseline/mean	RS bias	RS MAD	Lidar bias	Lidar MAD
2B02	0.02	6.03	1.37	6.79
2B11 reprocessed	-0.71	3.70	-0.06	5.75
2B11 real time	-1.29	5.43	-2.24	9.07
2B12	0.83	6.26	-0.23	6.93
2B13	-2.33	5.60	-2.80	5.98

Tableau 8. Aperçu des différentes caractéristiques (biais et MAD) moyennées pour chaque instrument et chaque baseline. Les données en temps réel et les données retraitées sont également séparées en raison des différents paramètres d'étalonnage.

Cela dit, il est intéressant d'observer que les biais ou le MAD ne sont pas considérablement réduits avec les baselines plus récentes, ce qui soulève des questions sur l'efficacité des mises à jour de la méthode d'étalonnage. Malgré les améliorations introduites dans la correction des pixels chauds et la correction de la température du télescope M1, il semble que ces modifications n'ont pas eu l'effet escompté sur les valeurs du biais et du MAD. Cela suggère que d'autres facteurs, tels que le bruit du détecteur ou le crosstalk (fuite du signal Mie dans le récepteur Rayleigh), pourraient contribuer aux erreurs observées.

Malgré ces défis, l'étude de ces erreurs et de leurs dépendances par rapport aux différents paramètres d'observation et aux conditions atmosphériques offre des perspectives précieuses pour améliorer les algorithmes de traitement des données Aeolus. En prenant en compte d'autres termes lors de la définition de l'estimation d'erreur, comme l'influence de la température, de la pression ou du rapport de diffusion sur la réponse Rayleigh, il pourrait être possible d'améliorer la caractérisation de l'erreur. Il est donc essentiel de poursuivre l'analyse des résultats obtenus avec les différentes baselines et de comprendre pourquoi les améliorations attendues ne sont pas observées.

En définitive, bien que les résultats actuels ne répondent pas entièrement aux exigences de la mission, les efforts continus pour améliorer les méthodes d'étalonnage et comprendre les sources d'erreur offrent des perspectives encourageantes pour l'avenir de la mission Aeolus. Des études plus approfondies, portant sur les paramètres d'étalonnage, les conditions d'observation et les performances de l'instrument, pourraient permettre d'identifier les facteurs limitants.

3.4 CONCLUSION

Les produits de vent Aeolus du premier lidar de vent dans l'espace, ALADIN, ont été validés par rapport aux radiosondes et aux lidars Doppler Rayleigh-Mie au sol des sites d'observation de l'OPAR à la Réunion et de l'OHP en Haute-Provence (France). Les 65 colocalisations ont été collectées au cours des périodes allant de la baseline 2B02 à 2B13, s'étendant de janvier 2019 à janvier 2022. En résumé, nous trouvons un écart-type de 6,18 et 7,25 m/s et un MAD à l'échelle de 5,37 et 6,49 m/s pour les intercomparaisons de radiosondes et de lidars, respectivement. Nous trouvons également des coefficients de corrélation de 0,82 et 0,77, des pentes de 0,95 et 0,96, et des ordonnées à l'origine de -0,87 et -1,12 m/s pour les comparaisons des radiosondes et des lidars, respectivement. Les biais et les erreurs aléatoires observés sont plus élevés que ceux décrits dans les exigences de la mission (Ingmann et Straume, 2016), comme le montre le tableau 7 : le biais est plus élevé de 0,15 m/s en moyenne, et l'écart-type a été dépassé à chaque niveau d'altitude de 50 %, en moyenne.

Lors de la colocalisation de mesures au sol et par satellite, le critère de temps s'est avéré plus important que le critère de distance dans le choix de la mesure à privilégier, comme le montre la section 3.3.1 du présent chapitre de cette étude. Il convient toutefois de noter que ces résultats peuvent ne pas s'appliquer aux stations présentant des régimes météorologiques et éoliens différents. En d'autres termes, n'est pertinente cette observation empirique que pour les sites présentant des caractéristiques météorologiques similaires. Cette étude a également mis en évidence des phénomènes non documentés auparavant (perturbations oscillantes, OP, Sect. 4.2 ; erreurs aléatoires excessives dans les bandes les plus élevées au-dessus de 25 km, Sect. 4.1). Alors que ce dernier phénomène peut être atténué par l'utilisation de moyennes entre plusieurs profils adjacents, le problème des OP pourrait être résolu par l'application de filtres de fréquence, ce qui nécessiterait une étude plus approfondie.

Dans le cadre de cette étude, nous avons remarqué des dépendances temporelles et de portée des vents. Pour les intervalles les plus élevés (au-dessus de 22 km en moyenne) activés par le RBS AboVE, l'erreur aléatoire est augmentée de 2 à 3 m/s pour les phases ascendantes et descendantes. Cela peut s'expliquer par la plus faible densité de l'air à cet endroit, qui réduit l'intensité de la rétrodiffusion moléculaire. Nous notons que l'agrégation d'au moins deux profils Aeolus adjacents améliore la comparaison de 32 à 45 %. Pour les décalages spatiaux plus importants, la méthode donne des résultats moins bons que la méthode de l'intervalle d'altitude. Les deux méthodes ont abaissé le MAD sur toutes les catégories de comparaison, quel que soit l'instrument. Comme pour les résultats de Guo et al. (2021) et Zuo et al. (2022), nous n'observons pas de différence significative entre les phases ascendantes et descendantes, ce qui va à l'encontre des observations précédentes sur les caractéristiques dépendant de l'orbite (Rennie et al., 2021 ; Martin et al., 2021). Guo et al. (2021) ont montré des pentes de 0,91 et 0,96 et des intercepts de 0,47 et -1,4 m s⁻¹, respectivement. Ces résultats sont proches de nos observations. En détaillant nos résultats, la comparaison de la phase ascendante pour les colocalisations de radiosondes a un coefficient de corrélation moyen de 0,77 et un MAD à l'échelle de 5,58 m s⁻¹. En revanche, la phase descendante a un coefficient de corrélation moyen de 0,91 et un MAD de 4,99 m s⁻¹. Les colocalisations lidar en

phase ascendante ont un coefficient de corrélation moyen de 0,73 et un MAD échelonné de 7,17 m s⁻¹, tandis que la phase descendante a un coefficient de corrélation moyen de 0,85 et un MAD échelonné de 5,06 m s⁻¹.

Dans l'ensemble, nous constatons une évolution de la qualité des données du L2B tout au long de la vie du satellite. Grâce aux campagnes de mesures régulières et à l'utilisation des radiosondes biquotidiennes de Météo-France, nous avons pu observer l'évolution à long terme de la précision du satellite basée sur l'écart-type des colocalisations quotidiennes effectuées entre le satellite et la station Météo-France la plus proche. Comme observé lors des campagnes de validation AboVE-Maido, l'erreur aléatoire moyenne augmente de 4,6 à 7,6 m/s entre la campagne AboVE-1 (octobre 2019) et la campagne AboVE-2 (juin 2021). Pour les campagnes AboVE-OHP, l'erreur aléatoire moyenne augmente de 5,6 à 6,4 m/s entre la campagne AboVE-1 (janvier 2019) et la campagne AboVE-2 (décembre 2021). Ceci est cohérent avec les observations de routine utilisant les radiosondes de Météo-France. Le début de la période FM-B, l'âge d'or d'Aeolus, montre l'erreur aléatoire la plus faible sur les deux sites, qui n'a cessé d'augmenter depuis.

4 CLIMATOLOGIE DES ONDES DE GRAVITE

Le précédent chapitre a permis d'approfondir notre compréhension du comportement et de la performance du lidar ALADIN en le comparant à des mesures au sol provenant des radiosondes et des lidars Doppler. En dépit de certaines limitations et défis rencontrés, nous avons pu mettre en évidence des tendances importantes et identifier des domaines nécessitant une investigation plus approfondie.

Alors que nous avons constaté une augmentation de l'erreur aléatoire au fil du temps, nos travaux ont permis de trouver des moyens pour atténuer certains de ces problèmes, comme l'agrégation de plusieurs profils Aeolus adjacents et l'application potentielle de filtres de fréquence pour résoudre les perturbations oscillantes. Cette analyse approfondie des performances du satellite Aeolus nous a permis de mieux comprendre le comportement de ce dernier et de poser les bases pour une utilisation plus optimale de ces données dans l'avenir.

Maintenant que nous avons une meilleure compréhension du comportement du satellite, ce prochain chapitre sera consacré à l'exploitation de ces connaissances pour étudier les ondes de gravité. En particulier, nous nous concentrerons sur la climatologie des ondes de gravité, en commençant par un état des connaissances actuelles et en identifiant les défis persistants. Nous détaillerons ensuite les méthodes d'analyses que nous avons appliquées et présenterons nos résultats, notamment en ce qui concerne l'analyse de l'énergie cinétique des ondes de gravité dans les tropiques. Notre objectif est de tirer parti de notre meilleure compréhension du comportement d'Aeolus pour apporter de nouvelles perspectives sur ces phénomènes atmosphériques importants.

4.1 ÉTAT DES CONNAISSANCES

4.1.1 La littérature avant Aeolus

Depuis les premières études de Vincent et Fritts (1987), Lindzen (1981), et Holton (1982, 1983), les ondes de gravité sont reconnues comme jouant un rôle crucial dans la dynamique atmosphérique. Ces études ont mis en lumière l'influence des ondes sur l'ensemble de l'atmosphère moyenne, y compris la mésosphère et la thermosphère inférieure, et ont identifié une variabilité semi-annuelle, suggérant un lien étroit avec les cycles de circulation atmosphérique.

Au fil du temps, de nouvelles techniques d'observation ont permis d'affiner notre compréhension de ces phénomènes. Une avancée majeure a été réalisée par Nastrom et Gage (1985), qui ont utilisé des données de plus de 6000 vols commerciaux pour analyser les spectres de nombres d'onde atmosphériques du vent et de la température. Ces informations ont permis de mieux comprendre comment les ondes de gravité sont influencées par divers facteurs, notamment les conditions atmosphériques locales et régionales.

L'observation par occultation radio du système de positionnement global (GPS RO), qui a commencé en 1995, a été un autre outil clé pour étudier les ondes de gravité, comme avec GPS/MET (Ware et al., 1996 ; Kursinski et al., 1996, 1997). Tsuda et al. (2000) ont utilisé les données de ce prototype pour extraire des perturbations de température avec des échelles de longueur d'onde verticale allant de 2 à 10 km. Ils ont également mis en évidence que les plus grandes valeurs d'énergie potentielle sont généralement centrées autour de l'équateur entre 25°N et 25°S, en particulier au-dessus de l'archipel indonésien, de l'océan Indien, de l'Afrique, de l'océan Atlantique à l'ouest, et de l'Amérique du Sud. Ces observations ont confirmé l'hypothèse que les ondes atmosphériques sont générées par la convection dans les régions tropicales. De leur côté, Hecht et al. (2001) ont observé les ondes de gravité pendant une période de 15 mois. En démontrant l'existence d'un conduit thermique autour du solstice d'été, ils ont illustré une fois de plus comment les ondes de gravité sont influencées par les conditions atmosphériques locales et régionales.

Les études climatologiques des ondes de gravité ont également démontré l'importance de ces ondes dans différents contextes. Par exemple, Wilson et al. (1991) ont utilisé des données de lidar Rayleigh pour décrire la climatologie des ondes de gravité à des altitudes de 30 à 75 km à la latitude moyenne. Ils ont constaté une variabilité saisonnière de l'activité des ondes, une observation renforcée par une étude ultérieure menée par Li et al. (2011) en Chine du Nord.

Les observations RO de COSMIC et CHAMP GPS, exploitées par Gubenko et al., (2011), ont permis d'identifier les ondes de gravité internes dans la stratosphère de la Terre et de déterminer les paramètres clés des ondes, tels que les amplitudes de fréquence intrinsèque, les perturbations verticales et horizontales de la vitesse du vent, les longueurs d'onde verticales et horizontales, les vitesses de phase (et de groupe) verticales et horizontale, l'énergie cinétique et potentielle, les flux verticaux de l'onde, l'énergie cinétique et potentielle, les flux verticaux de l'énergie de l'onde et le moment horizontal.

En s'appuyant sur ces connaissances, Šácha et al. (2014) ont introduit une nouvelle méthode pour séparer le fond des profils de densité et ont mis en œuvre une méthodologie pour l'analyse des

ondes de gravité internes à l'aide de ces profils. Plus tard, Pisoft et al. (2018) ont révisé certaines de ces conclusions et ont montré que les différences dans les spectres des ondes de gravité entre les profils de température sèche et de densité sèche ne sont présentes que dans une version spécifique des données, ce qui élargi d'avantage l'utilisation de ces instruments.

En approfondissant cette exploration des données, Schmidt et al. (2016) ont examiné les flux de moment dans la stratosphère inférieure et moyenne (20-40 km), révélant des longueurs d'onde horizontales réelles plus courtes que celles dérivées des profils de température adjacents dans des études précédentes. Cette observation a conduit à des estimations plus élevées de flux de moment, offrant des implications essentielles pour la paramétrisation des ondes de gravité dans les modèles de circulation globale.

D'autres travaux, tels que ceux de M. Ern et al. (2017; 2018) et N. Hindley et al. (2020), ont continué à enrichir notre compréhension des ondes de gravité en utilisant les observations par satellite. Leurs travaux ont permis d'obtenir des distributions typiques des longueurs d'onde verticales et des nombres d'onde horizontaux, ainsi que des variances de température des ondes de gravité, des énergies potentielles et des flux de moment.

La technologie GPS-RO a également été essentielle pour comprendre la structure thermique et la variabilité de la troposphère supérieure et de la stratosphère inférieure (UTLS) tropicale, une composante essentielle du système climatique. Ces données ont été exploitées pour étudier la réponse de l'UTLS à la MJO, l'ENSO et la QBO. Les travaux de Scherllin-Pirscher et al. (2021) ont permis de caractériser la variabilité spatiale et temporelle de la région de la tropopause tropicale et de quantifier les caractéristiques spatiales et temporelles de la couche d'inversion de la tropopause.

Avec le lancement de COSMIC-2 en juillet 2019, la prolifération des satellites LEO commerciaux, et l'utilisation de plus de satellites GNSS en plus du GPS, tels que le système russe GLONASS ou le système européen Galileo, la densité d'échantillonnage tropical continue toujours d'augmenter, offrant un potentiel continu pour étudier les structures à fine échelle de l'UTLS tropical.

Concernant l'oscillation quasi-biennale (QBO), plusieurs études, notamment celles de M. Giorgetta et al. (2006), Lindzen et Holton (1968), Dunkerton (1997), et Delisi et Dunkerton (1988), ont souligné le rôle majeur des ondes de gravité dans la conduite de la QBO. De plus, F. Einaudi et al. (1989) et D. Rind et al. (1988), ainsi que Alexander et Rosenlof (2003), ont souligné l'importance de la prise en compte de la traînée d'onde de gravité dans les modèles climatiques globaux, notamment en relation avec la QBO.

Ainsi, avant l'ère d'Aeolus, les recherches avaient donc déjà établi le rôle crucial des ondes de gravité dans la dynamique atmosphérique. Grâce à des techniques comme l'observation par occultation radio du GPS et d'autres systèmes GNSS, nous avons acquis une meilleure compréhension de la manière dont ces ondes sont influencées par divers facteurs, tels que la convection tropicale et les conditions atmosphériques locales et régionales. Cependant, en dépit de ces avancées, notre compréhension des ondes de gravité est encore loin d'être complète. Les techniques d'observation existantes, telles que le GPS-RO ou les radiosondages, bien que précieuses, présentent certaines limites. C'est dans ce contexte que le satellite Aeolus, avec sa capacité à fournir une résolution ver-

ticale adéquate et une couverture globale, offre un atout significatif pour améliorer notre compréhension de la climatologie des ondes de gravité.

4.1.2 Les défis persistants et l'originalité de cette étude

Malgré les avancées significatives dans notre compréhension de la climatologie des ondes de gravité, plusieurs défis persistants restent à résoudre. En raison de leurs échelles spatiales relativement petites, les modèles de circulation générale de l'atmosphère ne résolvent pas explicitement ces ondes, et leurs effets sur la circulation résolue par le modèle doivent être paramétrés. Ces modèles disposent d'une gamme excessivement large de paramètres de réglage parmi lesquels choisir, ce qui permet une très large gamme de distributions de forçage du mouvement de l'onde de gravité (Alexander and Rosenlof, 2003).

Après les travaux pionniers de Lindzen (1981) et les perfectionnements ultérieurs de Holton (1982), la première mise en œuvre des paramétrisations des ondes de gravité dans les modèles climatiques globaux s'est faite dans le contexte des ondes de gravité générées par l'orographie (Palmer et al., 1986 ; McFarlane, 1987). Ces premières paramétrisations furent ensuite suivies par l'étude, plus complexe, des ondes de gravité non-orographiques, qui posent bien plus de problèmes de modélisation.

En effet, les paramétrisations des ondes de gravité convectives sont souvent basées sur une théorie simplifiée des ondes quasi-linéaires, supposent des distributions spectrales peu contraignantes et ignorent en grande partie la propagation latérale (Lott et al. 2023). Également, les paramétrages des ondes de gravité générées par les fronts et les déséquilibres de flux supposent généralement que les sources d'ondes sont situées à un certain niveau vertical dans la troposphère, ce qui est facile à mettre en œuvre mais néglige le fait que ces processus peuvent se produire à toutes les altitudes dans l'atmosphère (Ribstein et al. 2022).

De ces hypothèses ruissellent donc des problèmes importants pour la modélisation précise des ondes de gravité. Le premier défi majeur concerne les écarts par rapport à la théorie linéaire. En effet, plusieurs pics spectraux dans le spectre de nombre d'onde-fréquence des ondes de gravité ne correspondent pas aux prévisions de la théorie linéaire (Teruya et al. 2023).

Deuxièmement, l'importance des interactions non linéaires reste un défi considérable (Brekhovskikh et Goncharov., 1994). La dynamique des modes d'ondes inertie-gravité suggère le rôle potentiel de divers mécanismes non linéaires, dont certains ne sont pas encore pleinement compris (Dunkerton 1987; Bladé et Hartmann., 1993). Ces interactions complexes sont souvent négligées dans les paramétrisations actuelles.

Troisièmement, le rôle de la convection humide dans la modification des fréquences d'onde est une question ouverte. Le couplage entre les ondes et la convection humide pourrait être responsable des écarts observés entre les spectres de perturbations tropicales et ceux prévus par la théo-

rie linéaire sèche (Teruya et al., 2023). Cependant, l'impact précis de ce couplage sur la modification des fréquences d'onde nécessite une exploration plus approfondie.

Il existe également un obstacle plus philosophique qui entrave notre compréhension de ces phénomènes. L'approche actuelle de modélisation des ondes de gravité, qui repose fortement sur l'ajustement des paramètres, peut nous éloigner de la compréhension fondamentale des processus sous-jacents. L'utilisation de paramètres ajustables dans toutes les paramétrisations, sont souvent déterminés en ajustant les modèles aux climatologies observées, au mépris du principe selon lequel ces paramètres devraient idéalement être contraints par les observations (Alexander et al., 2010). Un besoin d'observations de plus en plus précises est nécessaire pour contraindre et informer ces paramètres, plutôt que de les ajuster pour coller à des observations préexistantes.

Les observations par satellite offrent le meilleur espoir de quantifier les informations nécessaires à l'échelle mondiale. Les progrès progressifs de la résolution et de la précision des instruments embarqués sur les satellites ont permis d'observer des ondes de gravité à plus petite échelle et leurs propriétés globales. Les ondes de gravité sont généralement détectées dans les observations par satellite sous la forme de fluctuations de température.

Cependant, les techniques d'estimation des paramètres des ondes de gravité à partir des données de profil de température recueillies dans l'espace ont souffert d'une grande incertitude, principalement due à l'échantillonnage horizontal limité des mesures (Eckermann et Preusse, 1999 ; Ern et al., 2004, 2006). Les progrès du nouveau siècle réalisés en matière d'échantillonnage horizontal par les instruments de nouvelle génération permettent de réduire cette incertitude, comme avec les satellites Aqua ou Aura (Wu et Zhang, 2004 ; Eckermann et al., 2006 ; Alexander et Teitelbaum, 2007).

Aujourd'hui très couramment utilisée, la technique de radio-occultation du système mondial de navigation par satellite (GNSS-RO) permet d'établir des profils de température à haute résolution, caractérisant l'énergie potentielle (E_p) des ondes de gravité, comme le montrent diverses études (Fröhlich et al., 2007 ; Schmidt et al., 2016 ; Khaykin et al., 2015). Bien qu'utiles individuellement, les différentes techniques de mesure par satellite permettent de résoudre différentes parties du spectre complet des ondes de gravité qui peuvent être présentes dans l'atmosphère (Alexander et al. 2008).

En ce point, des mesures précises du vent sont essentielles pour des prévisions climatiques pertinentes.

Les radars et les lidars, en particulier, fournissent des mesures directes des perturbations du vent induites par les ondes de gravité (Larsen et al., 1982 ; Vincent and Reid, 1983), où les premiers fournissent des points d'ancrage pour la validation des mesures, et les seconds nous donnent un accès direct aux perturbations du vent. Malheureusement, bien que les instruments tels que les radiosondes, radars ou lidars Doppler-Rayleigh au sol offrent des données complètes sur le vent, leur couverture terrestre limitée et plus spécifiquement dans les tropiques en restreint l'utilité. La

plupart des études sur l'Ep s'appuient sur des instruments au sol ou à usage unique et sur des mesures de température GNSS-RO, qui déduisent l'énergie potentielle mais pas l'énergie cinétique (E_k), pour laquelle un profilage du vent est nécessaire.

La mission Aeolus de l'Agence spatiale européenne, lancée en 2018, a introduit le premier instrument lidar de mesure du vent embarqué dans l'espace. Cette innovation offre une capacité sans précédent de mesurer systématiquement les vents depuis l'espace, marquant une avancée significative dans notre capacité à comprendre comment les ondes de gravité se propagent dans l'atmosphère réelle.

En s'appuyant sur ce nouvel instrument, Rennie et al. (2021) ont mené une étude évaluant l'impact positif des vents d'Aeolus sur les prévisions du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF). Wright et al. (2021) ont utilisé les données d'Aeolus pour effectuer les premières observations directes des changements de vent à l'échelle mondiale pendant les grands réchauffements stratosphériques soudains (SSW). Žagar et al. (2021) ont démontré l'impact positif de l'assimilation des vents Aeolus sur la qualité des analyses et des prévisions tropicales, en introduisant des changements dans la représentation de l'onde de Kelvin pendant la phase orientale de l'oscillation quasi-biennale (QBO).

Par la suite, le profilage des vents Aeolus a été utilisé pour étudier plus en profondeur les ondes atmosphériques. Krisch et al. (2020) ont utilisé les données du satellite Aeolus dans les prévisions météorologiques opérationnelles, en soulignant l'influence de l'assimilation des données Aeolus sur la représentation des ondes de gravité orographiques et non orographiques dans les champs du modèle d'ECMWF. Ils ont mené des études de cas dans l'hémisphère sud. Banyard et al. (2021) ont étudié les capacités d'Aeolus à mesurer directement les ondes de gravité, soulignant le potentiel d'Aeolus à combler une lacune importante dans l'observation du comportement influent des ondes de gravité dans la région de la haute-troposphère et de la basse-stratosphère (UTLS). Leur étude de cas s'est concentrée sur une onde de gravité robuste produite par l'orographie renforcée des Andes méridionales, le point le plus important de l'activité des ondes de gravité dans le monde. Kozubek et al. (2022) ont étudié les ondes de gravité à l'aide des données d'Aeolus et d'ERA5, en se concentrant sur les événements de type streamer qui se produisent principalement aux latitudes moyennes et élevées de la basse stratosphère. Ils ont également examiné les caractéristiques des ondes de gravité dans l'ionosphère et la troposphère à l'aide d'un sondage Doppler continu et d'un réseau de microbaromètres à grande ouverture. Ern et al. (2023) ont étudié la QBO et divers modes d'ondes tropicales dans la région UTLS à l'aide des données Aeolus. Ils ont comparé les observations d'Aeolus avec les réanalyses météorologiques pour étudier les ondes stationnaires et les principaux modes d'ondes équatoriales mobiles à l'échelle mondiale, tels que les ondes de Kelvin, les ondes de Rossby-gravité et les ondes de Rossby équatoriales.

Cette étude se distingue donc des travaux antérieurs par le fait qu'elle est la première à étudier les ondes de gravité interne et d'inertie à plus petite échelle sur l'ensemble de la ceinture tropicale. L'activité des ondes est analysée en termes d'énergie cinétique en utilisant le profilage du vent de Rayleigh d'Aeolus en conjonction avec le profilage de la température par GNSS-RO, fournissant l'énergie potentielle GW et les données météorologiques de la réanalyse ERA5. Avec cette étude,

nous fournissons la première climatologie triennale basée sur l'observation de l'énergie cinétique des ondes de gravité à l'échelle des tropiques et son lien avec la convection profonde.

4.2 METHODES D'ANALYSES APPLIQUEES

4.2.1 Revue des méthodes existantes

L'analyse des ondes de gravité à partir d'observations, notamment des profils d'altitude de vent ou de température observés à partir de satellites, nécessite une séparation précise entre le fond atmosphérique et les fluctuations dues aux ondes. Ces profils contiennent des contributions des ondes planétaires à grandes échelles horizontales (Rossby ou Kelvin) et des ondes de gravité à échelles horizontales plus petites. Cette séparation est fondamentale pour calculer avec précision les Ek et Ep résultantes, comprendre leur distribution dans l'atmosphère et éliminer efficacement les fluctuations dues aux ondes planétaires, dont l'amplitude est généralement bien plus grande que celle des ondes de gravité. La stratégie courante pour cette séparation exploite une distinction d'échelles, soit verticalement, horizontalement ou grâce au temps. Diverses méthodes ont été proposées pour définir l'état de fond et distinguer les processus à grande échelle, y compris ceux associés à des types d'ondes spécifiques, chacune avec ses propres avantages et limites. Suivant la revue des techniques d'extraction de paramètres des ondes de gravité effectuée par Sakib et Yiğit (2022), nous nous proposons d'en reprendre les principales méthodes :

1. Filtrage spectral : Cette méthode consiste à appliquer des filtres passe-haut ou passe-bas pour isoler les ondes de gravité des fluctuations atmosphériques plus larges, notamment des ondes planétaires et synoptiques. Elle est efficace pour éliminer soit les composantes de basse fréquence (filtres passe-haut) soit celles de haute fréquence (filtres passe-bas), mais peut exclure des ondes de gravité cruciales de faibles longueurs d'onde, particulièrement dans les régions tropicales (Holton et al., 2002). Des approches alternatives, comme la décomposition en modes empiriques, peuvent offrir des avantages sur cette technique (De la Torre et al., 2006; Nayak et Yiğit, 2019).
2. Ajustement polynomial : Employant la méthode des moindres carrés, cette technique ajuste des polynômes aux profils observés pour définir le champ moyen atmosphérique et, associée à un filtrage passe-haut, pour étudier les perturbations (Allen et Vincent, 1995; Vincent et Joan Alexander, 2000; Gubenko et al., 2012). L'ordre du polynôme varie selon la plage de hauteur analysée, mais des ordres supérieurs à quatre peuvent omettre certains signaux d'ondes d'inertie-gravité (Guest et al., 2000). La subjectivité dans le choix de l'ordre polynomial et l'influence des structures à grande échelle sur l'ajustement sont des limites notables de cette méthode.
3. Filtrage à grille spatio-temporelle fixe : Cette approche établit un état de fond pour une grille fixe et applique un filtrage passe-bas et passe-haut aux profils de fond et de perturbation respectivement (Khaykin et al., 2015). Elle élimine principalement les processus à grande échelle mais peut inclure des phénomènes à haute fréquence ou à évolution rapide.
4. Analyse par ondelettes : Cette méthode décompose les observations pour extraire les paramètres des ondes de gravité, en utilisant une "ondelette mère" et en calculant les transformées de

Fourier pour identifier des échelles pertinentes (Zink et Vincent, 2001; Torrence et Compo, 1998; Nappo, 2013). Elle est particulièrement utile pour détecter des variations significatives du vent associées aux ondes de gravité.

5. Filtrage de Kalman : Un algorithme sophistiqué qui prédit les informations à partir des observations, utile pour distinguer les profils d'ondes de gravité en calculant l'écart avec un profil de fond. Il est particulièrement efficace pour isoler des structures atmosphériques à grande échelle (Fetzer et Gille, 1994; Ern et al., 2006; Krebsbach et Preusse, 2007).

6. Décomposition de Fourier 2D longitude-temps : Une analyse bidimensionnelle en longitude et temps, permettant d'isoler les ondes planétaires à courtes périodes (Ern et al., 2016; Meyer et al., 2018). Elle est efficace pour l'étude des ondes de gravité à l'échelle mondiale.

7. Autres méthodes : Incluant l'analyse harmonique, l'analyse bispectrale, l'analyse spectrale rotative et l'analyse hodographique, ces techniques offrent des approches complémentaires pour l'étude des ondes de gravité (Sakib et Yiğit, 2022).

Les méthodes 1 et 2, qui appartiennent à la catégorie des techniques de « detrending » verticales (communément traduit en lissage ou suppression de tendance), conviennent à un large éventail d'ensembles de données, y compris les mesures in situ et les observations de télédétection, pour estimer l'énergie cinétique et potentielle. En revanche, les méthodes 3 et 4 sont principalement axées sur le detrending horizontal et nécessitent des ensembles de données globales ou à haute résolution, tels que des observations par satellite ou des données de modèles, pour calculer avec précision ces composantes énergétiques.

Le choix d'une méthode particulière peut introduire des biais dans les mesures d'énergie obtenues, soit en négligeant certains aspects de la variabilité, soit en attribuant à tort des processus à grande échelle à des perturbations énergétiques. De nombreuses études ont comparé diverses méthodes d'extraction de l'énergie cinétique et potentielle en utilisant différents ensembles de données et ont observé des disparités significatives dans l'ampleur et la distribution de ces énergies.

Ces incohérences soulignent les difficultés à quantifier avec précision ces composantes énergétiques et les biais potentiels introduits par la méthode choisie. En outre, le bruit, les incertitudes de mesure et les erreurs de représentativité peuvent compliquer la récupération de l'énergie cinétique et potentielle. Le choix entre la detrend horizontale et la detrend verticale est donc crucial. Des études ont mis en évidence des divergences significatives dans l'ampleur de l'Ep lors de la comparaison de différents ensembles de données à l'aide de ces méthodes (John et Kumar, 2013). Par exemple, Schmidt et al. (2016) ont constaté que la tendance verticale entraînait des valeurs d'Ep plus élevées dans les tropiques et plus faibles dans les latitudes moyennes méridionales, par rapport à la tendance horizontale.

Cependant, la tendance horizontale avec les données d'état de fond ERA-Interim a produit des paramètres GW cohérents avec ceux trouvés en utilisant la tendance horizontale basée sur l'observation. Diverses études ont observé que ces approches peuvent surestimer l'Ep dans la stratosphère la plus basse en représentant mal le gradient non linéaire du profil de température d'arrière-plan près de la tropopause. Différentes solutions ont été proposées pour résoudre ce problème, notamment la division du profil en sections troposphérique et stratosphérique et l'application d'un filtre à chaque zone (Schmidt et al., 2008) ou l'utilisation de profils de densité de RO pour l'analyse du GW, qui, selon certains, présentent des avantages spécifiques par rapport aux profils de température (Šacha et al., 2014).

Dans notre étude, nous avons choisi la troisième méthode (Calcul du profil de fond pour une grille spatio-temporelle fixe), qui appartient à la catégorie du detrending horizontal, car elle est la mieux adaptée pour extraire les informations énergétiques à partir de sources variées comme Aeolus, du GNSS RO, et de la réanalyse du modèle ERA5, tout en tenant compte des différentes échelles d'ondes présentes. La compatibilité de la méthode motive principalement ce choix avec la couverture globale fournie par toutes les sources de données, ce qui permet une application cohérente à travers ces ensembles de données et facilite une comparaison plus directe des valeurs d'énergie récupérées. En outre, le calcul de l'état d'arrière-plan et le filtrage à la fois de l'arrière-plan et de la perturbation permettent un calcul plus précis de l'énergie et une meilleure isolation des perturbations à plus petite échelle qui intéressent notre étude. Cette méthode a été largement utilisée pour l'extraction de GW Ep (Alexander et al., 2008a ; Schmidt et al., 2008 ; Šacha et al., 2014 ; Khaykin et al., 2015), et Aeolus fournit maintenant les outils nécessaires pour appliquer la même approche à GW Ek.

4.2.2 Détail de la méthode suivie

Un défi commun dans la détection de GW est de déterminer l'état de fond de l'atmosphère et de séparer les processus à grande échelle du profil de température mesuré. Sur la base de la théorie linéaire des ondes de gravité, le profil de vent mesuré $U(z)$ est divisé en une vitesse de fond $\bar{U}(z)$ et une perturbation $U'(z)$, toutes exprimées en m/s, comme suit :

$$U'(z) = U(z) - \bar{U}(z) \quad (16)$$

Il en va de même pour la manipulation des profils de température, exprimées en K, qui suivent la même règle :

$$T'(z) = T(z) - \bar{T}(z) \quad (17)$$

La récupération de l'énergie cinétique se fait avec les profils de vent HLOS, calculée à l'aide de la formule 9, à partir des indications d'Aeolus NWP Impact Experiments (Rennie et Isaksen, 2020). La vitesse du vent vertical est supposée négligeable (Rennie et al., 2020). L'angle θ représente l'azimut du vecteur de pointage de la cible vers le satellite, soit environ $100,5^\circ$ au-dessus des tropiques.

Étape 1 : Détermination du profil de vent de fond en faisant la moyenne de tous les profils de vent individuels dans une maille de 20° de longitude \times 5° de latitude \times 7 jours.

Étape 2 : Filtrage passe-bas du profil d'arrière-plan avec une coupure à 9 km pour éliminer les éventuelles perturbations restantes dues aux ondes de gravité.

Étape 3 : Soustraire au profil individuel le profil de fond correspondant à l'aide de l'équation 16. Le résultat est appelé profil de perturbation.

Étape 4 : fenêtrage de Welch du profil de perturbation obtenu.

Étape 5 : Filtrage passe-haut du profil de perturbation avec une coupure à 9 km.

En injectant la valeur de l'azimut dans l'équation 9, il apparaît que le vent HLOS au-dessus des tropiques est quasi-zonal. L'équation générale pour E_k est la suivante :

$$E_k = \frac{1}{2}(\overline{U'^2} + \overline{V'^2} + \overline{W'^2}) \quad (18)$$

U, V et W représentent respectivement les composantes zonale, méridienne et verticale du vent, en m/s. L'énergie est exprimée en J/kg. Cependant, dans notre cas, puisque la vitesse du vent vertical est négligée et que le satellite n'est pas en mesure de faire la distinction entre le vent zonal et le vent méridional, il est nécessaire de fournir un nouveau formalisme pour la métrique récupérée, exprimée en J/kg également :

$$E_{k\ HLOS} = \frac{1}{2}(\overline{v'^2\ HLOS}) \quad (19)$$

Etant donné que notre étude se limite à la région tropicale, la composante méridienne du vent aura une contribution mineure par rapport à sa contrepartie zonale. Par conséquent, l'énergie $E_{k\ HLOS}$ représente également l'activité zonale.

Étape 6 : Calcul de l'énergie cinétique E_k à l'aide de la formule 19.

Étape 7 : Le profil résultant (qui est la perturbation au carré) sera maintenant coupé pour conserver les données entre un kilomètre sous la tropopause (ce paramètre variera en fonction de la latitude du profil) et 29,5 km. Ces paramètres ont été choisis pour réduire les problèmes liés à Aeolus, tels que la mauvaise qualité dans les régions les plus élevées et la possibilité statistique accrue d'apparition de hot pixels avec des profils plus longs.

Étape 8 : Calcul de la moyenne du profil sur sa longueur totale. La valeur résultante est l'énergie cinétique associée au profil de vent.

La technique GNSS-RO fournit des informations significatives sur la dynamique atmosphérique, en particulier lorsqu'il s'agit de l'activité des ondes de gravité et de l'épiphénomène qui lui est associé. L'installation d'application satellitaire de la radio-occultation météorologique (ROMSAF) est une source précieuse d'ensembles de données GNSS-RO à l'échelle planétaire. L'impressionnante résolution verticale du GNSS-RO, sa précision inférieure au Kelvin, sa couverture diurne complète et sa capacité à fonctionner par tous les temps fournissent de nombreuses informations sur la réflectivité atmosphérique, la température et la hauteur géo potentielle. La résolution verticale des données GNSS-RO va de 100 mètres dans la basse troposphère à environ 1,4 kilomètre dans la haute stratosphère, avec une résolution horizontale d'environ 300 kilomètres. Comme l'ont souli-

gné (MARQUARDT et Healy, 2005), les fluctuations à petite échelle des profils RO de température sèche peuvent être attribuées à des GW dont la longueur d'onde verticale est égale ou supérieure à 2 kilomètres. Afin de maintenir un rapport signal/bruit optimal pour les fluctuations de température, l'analyse est généralement effectuée sur des données de moins de 30 kilomètres d'altitude (Alexander et al., 2008a), ce qui correspond à la capacité maximale d'Aeolus. Au fil des ans, plusieurs études se sont tournées vers l'Ep comme mesure raisonnable pour estimer l'activité du GW.

L'utilité des mesures de RO pour l'étude de l'activité des ondes de gravité remonte au début des années 2000 et, depuis lors, plusieurs missions ont fourni des données pour d'autres études sur l'activité des ondes de gravité à l'échelle mondiale (Tsuda et al., 2000 ; Fröhlich et al., 2007 ; Wang et Alexander, 2010 ; Luna et al., 2013 ; Schmidt et al., 2016 ; Scherllin-Pirscher et al., 2021).

La technique GNSS-RO de détection des ondes de gravité présente également des avantages et des limites en raison de la géométrie d'observation. Cependant, elle utilise une méthode très similaire pour la récupération de l'énergie potentielle :

Étape 1 : Détermination du profil de température de l'état de fond $\bar{T}(z)$ en faisant la moyenne de tous les profils de température individuels dans une maille de 20° de longitude \times 5° de latitude \times 7 jours.

Étape 2 : Filtrage passe-bas du profil d'arrière-plan avec une coupure à 9 km pour éliminer les éventuelles perturbations restantes dues aux ondes de gravité.

Étape 3 : Extraction du profil de perturbation de la température $T'(z)$ à l'aide de l'équation 17.

Étape 4 : fenêtrage de Welch du profil de perturbation de la température

Étape 5 : Filtrage passe-haut du profil de perturbation résultant avec une coupure à 9 km.

Étape 6 : Calcul du profil vertical de l'énergie potentielle par unité de masse, en utilisant :

$$E_p = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{N}\right)^2 \left(\frac{T'}{\bar{T}}\right)^2 \quad (20)$$

Exprimée en J/kg, où la fréquence de Brunt-Vaisala au carré (N^2) est lissée à l'aide d'un lissage bi-nomial (gaussien) d'ordre 10.

Étape 7 : Le profil d'énergie potentielle obtenu est moyenné verticalement sur 7 km.

Étape 8 : Le profil résultant (qui est la perturbation au carré) sera maintenant coupé pour conserver les données entre un kilomètre sous la tropopause (ce paramètre variera en fonction de la latitude du profil) et 22 km (ces paramètres ont été choisis pour réduire les problèmes liés à Aeolus, mentionnés dans la méthode précédente).

Étape 9 : Calcul de la moyenne du profil sur sa longueur totale. La valeur obtenue est l'énergie potentielle associée au profil de température.

Il est essentiel d'explorer d'autres moyens de recueillir des informations vitales sur ces phénomènes, car s'appuyer uniquement sur deux sources de mesure (Aeolus et GNSS-RO) présente un risque. En effet, si ces deux sources donnaient des résultats divergents, il serait difficile de déterminer laquelle est la plus précise. Ainsi, la multiplicité des sources de données et des méthodes d'analyse renforce non seulement la robustesse des conclusions mais aussi leur fiabilité. Dans ce contexte, la réanalyse ERA5 émerge comme une ressource inestimable. Le jeu de données de la réanalyse ERA5, un produit du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF), offre des paramètres globaux complets de l'atmosphère, de la surface terrestre et des ondes océaniques. Il présente une résolution horizontale de 31 km et 137 niveaux verticaux, allant de la surface à 0,01 hPa. L'ajout d'ERA5, qui compile des résultats de réanalyse robustes, permet de confirmer les données de radio-occultation, consolidant ainsi notre confiance dans les résultats obtenus. Pour cette étude, les composantes du vent sont récupérées sur des niveaux de pression standard et converties en niveaux d'altitude spécifiques à l'aide d'autres paramètres, tels que la température et la hauteur géo potentielle. Il est essentiel de considérer que les prévisions théoriques et les résultats d'observation soutiennent une théorie linéaire dans laquelle le rapport entre l'énergie cinétique et l'énergie potentielle est une constante (VanZandt, 1985 ; de la Torre et al., 1999), ce qui justifie l'utilisation d' E_p comme métrique fiable pour la comparaison d' E_k . Lorsque l'on utilise ERA5 pour obtenir le rapport E_k/E_p de manière indépendante, le résultat est de 1,43 (variant entre 0,6 et 2,5). Les ensembles de données Aeolus, ERA5 et GNSS-RO sont interpolés dans une grille standard afin de faciliter la comparaison et l'intégration précises des données provenant de différentes sources. La grille choisie a une résolution verticale de 500 mètres et s'étend de 0 à 30 km d'altitude. Ce choix de résolution est proche de la résolution native des trois ensembles de données (250 m pour GNSS-RO, 320 m pour ERA5 et 1 km pour Aeolus) dans l'UTLS et constitue un compromis acceptable.

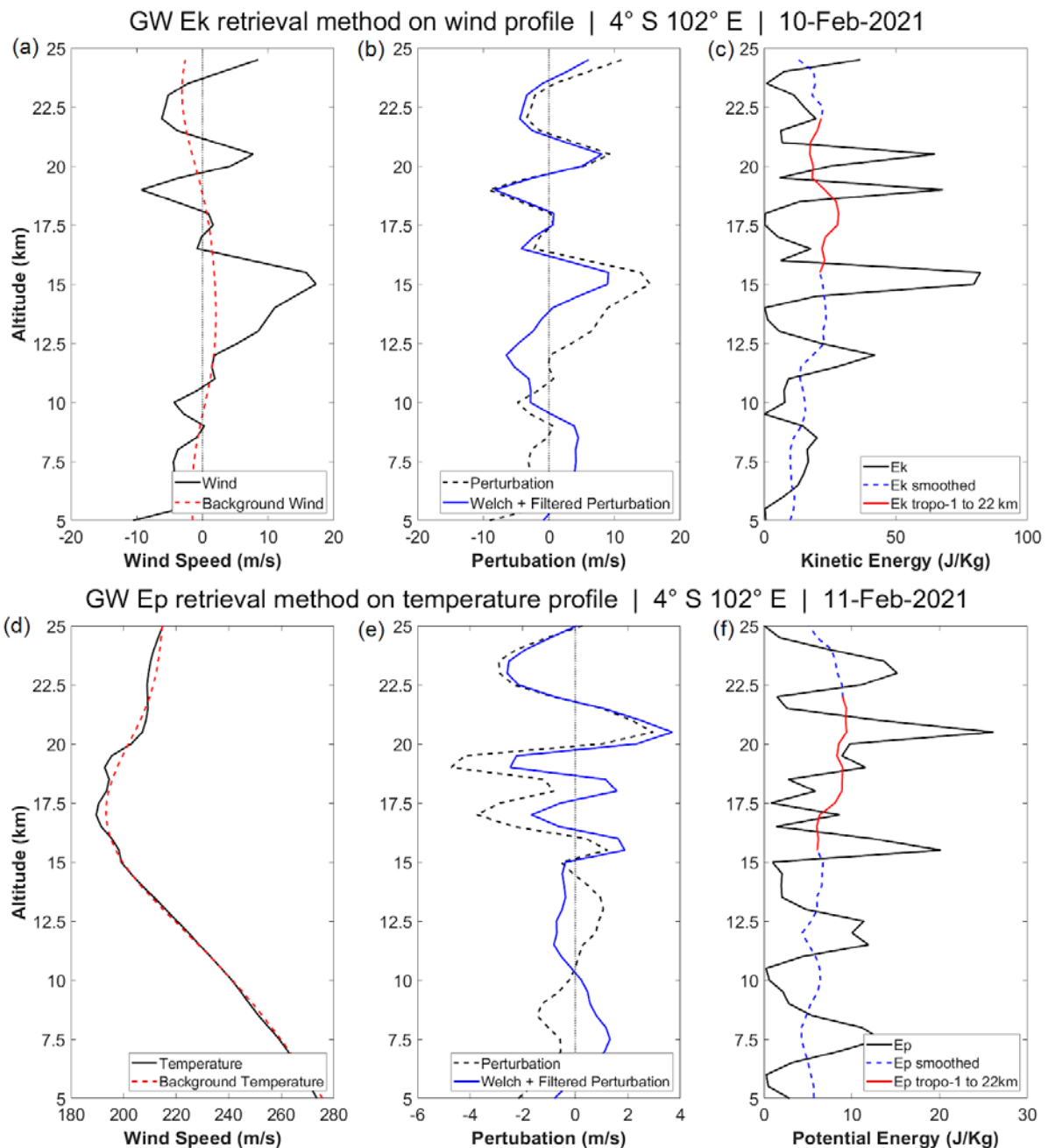


Figure 27. (a,d) Représentation visuelle du profil initial du vent et de la température et des arrière-plans correspondants. (b,e) Profils verticaux de perturbation du vent et de la température avec leurs équivalents filtrés. (c,d) Ek et Ep résultants, lissés puis moyennés sous une fenêtre de coupe spécifique. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Sur la base de la théorie linéaire des GW, le profil de vent mesuré $U(z)$ représenté sur la figure 27a est divisé en un vent de fond $\bar{U}(z)$ également présent sur la figure 27a et une perturbation $U'(z)$ représentée sur la figure 27b. Il en va de même pour la manipulation des profils de température, qui suivent la même règle. L'arrière-plan est obtenu en faisant la moyenne de tous les profils individuels de vent ou de température pour la récupération de l'énergie cinétique et potentielle, respectivement, dans une maille de 20° de longitude \times 5° de latitude sur 7 jours.

C'est à ce stade que se situe une source potentielle d'erreur. Le profil d'arrière-plan est soumis à un filtrage passe-bas avec une coupure de 9 km, supprimant ainsi toutes les perturbations restantes attribuées aux GW. Cependant, la critique soulève une préoccupation importante liée à l'utilisation de ce filtre passe-bas de 9 km. Cette méthode aboutit à la suppression des ondes de Kelvin du profil d'arrière-plan, ce qui, lors de la soustraction ultérieure du profil d'arrière-plan à partir du profil total, réintroduit ces ondes de Kelvin dans le profil de perturbation. Cette réintroduction est problématique car elle contamine le signal des ondes de gravité par des ondes de Kelvin. Il est crucial de noter que les ondes de Kelvin, comme le démontre l'étude de Cao et al. (2022), peuvent avoir des périodes de 20 jours avec des longueurs d'onde verticales de 6 km et 3 km. Par conséquent, la suppression de ces ondes par un filtre passe-bas et leur réintroduction ultérieure via la soustraction peuvent fausser les résultats de l'analyse, en particulier dans des régions comme l'océan Indien et le continent maritime où ces ondes sont susceptibles d'être un signal majeur.

Face à cette préoccupation, deux approches différentes pourraient être envisagées. La première consisterait à ne pas modifier la méthode actuelle et à accepter que l'analyse ne se limite pas aux ondes de gravité mais inclut également le signal des ondes de Kelvin. Cette approche accepterait le mélange des signaux mais nécessiterait une interprétation prudente des résultats, en gardant à l'esprit que les ondes de Kelvin font partie du signal analysé.

Une seconde approche serait donc de sauter l'étape du filtrage passe-bas sur le profil d'arrière-plan. En omettant cette étape, les ondes de Kelvin resteraient dans le profil d'arrière-plan et ne seraient pas réintroduites dans le profil de perturbation lors de la soustraction. Cette modification permettrait une analyse plus précise des ondes de gravité, sans l'influence des ondes de Kelvin, assurant ainsi que l'analyse est strictement limitée aux ondes de gravité.

Compte tenu de la pertinence de ces deux approches, il est essentiel d'examiner chacune d'elles en détail dans ce chapitre. Cette mise en perspective permettra de mieux comprendre les implications de chacune de ces méthodes, leurs avantages et leurs inconvénients respectifs, et comprendre comment elles peuvent influencer les résultats de notre analyse des ondes de gravité et de Kelvin.

Les étapes subséquentes du processus original, à partir de la soustraction du profil d'arrière-plan du profil individuel correspondant, en éliminant la plupart des processus à grande échelle (ondes planétaires, ondes de Kelvin, ondes de Rossby), jusqu'au calcul final de Ek ou Ep, seront donc discutées et évaluées en fonction de l'approche choisie.

Ainsi donc, le profil d'arrière-plan est ensuite soumis, ou pas, à un filtrage passe-bas avec une coupure de 9 km. L'étape suivante consiste à soustraire le profil d'arrière-plan du profil individuel correspondant, en éliminant la plupart des processus à grande échelle (ondes planétaires, ondes de Kelvin, ondes de Rossby). On obtient ainsi le profil de perturbation, qui est ensuite soumis à un processus de fenêtrage de Welch. Cette procédure est primordiale pour contrer le phénomène de fuite spectrale, un effet indésirable dans l'analyse fréquentielle, comme le soulignent Alexander et al. (2008) et Khaykin et al. (2015). La fuite spectrale survient lorsqu'une distribution d'énergie, associée à une fréquence spécifique dans nos mesures, se disperse erronément vers d'autres fréquences. Ce phénomène est principalement attribuable à la finitude de nos ensembles de données et aux effets de bord inhérents.

Dans une configuration idéale, nos données devraient exhiber une propriété de périodicité infinie. Néanmoins, les ensembles de données réels ne manifestent pas cette continuité parfaite, engendrant une discontinuité notable à leurs extrémités. Cette discontinuité génère des effets de bord significatifs (contribuant à la fuite spectrale), pouvant induire des altérations dans l'interprétation des fréquences contenues dans les données, introduisant ainsi des variations fréquentielles non inhérentes aux données originales.

Pour pallier ces effets, le fenêtrage de Welch est donc mis en œuvre. Cette technique modifie la représentation de nos données, en leur conférant une forme qui atténue les discontinuités aux terminaisons de la série de données. Des études antérieures ont également appliqué une fonction de fenêtrage similaire (demi-cosinus), dans le but de contrecarrer les "effets de la limite de la fourchette de hauteur" (Hei et al., 2008).

Après le fenêtrage, un filtre passe-haut avec une coupure à 9 km est appliqué au profil de perturbation, comme le montrent les figures 27b et 27e. Cette opération prépare le profil de perturbation pour le calcul de Ek ou Ep, selon le type d'énergie recherchée. Pour Ek, la formule présentée dans l'Eq. 18 est utilisée. En revanche, pour Ep, le calcul implique la formule présentée dans l'Eq. 20, où la fréquence de Brunt-Vaisala au carré (N^2) est lissée à l'aide d'un lissage binomial (gausien) d'ordre 10. Après ces calculs, le profil résultant, qui est essentiellement la perturbation au carré, est coupé pour conserver les données entre un kilomètre sous la tropopause et 22 km. Ces paramètres sont choisis pour résoudre des problèmes spécifiques liés à Aeolus, tels que la mauvaise qualité dans les régions les plus élevées et la probabilité statistique accrue de l'apparition de pixels chauds dans les profils plus longs. Enfin, le profil est moyenné sur sa longueur totale, représentant l'Ek ou l'Ep associé au profil de vent ou de température, comme le montrent les figures 27c et 27f, respectivement.

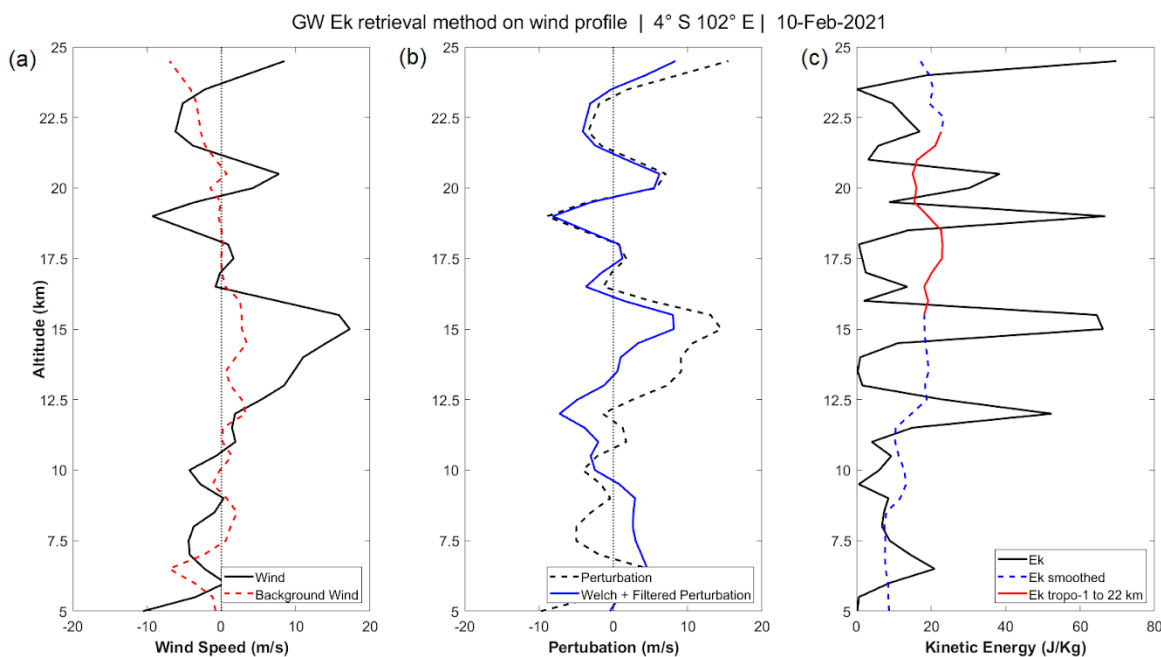


Figure 28. (a) Représentation visuelle du profil initial du vent de l'arrière-plan correspondant. (b) Profil vertical de perturbation du vent avec son équivalent filtré. (c) Ek résultante, lissée puis moyennée sous une fenêtre de coupe spécifique. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

La différence observée entre les profils d'énergie cinétique (E_k) est intrinsèquement liée à l'absence du filtre passe-bas. L'absence de l'étude des profils de température est un choix qui sera expliqué dans la sous-section 4.3.2, et qui résulte de résultats trop distincts pour être étudiés comparativement.

Sans filtre, le profil du vent est exposé à des différences qui peuvent altérer l'interprétation de l'énergie cinétique. Les ondes de grande échelle, telles que les ondes de Kelvin, jouent un rôle prédominant en l'absence de filtrage. Précédemment, ces ondes étaient retirées lors du filtrage puis réintroduites, contribuant ainsi à une augmentation de l'énergie cinétique. Cependant, en omettant le filtrage passe-bas, ces grandes ondes ne sont plus réintroduites après avoir été soustraites lors de la déduction du background. En conséquence, leur contribution à l'énergie cinétique est absente, ce qui conduit à une réduction de l' E_k .

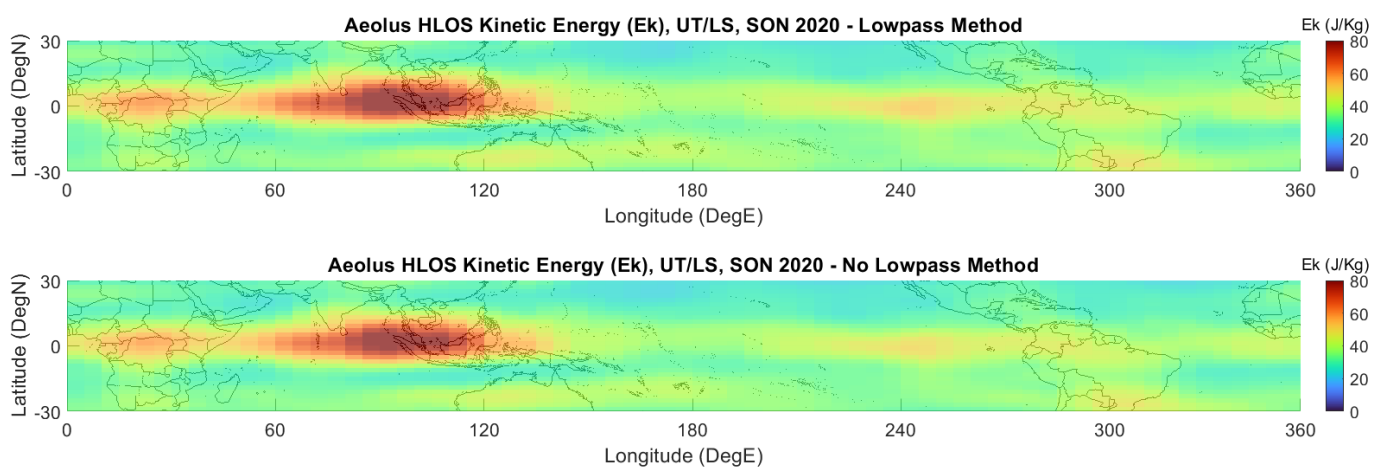


Figure 29. (a) Disposition géographique des valeurs $E_{k_{Aeolus\ HLOS}}$ en septembre-octobre-novembre 2020, réalisée avec l'étape du filtre passe bas. (b) Disposition géographique des valeurs $E_{k_{Aeolus\ HLOS}}$ en septembre-octobre-novembre 2020, réalisée sans l'étape du filtre passe bas

Comme il est montré ici, il semble apparent que l'absence, ou non, du filtre passe-bas a un rôle négligeable sur le signal (avant un traitement du bruit). Bien que le traitement de ce bruit soit évoqué de manière exhaustive dans la sous-section suivante, il convient tout de même de noter ici que le bruit peut introduire des variations significatives dans les données, rendant parfois difficile la distinction entre les véritables signaux atmosphériques et les artefacts indésirables. En d'autres termes, bien que le filtre passe-bas puisse sembler avoir un effet limité sur le signal initial, la présence de bruit dans les données peut masquer ou amplifier cet effet, influençant ainsi l'interprétation des résultats.

Le filtrage passe-haut est une étape qui pourrait être considérée comme facultative en fonction du spectre des ondes étudiées. Les ondes à courte échelle verticale dans la région de la couche tropopause tropicale (TTL) sont particulièrement intéressantes en raison de leur influence sur les cirrus minces et la déshydratation de la stratosphère, et de leur rôle potentiel dans le pilotage de la QBO dans la stratosphère la plus basse (Kim and Alexander, 2015 ; Bramberger et al., 2022). Leur

plus petite échelle par rapport aux grandes ondes atmosphériques justifie l'utilisation d'un filtrage passe-haut et est la principale raison de ce choix.

Il est aussi nécessaire de rappeler que ceci dépend de la méthode de detrending choisie. En effet, bien qu'utile, la méthode de detrend horizontale nécessite des processus de sélection réfléchis pour garantir une interprétation optimale des données. Ces choix comprennent les dimensions de la maille et les seuils de filtrage qui éliminent les signatures à grande échelle indésirables tout en conservant les signaux essentiels. Les décisions prises dans le cadre de la méthode, depuis les fonctions de fenêtrage jusqu'aux techniques de lissage, ont un impact direct sur le profil énergétique final, et toute imprécision peut introduire des erreurs. Lors de l'application de cette méthode aux données satellitaires, il est essentiel de prendre en compte le nombre de profils de vent dans la maille spatio-temporelle pour déterminer le profil de l'état de fond (55 pour Aeolus, 15 pour GNSSRO et 1400 pour ERA5), ce qui peut introduire des biais et des incertitudes dans les calculs d'Ek, en particulier dans les régions où les données sont peu nombreuses ou les conditions atmosphériques fluctuantes.

Grâce aux instruments et aux méthodes utilisés, nous pouvons prévoir la gamme de longueurs d'onde horizontale et verticale des observations. Le RBS variable d'Aeolus ne permet pas de détecter des longueurs d'onde verticales supérieures à 9 km, ce qui équivaut à environ la moitié de la longueur maximale du profil dans le cadre de cette étude. La fonction de fenêtrage, ainsi que le filtre passe-haut, atténuent également la longueur d'onde verticale dominante. Dans la dimension horizontale, étant donné qu'une grille de 20° x 5° degrés est utilisée pour l'élimination de l'arrière-plan et que le vent est supposé quasi-zonal, les longueurs d'onde zonales se situent donc en dessous de 2220 km.

4.2.3 Correction du bruit instrumental

Aeolus peut être sujet à des erreurs qui altèrent la qualité des profils de vent. Parmi les plus notables, on trouve les courants d'obscurité dans les dispositifs à couplage de charge ("pixels chauds"), qui peuvent entraîner des erreurs de plusieurs mètres par seconde (Weiler et al., 2021). Un autre problème identifié est celui des perturbations oscillantes, des déformations parasites du signal, dont la cause n'a pas encore été attribuée, et qui peuvent être confondues avec des signaux induits par les GW (Ratynski et al., 2023). Bien que des corrections aient été apportées aux deux premiers problèmes (Weiler et al., 2021), l'erreur aléatoire globale du signal varie avec le temps, avec une tendance générale à l'augmentation due à la dégradation de l'instrument. La variance du vent HLOS d'Aeolus est intrinsèquement liée au bruit de mesure (c'est-à-dire à l'erreur aléatoire). En d'autres termes, la variance du vent observée est la somme de la variance due aux ondes (détectées à l'aide des données et de la méthode données) et de la variance due au bruit d'ALADIN, c'est-à-dire son erreur aléatoire au carré.

$$\overline{v'^2_{HLOS}} = \overline{v'^2_{GW}} + \overline{v'^2_{I.N}} \quad (21)$$

Avec $\overline{v'^2_{GW}}$ représentant la contribution de la variance aux ondes de gravité et $\overline{v'^2_{I.N}}$ la contribution du bruit des instruments. La variance induite par les instruments peut être estimée à l'aide de mesures de référence colocalisées, qui sont très rares et peuvent manquer de représentativité, ou à

l'aide de données météorologiques globales indépendantes d'ALADIN, comme ERA5. La deuxième méthode a été choisie, car ERA5 peut réduire les biais géo-temporels par rapport aux sites fixes. L'hypothèse de base est que l'erreur aléatoire d'ALADIN ne varie pas beaucoup sous les tropiques. Une autre hypothèse importante est que l'erreur aléatoire d'ERA5 ne varie pas avec le temps. Ces calculs sont réalisés dans la bande de latitude 10°S-10°N. Le maillage défini pour l'estimation est de 3 semaines, ce qui signifie que pour chaque cellule, une moyenne zonale sera appliquée ainsi qu'une moyenne temporelle. Ainsi, ERA5 peut fournir des valeurs d'énergie indépendantes et est donc également capable d'estimer la variance induite par les instruments et son évolution temporelle. Cependant, les estimations doivent être faites en termes d'Ek :

$$\overline{Ek_{I.N}} = \overline{Ek_{Aeolus\ HLOS}} - \overline{Ek_{ERA5\ HLOS}} \quad (22)$$

Où

$$\overline{Ek_{Aeolus\ HLOS}} = \frac{1}{2} \overline{v'^2_{HLOS}} \quad (23)$$

En soustrayant le bruit de l'instrument Ek (soit la différence moyenne entre les Ek d'Aeolus et d'ERA5 pour chaque cellule), nous imposons les valeurs moyennes d'Ek d'ERA5 à l'Ek d'Aeolus, ne laissant ainsi que le signal physique, avec une valeur stable sur l'ensemble du cycle de vie :

$$\overline{Ek_{Aeolus\ HLOS*}} = \overline{Ek_{Aeolus\ HLOS}} - \overline{Ek_{I.N}} \quad (24)$$

Avec $Ek_{Aeolus\ HLOS*}$ représentant l'Ek HLOS d'Aeolus corrigé. Les valeurs de correction ont fluctué de 5 J/kg en 2018 et 2019 à entre 10 J/kg et 17 J/kg pour le reste de la période, avec un pic à 23 J/kg en novembre 2021. La figure 30 vise à démontrer qu'une telle méthode d'estimation du bruit instrumental est qualitativement cohérente avec l'approche classique basée sur des mesures de référence colocalisées appliquée dans Ratynski et al. (2023).

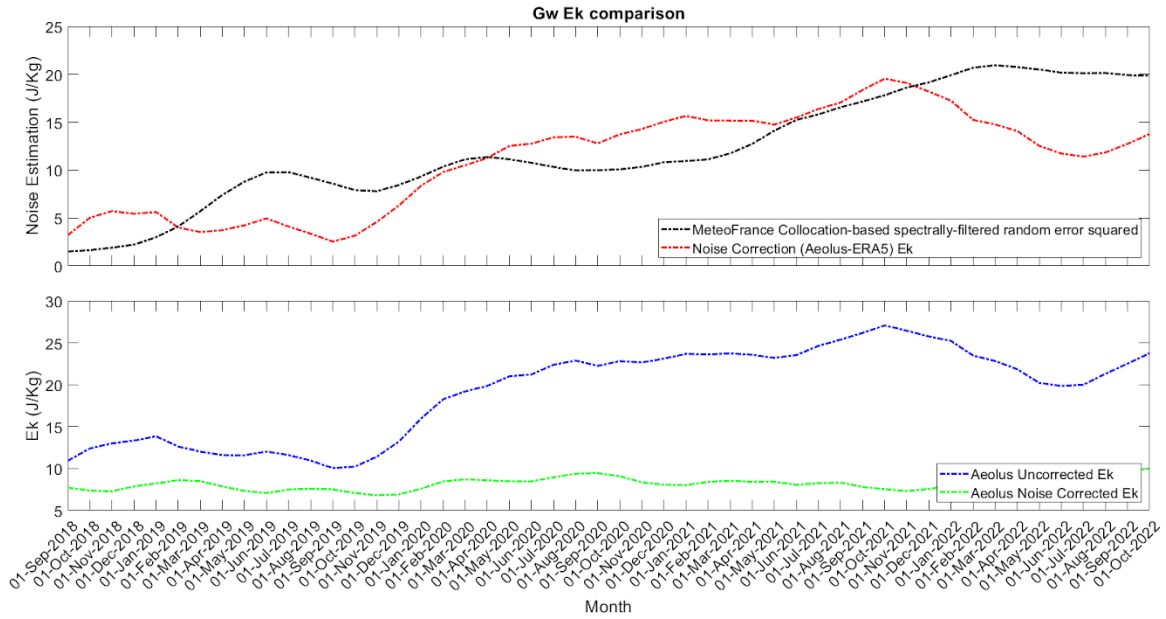


Figure 30. Différence entre la correction du bruit estimée à partir de la radiosonde (noir) et celle dérivée d'ERA5 (rouge), résultant en la différence entre le GW Ek de HLOS d'Aeolus non corrigé (bleu) et le GW Ek de HLOS d'Aeolus corrigé par ERA5 (vert). Méthode avec filtre passe-bas

Le site de Météo-France présent à La Réunion (Aéroport Gillot) a été utilisé pour la conduite de cette analyse. Pour chaque profil de radiosonde colocalisé avec un passage d'Aeolus (dans les 200 km et +/- 6 heures), nous avons réduit la résolution du profil de la radiosonde pour qu'elle soit équivalente à celle d'Aeolus. Une différence point par point est ensuite calculée, et l'écart-type de ces différences est ce que nous appelons une erreur aléatoire. En principe, si Aeolus ne subissait aucune dégradation à travers ses systèmes, cet écart-type resterait stable au fil des années et des périodes. Cependant, comme nous observons une augmentation, comme rapporté par Ratynski et al., (2023) dans la Fig.6, un lien peut être fait entre la dégradation de l'instrument et cette augmentation, attribuant à tort le signal au bruit. La mise au carré de cette estimation du bruit fournit une mesure homogène à Ek observé, représentant les répercussions du bruit sur l'estimation d'Ek :

$$Ek_{I.N} = \frac{1}{2} (\sigma_{Aeolus-Radiosondes})^2 \quad (25)$$

Alors que les deux méthodes fournissent des tendances similaires, l'approche du modèle reste l'estimation la plus sûre lorsqu'on prend en compte les biais potentiels. Il convient de souligner que ces erreurs peuvent être exacerbées par des problèmes inhérents à Aeolus, tels que les courants d'obscurité dans les dispositifs à couplage de charge ("pixels chauds") et les perturbations oscillantes, des déformations parasites du signal. Des corrections ont été apportées à ces problèmes (Weiler et al., 2021), mais l'erreur aléatoire globale du signal varie avec le temps, indiquant une dégradation continue de l'instrument.

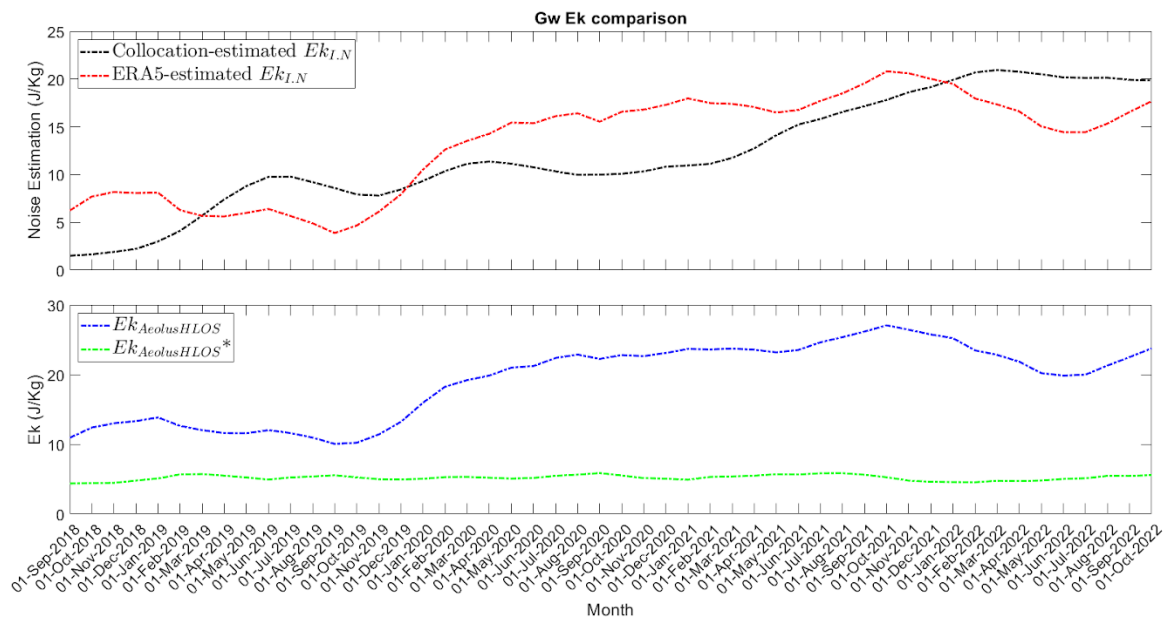


Figure 31. Différence entre la correction du bruit estimée à partir de la radiosonde (noir) et celle dérivée d'ERA5 (rouge), résultant en la différence entre le GW Ek de HLOS d'Aeolus non corrigé (bleu) et le GW Ek de HLOS d'Aeolus corrigé par ERA5 (vert). Méthode sans filtre passe-bas.

Il est intéressant d'observer qu'avec la méthode sans filtre passe-bas, les résultats de l'estimation du bruit selon ERA5 restent sensiblement proches (la méthode par radiosondages est inchangée puisqu'elle contient d'autres étapes indépendantes du filtre), avec une légère augmentation du bruit estimé entre février 2020 et juin 2021. Cette augmentation est due au fait que le changement de méthode, bien que n'exerçant une influence que minimale sur l'expression de l'Énergie cinétique dans les données Aeolus, a un effet bien plus discernable sur les données d'ERA5. Le filtre passe-bas réduit notablement les valeurs maximales (voir Figure 47 et 48 dans le chapitre 4.4.4) pour les profils issus de la réanalyse, ce qui creuse l'écart entre les deux quantités et, par conséquent, le bruit estimé. Une première déduction de cette observation serait de penser que la quantité d'Énergie cinétique attribuée aux ondes de gravité dans les données d'ERA5 est plus influencée par les composantes à haute fréquence que les données Aeolus. En d'autres termes, les fluctuations rapides et les perturbations de petite échelle, qui sont typiquement filtrées par le filtre passe-bas, semblent avoir une présence plus prononcée dans les profils d'ERA5 par rapport à ceux d'Aeolus.

Cette divergence pourrait être attribuée à plusieurs raisons. D'une part, la résolution et la nature des données d'ERA5 pourraient être plus sensibles aux perturbations de petite échelle. D'autre part, les instruments et capteurs utilisés pour collecter les données Aeolus peuvent avoir une résolution ou une sensibilité différente, ce qui pourrait les rendre moins susceptibles d'enregistrer ces fluctuations de haute fréquence.

4.3 ANALYSE DE L'ÉNERGIE CINÉTIQUE DES ONDES DE GRAVITÉ DANS LA ZONE EXTRATROPICALE

4.3.1 Variation saisonnière du signal

Après avoir exploré en profondeur la structure de l'atmosphère, les phénomènes dynamiques qui la régissent, et les méthodologies d'analyse des ondes de gravité, cette section se concentre sur l'étude de l'énergie cinétique associée à ces ondes dans la zone extratropicale. Celle-ci s'inscrit dans la continuité des chapitres précédents, l'objectif principal de cette section étant de comprendre les variations saisonnières du signal ainsi que les sites de génération permanents. Les figures seront réalisées à l'aide de l'étape du filtre passe-bas, car la grande partie de l'activité étant générée par l'orographie, il est raisonnable de considérer la contamination par des sources convectives comme négligeable dans cette étude.

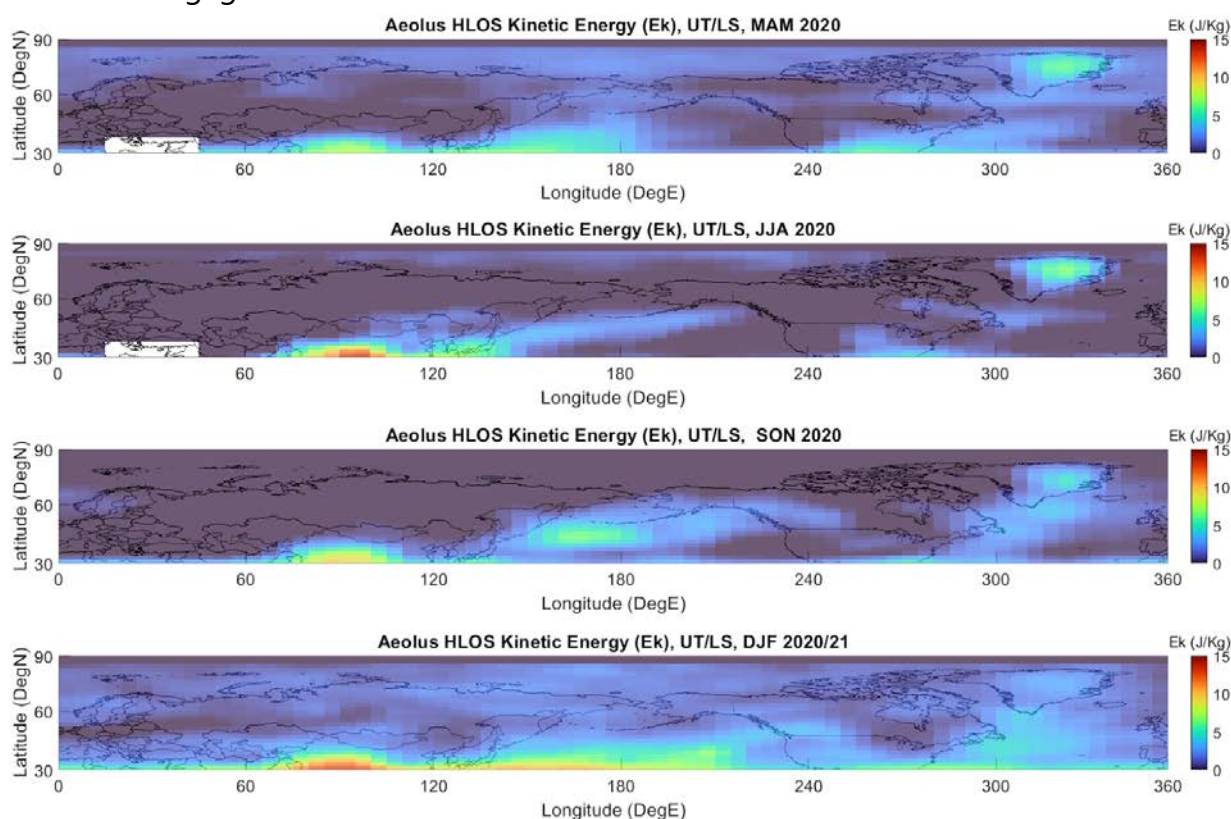


Figure 32. $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ dans l'hémisphère nord. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Cette analyse permet de mettre en lumière les interactions complexes entre les ondes de gravité et les divers facteurs climatiques et atmosphériques qui les influencent. Pour ce faire, nous nous appuyons sur les données recueillies par le satellite Aeolus, illustrées dans la Figure 32, qui présente les variations de l'énergie cinétique des ondes de gravité dans l'hémisphère nord. Cette figure offre une opportunité unique d'examiner ces régions en termes d'énergie cinétique et met en évidence plusieurs zones géographiques d'intérêt.

Commençons par remarquer, en dépit d'une correction du bruit qui peut sembler effacer un grand nombre de lieux d'activité, la constante activité présente à proximité des Rocheuses en Amérique du Nord. Cette chaîne de montagnes est particulièrement intéressante en raison de sa grande étendue et de son orientation qui favorise l'interaction avec les vents d'ouest, surtout pendant les mois d'hiver. Cette interaction conduit à une augmentation significative de l'énergie cinétique des ondes de gravité, ce qui en fait un point chaud pour l'étude des phénomènes liés aux ondes (Wang et Geller., 2003). Les montagnes scandinaves, bien que moins élevées que les Rocheuses, jouent également un rôle, en particulier pendant les mois d'hiver lorsque les vents d'ouest et du nord-ouest sont dominants. La présence ondes de gravité dans cette région peut avoir des implications pour les conditions météorologiques locales et peut même se propager au-dessus de la mer du Nord.

Il est aussi possible de noter des zones d'activité accrue des ondes de gravité observées près de la limite entre l'océan Pacifique et la mer de Béring ; ainsi qu'au Groenland. Le Groenland, avec sa topographie complexe et sa calotte glaciaire, interagit avec les masses d'air arctiques et les courants d'air polaires pour générer des ondes de gravité. Le contraste thermique entre la calotte glaciaire et les eaux environnantes de l'Atlantique Nord peut également créer des instabilités atmosphériques, contribuant ainsi à l'activité des ondes. Quant à la région située juste en dessous de la limite avec la mer de Béring, plusieurs facteurs dynamiques et thermodynamiques contribuent à une activité accrue des ondes de gravité. Le contraste thermique entre les eaux plus chaudes du Pacifique Nord et les eaux plus froides de l'Arctique crée des conditions propices à la génération d'ondes de gravité. De plus, la circulation atmosphérique dans cette région est souvent influencée par des systèmes dépressionnaires venant soit de l'océan Pacifique, soit de l'Arctique. Ces systèmes peuvent interagir avec la topographie locale, y compris le relief sous-marin, pour générer des ondes de gravité à haute énergie cinétique.

Il est également possible souligner l'énergie cinétique élevée des ondes de gravité observée dans la région arctique. Plusieurs facteurs peuvent contribuer à cette particularité, y compris l'albédo élevé de la glace et de la neige qui recouvrent cette région. Ce pouvoir réfléchissant de la surface peut influencer le profil thermique de l'atmosphère, ce qui peut à son tour affecter la stabilité atmosphérique et la génération d'ondes de gravité. De plus, la circulation atmosphérique dans l'Arctique, souvent caractérisée par des systèmes de haute pression et des vortex polaires, peut également jouer un rôle significatif dans la génération d'ondes de gravité à haute énergie cinétique. La variabilité saisonnière, notamment les changements dans la couverture de glace de mer, peut également avoir un impact sur les propriétés thermodynamiques de la surface et, par conséquent, sur la génération et la propagation des ondes de gravité. Il est également possible que la topographie du fond marin et les courants marins sous-jacents contribuent à ce phénomène, bien que cet aspect nécessite des études plus approfondies.

L'activité accrue des ondes de gravité dans des régions spécifiques peut être attribuée à une combinaison complexe de facteurs dynamiques, thermodynamiques et possiblement océanographiques. Cela dit, des lieux tels que le plateau tibétain avec son orographie massive et ses interac-

tions avec les vents de mousson du sud-ouest et les vents d'ouest, les Alpes avec également un relief important et des vents dominants d'ouest et du nord-ouest, en conjonction à la présence de vents de foehn ne semblent pas présenter de caractéristiques visibles. C'est aussi le cas pour les montagnes de l'Oural en Russie (forte orographie) et les montagnes Zagros en Iran (interaction avec les masses d'air humides de méditerranée), représentant des régions moins étudiées mais potentiellement significatives pour la génération d'ondes de gravité à haute énergie cinétique.

En dépit de l'existence manifeste de ces phénomènes significatifs, l'effet du bruit moyen dans les données peut éteindre ces signaux, compromettant ainsi leur visibilité au sein de cette étude. La correction du bruit, bien que nécessaire pour l'analyse, peut avoir pour effet secondaire de masquer ou d'atténuer ces zones d'activité accrue. Cette contrainte émane en partie de la procédure de calibration des données, laquelle est réalisée entre les latitudes de 40N et 50N. Au sein de cette zone de calibration, les valeurs ont tendance à atteindre des seuils très élevés, engendrant des obstacles lors des tentatives de clarification de ces données par la soustraction du bruit estimé.

Par voie de conséquence, les valeurs atténuées qui se manifestent dans d'autres régions géographiques peuvent s'avérer si intimement liées au niveau de bruit qu'elles en deviennent indistinctes. Cela implique que dans les zones où le signal paraît inexistant ou extrêmement faible, il ne s'agit pas nécessairement d'une absence d'activité des ondes de gravité, mais plutôt d'une limitation de la méthode de calibration et de correction du bruit. En d'autres termes, un signal apparemment nul dans ces régions pourrait simplement être non discernable du bruit, ce qui soulève des questions sur la nécessité de méthodes de calibration et de correction du bruit plus robustes pour une analyse plus précise.

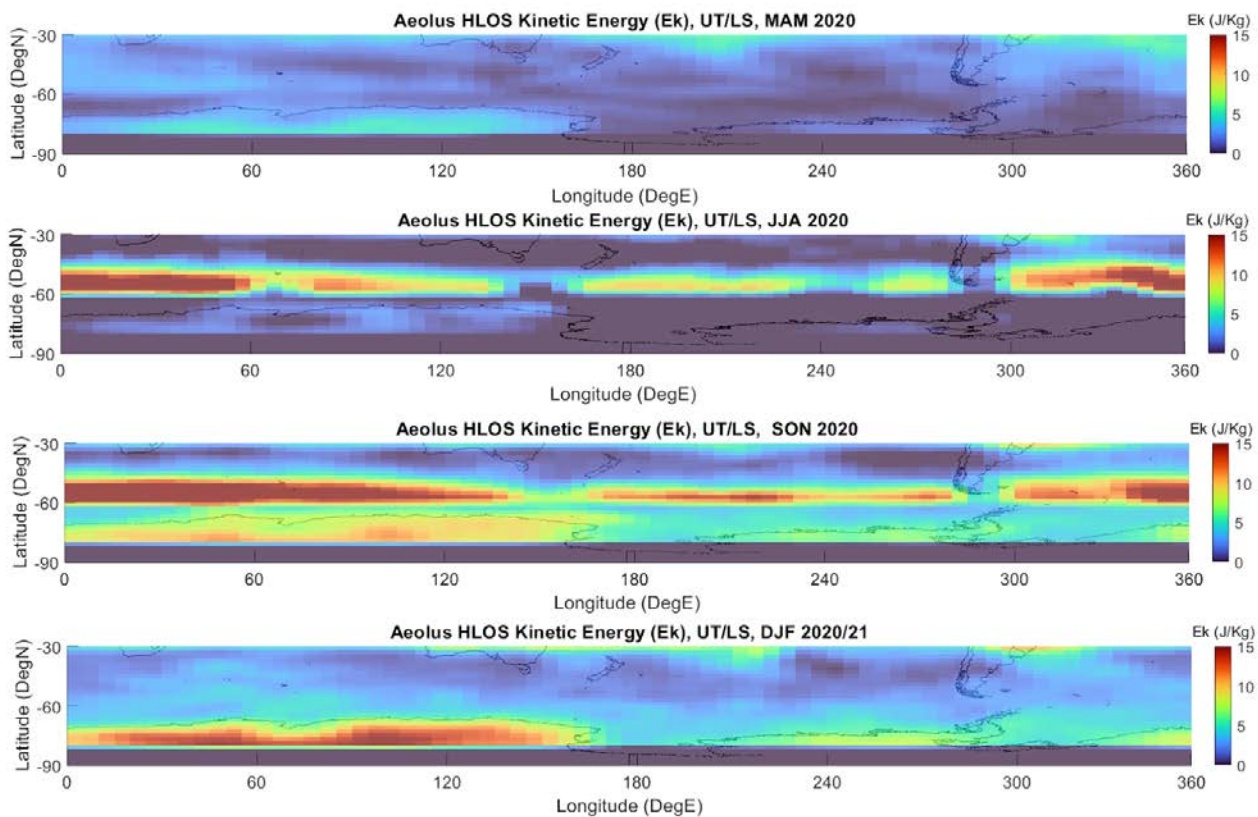


Figure 33. $Ek_{Aeolus\ HLOS}$ dans l'hémisphère sud. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

En examinant la figure 33, plusieurs régions géographiques attirent l'attention en raison de leur énergie cinétique élevée. Tout d'abord, la chaîne des Andes en Amérique du Sud se distingue nettement. Cette chaîne montagneuse interagit avec les vents d'ouest dominants, en particulier pendant l'hiver austral, générant ainsi des ondes de gravité à haute énergie cinétique.

Ensuite, l'Antarctique, avec ses montagnes transantarctiques et sa péninsule, présente également une activité significative. Les vents catabatiques, qui sont des vents gravitationnels descendant des calottes glaciaires, interagissent avec la topographie complexe pour générer des ondes de gravité. Le froid extrême modifie également la densité et la stabilité de l'atmosphère, ajoutant une couche supplémentaire de complexité à la génération d'ondes.

Enfin, la bande de latitude 60S présente une activité remarquable qui s'étend sur plusieurs longitudes, de 300 à 60 degrés de longitude. Cette distribution pourrait être influencée par plusieurs facteurs, notamment le Courant Circumpolaire Antarctique et le Front Polaire, où les eaux froides polaires rencontrent les eaux plus chaudes de la zone subantarctique. Cette zone de haute baroclinicité pourrait être propice à la génération d'ondes de gravité. De plus, la modulation de cette dis-

tribution d'énergie pourrait être liée à des modèles de circulation atmosphérique à grande échelle, tels que le Mode Annulaire Australe (SAM).

4.3.2 Comparaison avec GNSS-RO et ERA5

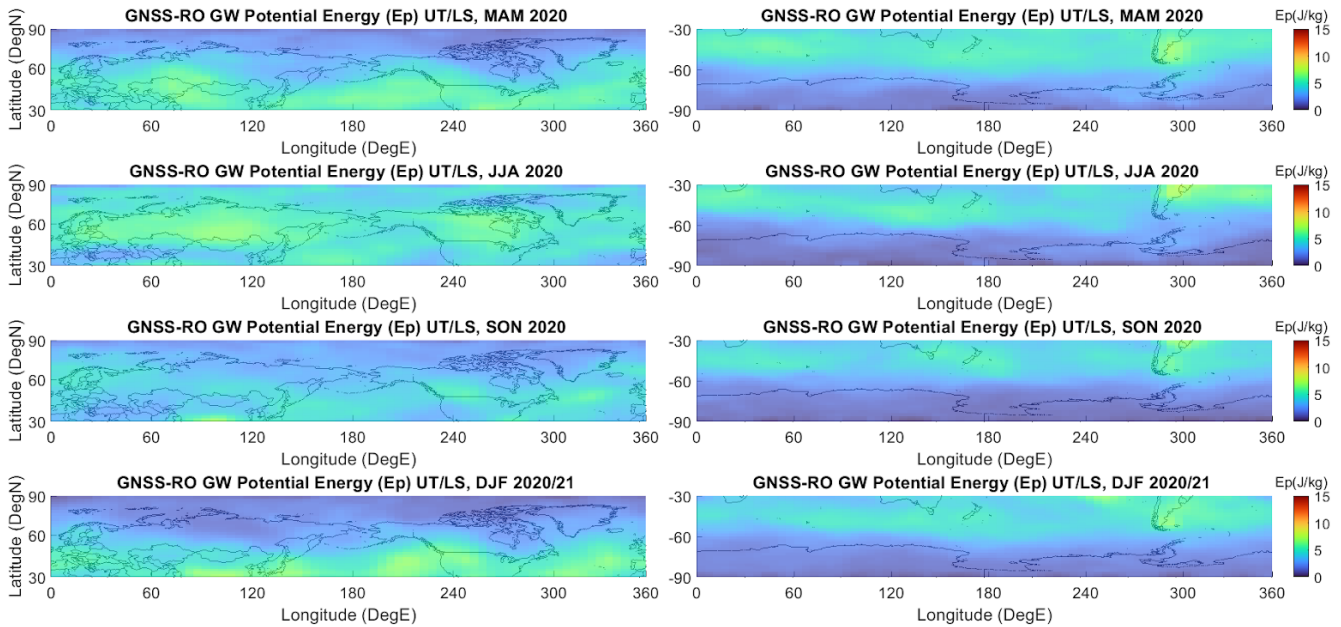


Figure 34. $Ep_{GNSS-RO}$ dans les hémisphères nord et sud. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

La Figure 34 présente une comparaison entre les données de l'énergie potentielle des ondes de gravité ($Ep_{GNSS-RO}$) dans les hémisphères nord et sud. Comme pour la figure précédente, chaque ligne correspond à une saison spécifique, allant de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. L'énergie cinétique et potentielle des ondes de gravité varie en fonction du temps et des latitudes (Geller and Gong, 2010). Elle est également plus sensible à la présence de sources convectives. Cette sensibilité peut être attribuée aux mécanismes sous-jacents de la convection, qui peuvent générer des ondes de gravité à travers des instabilités thermiques et dynamiques (Lane et Moncrieff., 2008). Des chercheurs ont signalé que des activités d'énergie potentielle accrues sont observées aux basses latitudes, à des altitudes inférieures à 25 km (Tsuda et al., 2000 ; Vincent et Alexander, 2000). Ceci peut donc expliquer une énergie moyenne plus élevée aux mêmes endroits, même si la correction du bruit est également un facteur d'explication des valeurs comparativement plus faibles pour Aeolus.

Dans l'hémisphère nord, des régions comme la limite haute de la ceinture de convection tropicale peuvent être des zones d'intérêt, où la convection profonde associée aux systèmes météorologiques tels que les cyclones tropicaux peuvent générer des ondes de gravité à haute énergie potentielle (Chane Ming et al., 2008, 2010). Les convections cumulées sont activement générées par un chauffage solaire intense dans les tropiques. Elles excitent à leur tour les ondes de gravité atmosphériques, qui se propagent vers le haut en transportant de la quantité de mouvement et de l'énergie (Fukao., 2006; Tsuda., 2014). Dans les latitudes plus élevées de l'hémisphère nord, la con-

vection terrestre joue également un rôle significatif dans la génération d'ondes de gravité. Cette convection terrestre est souvent associée à des systèmes météorologiques de méso-échelle, tels que les orages super-cellulaires ou les lignes de grains, qui sont fréquents dans des régions comme le Midwest américain ou les plaines de l'Europe de l'Est. Ces systèmes convectifs sont capables de perturber l'équilibre hydrostatique local de l'atmosphère, générant ainsi des ondes de gravité qui peuvent se propager verticalement et horizontalement.

Dans l'hémisphère sud, des régions spécifiques méritent également une attention particulière en ce qui concerne la génération d'ondes de gravité. Par exemple, la ceinture de convection qui traverse le nord de l'Australie et l'Indonésie peut être une source significative d'ondes de gravité, en particulier pendant la saison des moussons. Cette convection est souvent liée à des systèmes qui se forment au-dessus des terres émergées, comme c'est le cas en Argentine et en Australie du Sud. Ces systèmes peuvent inclure des orages, des fronts froids et chauds, ainsi que des systèmes de basse pression qui se développent au-dessus des terres et se déplacent ensuite vers les océans. Ces phénomènes météorologiques perturbent l'équilibre hydrostatique local et sont donc capables de générer des ondes de gravité.

En comparant les données de radio-occultation avec celles d'Aeolus, on peut observer des différences notables dans la distribution spatiale et temporelle de l'énergie des ondes de gravité. Ces différences peuvent être attribuées aux sensibilités variées des deux méthodes de mesure aux différentes sources et mécanismes de génération d'ondes de gravité. Par exemple, alors que les données d'Aeolus HLOS peuvent être plus sensibles aux effets orographiques, ce qui est démontré par la forte activité au Groenland, les données de RO peuvent mieux capturer l'influence de la convection terrestre, notamment dans des régions comme le Midwest américain. Ces zones, caractérisées par des phénomènes météorologiques tels que les orages et les systèmes convectifs méso-échelle, sont des sources potentielles d'ondes de gravité. Les données de RO semblent plus aptes à détecter ces phénomènes en raison de leur sensibilité accrue aux variations de température et de pression associées à la convection terrestre. Aeolus, étant plus sensible aux effets orographiques, capte bien l'activité en Antarctique, notamment due aux vents catabatiques et aux interactions avec les courants marins. En revanche, les données de RO, plus sensibles aux variations de température et de pression, pourraient ne pas détecter cette activité en raison des conditions atmosphériques extrêmes de l'Antarctique.

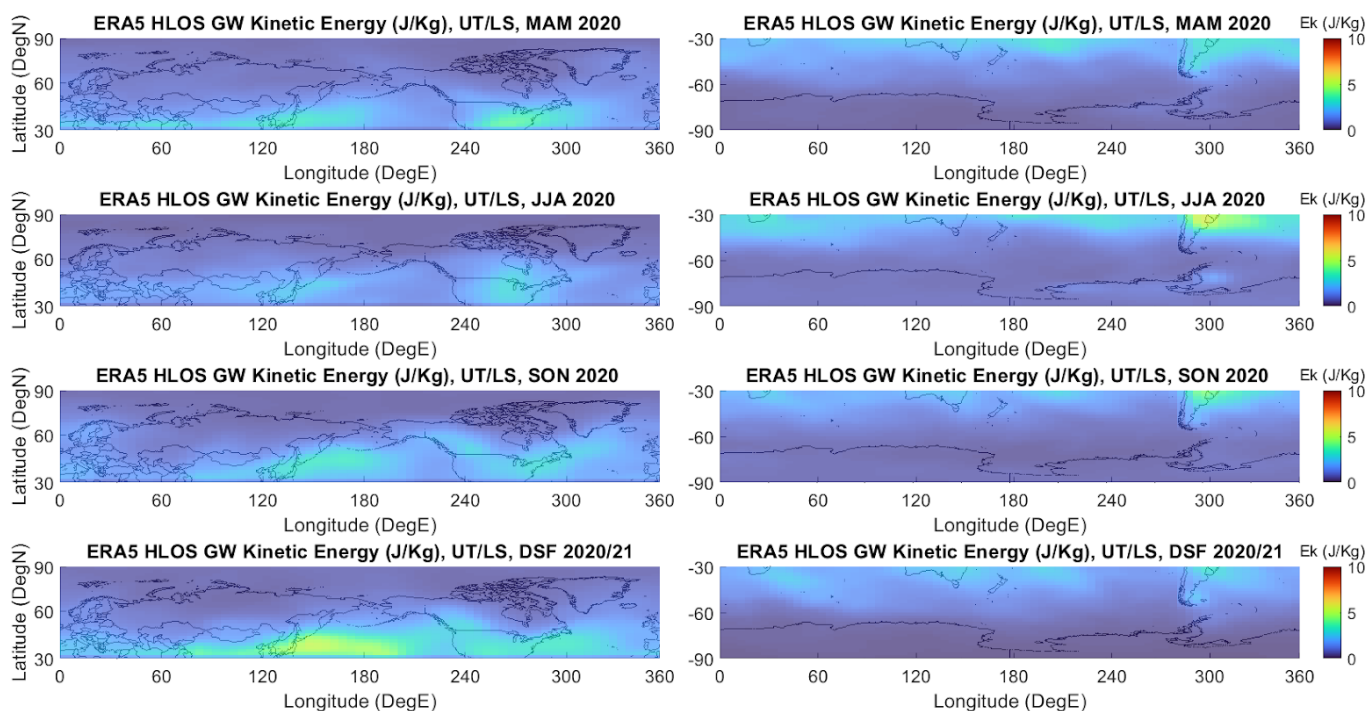


Figure 35. $Ek_{ERA5\ HLOS}$ dans les hémisphères nord et sud. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

La Figure 35, qui présente les données d'énergie cinétique des ondes de gravité selon ERA5 dans les hémisphères nord et sud, révèle des caractéristiques intéressantes. Notamment, alors que la cordillère des Andes est clairement visible, le Groenland et l'Antarctique sont remarquablement absents. Cette absence est particulièrement intrigante pour le Groenland, qui est souvent un point chaud d'activité dans d'autres ensembles de données, comme ceux d'Aeolus.

L'absence du Groenland et de l'Antarctique dans les données ERA5 pourrait suggérer plusieurs choses. D'une part, il est possible que les modèles ERA5, bien qu'ils soient sensibles à l'orographie, ne capturent pas certains aspects spécifiques de ces régions qui sont détectés par d'autres méthodes. D'autre part, l'absence de ces régions dans les données ERA5 mais leur présence dans les données d'Aeolus pourrait indiquer que le signal accru observé par Aeolus n'est pas nécessairement dû à une activité accrue des ondes de gravité.

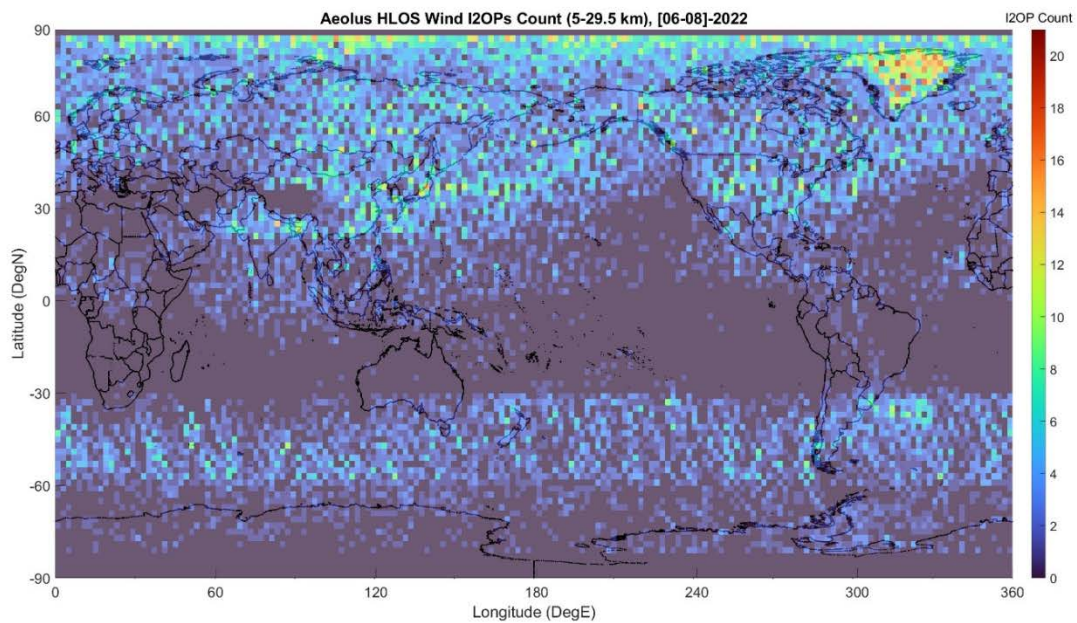


Figure 36. Compte des perturbations oscillatoires (OP) présentes sur les orbites Aeolus entre juin et août 2022.

Cette détection d'activité accrue pourrait plutôt être liée à une élévation du RBS, comme cela peut être vu dans la Figure 18 de la section 3.2.1. Une gamme de mesure plus élevée peut amener à capturer une dynamique de vents plus importante, bien que celle-ci n'ait pas de lien apparent avec les activités des strates inférieures. Cette observation est particulièrement notable pour le Groenland et le continent arctique sur la figure 36. Un phénomène inverse est observé durant la saison opposée, où le continent antarctique est plus sujet à la présence d'OP alors que l'hémisphère nord sera majoritairement épargné. Ceci suggère fortement que le RBS pourrait influencer la capacité de détection de ces régions, en fonction de la saison.

Cette variabilité saisonnière du RBS, qui semble affecter les mesures dans les régions polaires, renforce l'idée de peut-être se concentrer sur une zone réduite où le RBS ne change pas trop, comme les tropiques par exemple. Dans ces zones, la stabilité du RBS pourrait permettre une interprétation plus fiable et moins sujette à des variations saisonnières ou autres facteurs externes. C'est avec cette observation comme conclusion partielle que nous étudierons plus en détail les tropiques dans la section 4.4.

4.3.3 Analyse long-terme de l'évolution

Pour évaluer l'évolution et la transition entre les différentes saisons avec plus de précision, les diagrammes de Hovmoller ne montrent que les observations entre 40° N et 50° N et 40° S et 50° S respectivement. Ce choix se base sur l'observation des figures de la section 4.3.2, prouvant que c'est dans ces régions que se situent la majeure partie de l'activité.

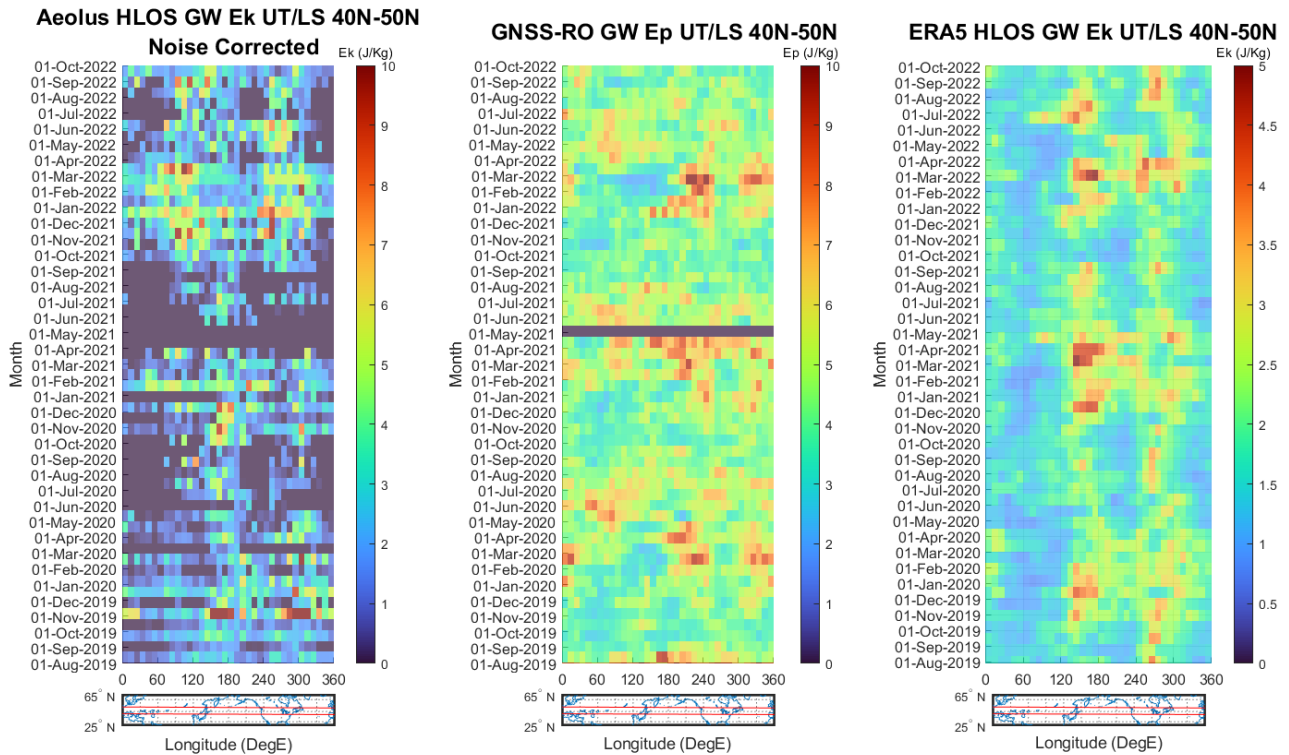


Figure 37. (a,b,c) Diagrammes de Hovmoller représentant $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, $Ep_{GNSS-RO}$ et $Ek_{ERA5\ HLOS}$ aux latitudes 40N-50N d'Août 2019 à Octobre 2022. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

La Figure 37 présente des diagrammes de Hovmoller pour trois différents ensembles de données : $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, $Ep_{GNSS-RO}$ et $Ek_{ERA5\ HLOS}$. Ces diagrammes sont spécifiquement axés sur les latitudes entre 40°N et 50°N. L'objectif de cette analyse à long terme est de saisir les nuances de l'évolution saisonnière et de la transition entre les différentes saisons. Les diagrammes de Hovmoller sont particulièrement utiles pour ce type d'analyse car ils permettent de visualiser à la fois les variations spatiales et temporelles de l'énergie des ondes de gravité. La saisonnalité des motifs est apparente de manière explicite dans les trois ensembles de données, à des coordonnées spatiales et temporelles précises. Aux alentours de 180 degrés de longitude, ce qui correspond au milieu de l'océan Pacifique, juste en dessous de la mer de Béring se situe un premier point d'intérêt. Le second se situe aux alentours de 300 degrés de longitude, au niveau de l'Amérique du Nord. Ces deux points d'intérêt démontrent des cycles d'intensification concurrents, notamment toujours aux alentours de DJF, avec un glissement relatif dans cette fenêtre. Autrement dit, il y a une variation en longitude des maxima d'activité d'une année à l'autre.

Ces cycles pourraient être liés à des interactions entre la dynamique atmosphérique et la topographie sous-jacente, plus précisément une influence orographique ou convective. Ces cycles semblent également coïncider avec la saison de DJF, ce qui pourrait indiquer une influence saisonnière sur la génération d'ondes de gravité dans ces régions. Ce glissement relatif dans la fenêtre de DJF pourrait être le résultat de variations intra-saisonnières, telles que les oscillations de Madden-Julian (MJO) ou d'autres modes de variabilité climatique.

Une première conclusion est que les données d'Aeolus semblent restituer des informations précises aux emplacements géographiques pertinents, avec cependant des valeurs en moyenne supérieures à celles fournies par ERA5. De plus, une observation notable dans les données d'Aeolus concerne une augmentation significative de l'activité aux alentours de 100 degrés de longitude pendant les saisons de DJF et MAM en 2022. Cette activité n'est pas du tout reflétée dans les données d'ERA5, ce qui soulève des questions sur la capacité d'ERA5 à résoudre correctement les effets orographiques ou autres mécanismes de génération, comme discuté dans la sous-section précédente avec le Groenland. Une autre possibilité qui fut également mentionnée est l'impact du réglage des plages de mesure (RBS) dans les données d'Aeolus. Si le RBS est mal calibré, cela pourrait introduire des artefacts dans les données, faussant ainsi les observations.

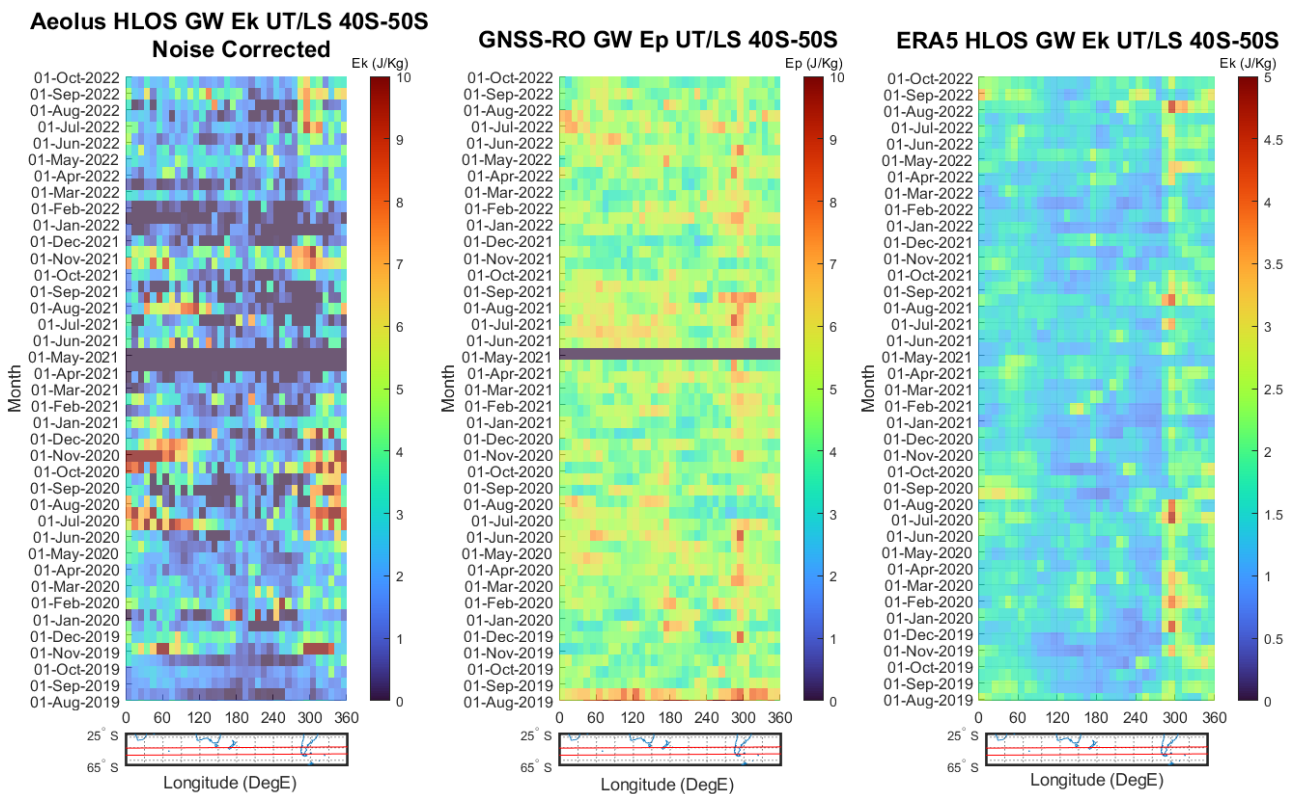


Figure 38. (a,b,c) Diagrammes de Hovmoller représentant $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, $Ep_{GNSS-RO}$ et $Ek_{ERA5\ HLOS}$ aux latitudes 40S-50S d'Août 2019 à Octobre 2022. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Les données Aeolus pour cet hémisphère présentent un résultat mitigé. Aux alentours de 300°, au niveau de la pointe de l'Amérique du Sud une bonne cohérence globale est observée, tandis qu'aux alentours de 30° au sud du cap de bonne espérance en plein Océan Indien, une grande disparité est visible entre les différents instruments. De plus, les temporalités claires et bien définies d'ERA5 et de GNSS-RO, ne semblent pas s'appliquer aux tendances d'Aeolus qui sont pour la grande majorité asynchrones aux motifs de ceux-ci. La hauteur maximale du RBS dans les données d'Aeolus est en moyenne plus élevée dans l'hémisphère sud, et cela est particulièrement vrai pour la bande de latitudes entre 40S et 50S. Cette particularité pourrait contribuer à l'écart observé et à la difficulté de traiter l'information de manière cohérente. En effet, un RBS plus élevé peut affecter la sensibilité de l'instrument aux différentes échelles de phénomènes atmosphériques, y compris

les ondes de gravité, ce qui pourrait expliquer pourquoi les tendances temporelles d'Aeolus semblent être asynchrones par rapport à celles d'ERA5 et de GNSS-RO.

En observations finales, il est clair qu'Aeolus détient des informations potentiellement précieuses pour l'étude des ondes de gravité. Bien que les diagrammes de Hovmoller fournissent des résultats sur la saisonnalité et la distribution géographique de l'énergie des ondes de gravité, les divergences entre les ensembles de données d'Aeolus et d'ERA5 suggèrent que des précautions supplémentaires doivent être prises lors de l'interprétation des résultats. Ces divergences pourraient être attribuées au fait que l'instrument rencontre deux défis majeurs : le bruit dans les données et le RBS changeant. Le second problème est un réglage inhérent à la mesure et ne peut pas être modifié a posteriori. Néanmoins, il est raisonnable d'espérer que les futures réanalyses et les nouvelles baseline du signal pourront corriger le premier problème lié au bruit. Une telle correction pourrait réactualiser ces résultats et fournir une meilleure compréhension de la dynamique des ondes de gravité, notamment dans l'hémisphère sud où les données actuelles présentent des incohérences.

4.4 ANALYSE DE L'ÉNERGIE CINÉTIQUE DES ONDES DE GRAVITÉ DANS LES TROPIQUES

4.4.1 Variation saisonnière du signal

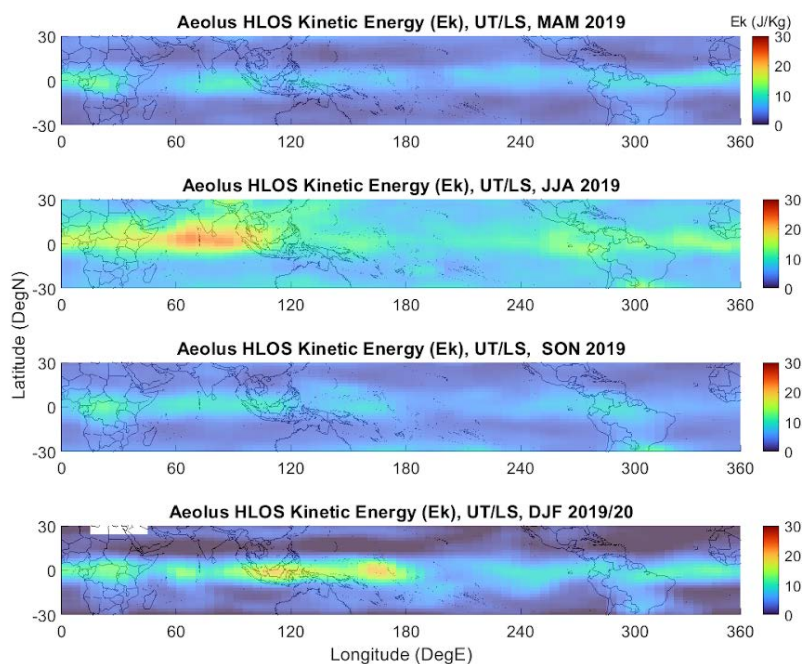


Figure 39. $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Cette figure 39 illustre la distribution de l'énergie cinétique (EK) dérivée du HLOS de mars 2019 à l'été austral 2020 pour Aeolus. Il s'agit de la première tentative de distribution de l'énergie cinétique à partir des ondes de gravité dans les tropiques, basée sur l'observation. Tout d'abord, au cours de la période de juin à août, un point chaud important apparaît au-dessus de l'océan Indien.

De septembre à novembre, le point chaud se dissipe, ne laissant que de petits vestiges. Un nouveau point chaud apparaît de décembre à février au-dessus du Pacifique occidental et du continent maritime, une région en Asie du Sud-Est qui inclut l'Archipel Malais (composé de l'Indonésie, la Malaisie et les Philippines) et certaines parties des mers environnantes. Ces régions sont connues pour leur activité convective prévalente et peuvent être attribuées aux mécanismes responsables des ondes de gravité induites par la convection, tels que la phase active des oscillations de Madden-Julian, les rafales de vent d'ouest et l'augmentation de la convergence de l'humidité.

Il est intéressant de noter que les motifs observés au cours de saisons opposées présentent une opposition symétrique selon l'équateur. Cela indique une relation claire entre la saisonnalité et la distribution de l'énergie cinétique dans ces régions. Par exemple, alors qu'une région hémisphérique est active pendant une saison donnée, son homologue dans l'hémisphère opposé reste en retrait, et vice versa. Cette observation est particulièrement visible en comparant les saisons MAM et SON.

En outre, certaines régions, comme l'Afrique et l'Amérique du Sud, affichent une activité accrue constante au fil du temps, probablement en raison de la convection terrestre et de l'orographie. En soi, les données d'Aeolus semblent très physiques et raisonnables. Cette symétrie dans la distribution de l'énergie cinétique souligne l'interconnexion de nos systèmes climatiques mondiaux.

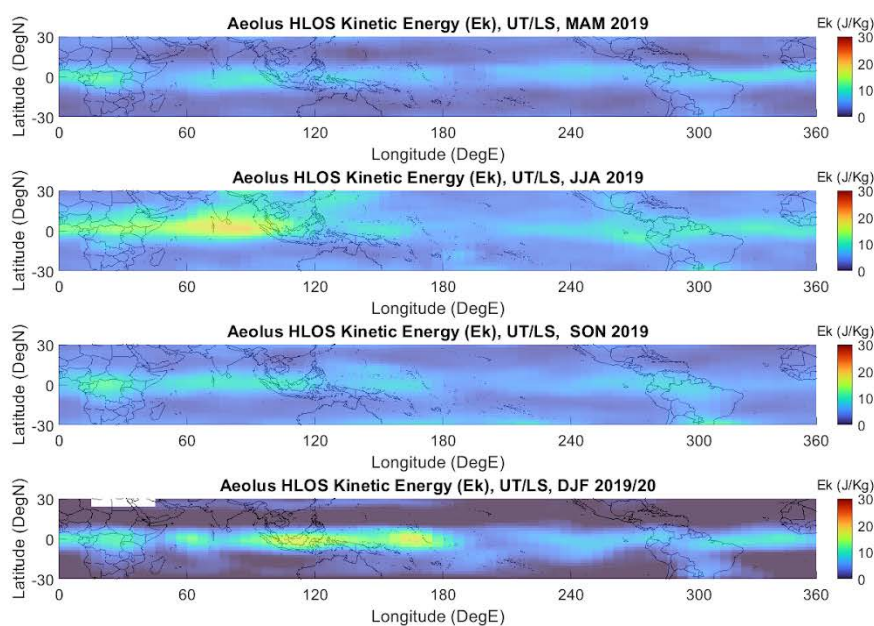


Figure 40. $E_{k_{Aeolus\ HLOS}}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

La comparaison entre les deux figures, avec et sans filtrage passe-bas, révèle des différences notables dans la distribution de l'énergie cinétique. Alors que la figure filtrée montre une présence significative des ondes de gravité, la figure non filtrée, bien que conservant une structure spatio-temporelle similaire, présente une intensité d'EK généralement plus faible.

Un élément crucial à discuter ici est la présence des ondes de Kelvin. Dans la figure filtrée, les ondes de Kelvin, caractérisées par leurs périodes de 4 à 15 jours et leurs longueurs d'onde verticales similaires aux valeurs que nous étudions pour les ondes de gravité, semblent avoir été incorporées dans le profil d'arrière-plan. Cependant, le filtrage subséquent a probablement supprimé ces ondes du profil d'arrière-plan, les réintroduisant alors dans le profil de perturbation, ce qui pourrait expliquer l'intensité accrue de l'EK dans la figure 39.

En revanche, dans la figure 40, sans filtrage, ces ondes de Kelvin ne semblent pas avoir été retenues, reflétant ainsi une distribution d'EK plus fidèle aux ondes de gravité sans l'influence des ondes de Kelvin. Cela pourrait expliquer pourquoi l'intensité d'EK est globalement plus faible dans cette figure.

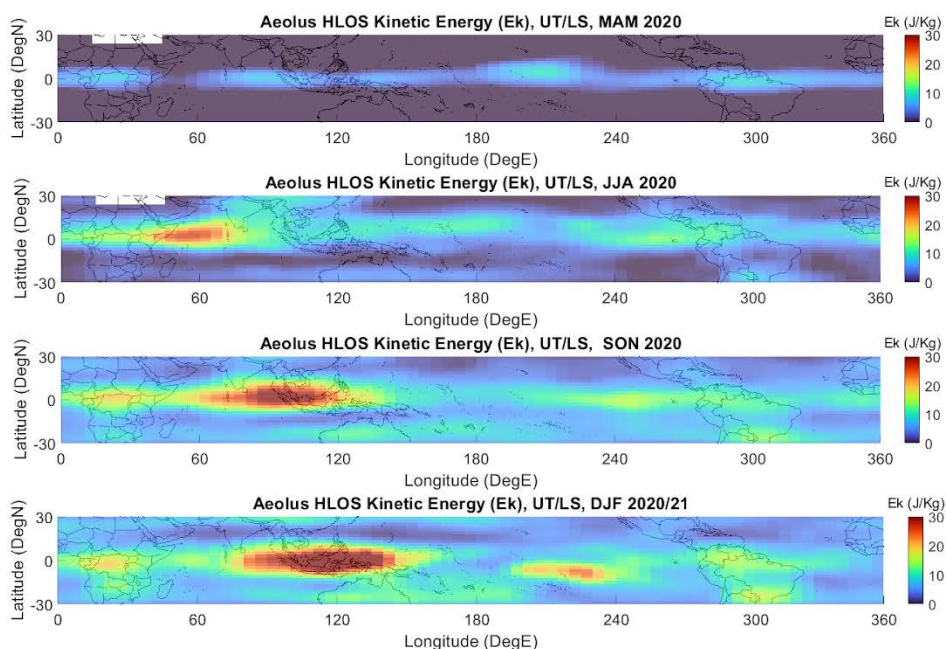


Figure 41. $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

En observant cette figure couvrant la période de mars 2020 à février 2021, des motifs familiers émergent. La cohérence saisonnière entre les années est remarquable. Comme pour la période précédente, des zones d'activité intense peuvent être repérées, avec une répartition spatiale reconnaissable.

Une différence notable est la présence de valeurs et de motifs plus larges et plus élevés pendant cette période par rapport à l'année précédente. En effet, en contraste avec la période précédente, la comparaison entre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021 montre une déviation significative. Cette période coïncide avec le développement des conditions La Niña, en particulier de septembre à février 2020, qui a entraîné une augmentation des précipita-

tions dans la région du continent maritime. La Niña est un phénomène caractérisé par des températures de surface de la mer plus froides que la moyenne dans la région centrale et orientale de l'océan Pacifique équatorial. Le refroidissement des températures de surface de la mer affecte la position et la force du jet stream. Cela influence à son tour les trajectoires des tempêtes et la distribution des précipitations. Pour les régions sous l'influence du jet stream déplacé, cela peut se traduire par une augmentation des précipitations. Ce phénomène climatique pourrait potentiellement expliquer les différences observées entre les données de 2019 et 2020 pour ces saisons.

De plus, la QBO a également joué un rôle dans ces changements observés. En effet, la QBO était en transition d'une phase neutre pendant l'hiver 2019/2020 vers une phase est en 2020 (Rao and Garfinkel, 2021). Pendant cette période, la phase descendante de la QBO renforcerait les vents d'est en altitude, pouvant ainsi favoriser la propagation des ondes de gravité vers des altitudes plus élevées. Ceci pourrait expliquer, du moins en partie, la présence de valeurs et de motifs plus larges et plus élevés dans la figure de cette année.

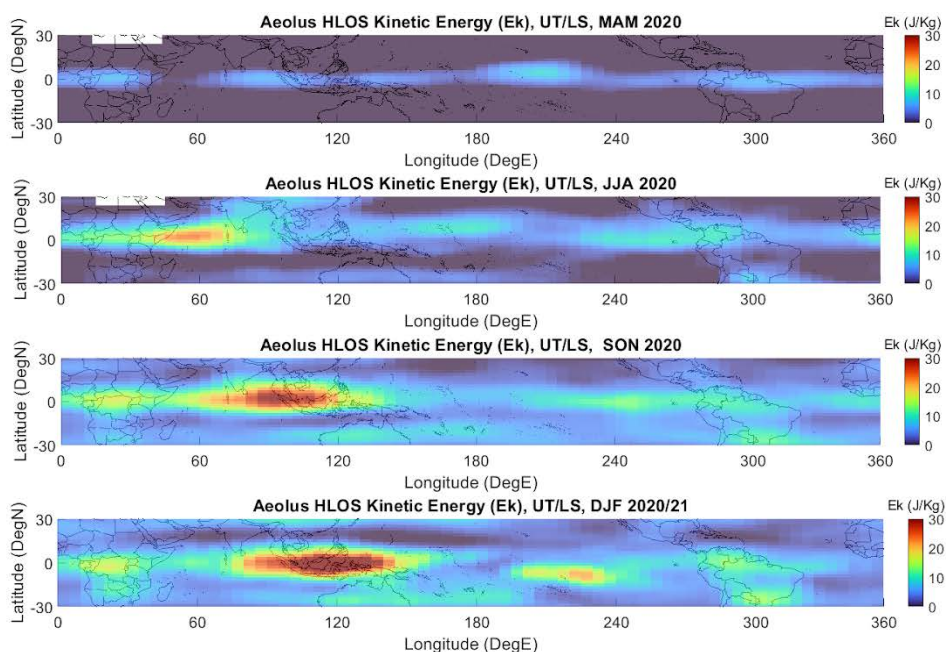


Figure 42. $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

La comparaison de cette nouvelle figure avec celle de la période précédente, sans filtrage, met en évidence des observations cohérentes. Tout comme pour la première comparaison entre les deux méthodes, cette figure montre que l'énergie cinétique (EK) est généralement plus faible sans le filtrage passe-bas, ce qui souligne l'influence du filtrage sur les résultats. Les motifs structurels restent similaires, avec des zones d'activité intense correspondant aux mêmes régions géographiques. Cela confirme la cohérence saisonnière entre les années, même lorsqu'on examine les données sous un angle différent.

La période examinée coïncide également avec les conditions La Niña et l'impact possible de la QBO, des éléments qui pourraient influencer la distribution et l'intensité de l'EK. La spécificité de cette figure est la représentation plus fidèle des ondes de gravité sans l'interférence des ondes de Kelvin. C'est une nuance particulièrement pertinente pour certaines régions, comme celle de l'océan Indien/continent maritime.

4.4.2 Comparaison avec GNSS-RO

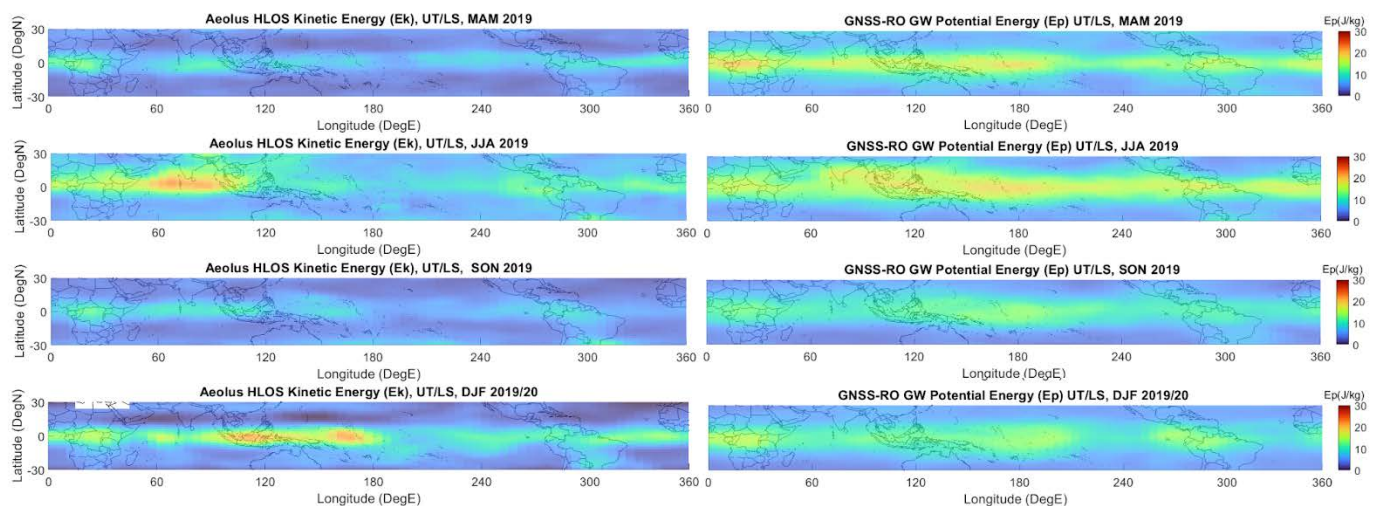


Figure 43. Comparaison entre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ et $Ep_{GNSS-RO}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas

L'utilisation du GNSS-RO (Global Navigation Satellite System - Radio Occultation) pour étudier le signal de l'énergie potentielle offre une perspective complémentaire à celle obtenue à partir des données Aeolus. En analysant la figure, il est remarquable de constater à quel point les résultats obtenus par GNSS-RO s'alignent étroitement avec ceux d'Aeolus alors que ce sont deux instruments entièrement indépendants. Les mêmes sources convectives, suggérant des régions d'activité intense d'ondes de gravité, sont visibles. La répartition spatiale de l'EP et son intensité apparaissent également très similaires entre les deux jeux de données. Cela-dit, on note des zones d'activités plus large et grossières du côté de l'EP.

Cette concordance renforce l'idée que les méthodes employées pour extraire le signal des ondes de gravité sont robustes, et que les deux instruments, malgré leurs différences, capturent fidèlement la réalité atmosphérique.

La proportion entre Ek et Ep est un élément fondamental pour déchiffrer la nature et les caractéristiques des ondes de gravité. Cette proportion fournit une fenêtre d'observation sur le comporte-

ment de l'onde ainsi que sur son origine. Dans une étude menée par Zhang et al. (2010), il a été observé que la relation entre l'EK et l'EP dans les ondes de gravité présente des variations latitudinales et saisonnières distinctives. Dans une onde de gravité idéale, dans un environnement sans dissipation, Ek serait égale à Ep. Cette égalité reflète une onde qui se propage verticalement, oscillant entre des phases où l'énergie est principalement cinétique et d'autres où elle est principalement potentielle. Une telle alternance régulière est caractéristique d'une onde de gravité en propagation libre. Cependant, lorsque cette proportion est perturbée, comme observé dans les variations latitudinales et saisonnières, cela peut indiquer plusieurs phénomènes ou conditions atmosphériques, notamment la présence de chaînes de montagnes, des conditions de cisaillement du vent et des courants-jets (Faber et al., 2013).

La source de l'onde de gravité elle-même peut également être déduite de cette proportion. Les ondes générées par des mécanismes convectifs, par exemple, pourraient présenter une Ep plus élevée en raison des importantes variations verticales de température associées à la convection. En revanche, des ondes générées par des processus orographiques pourraient avoir une Ek plus élevée, reflétant l'interaction entre le flux d'air et les obstacles terrestres.

Il est également possible de spéculer sur la phase de l'onde. Si nous observons une Ep dominante dans une région où nous savons que la convection est active, cela pourrait suggérer que nous observons la phase de l'onde où l'air est en train de s'élever, avec une conversion de l'énergie cinétique en énergie potentielle.

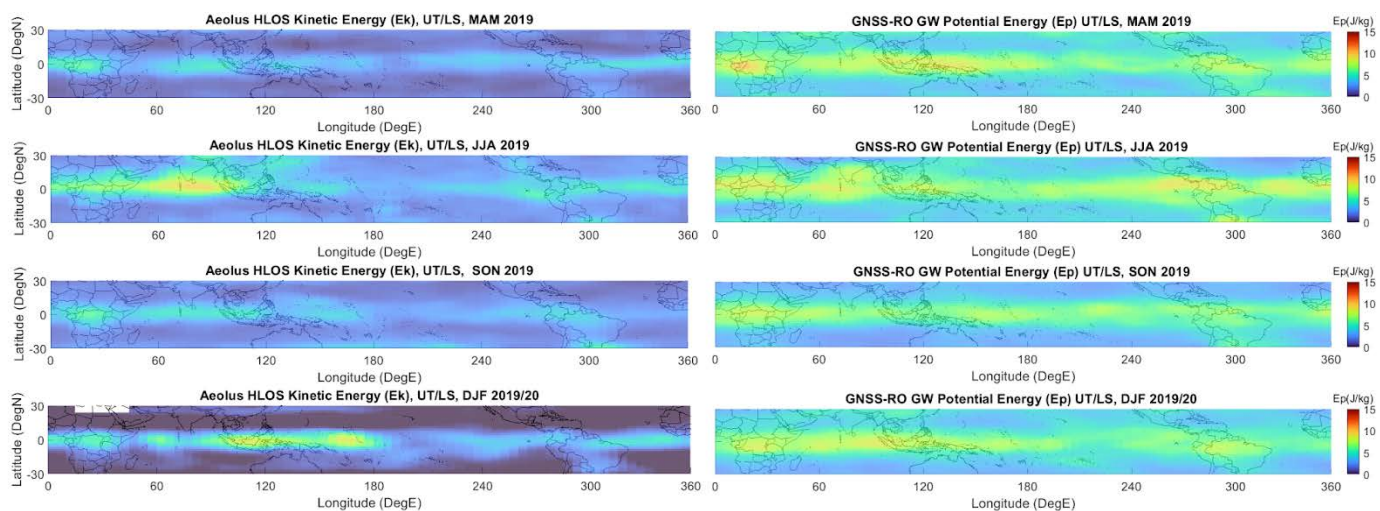


Figure 44. Comparaison entre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ et $Ep_{GNSS-RO}$. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas

À la lumière de cette figure sans filtrage, les résultats obtenus pour l'Ep restent généralement proches de ceux observés avec le filtre passe bas, bien que les valeurs affichées soient réduites. Cela suggère que l'impact du filtrage n'est pas aussi prononcé que l'on pourrait le penser, du moins en termes de distribution globale de l'Ep. Cependant, une observation attentive révèle que

certain motifs convectifs, particulièrement visibles dans la version filtrée, sont moins prononcés ou absents ici. Ces motifs, en lien avec des régions connues pour leur activité convective, pourraient en réalité être associés aux ondes de Kelvin, qui sont éliminées dans cette version sans filtrage.

Aeolus semble capable de détecter une activité d'ondes de gravité que le GNSS-RO semble ne pas percevoir, ou du moins pas avec la même intensité. Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que les deux instruments ne mesurent pas exactement la même quantité. Tandis qu'Aeolus se concentre sur l'énergie cinétique (E_k), le GNSS-RO évalue l'énergie potentielle (E_p). Cette distinction est cruciale car les deux formes d'énergie sont intrinsèquement liées à des caractéristiques différentes des ondes de gravité et peuvent refléter des aspects distincts des phénomènes atmosphériques en cours. De plus, il est essentiel de rappeler que la mesure d'Aeolus est une projection HLOS alors que la radio-occultation GNSS-RO n'en est pas une. Cette différence dans l'angle de mesure pourrait entraîner des variations dans la représentation des ondes de gravité. En particulier, la projection HLOS pourrait amplifier ou atténuer certaines caractéristiques des ondes, en fonction de leur orientation par rapport à la ligne de visée du satellite.

La question de la proportion entre E_k et E_p est également pertinente. Si la proportion observée par Aeolus n'est pas la "véritable" proportion due à sa projection HLOS, cela pourrait expliquer pourquoi les deux instruments semblent détecter des intensités différentes d'ondes de gravité.

Cette observation soulève une question : ces motifs convectifs, dominants dans la figure filtrée, seraient-ils sous-estimés par le GNSS-RO ? Si c'est le cas, cela impliquerait que le GNSS-RO est particulièrement sensible aux ondes de Kelvin et, en revanche, beaucoup moins capable de résoudre des phénomènes liés aux ondes de gravité.

Pour répondre à cette question, il est nécessaire d'étudier les données d'ERA5. Cette étude permettra de fournir un contexte et une troisième opinion sur le comportement et la disposition de l'activité tropicale.

4.4.3 Comparaison avec ERA5

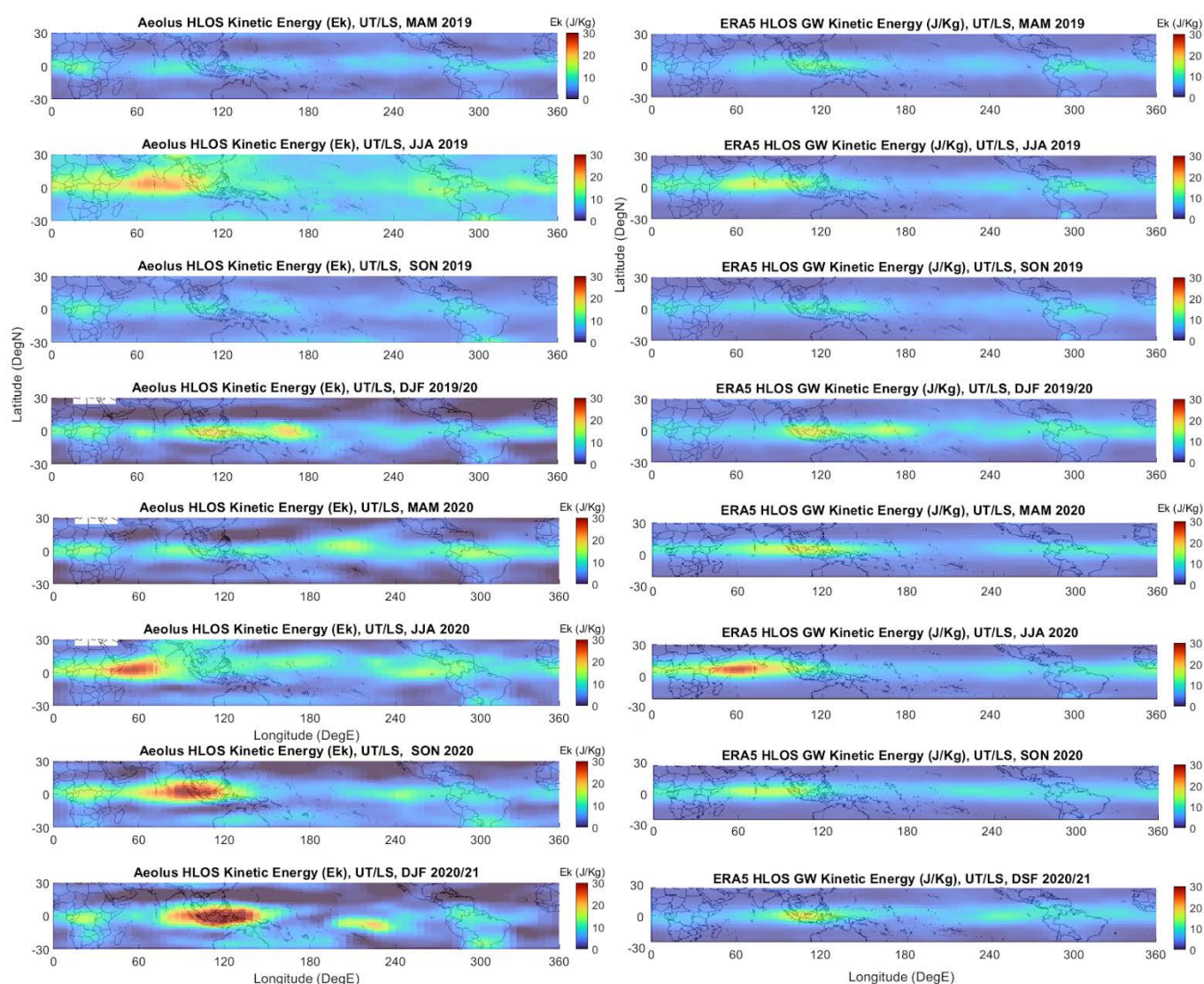


Figure 45. Comparaison entre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ (colonne de gauche) et $Ek_{ERA5\ HLOS}$ (colonne de droite). Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les données présentées par Aeolus ont été corrigées du bruit avec la méthode mentionnée dans la section 4.2.3, et les cases blanches représentent le manque d'informations satellitaires. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas

La figure 45 présente la distribution de l'EK dérivée du HLOS de mars 2019 à février 2021. Il s'agit de la première tentative de distribution de l'EK à partir d'observations des GW dans les tropiques. Du point de vue d'Aeolus et d'ERA5, plusieurs motifs récurrents et autres points plus dynamiques peuvent être observés. Dans la période JJA, un point chaud important est observé au-dessus de l'océan Indien. Cette caractéristique semble s'être dissipée dans l'atmosphère en SON, où il n'en reste que de petits vestiges. En DJF, un nouveau point chaud est observé au-dessus du Pacifique occidental et du continent maritime. On observe toujours une activité accrue sur le continent afri-

cain et des valeurs supérieures à la moyenne sur le continent maritime. Plus généralement, l'activité E_k observée se situe principalement à l'intérieur de la limite 10° N/ 10° S. L'alignement d'Aeolus sur ERA5 est remarquable, non seulement en termes de valeur, mais aussi de distribution et d'évolution. En outre, des études antérieures utilisant E_p ont rapporté des observations similaires aux nôtres : les modèles ressemblent aux résultats d'Alexander et al. (2008b ; Fig.3 & Fig.4), mettant en évidence les mêmes emplacements et la distribution générale des points chauds. Cette étude est indépendante en ce qui concerne les ensembles de données et les paramètres analysés, ce qui ajoute un niveau de confiance supplémentaire. Ces preuves combinées forment une base solide, renforçant la légitimité d'Aeolus pour ses capacités de résolution de GW E_k .

Contrairement à la période précédente, la comparaison entre $E_{k_{\text{Aeolus HLOS}^*}}$ et $E_{k_{\text{ERA5 HLOS}}}$ de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021 présente un écart significatif. Il s'agit d'une période où les conditions La Nina se sont développées, en particulier pour la période SON à DJF en 2020, conduisant à une augmentation des précipitations dans la région du continent maritime. Ce phénomène climatique pourrait potentiellement expliquer les différences observées entre les données de 2019 et 2020 pour ces saisons. Une disparité notable apparaît dans les niveaux d'énergie, Aeolus présentant systématiquement un degré d'énergie supérieur à celui d'ERA5. Cette divergence ne se limite pas à des dynamiques saisonnières spécifiques, mais s'étend sur l'ensemble de l'année. La distribution géographique et l'évolution des points critiques d'énergie sont largement similaires entre les deux ensembles de données ; cependant, l'intensité et l'échelle de ces points critiques sont invariablement plus élevées dans Aeolus. Pendant la MAM, une poussée d'énergie considérable est évidente dans Aeolus au-dessus du Pacifique central occidental, une caractéristique remarquablement absente dans les données correspondantes de ERA5. Cela pourrait être interprété comme une manifestation de la convection de la mousson indienne, qui est évidente dans les deux années, et les effets de La Nina qui s'est développée en septembre 2020. De même, en JJA, le point sensible au-dessus de l'océan Indien observé précédemment dans Aeolus et ERA5 devient plus prononcé dans les données Aeolus, tandis qu'ERA5 montre une réduction considérable. L'énergie dans Aeolus reste élevée, le point chaud au-dessus de l'océan Indien et du continent maritime devenant encore plus prononcé. Malgré la même tendance générale dans ERA5, le niveau d'énergie est nettement plus faible. Ces observations soulignent le contraste frappant entre les deux ensembles de données, dans lesquels Aeolus présente un niveau d'énergie constamment plus élevé.

Malgré la grande similitude des schémas saisonniers d'Aeolus, les niveaux d'énergie affichés pour la période 2020/2021 sont nettement plus élevés que ceux de l'année précédente. L'une des principales constantes des deux périodes est l'activité à haute énergie au-dessus du continent africain. Cette caractéristique reste constante quelle que soit la saison ou l'année, ce qui implique un mécanisme persistant probablement associé aux processus de convection continentale qui sont typiques de cette région. Les autres points chauds, en revanche, présentent une plus grande variabilité. Bien qu'ils conservent leur emplacement général au cours des différentes saisons, l'intensité de l'énergie à ces points chauds est sujette à des changements significatifs. Cela suggère une forte cohérence temporelle dans la structure générale de la distribution de l'énergie, mais avec une variabilité interannuelle notable dans l'intensité de l'énergie.

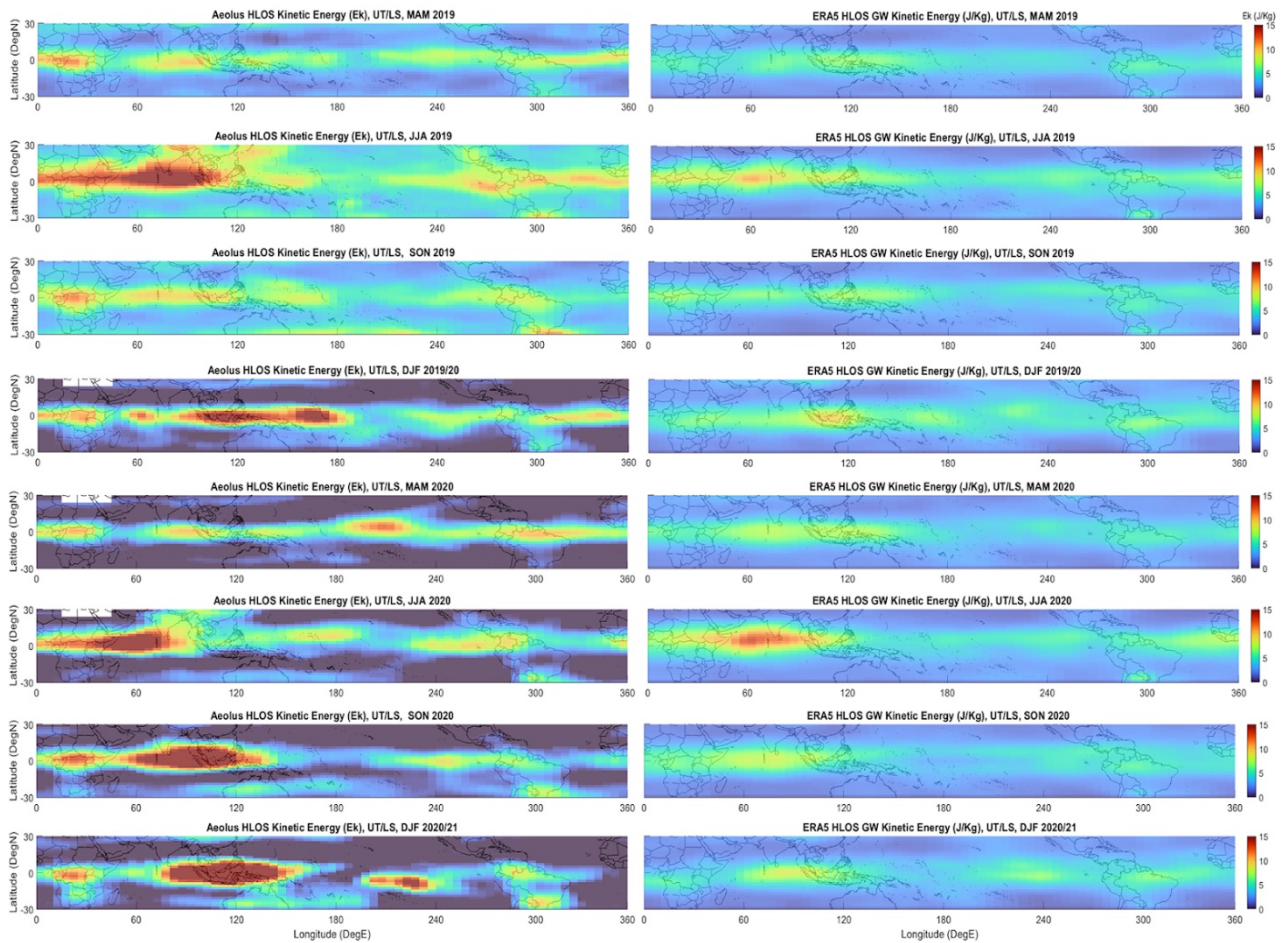


Figure 46. Comparaison entre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$ (colonne de gauche) et $Ek_{ERA5\ HLOS}$ (colonne de droite). Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020. Les données présentées par Aeolus ont été corrigées du bruit avec la méthode mentionnée dans la section 4.2.3, et les cases blanches représentent le manque d'informations satellitaires. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

En l'absence du filtre passe-bas, la distribution générale d' Ek dérivée du HLOS pour Aeolus et ERA5 reste sensiblement similaire. Cependant, l'intensité de l'énergie dans Aeolus semble généralement réduite par rapport à la version filtrée. Cela suggère que certaines des caractéristiques de haute énergie, en particulier celles associées à des motifs convectifs, pourraient être atténuées ou même supprimées sans le filtre. Malgré ces réductions, la comparaison entre Aeolus sans filtre passe bas et ERA5 montre des motifs et tendances similaires à ceux observés avec le filtre. La tendance sous-jacente demeure : ERA5 semble avoir un mélange d'ondes de Kelvin et d'ondes de gravité moins contrasté que celui observé par le GNSS-RO.

L'une des observations clés est que la correction du signal Aeolus est plus grossière, pour cette figure. Si ERA5 a vu ses valeurs divisées par deux, ce n'était pas le cas pour Aeolus, qui est resté très stable. Ceci explique les valeurs plus saturantes observées pour Aeolus dans cette comparai-

son. En revisitant les éléments discutés pour la figure précédente, la similitude des schémas d'Aeolus d'une année à l'autre est toujours apparente, tout comme le point chaud persistant au-dessus du continent africain. Cependant, le contraste entre les deux ensembles de données est encore plus frappant ici, avec Aeolus montrant systématiquement une énergie supérieure par rapport à ERA5.

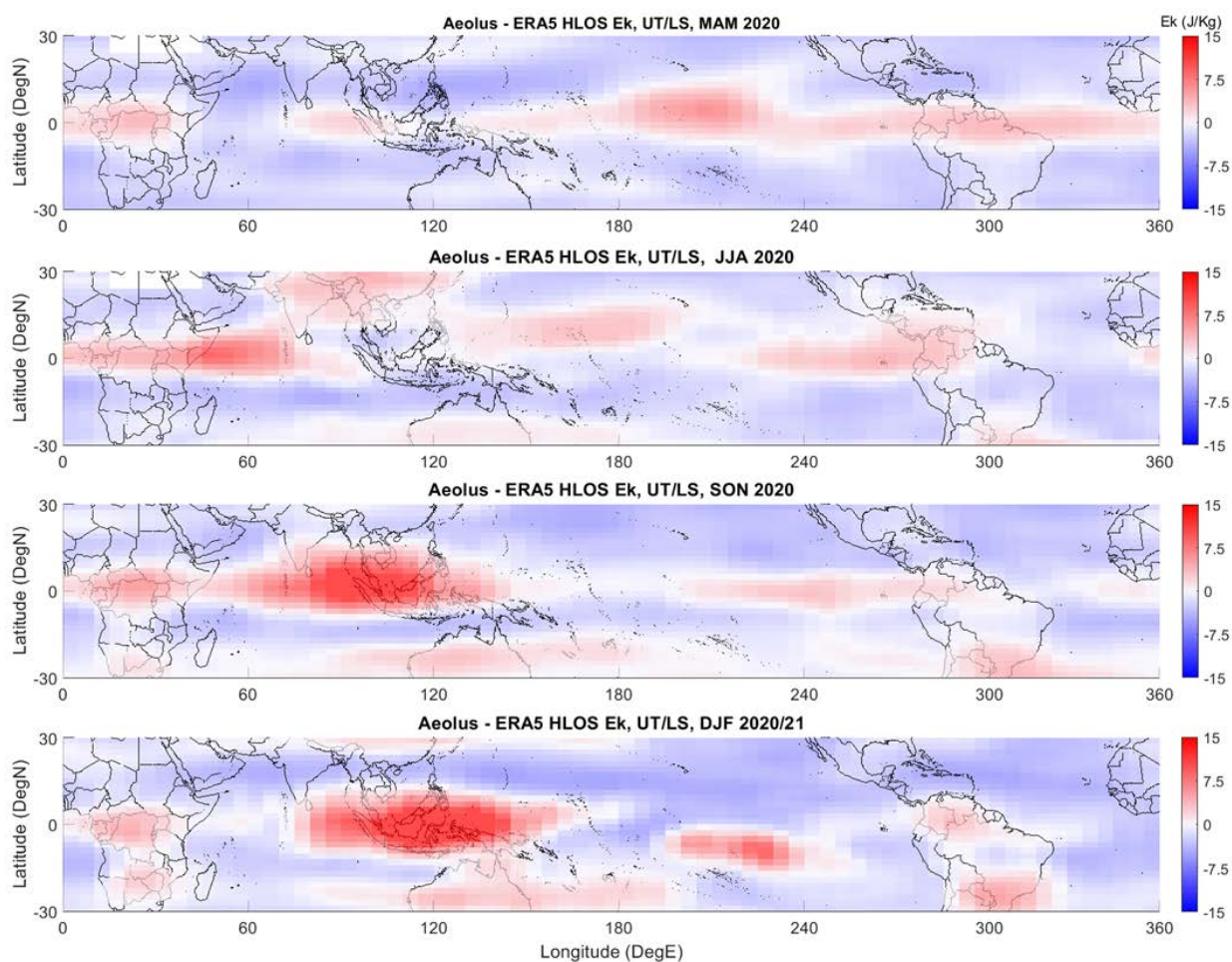


Figure 47. Différence entre l'EK vue par Aeolus et ERA5. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Les données présentées par Aeolus ont été corrigées du bruit avec la méthode mentionnée dans la section 4.2.3, et les cases blanches représentent le manque d'informations satellitaires. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

La figure 47, réalisée sans l'étape du filtre passe-bas, montre les mêmes points chauds, mais représentés ici en différences. Les saisons montrent des écarts importants aux mêmes géographies qu'auparavant, avec des différences notables pouvant aller jusqu'à plus de 15 m/s. Il est intéressant de noter que ces écarts ne sont pas des dispositions aléatoires. Ils portent un vrai sens physique et reflètent les caractéristiques sous-jacentes des phénomènes étudiés, tels que la convection de surface au-dessus du continent africain, ou des écarts majeurs au-dessus des zones de convection tropicale.

En conclusion, bien que les motifs généraux soient similaires entre Aeolus et ERA5, il est évident qu'ERA5 sous-estime l'activité des ondes de gravité, en particulier dans les régions convectives. Cette observation semble logique, du fait que les plus petites longueurs d'onde ne peuvent pas être résolues du fait de la résolution horizontale du modèle. Cette observation soulève des questions sur la capacité d'ERA5 à résoudre fidèlement les ondes de gravité et sur les implications potentielles pour la modélisation et la prévision du temps et du climat.

4.4.4 Analyse long-terme de l'évolution et analyse critique du modèle ERA5

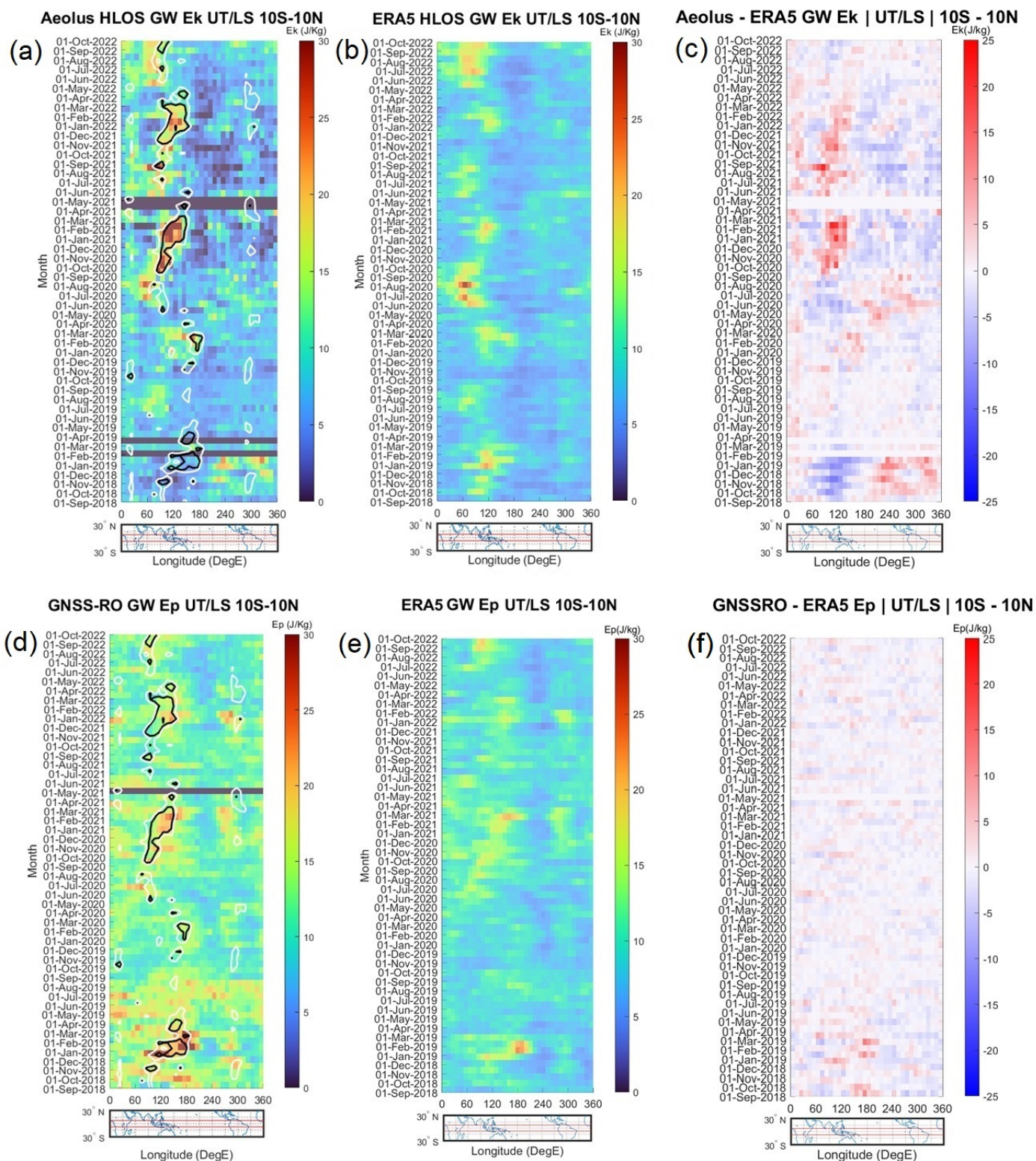


Figure 48. (a,b,c) Diagrammes de Hovmoller représentant $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, $Ek_{ERA5\ HLOS}$ et leur différence. (d,e,f) Diagrammes de Hovmoller représentant $Ep_{GNSS-RO}$, Ep_{ERA5} et la différence. Le tracé des courbes de niveau représente le Rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR) Chaque case correspond à une moyenne de plus de 3 semaines et 10 degrés. Les cases sombres correspondent à l'absence d'informations satellitaires en (a,d). Les mesures OLR ont été obtenues auprès de l'Australian Bureau of Meteorology. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Pour évaluer l'évolution et la transition entre les différentes saisons avec plus de précision, les diagrammes de Hovmoller de la Fig.45 ne montrent que les observations entre 10° N et 10° S, puisque la Fig.43 prouve que c'est dans cette région que se trouve la majeure partie de l'activité. La figure 48a montre $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, où une propagation récurrente vers l'est est observée à plusieurs reprises au-dessus de l'océan Indien. Ce point chaud migre de l'Afrique de l'Est vers le continent maritime du Pacifique entre juin et mars. Cependant, il pourrait y avoir deux caractéristiques distinctes : L'une de juin à septembre exclu et l'autre d'octobre à mars. Ce déplacement est récurrent sur plusieurs années et montre une relative cohérence entre chaque itération en termes de portée longitudinale et temporelle.

La présence de points chauds, représentés par des formes distinctes dans les modèles Ek, est attendue dans les régions où l'activité convective est prévalente. Ces points chauds peuvent être attribués aux mécanismes responsables des GW induits par la convection. La convection profonde dans l'atmosphère produit des régions localisées de mouvement ascendant intense et de libération de chaleur latente. Ce processus de convection intense peut engendrer des perturbations dans l'atmosphère stable avoisinante, générant ainsi des GW de petite échelle et de haute fréquence. Ces ondes, induites par la convection, ont la capacité de se propager verticalement. Elles peuvent également interagir avec la circulation atmosphérique à grande échelle, transférant à la fois de la quantité de mouvement et de l'énergie au flux atmosphérique ambiant (Alexander et al., 2021). Les nuages convectifs sont également connus pour générer des GW lorsque les courants ascendants convectifs décélèrent rapidement à proximité de leur niveau de flottabilité neutre (LNB) (Lane et al., 2001). Comme le montre la figure 45, il y a toujours une activité accrue sur le continent africain, probablement due à la convection terrestre.

Nous observons des schémas spatiaux et temporels similaires entre Aeolus et l'Ek HLOS dérivé d'ERA5 (Fig.48b), avec des valeurs EK accrues correspondant à des zones à fort rayonnement de grande longueur d'onde (OLR). L'OLR mesure la quantité de rayonnement terrestre émis dans l'espace et, par extension, la quantité de couverture nuageuse et de vapeur d'eau qui intercepte ce rayonnement dans l'atmosphère. D'après les conclusions de l'étude de (Zhang et al., 2017), l'OLR est un indicateur fiable de la convection profonde en raison de sa forte corrélation avec le chauffage diabatique dans l'ensemble de l'UTLS et de son lien avec le dégagement de chaleur latente et les tendances radiatives. Cela explique pourquoi l'excellente concordance entre les valeurs EK accrues et les contours OLR n'est pas surprenante. Bien qu'il y ait une forte concordance globale, les ensembles de données présentent quelques divergences. La figure 48c, qui illustre la différence entre les deux ensembles de données, met en évidence les sous-estimations du côté de la réanalyse. Bien que cette différence puisse sembler aléatoire à première vue, il est essentiel de noter qu'elle est fortement corrélée à la présence de l'OLR, ce qui indique une faiblesse possible dans la résolution de l'activité induite par la convection. Les motifs rouges et bleus robustes au bas du graphique des différences ne sont pas physiques. Ils sont un sous-produit d'une baseline spécifique du produit retraité d'Aeolus (faisant référence à des ensembles de données plus anciens qui ont reçu un nouveau traitement algorithmique) qui ne parvient apparemment pas à résoudre l'EK avec précision.

$l'Ep_{GNSS-RO}$ est présentée dans la figure 48d présente les mêmes structures que celles décrites précédemment et suit l'activité de l'OLR. De plus, le contour de l'OLR en décembre 2018 est corrélé à une activité accrue de l'Ep, ce qui n'était pas le cas pour Aeolus, ce qui prouve une fois de plus que la baseline fournie par Aeolus pour cette période donnée n'est pas à la même qualité de traitement que les autres ensembles de données. Le diagramme d' Ep_{ERA5} illustré à la figure 47e est également cohérent avec les autres diagrammes de Hovmoller. L'une des principales conclusions d'une étude antérieure est que les valeurs Ep à 15 km d'altitude culminent autour du continent maritime, où la circulation de Walker remonte dans des conditions autres que celles d'El Niño (Yang et al., 2021). Bien que 15 km représentent la limite inférieure de la plage d'altitude des profils étudiés, nos observations concernant le continent maritime dans la figure 46 sont en accord avec ce point établi précédemment.

Les différences entre les données ERA5 et GNSS-RO observées dans la figure 48f sont très faibles, ce qui est normal puisque ERA5 assimile les données GNSSRO. Ce dernier point renforce la considération qu'il y a une réelle sous-estimation de l'activité Ek autour des zones convectives pour ERA5. Cela pourrait être la cause directe d'un manque d'assimilation des données d'Aeolus ou de tout autre instrument capable de récupérer des informations similaires.

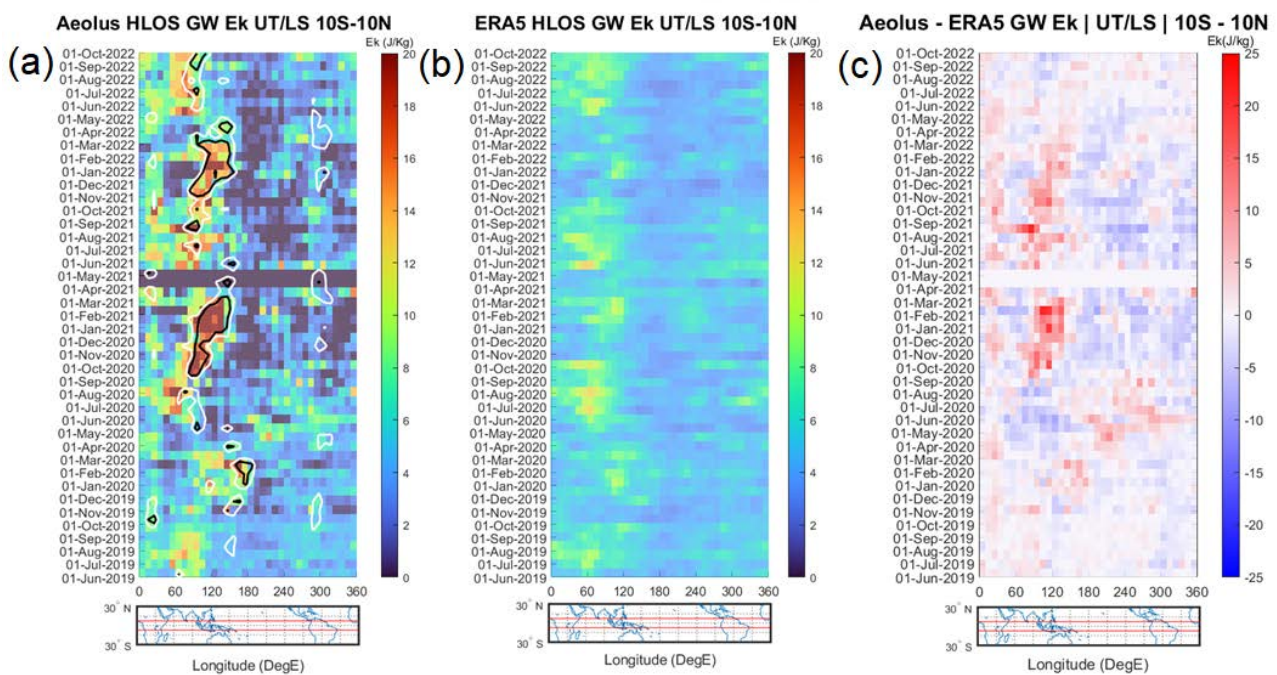


Figure 49. (a,b,c) Diagrammes de Hovmoller représentant $Ek_{Aeolus\ HLOS^*}$, $Ek_{ERA5\ HLOS}$ et leur différence. Le tracé des courbes de niveau représente le Rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR) Chaque case correspond à une moyenne de plus de 3 semaines et 10 degrés. Les cases sombres correspondent à l'absence d'informations satellitaires dans (a). Les mesures OLR ont été obtenues auprès de l'Australian Bureau of Meteorology. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Lorsqu'on omet le filtre passe-bas, on constate une correspondance entre les distributions d'Ek issues d'Aeolus et d'ERA5. Cependant, sans le filtre, Aeolus présente une intensité énergétique légèrement diminuée par rapport à sa version filtrée. Cette observation suggère que des attributs énergétiques spécifiques, principalement liés aux motifs convectifs, pourraient être modifiés ou absents sans ce filtre. Malgré cette variation, les tendances générales entre Aeolus sans le filtre passe-bas et ERA5 restent assez similaires à celles identifiées avec le filtre.

Un élément saillant est la correction plus sommaire du signal d'Aeolus pour cette illustration. Alors qu'ERA5 montre une diminution marquée de ses valeurs, Aeolus conserve une stabilité relative, conduisant à une saturation accentuée pour ce dernier dans cette analyse comparative. Même en tenant compte de ces variations, le diagramme des différences entre Aeolus et ERA5 demeure assez similaire, ce qui suggère que ces nuances n'affectent pas fondamentalement les conclusions. Il demeure évident qu'ERA5 minimise l'activité des ondes de gravité, en particulier dans les zones de forte convection.

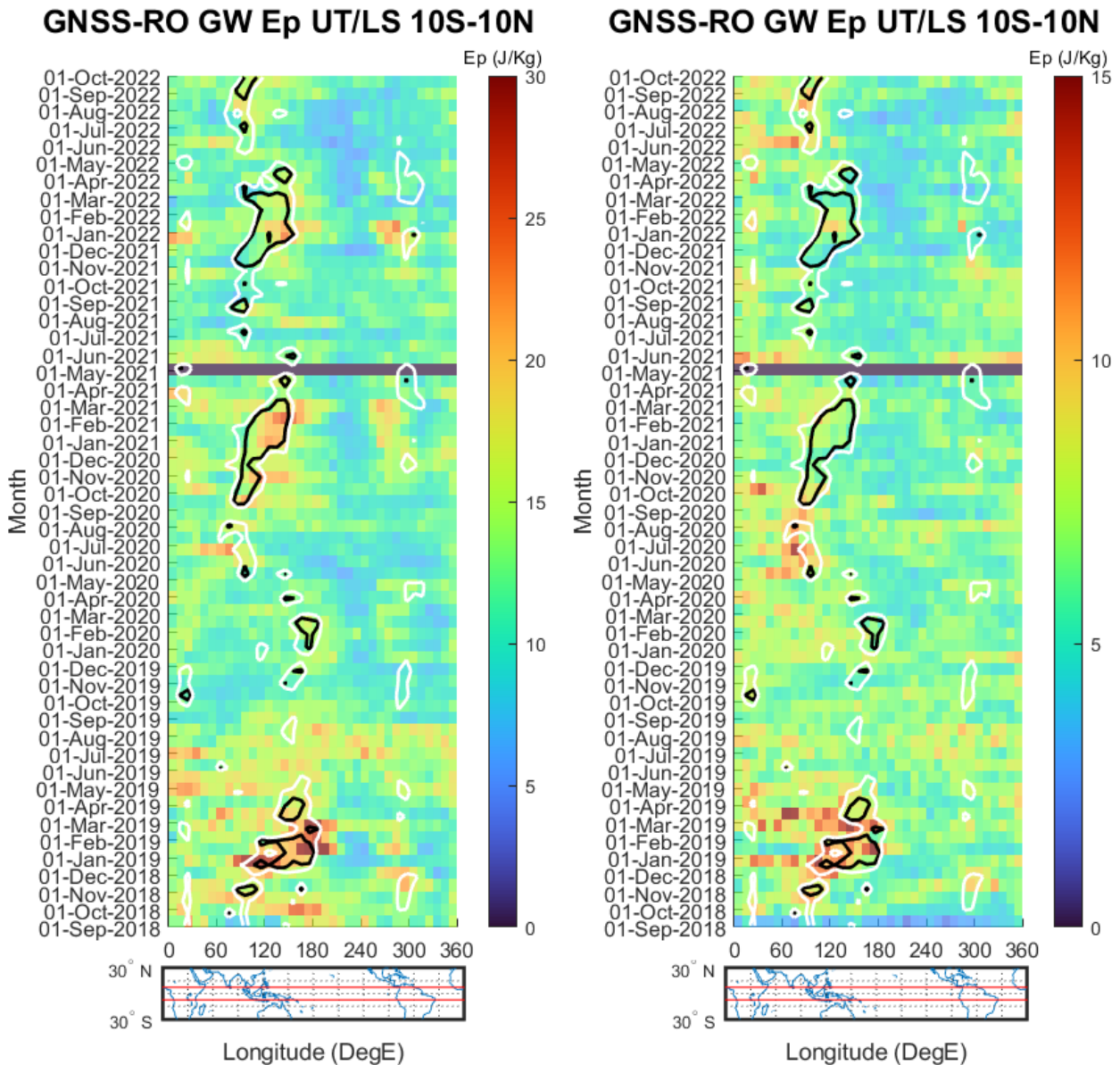


Figure 50. (a,b) Comparaison entre $Ep_{GNSS-RO}$ avec et sans filtre passe-bas. Le tracé des contours représente le Rayonnement sortant à grande longueur d'onde (OLR) pour 210 et 220 W/m^2 (noir et blanc, respectivement). Chaque case correspond à une moyenne de plus de 3 semaines et 10 degrés. Les mesures OLR ont été obtenues auprès de l'Australian Bureau of Meteorology.

Examinons de plus près les variations du GNSS-RO EP pour obtenir une compréhension plus approfondie de ces différences. En analysant la version filtrée, il est manifeste qu'elle est cohérente et suit les contours OLR, comme l'illustre la discussion autour de la figure 48d. Cette version semble capturer fidèlement l'essence des motifs convectifs, reflétant une représentation plus réaliste des phénomènes atmosphériques.

Cependant, en observant la version sans filtre, la situation est toute autre. Il semble que cette version perde la majeure partie, sinon la totalité, des motifs convectifs distinctifs, en plus d'avoir son énergie réduite de moitié.

Cette absence de motifs convectifs dans la version non filtrée soulève des questions sur la pertinence d'omettre une telle étape de filtrage, étant donné son impact manifeste sur la représentation des phénomènes atmosphériques. La pertinence des motifs convectifs, surtout lorsqu'ils sont représentés fidèlement, est primordiale pour l'interprétation et l'analyse des phénomènes atmosphériques. Il est à noter que, pour ces mêmes raisons, nous n'avons pas comparé le GNSS-RO aux résultats d'Aeolus dans les figures précédentes. La mise en parallèle de données filtrées et non filtrées aurait introduit des distorsions et compromis la validité des comparaisons.

Un élément particulièrement préoccupant est la disparition du spot observé entre octobre 2020 et avril 2021 dans la version sans filtre. Ce spot est fondamental pour notre étude, car il représente une manifestation significative des phénomènes que nous cherchons à analyser et à comprendre. Son absence dans la version non filtrée remet en question la fiabilité de cette dernière pour capturer et représenter les caractéristiques essentielles de l'atmosphère. La disparition de ce point pivot renforce notre conviction quant à l'importance du filtrage pour garantir la fidélité des représentations. Cela suggère également la nécessité d'une approche méthodique et prudente lors de l'analyse de données sans filtrage, surtout lorsqu'il s'agit d'événements ou de phénomènes atmosphériques d'une telle importance.

Cependant, l'utilisation du filtrage présente également ses propres défis. Bien qu'il aide à clarifier et à mettre en évidence certains motifs, il semble introduire des ondes de Kelvin potentielles. Ces ondes, bien que distinctes des ondes de gravité, peuvent parfois être confondues avec elles, surtout lorsque les données sont traitées avec l'étape du filtre passe-bas. Cette situation rend la conversation bien plus délicate, car elle couple deux phénomènes distincts, à savoir les ondes de gravité et les ondes de Kelvin, dans une seule et même représentation. Nous nous retrouvons donc face à un dilemme. D'un côté, nous avons la possibilité de filtrer les données pour mettre en évidence des écarts dans les réanalyses, quitte à accepter l'intrusion d'autres types d'ondes dans nos résultats. De l'autre, nous pouvons nous concentrer exclusivement sur les ondes de gravité, mais cela impliquerait d'exclure l'étude du GNSS-RO, étant donné qu'il ne semble pas capable de fournir des données similaires sans filtrage.

Mais, il convient de noter que, quelle que soit la voie choisie, cela n'altère en rien nos observations initiales concernant les différences entre Aeolus et ERA5. En effet, que l'on opte pour une approche filtrée ou non filtrée, les divergences demeurent, soulignant l'importance de nos découvertes.

Finalement, si notre objectif est d'avoir un premier aperçu qualitatif des phénomènes en jeu, le choix entre les deux méthodes devient moins crucial. Après tout, l'essence de cette thèse est de fournir une première évaluation, une sorte d'ébauche des capacités de résolution d'Aeolus, et dans cette optique, il est possible de se satisfaire des analyses présentées.

4.4.5 Étude des longueurs d'ondes dominantes

Après avoir exploré les diagrammes de Hovmoller qui comparent Aeolus et ERA5, nous avons déjà une compréhension substantielle des différences entre ces deux ensembles de données. Cette sous-section propose une étude plus détaillée des zones où nous pouvons nous attendre à observer les plus faibles longueurs d'ondes dominantes, en lien avec la présence d'énergie cinétique. Pour une étude qualitative rigoureuse des phénomènes atmosphériques, l'utilisation de la méthode sans filtre est préférable pour les raisons évoquées précédemment.

L'examen des longueurs d'ondes dominantes dans la région tropicale est complexe et est influencé par une multitude de facteurs dynamiques et thermodynamiques. Dans cette région, la convection profonde joue un rôle significatif dans la génération et la modulation des ondes de gravité atmosphériques. Cette convection est souvent associée à des phénomènes tels que les systèmes convectifs de méso-échelle et les cyclones tropicaux, qui sont particulièrement efficaces pour générer des ondes de gravité avec une grande énergie cinétique. Le processus de génération est souvent non-linéaire et dépend fortement des caractéristiques spatiales et temporelles de la source convective.

L'énergie cinétique maximale dans les ondes de gravité est souvent associée à des longueurs d'onde plus courtes pour diverses raisons interconnectées. D'une part, ces ondes de plus courte longueur d'onde sont moins sensibles aux mécanismes de dissipation tels que la viscosité et la diffusion turbulente, particulièrement dans la région tropicale où l'énergie est abondante. D'autre part, l'interaction avec le courant-jet équatorial peut également moduler l'énergie cinétique de ces ondes, favorisant ainsi leur énergie cinétique maximale. De plus, les conditions thermodynamiques spécifiques aux tropiques, notamment un fort gradient de température vertical et une humidité relative élevée, peuvent favoriser la propagation des ondes de gravité de plus courte longueur d'onde. Ce phénomène est exacerbé par le couplage vertical fort entre les différentes couches de l'atmosphère, qui est également typique des régions tropicales. Enfin, la taille plus petite de la source convective dans les tropiques est également un facteur contribuant, étant donné que des sources plus petites sont généralement plus efficaces pour générer des ondes de gravité de plus courte longueur d'onde.

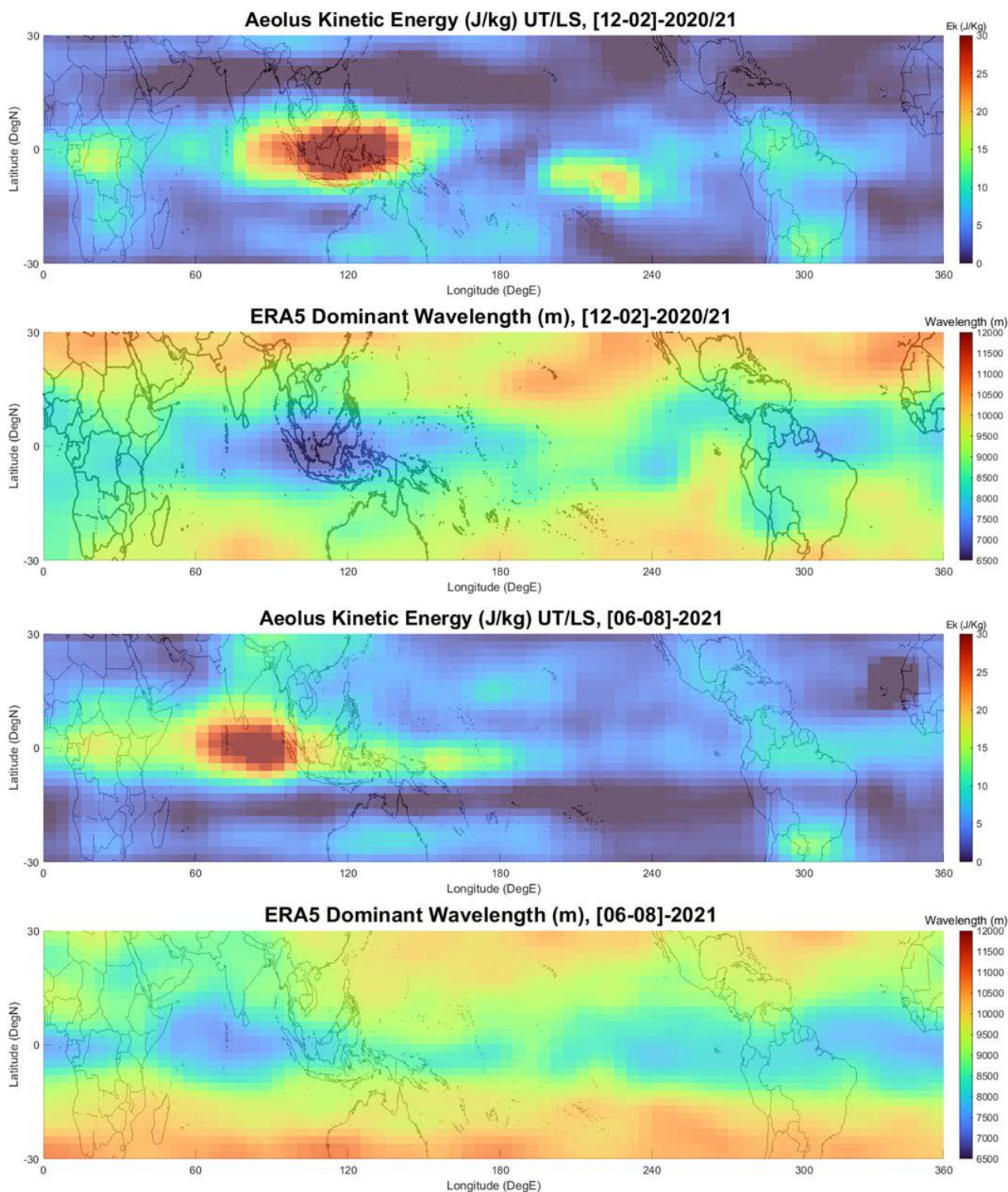


Figure 51. Comparaison entre $E_{k_{Aeolus\ HLOS^*}}$ et la longueur d'onde verticale dominante récupérée par ERA5 pour DJF 2020/21 et JJA 2021. Ces figures sont réalisées sans l'étape du filtre passe bas.

Dans les régions autour des taches convectives, où Aeolus possède l'EK le plus élevé, ERA5 affiche les caractéristiques de longueur d'onde verticale les plus faibles. Ce résultat est prévisible, car les ondes ayant des valeurs EK plus élevées sont corrélées avec des longueurs d'onde plus faibles. L'utilisation d'une source d'information indépendante, telle qu'ERA5, s'avère précieuse dans ce contexte. ERA5 offre un niveau de détail supplémentaire, en particulier en ce qui concerne les phé-

nomènes à faible longueur d'onde qu'Aeolus pourrait ne pas capturer entièrement. En effet, la dérivation des longueurs d'onde du profil avec Aeolus s'est avérée problématique. L'observation du satellite peut être déformée à cause du RBS, comme mentionné précédemment (voir section 4.2.2). Le RBS permet au satellite de modifier sa résolution verticale et peut fausser la bonne représentation des longueurs d'onde, même s'il fournit une estimation précise de l' E_k . Pour atténuer ces limitations et mieux comprendre les phénomènes atmosphériques pertinents, il est impératif de mener des études de sensibilité et des procédures de validation. Les comparaisons avec des sources de données indépendantes, y compris des mesures au sol ou des données satellitaires supplémentaires, sont essentielles. Une telle analyse comparative améliorera notre compréhension de la dynamique atmosphérique, en particulier dans la région de la haute troposphère et de la basse stratosphère (UTLS).

La corrélation entre l'énergie cinétique (E_k) et la longueur d'onde dominante, mise en évidence dans l'analyse entre Aeolus et ERA5, est donc logique et attendue. Elle suit un schéma cohérent où une longueur d'onde dominante minimale correspond à un maximum d' E_k . Cette relation révèle des caractéristiques importantes des phénomènes atmosphériques et de leur manifestation dans différentes saisons et géographies.

Toutefois, il est essentiel de reconnaître que cette corrélation est également très dépendante du rapport entre l'énergie cinétique et l'énergie potentielle (E_k/E_p). Le mix E_k/E_p peut varier considérablement en fonction des lieux et de la nature des ondes, et cette variabilité peut influencer les résultats de manière significative. Garder à l'esprit cette complexité est crucial pour une interprétation précise des données.

Dans la section suivante nous explorerons plus en détail comment ce rapport E_k/E_p joue un rôle dans l'analyse.

4.4.6 Différences entre Energie Cinétique et Energie Cinétique HLOS

Une réflexion légitime est celle portant sur la distinction entre l'énergie cinétique totale (E_k) et l'énergie cinétique HLOS ($E_{k_{HLOS}}$). Les conclusions précédentes de cette section, basées sur le modèle ERA5, suggèrent une sous-estimation de la quantité d' E_k dans certaines zones, notamment dans l'océan Indien. Cependant, une analyse plus approfondie est nécessaire pour comprendre la relation entre ces deux éléments, en particulier parce que ces deux formes d'énergie ne sont pas identiques. Cette information est importante pour la transposabilité des conclusions et sa réelle portée. Nous avons assumé que l'énergie cinétique totale E_k est dominée par $E_{k_{HLOS}}$, suggérant implicitement ainsi un rapport proche de 1 entre ces deux quantités.

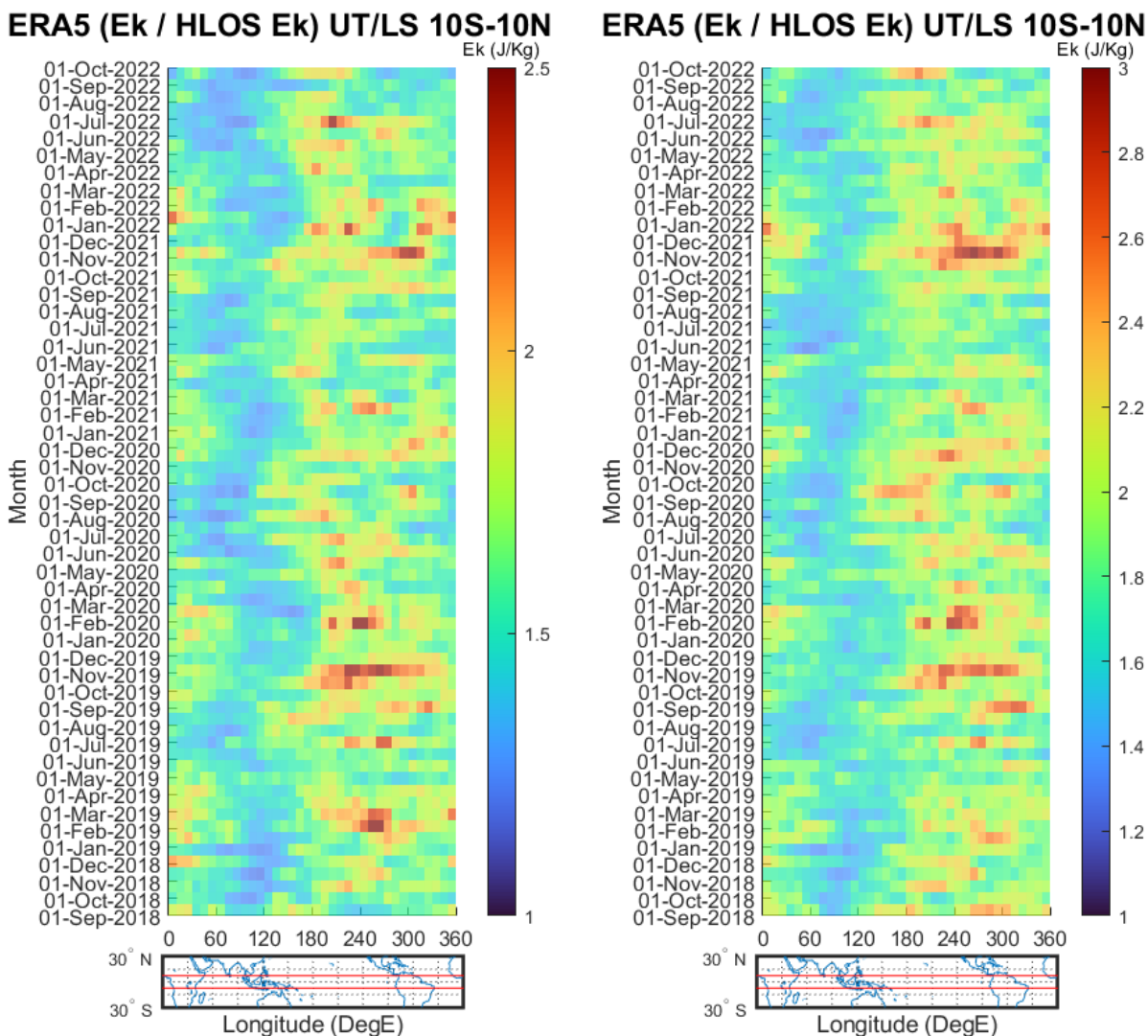


Figure 52. a) Rapport entre HLOS Ek et Ek dans le modèle ERA5 avec l'étape du filtre passe bas. b) Rapport entre HLOS Ek et Ek dans le modèle ERA5 sans l'étape du filtre passe bas.

Cette discussion nous amène à la Figure 52, qui illustre de manière significative la relation entre les deux énergies dans le modèle ERA5. La Figure 52a présente le rapport entre Ek_hlos et Ek avec l'application d'un filtre passe-bas, tandis que la Figure 52b montre ce même rapport sans l'étape du filtre passe-bas.

La figure 52a montre un rapport stable au dessus du Pacifique occidental, et ce au cours de toute la durée d'observation. Cette stabilité est particulièrement remarquable, surtout lorsqu'on considère la phase active de la MJO, connue pour générer de la convection et des ondes de gravité. Surprenamment, malgré les événements convectifs présumés sur le Pacifique occidental, le ratio se maintient stable et proche de l'unité. Le modèle observe une quantité accrue d'EK dans les régions se situant paradoxalement là où Aeolus ne connaît, en revanche, aucune augmentation d'Ek (Fig. 48a). On note que la différence entre HLOS Ek et Ek est minimale autour du continent maritime et maximale au-dessus du continent américain.

D'autre part, la Figure 52b présente le même rapport sans l'application du filtre passe-bas. Le

rapport reste également relativement stable, avec quelques légères variations des valeurs absolues selon la région, tout en gardant une très forte similarité du point de vue des motifs. Cette stabilité n'est pas surprenante, car le ratio ne devrait pas changer de manière significative, quelle que soit la méthode appliquée.

En moyenne, les données ERA5 indiquent un rapport de E_k égal à 1,6, impliquant que $E_{k_{HLOS}}$ représente environ 62,5% de l' E_k total, le reste étant indétectable en raison de la projection HLOS. Bien qu'elle ne soit pas dominante, $E_{k_{HLOS}}$ contribue substantiellement à E_k . La composante méridionale, moins significative dans cette zone géographique spécifique pour Aeolus, contribue aux 37,5% restants d' E_k non pris en compte par $E_{k_{HLOS}}$.

Reconnaissant cela, notre étude admet que $E_{k_{HLOS}}$ sous-estime l'énergie cinétique totale. Néanmoins, l'aspect le plus crucial de cette sous-section n'est pas la détermination d'une valeur quantitative précise pour l'écart entre l'énergie cinétique (E_k) et l'énergie cinétique HLOS ($E_{k_{hlos}}$), mais plutôt la reconnaissance d'une sous-estimation substantielle d' E_k par les modèles. Cette visualisation met en évidence une lacune dans la manière dont les modèles actuels évaluent l'énergie cinétique, en particulier dans certaines zones géographiques critiques.

Nos observations montrent que les ratios $E_k/E_{k_{hlos}}$ sont proches de 1 dans les régions où les différences sont les plus marquées. Cette proximité du ratio à l'unité dans ces zones critiques renforce la solidité de nos conclusions concernant la sous-estimation d' E_k par le modèle ERA5.

Bien que la détermination d'un pourcentage précis de sous-estimation - comme notre observation que $E_{k_{hlos}}$ représente environ 62,5% de l' E_k total - soit utile pour une compréhension de premier ordre, il est essentiel de considérer cette information davantage d'un point de vue qualitatif que quantitatif. L'ajustement des modèles pour tenir compte de cette sous-estimation d' E_k pourrait conduire à des prévisions plus précises et à une meilleure compréhension des dynamiques atmosphériques, en particulier dans les régions où les écarts sont les plus significatifs.

4.4.7 Différences entre Energie Cinétique et Energie Potentielle

Pour ouvrir cette dernière sous-section nous pourrions commencer par poser quelques questions clés pour guider la discussion et se rappeler de l'intérêt premier d'étudier l'énergie cinétique, là où l'énergie potentielle est déjà étudiée depuis plusieurs décennies. Des questions pertinentes à aborder pourraient donc être : Quel est l'avantage de disposer d'estimations de l'énergie cinétique des ondes de gravité ? Comment les valeurs obtenues se comparent-elles quantitativement aux estimations antérieures de l'énergie potentielle ? Est-ce que le rapport entre ces deux énergies nous renseigne sur le caractère (linéaire ou non linéaire) des ondes de gravité ?

Abordant la première question, il est essentiel de reconnaître que les rapports d'énergie cinétique (E_k) à énergie potentielle (E_p), bien qu'utiles, ne sont pas des valeurs fixes. Ces rapports varient en fonction de facteurs géographiques, de la plage d'altitude d'observation, et de la nature des ondes. De ce fait, mesurer directement l'énergie cinétique a toujours été un chaînon manquant pour une compréhension complète de la dynamique des ondes de gravité (GW).

La littérature basée sur la théorie linéaire des ondes de gravité indique que le rapport E_k/E_p est prévu constant, variant entre 5/3 et 2.0 (Hei et al., 2008; VanZandt, 1985). Nastrom et al. (2000) ont trouvé un accord proche avec la théorie linéaire.

Cependant, des études ont montré des rapports généralement plus élevés que les estimations théoriques : des rapports moyens d'environ 1.8 et 5.1 pour la troposphère et la basse stratosphère (Guharay et al., 2010), environ 8 en utilisant des observations de radiosondage de 3 sites équatoriaux en dessous de 35 km (Tsuda et al., 2004), environ 1.31 (Zhang et Yi., 2007), ou environ 3 dans la troposphère et environ 6 dans la stratosphère (Nastrom et VanSandt., 2001). Baumgarten et al. (2015) ont rapporté un ratio mesuré d'environ 10, indiquant une prédominance d'ondes avec des fréquences intrinsèques proches de la fréquence inertielle.

Le consensus général considère que, si le rapport est constant, l'énergie totale du système atmosphérique peut être récupérée en étudiant uniquement les perturbations de température (S. P. Alexander et al., 2007; Tsuda et al., 2000).

Cependant, les observations empiriques remettent de plus en plus en question cette hypothèse. Guharay et al. (2010) et Tsuda et al. (2004) ont initialement évoqué la possibilité de caractéristiques d'ondes différentes dans diverses régions, suggérant une variabilité plutôt qu'une constance dans la dynamique des ondes. Zilitinkevich et al. (2009) ont approfondi cette question, discutant de l'impact des ondes de gravité internes sur la turbulence et les rapports d'énergie dans les flux atmosphériques stables, notant spécifiquement la variabilité du nombre de Richardson de flux. Schumann (2019) a observé que le rapport d'énergie cinétique verticale à énergie potentielle augmente de manière quadratique avec le nombre d'onde, dépassant souvent l'unité à petite échelle dans la turbulence stratifiée.

Ces observations sont en outre soutenues par les découvertes de Fritts, Wang, and Werne (2009), qui ont découvert que les interactions entre les ondes de gravité et les structures fines peuvent conduire à des instabilités de cisaillement de Kelvin-Helmholtz et à une turbulence étendue, affectant la distribution de l'énergie cinétique à énergie potentielle dans les ondes. Thompson (1980) a modélisé la conversion de l'énergie cinétique en énergie potentielle lors de la rupture des ondes de gravité internes, soulignant l'interaction entre la rupture des ondes, la turbulence et l'efficacité énergétique. Dörnbrack (1998) a utilisé des simulations haute résolution pour montrer que la rupture de ces ondes peut créer des couches turbulentes mixtes intermittentes, impactant les budgets énergétiques. Enfin, Nappo (2012) a suggéré que la coexistence d'ondes de gravité et d'instabilité de flux dans des fluides stratifiés pourrait être due à l'instabilité des ondes, avec un échange d'énergie potentiel à cinétique entre les ondes et la turbulence.

La variabilité du rapport E_k/E_p observée dans différentes études suggère que les conditions atmosphériques réelles sont intrinsèquement non linéaires, influencées par des facteurs tels que les gradients thermiques, les motifs du vent et les caractéristiques topographiques. Ces éléments introduisent des effets non linéaires que le modèle linéaire des ondes de gravité ne parvient pas à saisir, conduisant aux écarts observés dans le rapport E_k/E_p . Ceci met en lumière une limitation inhérente ou une hypothèse erronée au sein de la théorie linéaire, car le système atmosphérique est dynamique, avec des rapports énergétiques variant dans le temps et selon différentes latitudes et longitudes. De plus, il convient de mentionner que E_{k_Hlos} diffère d' E_k (voir section 4.4.6), et

notre ensemble de données couvre des périodes de temps variées, reflétant différents états de santé des satellites.

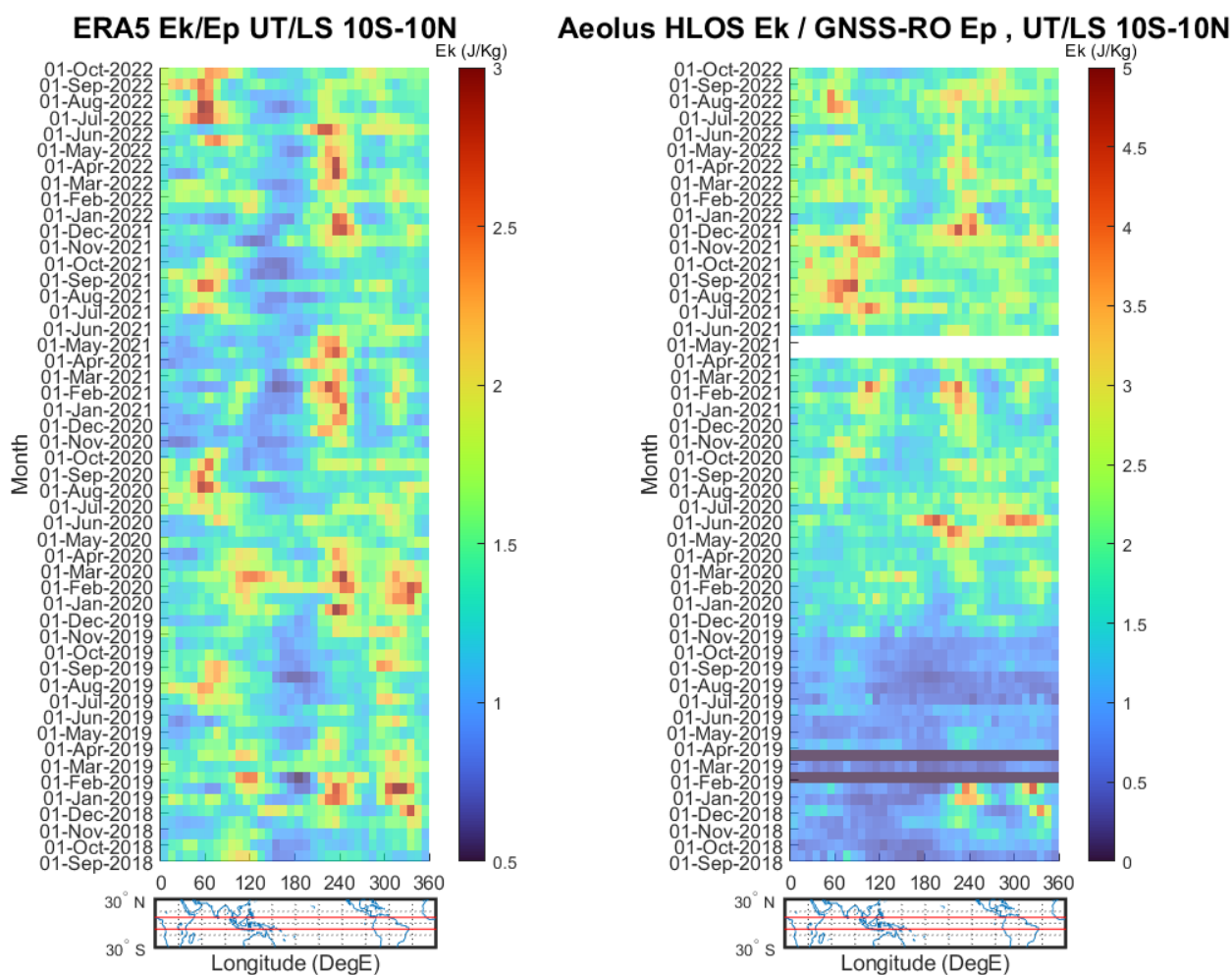


Figure 53. a) Rapport entre Ek et Ep du point de vue d'ERA5. b) Rapport entre HLOS Ek et Ep d'Aeolus et GNSSRO. Ces figures sont réalisées avec l'étape du filtre passe bas.

Les diagrammes de Hovmoller présentés dans la figure 53 illustrent la variation de ces ratios sur la bande équatoriale de 10S à 10N à travers toutes les longitudes sur une période s'étendant de septembre 2018 à octobre 2022.

L'analyse des rapports révèle des tendances significatives tant sur le plan longitudinal que temporel. Une division nette est observée entre l'océan Indien et la partie est de l'océan Pacifique, marquée par une ligne de fort contraste aux alentours de 180 degrés. Cette distinction suggère des dépendances géographiques qui pourraient être influencées par des caractéristiques orographiques ou une activité convective, affectant la génération et la propagation des ondes de gravité. De plus, il est intéressant de noter que les observations d'Aeolus révèlent un changement

soudain dans l'évaluation de l'énergie cinétique vers la fin de l'année 2019, ce qui coïncide avec l'augmentation du bruit de fond observée dans l'évolution à long terme du satellite (Sous-Sect. 3.3.3) et avec l'augmentation des pixels chauds (Weiler et al. 2021b).

En analysant ces diagrammes de Hovmoller et en les comparant avec les données d'Aeolus (Fig. 48a), il apparaît une corrélation entre les ratios EK/EP maximums et la présence de points chauds, indiquant une forte activité dynamique. Cette observation pourrait laisser supposer que, dans des régions avec des caractéristiques saisonnières similaires, les ondes de gravité tendent à contenir plus d'énergie cinétique lors d'événements convectifs.

Sur le plan temporel, des motifs discernables apparaissent, potentiellement corrélés avec des phénomènes atmosphériques saisonniers. Cette variabilité temporelle indique que le caractère des ondes de gravité pourrait fluctuer en raison de changements saisonniers dans la dynamique atmosphérique, comme le positionnement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) ou les variations de la force et de l'emplacement des courants-jets.

Suite à ces constatations, il devient pertinent d'examiner plus en détail ce que les valeurs des rapports E_k/E_p peuvent révéler sur le comportement des ondes de gravité, qu'il soit linéaire ou non linéaire.

Dans certains modèles d'ondes linéaires, les énergies cinétique et potentielle sont d'une ampleur comparable, ce qui conduit à un rapport proche de l'unité. Lorsque les observations correspondent étroitement à ces prévisions théoriques, cela suggère que les ondes présentent un comportement linéaire (Nastrom et al., 2000).

Un comportement non linéaire est suggéré lorsque les rapports d'énergie observés s'écartent considérablement de ceux prévus par les théories linéaires. Cela peut se produire dans des situations où l'amplitude des ondes est importante, entraînant des effets tels que ceux résultant des interactions onde-onde, du déferlement des ondes ou des processus de saturation. Mack et Jay (1967) ont observé que pour certains rapports profondeur/longueur d'onde, l'énergie potentielle moyenne s'écartait de l'énergie cinétique moyenne d'une manière qui n'était pas prévue par la théorie de l'amplitude infinitésimale, ce qui indique l'existence d'effets non linéaires.

La tentative de recréer ces deux figures sans l'étape du filtre passe-bas s'est avérée infructueuse. Sans le filtre passe-bas, les résultats du GNSS-RO deviennent inutilisables et trop décorrélés des observations d'Aeolus et ERA5.

En résumé, l'examen des figures 53a et 53b issues des données ERA5 et Aeolus, en relation avec les données GNSS-RO, révèle que le rapport E_k/E_p n'est pas constant, confirmant ainsi que les caractéristiques des ondes de gravité varient tant dans le temps que dans l'espace. Les rapports obtenus, (1,43 pour les données ERA5 et 1,63 pour les données Aeolus/GNSS-RO), démontrent que les observations englobent un spectre de processus d'ondes à la fois linéaires et non linéaires. La certaine récurrence à laquelle ces rapports dépassent l'unité suggère l'existence d'une composante significative d'énergie cinétique dans ces ondes, ce qui est souvent le signe d'un comportement plus complexe, possiblement non linéaire.

Cette observation est renforcée par la cohérence des valeurs obtenues malgré l'influence de la tropopause sur la récupération de l'activité des ondes de gravité à partir des profils de température. La similitude des ordres de grandeur des rapports observés (1,43 pour ERA5 Ek/EP, 1,63 pour Aeolus/GNSS-RO Ek/Ep et environ 1,6 ERA5 Ek/Ek_hlos) non seulement confère de la crédibilité aux estimations, mais s'aligne également avec les tendances relevées dans les études antérieures (Hei et al., 2008; VanZandt, 1985).

4.5 INCERTITUDES ET BARRES D'ERREUR

4.5.1 Méthode d'estimation

Dans l'étude de l'énergie cinétique contenue dans les ondes de gravité, il est impératif de considérer avec attention les incertitudes inhérentes aux mesures de vitesse du vent, car elles impactent directement la précision de nos calculs d'énergie. L'énergie cinétique par kilogramme d'air est définie comme :

$$E_k = \frac{1}{2} U^2 \quad (26)$$

Où U représente la vitesse du vent en m/s. L'Eq. 19 Représente la même quantité, appliquée aux données Aeolus. L'incertitude sur cette mesure, notée ΔE_k , est directement liée à l'incertitude de la vitesse du vent (ΔU) et se calcule comme :

$$\Delta E_k = U \cdot \Delta U \quad (27)$$

Cette relation, exprimée en J/Kg, souligne que l'exactitude des mesures de vitesse du vent est cruciale, car une petite erreur peut se traduire par une grande incertitude dans l'énergie cinétique calculée. Lorsque l'on considère l'énergie cinétique moyenne dans une région spécifique, basée sur N mesures de vitesse du vent, cette moyenne est exprimée en J/Kg par :

$$\overline{E_k} = (\sum_{i=1}^N U_i) / N \quad (28)$$

L'incertitude associée à cette moyenne, compte tenu de l'indépendance des mesures, est calculée par la somme quadratique des erreurs individuelles. La variance de cette incertitude est donc :

$$Var(\overline{E_k}) = (\sum_{i=1}^N U_i^2 \Delta U_i^2) / N \quad (29)$$

Exprimée en J^2/Kg^2 , tandis que l'incertitude s'exprime elle :

$$\Delta \overline{E_k} = \frac{1}{N} \cdot \sqrt{(\sum_{i=1}^N U_i^2 \Delta U_i^2)} \quad (30)$$

Dans le cas où les mesures de vitesse et leurs incertitudes sont à peu près égales sur l'ensemble de l'échantillon, cette formule se simplifie pour donner :

$$\Delta \overline{E_k} = U \cdot \Delta U / \sqrt{N} \quad (31)$$

La prise en compte des incertitudes est donc essentielle pour garantir la validité et la fiabilité de nos conclusions. Elles reflètent non seulement la précision des instruments de mesure, mais aussi la nécessité d'une approche méthodique dans l'analyse des données, sans quoi les résultats pourraient être rendu caduques. Ces erreurs nécessitent donc une analyse critique lors de l'interprétation des résultats, qui suivront la même séparation que celle proposée pour les sections 4.3 et 4.4

4.5.2 Régions extra-tropicales

La région extra-tropicale, dans le contexte cette étude, est un domaine où des questions demeurent partiellement sans réponse, malgré les analyses menées dans les sections précédentes. Ces régions sont influencées par une variété de facteurs, notamment la topographie, les systèmes météorologiques, et les conditions climatiques saisonnières.

Des zones comme les montagnes rocheuses et les montagnes scandinaves, ainsi que le Groenland et la mer de Béring, présentent des caractéristiques uniques en termes de génération d'ondes de gravité. A ces observations, il faut rappeler qu'il existe des problématiques spécifiques liées au Range Bin Setting (RBS) et aux Oscillating Perturbations (OP) dans les données d'Aeolus. Le RBS, qui réfère à la résolution verticale dynamique de mesure des vents par le satellite, varie significativement en fonction des saisons et des régions géographiques, influençant la détection et l'interprétation des ondes de gravité. Ces variations du RBS peuvent introduire des incertitudes considérables dans notre compréhension des dynamiques des ondes de gravité. Les OP, détectées sur les orbites d'Aeolus, représentent des fluctuations dans l'atmosphère pouvant influencer la détection et l'analyse des ondes de gravité.

De plus, la comparaison entre les données recueillies par Aeolus, GNSS-RO et ERA5 révèle des disparités dans la manière dont ces instruments perçoivent et rendent compte de l'activité des ondes de gravité. Ces différences soulignent l'importance de comprendre les sensibilités et limites d'Aeolus pour une interprétation complète, indépendante et précise des données des ondes de gravité dans les régions extra-tropicales.

En effet, les incertitudes ont un impact direct sur la précision de nos calculs d'énergie cinétique et sont d'une importance fondamentale dans les régions extra-tropicales. La prise en compte de ces incertitudes est donc essentielle pour une analyse fiable de ces régions, où les incertitudes liées à la mesure de la vitesse du vent peuvent masquer ou amplifier certains aspects des ondes de gravité.

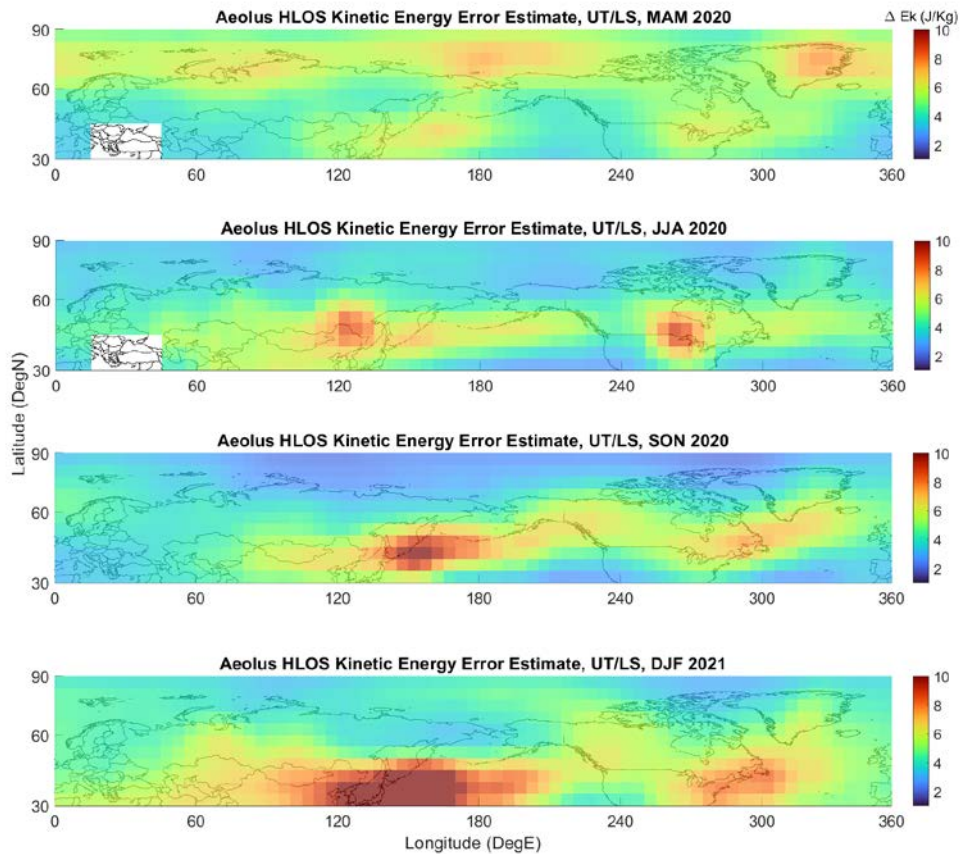


Figure 54. $\Delta \overline{E}_k$ dans l'hémisphère Nord. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021. Les cases blanches représentent l'absence d'information satellitaire.

La figure 54 illustre les estimations d'erreur associées à l'énergie cinétique (E_k) mesurée par le satellite Aeolus au cours de différentes saisons dans la région extra-tropicale. Cette visualisation revêt une importance dans le cadre de notre étude sur les ondes de gravité, révélant ainsi la fiabilité que nous pouvons attribuer aux mesures effectuées.

Les erreurs mises en lumière par la figure varient non seulement saisonnièrement, mais également en fonction des régions géographiques, soulignant ainsi les zones où la confiance dans les mesures est compromise. Divers points significatifs émergent, chacun pouvant être associé à différentes causes. Pendant la saison de mars à mai (MAM), l'ensemble de la bande supérieure présente une incertitude accrue, vraisemblablement en raison d'une concentration plus élevée d'OPs dans cette région. Cette situation est particulièrement évidente au niveau du Groenland, une zone reconnue pour son abondance en signaux contaminés, comme illustré par la figure 36. Au cours de l'été (JJA), deux points d'incertitude manifestement marqués apparaissent : l'un à la frontière entre les États-Unis et le Canada, près des Grands Lacs, et l'autre dans la province d'Heilongjiang en Chine, à l'interface avec l'oblast d'Amour en Russie. Ces foyers d'incertitude tendent ensuite à migrer vers l'est, affectant le golfe du Maine et la zone entre la mer d'Okhotsk et l'océan Pacifique. En hiver (DJF), ces points d'incertitude s'étendent en surface et en intensité, sans qu'un événement spécifique puisse être directement corrélé à ces augmentations soudaines.

Les pics d'erreur observés durant les saisons successives pourraient indiquer des conditions

atmosphériques en évolution ou des contraintes liées aux instruments de mesure. À la lumière de ces données, il est patent que le signal entre 30°N et 90°N est extrêmement faible, comme démontré par la figure 32, résultant en l'absence de signal discernable après la correction du bruit ambiant. Effectivement, les hausses d'activité détectées en SON coïncident avec les régions d'incertitude les plus prononcées, renforçant l'hypothèse d'un signal erroné, d'autant plus que les incertitudes sont approximativement deux fois supérieures aux valeurs absolues de l'énergie cinétique mesurée.

Il est probable qu'une analyse exhaustive de la zone extra-tropicale requière une correction du signal spécifique, nécessitant une attention particulière à la sélection des profils en fonction de certaines valeurs d'incertitude, ainsi qu'une méthode de correction du biais distincte. La zone extra-tropicale regorge d'informations précieuses et ne doit pas être négligée ; cependant, il est désormais évident que le traitement des données pour les rendre exploitables est loin d'être anodin et exigera des ajustements détaillés à la suite de la publication des dernières baselines.

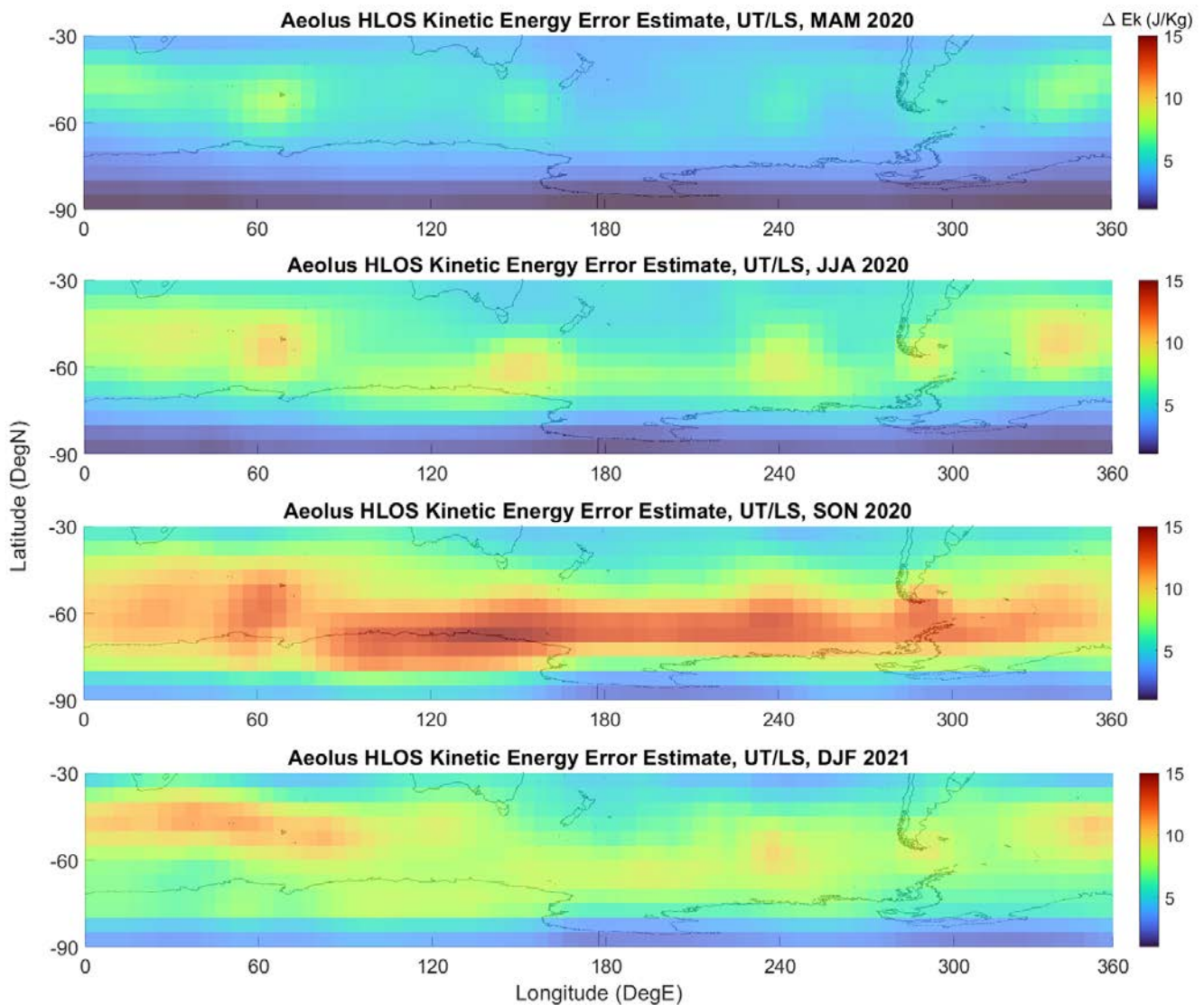


Figure 55. $\Delta \overline{E}_k$ dans l'hémisphère Sud. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021.

Cette figure qui illustre l'hémisphère sud offre une perspective meilleure que la précédente. Nous observons que les points chauds se regroupent, durant les deux premiers trimestres, en quatre ou cinq zones assez distinctes. Ces dernières semblent, au cours de la saison SON, fusionner pour former une bande de haute incertitude. Cette anomalie est partiellement justifiable par l'implémentation du RBS POLARIS (60S et en dessous), conçu pour l'étude des nuages polaires stratosphériques, mais qui s'avère préjudiciable pour notre sujet d'étude. Cette tendance est particulièrement évidente sur la figure 33 pour les saisons JJA et SON, où l'on note des valeurs fortement saturées là où l'incertitude est marquée. Cette observation est plutôt positive, indiquant qu'il est possible d'exclure certains profils en se basant sur l'estimation de leur erreur, validant ainsi l'exactitude de l'erreur estimée par Aeolus.

Cependant, le problème réside dans le fait que nous avons appliqué la méthode corrective utilisée pour les tropiques aux autres zones, ce qui, par extrapolation, conduit à des résultats potentiellement inutilisables. Ainsi, il convient de souligner que les incertitudes demeurent conséquentes par rapport aux valeurs de l'énergie cinétique détectées. Cela ne signifie pas que les données sont inutilisables en soi, mais plutôt que la correction appliquée est trop rigoureuse pour ces régions et tend à atténuer excessivement les valeurs mesurées.

Pour mener une étude rigoureuse de la zone extra-tropicale, trois éléments s'avèrent nécessaires : premièrement, l'utilisation de nouvelles données mises à jour avec une correction maximale des phénomènes parasites tels que les pixels chauds et les OP ; deuxièmement, l'abandon de la correction de biais qui ne correspond pas aux complexités de ces zones ; et troisièmement, l'adoption d'une méthode de sélection des profils basée sur leur erreur estimée. Avec ces ajustements, nous pouvons espérer découvrir de nouveaux résultats significatifs. D'ailleurs, cette section révèle qu'Aeolus établit une corrélation correcte entre les erreurs estimées et les valeurs anormalement élevées, ce qui suggère que l'estimation d'erreur est fonctionnelle et peut être utilisée comme un outil d'ajustement.

4.5.3 Région tropicale

L'exploration des régions tropicales constitue l'épicentre de cette thèse, portant les conclusions les plus substantielles et cruciales. Contrairement à la zone extra-tropicale, qui a été scrutée sous un angle exploratoire, les méthodes de traitement du signal dans les régions tropicales ont été méticuleusement élaborées. C'est dans ces régions que la véracité des valeurs acquiert une importance capitale, car toute inexactitude pourrait non seulement compromettre la compréhension des dynamiques atmosphériques globales mais aussi remettre en question les conclusions tirées concernant les données de réanalyse ERA5 et les connaissances qui en découlent.

L'intégrité des valeurs mesurées dans les tropiques est d'autant plus critique que ces régions sont le moteur de nombreux processus climatiques et météorologiques à l'échelle planétaire. De ce fait, des incertitudes mesurables et limitées sont impératives pour garantir que les résultats de cette étude puissent servir de fondement fiable pour les analyses ultérieures. Dans cette optique, l'acuité et la précision des instruments tels que Aeolus deviennent des piliers incontournables pour la validation des modèles existants et pour l'établissement de nouvelles théories climatologiques.

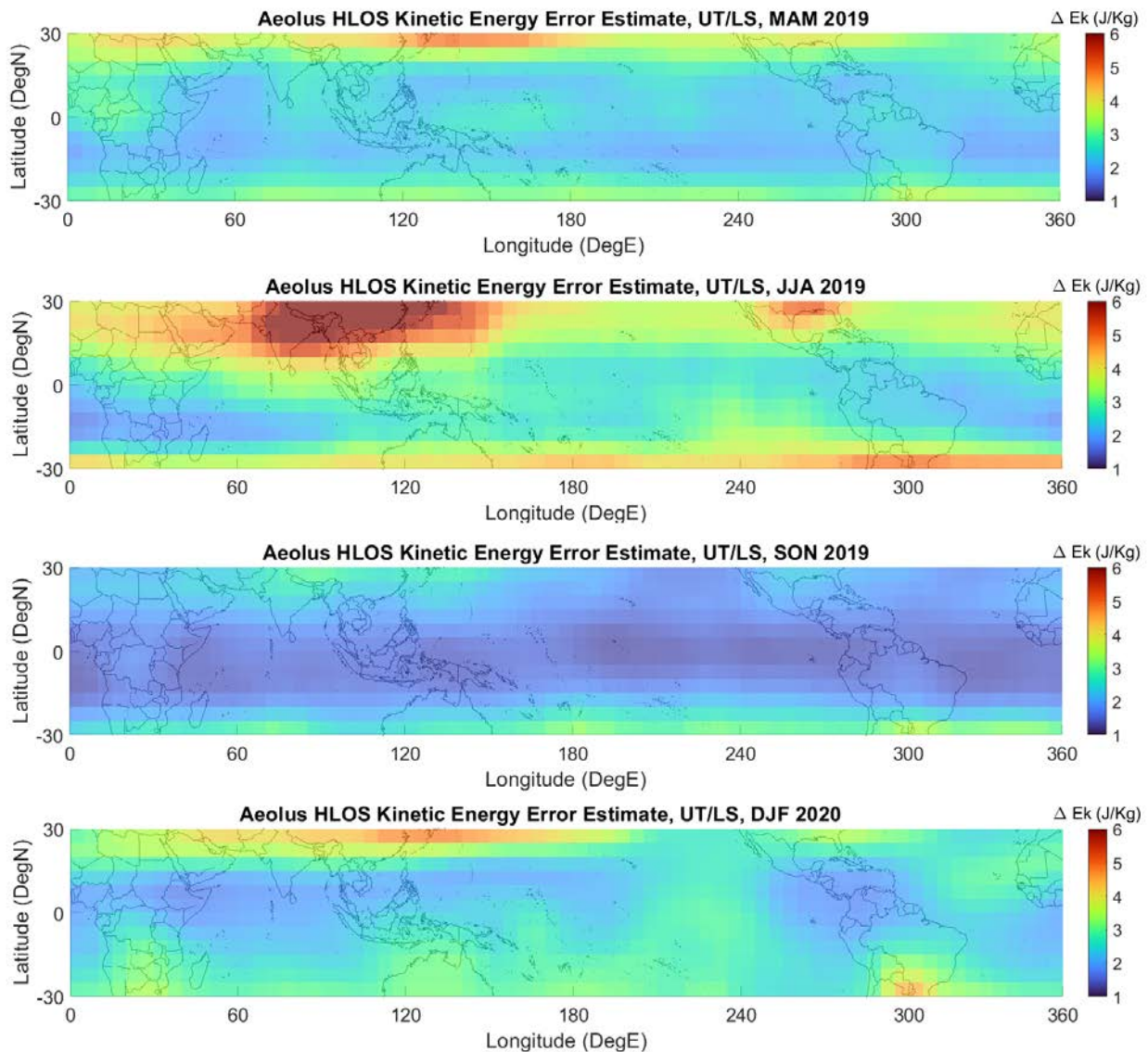


Figure 56. $\Delta \overline{E_k}$ dans la région tropicale. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2019 à décembre-janvier-février 2020.

Le premier aspect rassurant réside dans le fait que les incertitudes maximales demeurent un ordre de grandeur inférieur aux valeurs de l'énergie cinétique. Il est donc possible d'écartier tout doute quant à la validité des résultats obtenus. Dans le scénario le plus défavorable, l'erreur de mesure du satellite n'excède pas 20%. Toutefois, cette situation ne se manifeste pas au sein de la bande cruciale de 10S à 10N, et l'importante zone d'incertitude en Chine durant la saison JJA n'est pas celle où la détection de l'énergie cinétique par le satellite est la plus conséquente.

Il apparaît clairement que la méthode de correction a été efficace, puisqu'elle a permis de niveler ces pics d'augmentation pour produire des résultats cohérents et aisément interprétables. En se focalisant sur la bande de 10S à 10N, on constate que les valeurs fluctuent entre 1 et 4.25 J/Kg dans les cas les plus extrêmes. De manière quelque peu paradoxale, c'est dans les zones où l'incertitude est la plus faible que les résultats relatifs à l'énergie cinétique se révèlent être les plus

élevés (voir Fig. 39). Dans ce contexte, l'incertitude ne semble pas directement liée à des phénomènes spécifiques, puisqu'elle ne correspond pas à l'empreinte des OPs, presque absentes dans cette zone (conformément à la Fig. 36). Il est donc probable que d'autres facteurs, tels que le courant d'obscurité et des erreurs liées aux instruments, soient en jeu, le RBS s'avérant adapté pour cette étude.

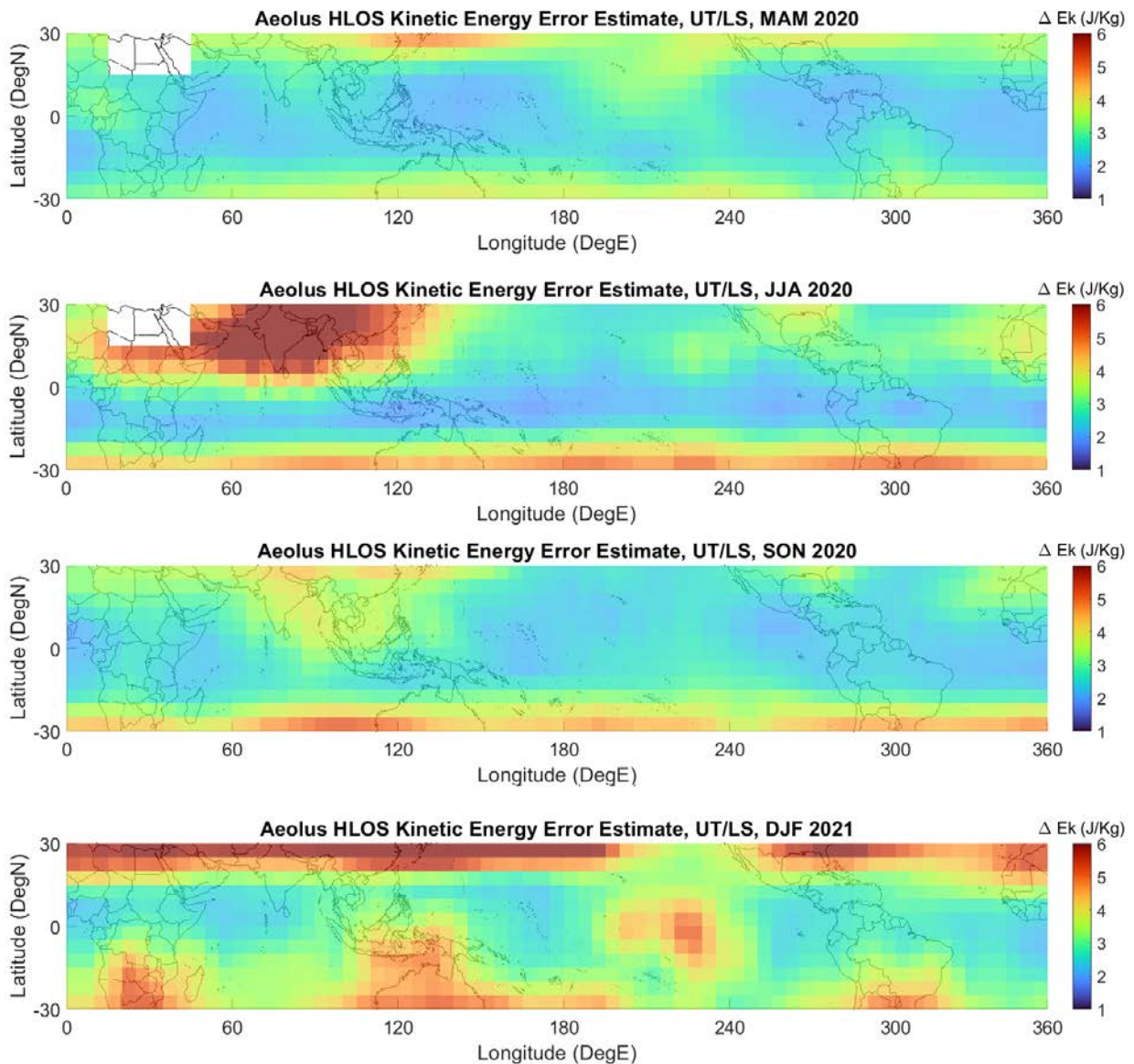


Figure 57. $\Delta \overline{E}_k$ dans la région tropicale. Chaque ligne correspond à une saison, de mars-avril-mai 2020 à décembre-janvier-février 2021.

Sans surprise, les valeurs sont plus élevées pendant cette période, correspondant à une dégradation de la qualité du signal. Toutefois, les incertitudes relevées n'engendrent pas de questionnements ou d'inquiétudes supplémentaires. Il est possible d'attribuer l'apparition quelque peu inattendue d'un pic d'activité en MAM, aux alentours de 200 degrés de longitude (cf. Fig. 41), à une incertitude accrue, étant donné qu'aucune corrélation évidente n'a été observée avec l'Outgoing Longwave Radiation (OLR) ou avec un type de circulation atmosphérique particulier.

On se retrouve néanmoins face à une situation de type "l'œuf ou la poule" : il est difficile de déterminer si un événement dynamique est à l'origine de l'augmentation de la variabilité et, par conséquent, de l'incertitude, ou si c'est l'augmentation de l'incertitude qui donne l'impression d'une hausse de l'énergie cinétique alors que la dynamique réelle est inexistante. Des métriques indépendantes telles que le GNSS-RO ou l'analyse de l'OLR peuvent s'avérer décisives pour résoudre ces incertitudes.

Il convient donc de ne pas accorder une importance excessive à la corrélation observée entre le déplacement estival du point chaud de JJA à DJF et les incertitudes plus marquées dans les mêmes zones géographiques. Les valeurs absolues de ces points chauds sont telles que, même dans le scénario le plus défavorable, une différence notable entre Aeolus et ERA5 de 10 à 15 J/kg serait observée, ce qui est considérable puisqu'il s'agit de l'ordre de grandeur de la métrique analysée. En conclusion, bien que certaines intensités puissent être attribuées aux imprécisions de mesure, les données étayent néanmoins l'hypothèse que les conclusions tirées de l'étude de l'activité dans les tropiques sont authentiques et solides.

4.6 CONCLUSION

Ce chapitre examine l'instrument ALADIN de la mission du satellite Aeolus et sa capacité à capturer et à résoudre les GW dans l'UTLS. L'analyse des données de vent dérivées d'ALADIN, des données GNSS-RO et des données de réanalyse ERA5 de l'ECMWF a révélé une activité accrue des GW dans l'UTLS au-dessus de l'océan Indien pendant l'été boréal. Cette activité, qui migre de l'Afrique de l'Est vers le continent maritime entre juin et décembre, est potentiellement liée à la convection, comme cela a été observé avec l'OLR. La relation entre l'OLR et la MJO a déjà été utilisée. Il s'agit d'un indice fiable pour l'analyse (Kiladis et al., 2014), ce qui laisse supposer que la phase active de la MJO peut générer les points chauds observés grâce à son activité convective. La cohérence observée entre les ensembles de données Aeolus et ERA5, et la validation de ces résultats avec les données GNSS-RO, soulignent le potentiel du profilage des vents Aeolus pour améliorer notre compréhension de la dynamique atmosphérique dans la région UTLS et mieux appréhender l'influence de la MJO sur sa dynamique.

L'analyse à long terme basée sur les diagrammes de Hovmoller, qui se sont concentrés sur les observations entre 40°N et 50°N et 40°S et 50°S, a mis en évidence des nuances supplémentaires. En particulier, ces analyses montrent clairement des zones d'intensification cyclique, avec des points d'intérêt au milieu de l'océan Pacifique et au niveau de l'Amérique du Nord, liées potentiellement à la topographie sous-jacente ou à la dynamique atmosphérique. Une observation cruciale était l'incohérence entre les données d'Aeolus et d'ERA5 concernant l'activité autour de 100 degrés de longitude pendant les saisons de DJF et MAM en 2022, suggérant soit une limitation d'ERA5 ou un problème avec les données d'Aeolus.

Cependant, il y a des limitations et des incertitudes à prendre en compte, notamment la tendance des vents de la réanalyse ERA5 à sous-estimer la distribution de l'Ek et le manque d'observations

directes des vents dans les systèmes d'assimilation de données. La correction du bruit, bien que nécessaire pour l'analyse, peut avoir pour effet secondaire de masquer ou d'atténuer certaines zones d'activité accrue. Cela implique que dans les zones où le signal semble inexistant ou extrêmement faible, il pourrait s'agir d'une limitation de la méthode de calibration et de correction du bruit plutôt que d'une absence réelle d'activité des ondes de gravité.

Cette observation a déjà été rapportée dans (Bramberger et al., 2022), où il est indiqué que l'ERA5 néglige la représentation des ondes de gravité se propageant vers l'est avec de longues échelles horizontales et de courtes échelles verticales. Ces ondes contribuent de manière significative au forçage de l'oscillation quasi-biennale (QBO). Elles sont déterminantes pour des simulations réalistes des interactions QBO-MJO dans la basse stratosphère, qui, dans ce cas, sont compromises. Plusieurs autres études ont examiné la qualité des vents de la réanalyse ERA5. Elles ont montré que les plus mauvais résultats sont concentrés dans les zones tropicales et les régions qui suivent les courants chauds et que l'erreur de réanalyse est très dépendante du site (Campos et al., 2022). Les systèmes d'assimilation de données, y compris le var 4-D et même les cas de modèles parfaits, ont du mal à extraire des informations sur la circulation à partir d'observations denses de la température (Žagar et al., 2004). Malgré les progrès réalisés dans la qualité des prévisions et des analyses tropicales, le manque d'observations directes du vent reste un problème important (Baker et al., 2014). Les systèmes globaux d'assimilation de données ne prennent pas en compte les ondes tropicales dans leurs procédures d'équilibrage, ce qui souligne la nécessité d'une nouvelle assimilation. Les incréments d'analyse, les ajustements appliqués pour améliorer la précision des modèles de prévision numérique du temps, sont principalement situés dans les régions dotées de radiosondages, comme l'Amérique du Sud et le continent maritime, ce qui entraîne d'importants incréments moyennés dans l'analyse des vents zonaux (Podglajen et al., 2014). Tous ces points contribuent à souligner l'importance d'Aeolus pour combler le manque d'observations et améliorer notre compréhension de ces phénomènes.

Dans les régions extra-tropicales, la variabilité des facteurs environnementaux, tels que la topographie et les systèmes météorologiques, conjuguée aux particularités techniques telles que le Range Bin Setting (RBS) et les Oscillating Perturbations (OP), impose une analyse minutieuse et une interprétation prudente des données obtenues par Aeolus. Ces régions, riches en informations potentielles, demandent une méthodologie de correction du signal adaptée et une sélection rigoureuse des profils en fonction de leur incertitude estimée pour surmonter les difficultés liées aux artefacts instrumentaux et optimiser la précision des résultats.

En contraste, l'étude des régions tropicales, où les processus atmosphériques sont intensément interconnectés et influent sur le climat mondial, requiert une assurance absolue quant à la précision des mesures. Les incertitudes réduites et la stabilité des mesures dans ces zones témoignent de la robustesse des conclusions émises.

En conclusion, ce chapitre a démontré la valeur du profilage du vent de Rayleigh par Aeolus pour l'observation des GW dans l'UTLS tropicale, malgré l'erreur aléatoire élevée et variable dans le temps associée à ses mesures. Nos résultats confirment que la variation annuelle et zonale de l'activité des GW dans la couche de tropopause tropicale et la basse stratosphère est modulée par la

convection profonde, comme l'ont démontré Dzambo et al. (2019) et Evan et al. (2020). En outre, les données d'Aeolus exposent un besoin important de réanalyses plus modernes concernant le GW Ek convectif. Cette lacune peut conduire à une sous-estimation du flux de quantité de mouvement et, par conséquent, à des incertitudes dans des types spécifiques de modèles de circulation générale (GCM) alimentés par les données de réanalyse. Cependant, une analyse plus approfondie est nécessaire pour mieux comprendre la relation entre le manque d'énergie GW et son impact sur les GCM. Le manque d'Ek dans ERA5 est plus prononcé dans la région de l'océan Indien, où les mesures conventionnelles de vent par radiosonde sont relativement rares. À ce stade, on ne sait pas si l'absence d'Ek dans ERA5 est due à une mauvaise représentation de la convection ou à de courtes longueurs d'onde verticales qu'ERA5 ne peut pas résoudre. Bien que cette étude apporte un éclairage important sur l'activité GW de l'UTLS, les recherches futures devraient continuer à étudier les facteurs contribuant aux divergences observées entre les données d'Aeolus et celles d'ERA5.

5 CONCLUSION ET PERSPECTIVES

5.1 SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS

Dans cette section, nous allons effectuer une revue intégrée des résultats clés obtenus dans les chapitres précédents. Chacun de ces chapitres a exploré des aspects distincts mais interconnectés des ondes de gravité atmosphériques et de la dynamique stratosphérique à partir des données du satellite Aeolus. Le chapitre 3 s'est concentré sur la calibration et la validation des produits de vent issus du lidar ALADIN d'Aeolus, en utilisant des méthodes de colocalisation avec des radiosondes et des lidars Doppler terrestres. Le chapitre 4 a examiné la climatologie des ondes de gravité, en mettant en évidence des caractéristiques spatio-temporelles et leur influence sur les systèmes météorologiques.

L'objectif de cette synthèse est de montrer comment ces éléments individuels s'assemblent pour former une image plus complète qui répond aux objectifs de la thèse. Nous mettrons en évidence les liens entre les observations, les techniques de mesure et les implications de ces données pour la compréhension des ondes de gravité et des dynamiques atmosphériques. Cette démarche permettra également d'identifier si les objectifs attendus furent atteints, et dans quelles mesures.

Commençons par discuter les résultats clés du chapitre 3, qui concerne la calibration et la validation des produits de vent du satellite Aeolus. Ce chapitre sert d'assise solide pour la crédibilité des données utilisées dans les chapitres subséquents et, par extension, pour l'ensemble de la thèse.

L'effort de validation a été minutieux, s'appuyant sur des radiosondes et des lidars Doppler Rayleigh-Mie situés sur des sites d'observation stratégiquement choisis à la Réunion (OPAR) et en Haute-Provence (OHP), en France. Ces deux types d'instruments au sol ont servi de références, et

leur utilisation conjointe permet une évaluation robuste des données Aeolus. Durant une période significative s'étendant de janvier 2019 à janvier 2022, un total de 65 colocalisations a été réalisé. Les métriques statistiques obtenues au cours de cette période sont révélatrices. L'écart-type pour les inter-comparaisons de radiosondes et de lidars s'établit à 6,18 m/s et 7,25 m/s, respectivement. Le MAD (écart absolu moyen) pour ces deux types de mesures était de 5,37 m/s et 6,49 m/s. Ces chiffres peuvent être considérés comme des indicateurs de la précision des mesures d'Aeolus par rapport aux instruments terrestres. Il est toutefois essentiel de souligner que ces valeurs sont supérieures aux exigences initiales de la mission, ce qui pourrait avoir des implications pour les applications des données Aeolus dans des modèles numériques du temps ou dans des études climatologiques.

En ce qui concerne la colocalisation des mesures, l'étude a mis en évidence l'importance du critère temporel par rapport au critère spatial. Cette observation n'est pas triviale, car elle a des implications pour les futures études qui pourraient utiliser des données Aeolus. Cependant, il faut rester prudent quant à l'extension de cette conclusion à d'autres sites avec des régimes météorologiques et éoliens distincts.

Parmi les observations les plus significatives figurent des phénomènes jusqu'ici non documentés, tels que des perturbations oscillatoires et des erreurs aléatoires excessives au-dessus de 25 km d'altitude. Ces anomalies dans les données pourraient être attribuées à divers facteurs, et leur compréhension mérite une attention particulière. Les perturbations oscillatoires, par exemple, pourraient potentiellement être atténuées par l'application de filtres de fréquence. Quant aux erreurs aléatoires excessives, une méthode de moyennage sur plusieurs profils adjacents d'Aeolus pourrait les atténuer. Ces deux aspects constituent des voies prometteuses pour des recherches futures et des améliorations méthodologiques.

En parallèle, l'étude a également examiné les dépendances temporelles et de portée des vents. Notamment, pour les altitudes supérieures à 22 km en moyenne, activées par le RBS AboVE, une augmentation notable de 2 à 3 m/s de l'erreur aléatoire a été observée pour les phases ascendantes et descendantes. Cette augmentation est en accord avec une réduction de l'intensité de la rétrodiffusion moléculaire, probablement due à la plus faible densité de l'air à ces altitudes élevées. L'agrégation d'au moins deux profils Aeolus adjacents a permis d'améliorer la précision des comparaisons d'environ 38 %, ce qui souligne l'importance de cette technique pour améliorer la qualité des données. Ces observations sur les dépendances sont renforcées par une évolution à long terme de la qualité des données du L2B tout au long de la durée de vie du satellite. Cette évolution a été mise en évidence grâce à des campagnes de mesures régulières et à l'utilisation cohérente des radiosondes biquotidiennes de Météo-France. En particulier, l'évolution de la précision à long terme du satellite, basée sur l'écart-type des colocalisations quotidiennes avec la station Météo-France la plus proche, a été soigneusement retracée. Cette tendance longitudinale est cohérente avec les observations des campagnes de validation AboVE-Maido, qui ont également montré une augmentation de l'erreur aléatoire moyenne entre les différentes campagnes.

Enfin, une observation intéressante concerne l'évolution à long terme de la qualité des données Aeolus. Des mesures régulières ont été prises grâce à des campagnes de validation et à l'utilisation des radiosondes biquotidiennes de Météo-France. Il a été constaté que l'erreur aléatoire moyenne a augmenté au fil du temps, ce qui pourrait être lié à plusieurs facteurs tels que l'usure du matériel ou des changements dans les conditions atmosphériques.

Le chapitre 4 de cette thèse aborde l'aptitude de l'instrument ALADIN à capturer et à résoudre les ondes de gravité (GW) dans l'UTLS (Upper Troposphere–Lower Stratosphere) à la fois dans les zones tropicales et extratropicales. C'est une question d'une importance particulière car elle a des implications pour la représentation de la dynamique atmosphérique dans ces régions, notamment les interactions entre la circulation à grande échelle et la convection pour les tropiques, ou avec l'orographie pour les zones extratropicales.

La première partie de l'étude, portant sur l'analyse des ondes de gravité dans la zone extratropicale a mis en évidence des interactions complexes entre ces ondes et divers facteurs climatiques et atmosphériques. En utilisant les données recueillies par Aeolus, nous avons pu confirmer la détection de nombreux résultats déjà connus, notamment près des Rocheuses en Amérique du Nord, des montagnes scandinaves, du Groenland, de la mer de Béring, et de l'océan Arctique. Les données d'Aeolus, bien qu'elles aient retrouvé ces régions d'activité, ont montré des variations par rapport aux données GNSS-RO et ERA5. Ces variations mettent en lumière des sensibilités différentes des méthodes de mesure aux sources d'ondes de gravité, notamment en ce qui concerne les effets orographiques et convectifs. Un point crucial de l'analyse concerne le RBS dans les données d'Aeolus. Il est apparu comme un élément majeur pouvant influencer la détection des ondes de gravité. La prise en compte de ce paramètre est essentielle pour les futures missions spatiales, car il peut introduire des artefacts dans les données et fausser les observations, en particulier dans les zones polaires.

La seconde partie de l'étude s'est concentrée sur l'activité accrue des ondes de gravité dans l'UTLS au-dessus de l'océan Indien pendant l'été boréal. Ce phénomène est particulièrement marqué et semble migrer de l'Afrique de l'Est vers les régions maritimes entre juin et décembre. Une corrélation a été trouvée avec l'OLR (Outgoing Longwave Radiation), un paramètre souvent utilisé comme indicateur de la convection atmosphérique. De plus, cette activité convective semble liée à la phase active de la MJO (Madden-Julian Oscillation), un mode de variabilité climatique intra saisonnier bien connu. Ce sont des observations significatives car elles démontrent la potentialité des données Aeolus à améliorer notre compréhension de la dynamique atmosphérique complexe dans la région UTLS et de l'influence de phénomènes à grande échelle comme la MJO.

Cependant, il est également important de noter les incertitudes et les limitations associées aux données. L'étude a mis en évidence la tendance de la réanalyse ERA5 à sous-estimer certains aspects des ondes de gravité, notamment celles se propageant vers l'est avec de longues échelles horizontales et de courtes échelles verticales. Ces ondes sont cruciales pour le forçage de l'oscilla-

tion quasi-biennale (QBO), ce qui a des implications pour la modélisation de la dynamique atmosphérique à cette échelle.

Le problème de la sous-représentation des ondes de gravité dans les réanalyses n'est pas négligeable. D'autres études ont également mis en évidence des limitations dans les données de réanalyse ERA5, notamment une erreur plus marquée dans les régions tropicales. De plus, malgré les avancées dans les systèmes d'assimilation de données, il existe toujours un manque d'observations directes des vents, en particulier dans les régions tropicales. Ce déficit se traduit par des incréments d'analyse principalement situés dans les régions dotées de radiosondages, ce qui peut entraîner des inexactitudes dans l'analyse des vents zonaux.

Ainsi, la valeur ajoutée des données Aeolus réside également dans leur capacité à combler ces lacunes, surtout dans les régions où les mesures conventionnelles par radiosondage sont rares. Ce point est fondamental car il met en lumière le rôle potentiellement transformationnel d'Aeolus dans l'amélioration des modèles de circulation générale (GCM) et des réanalyses.

Cependant, il faut être prudent quant à l'interprétation des résultats. Bien que l'étude ait démontré la capacité du profilage du vent de Rayleigh par Aeolus à observer les GW dans l'UTLS tropicale, elle a également mis en évidence une erreur aléatoire élevée et variable dans le temps associé à ces mesures. Cela nécessite des réanalyses plus modernes concernant le GW Ek convectif et une étude plus poussée pour comprendre la relation entre le manque d'énergie GW et son impact sur les modèles de circulation générale.

En abordant la section 1.3.2 "Défis et attentes pour la thèse," il est possible de faire un bilan approfondi sur la manière dont les enjeux formulés ont été adressés à travers les résultats de la thèse, présentés dans les chapitres 3 et 4.

Le premier défi majeur concerne la compréhension et la paramétrisation correctes des ondes de gravité internes (IGWs) dans les modèles climatiques. La thèse a largement contribué à cet aspect en fournissant des données empiriques cruciales. En particulier, le chapitre 4 a révélé des informations importantes sur la capacité du satellite Aeolus à capturer et à résoudre les ondes de gravité dans la région UTLS, en particulier au-dessus de l'océan Indien. L'activité de ces ondes semble être modulée par la convection profonde, une donnée qui pourrait être essentielle pour leur paramétrisation future dans les modèles climatiques. Cette exploration ouvre de nouvelles dimensions pour la paramétrisation précise des IGWs, en tenant compte des facteurs qui peuvent influencer leur génération et leur propagation. Cependant, il faut noter que, malgré ces avancées, l'étude a également mis en lumière les limitations des réanalyses actuelles, comme ERA5, à représenter correctement les IGWs, en particulier celles avec de longues échelles horizontales et de courtes échelles verticales.

Le deuxième défi souligné était le manque d'observations du vent dans la stratosphère. Les radiosondages, bien que précieux, sont spatialement inhomogènes et ne fournissent qu'une vue instantanée des conditions atmosphériques locales. Le chapitre 3 a abordé ce défi en validant méticuleusement les produits de vent d'Aeolus avec des observations au sol comme les radiosondes et les lidars Doppler. Les résultats indiquent que les mesures de vent d'Aeolus présentent une corrélation raisonnablement bonne avec les mesures au sol, bien qu'il y ait des erreurs aléatoires et des dépendances marquées à l'égard du vent en ce qui concerne la portée et le temps. L'agrégation d'au moins deux profils Aeolus adjacents a amélioré les comparaisons d'environ 38 %, ce qui est prometteur pour l'utilisation future d'Aeolus dans l'étude des IGWs.

Concernant l'objectif principal de la thèse, qui était d'explorer et de quantifier les capacités des observations d'Aeolus à capturer et à résoudre les processus dynamiques tels que les IGWs, il est clair que des avancées significatives ont été réalisées. Les chapitres 3 et 4 ont collectivement montré que Aeolus a un potentiel réel pour contribuer à une meilleure compréhension de la dynamique des IGWs, même si des défis subsistent, notamment en ce qui concerne l'erreur aléatoire élevée et variable dans le temps associée à ces mesures. Le réglage des plages de mesure (RBS) est apparu comme l'antagoniste majeur dans l'étude des ondes de gravité. Sa prise en compte est donc nécessaire pour éviter des interprétations erronées.

En fin de compte, la thèse a abordé de manière ciblée certains des défis posés en matière de compréhension et de paramétrisation des IGWs, en exploitant notamment les données fournies par le satellite Aeolus. Toutefois, cette exploration a également soulevé de nouvelles questions, en particulier concernant la fidélité avec laquelle les IGWs sont représentées dans les réanalyses actuelles, comme ERA5. Ces questions ouvertes suggèrent un besoin clair pour des investigations plus approfondies sur les mécanismes de réanalyse et leur aptitude à capturer la dynamique complexe des IGWs.

De plus, il est à noter que, bien que la thèse ait produit des données qualitatives importantes, ces conclusions, bien qu'inédites, soulèvent des questions supplémentaires plutôt qu'elles n'offrent des réponses définitives. Par exemple, les incertitudes associées aux mesures d'Aeolus rendent nécessaire une exploration plus approfondie pour confirmer et affiner les résultats obtenus.

En somme, la thèse constitue une étape dans l'évolution de notre compréhension des IGWs et de la dynamique atmosphérique moyenne. Elle sert à la fois de point de départ pour des recherches futures et de contribution initiale à un domaine d'étude en évolution rapide. Les conclusions, bien que parfois qualitatives, ouvrent la voie à de nouvelles avenues de recherche et mettent en évidence des domaines nécessitant une attention scientifique plus approfondie.

5.2 L'HERITAGE ET LA POSTERITE D'AEOLUS : LA FIN D'UNE MISSION PIONNIERE ET SA PROFONDE CONTRIBUTION A L'EXPLORATION SPATIALE

La mission Aeolus, qui s'est étendue sur près de cinq ans, représente une avancée significative dans le domaine de l'exploration spatiale. Les découvertes réalisées pendant cette période ont enrichi notre compréhension de l'atmosphère terrestre et ont contribué au progrès technologique en matière spatiale. Les données recueillies par Aeolus ont été utiles pour affiner les prévisions météorologiques, influençant ainsi positivement notre capacité à anticiper les conditions météorologiques extrêmes.

Au cœur d'Aeolus se trouvait l'instrument ALADIN, un lidar Doppler atmosphérique. Cet outil a joué un rôle clé en fournissant des informations importantes sur les vents terrestres.

Après l'arrêt des opérations normales d'Aeolus le 30 avril 2023, une série de tests dédiés, appelés activités de "fin de vie", furent effectués en mai et juin. Ces tests avaient pour but d'extraire des informations scientifiques et technologiques précieuses pour les futures missions lidar, telles qu'EarthCARE et les missions Aeolus ultérieures. Ces tests ont inclus une augmentation de la puissance du laser, atteignant un record pour un laser UV dans l'espace : l'énergie des impulsions laser, qui variait entre 40 et 100 mJ pendant la phase opérationnelle de la mission, a été augmentée à 182 mJ dans les derniers jours avant l'arrêt.

Le 5 juillet 2023 marquait la fin officielle de la mission Aeolus. Les données collectées par le satellite continuent de fournir des informations précieuses pour la recherche en météorologie et en climatologie. Malgré une consommation de carburant accrue due à une augmentation de l'activité solaire (qui approche du maximum de son cycle d'environ 11 ans, provoquant une augmentation de la résistance de l'atmosphère terrestre sur le satellite dans sa basse orbite de 320 km), Aeolus a dépassé sa durée de vie prévue d'un an et demi.

Le 28 juillet 2023 a marqué la rentrée intentionnelle et méticuleusement préparée du satellite Aeolus dans l'atmosphère terrestre, au-dessus de l'Antarctique. Cette opération a été conçue pour être une rentrée assistée, visant à guider Aeolus sur une trajectoire sécurisée. L'objectif principal était de s'assurer que sa désintégration se produise aussi loin que possible des zones habitées, réduisant de façon significative (150 fois moins de risques) la probabilité que des fragments du satellite atteignent des régions peuplées, comparativement à une descente non contrôlée.

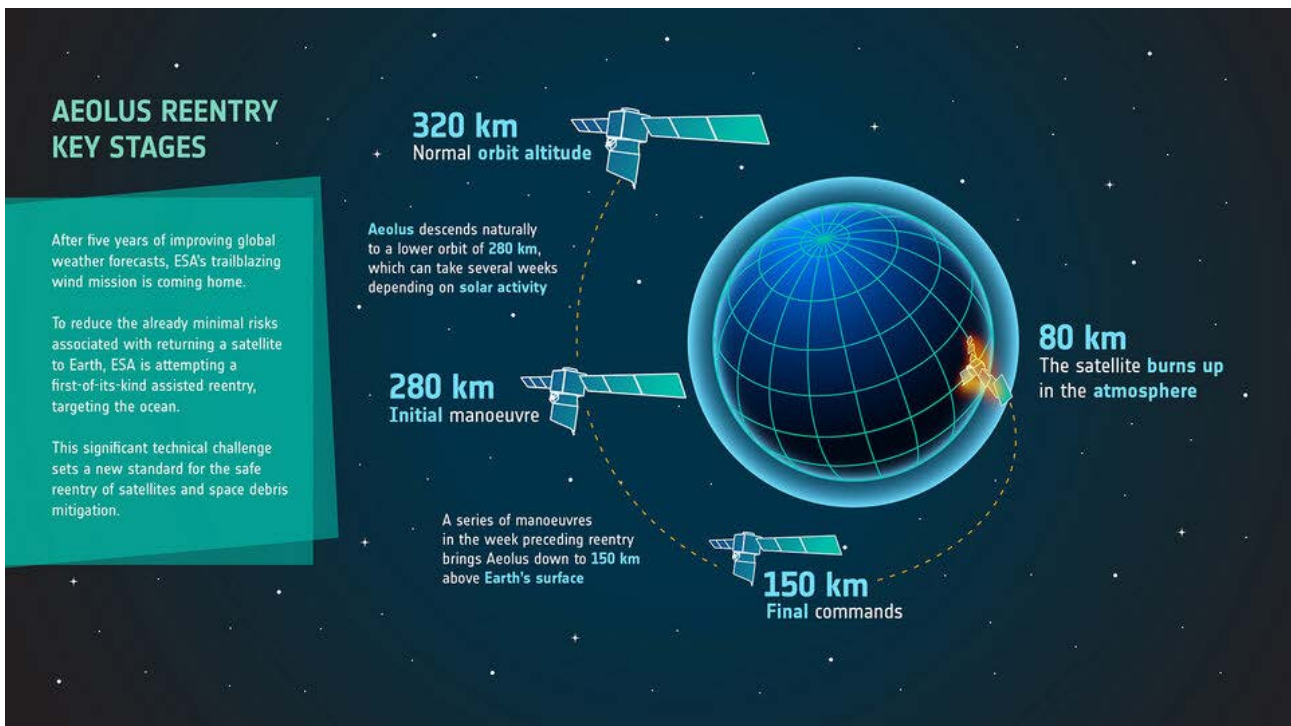


Figure 58. Principales étapes de la rentrée d'Aeolus (Crédit d'image : ESA)

Pour cette opération, plusieurs trajets étaient envisageables, mais le parcours retenu a amené Aeolus à survoler l'océan Atlantique. Ce choix stratégique a maximisé la distance entre le satellite et les zones peuplées pendant sa dernière orbite autour de la Terre. Ce choix illustre la précaution prise pour minimiser les risques associés aux débris résultant des missions spatiales, un aspect souvent considéré comme négligeable mais crucial dans la gestion responsable des programmes spatiaux.

Les derniers moments d'Aeolus dans l'espace ont été remarquables, marqués par une chute impressionnante à travers l'atmosphère. En pénétrant l'atmosphère à une vitesse de 7,5 km/s, Aeolus s'est brièvement illuminé, ressemblant à une étoile filante. Bien qu'il n'ait pas été explicitement conçu pour des manœuvres à si basse altitude, le satellite a atteint son point d'arrivée presque exactement comme prévu, ce qui témoigne de l'expertise des responsables du contrôle de la mission.

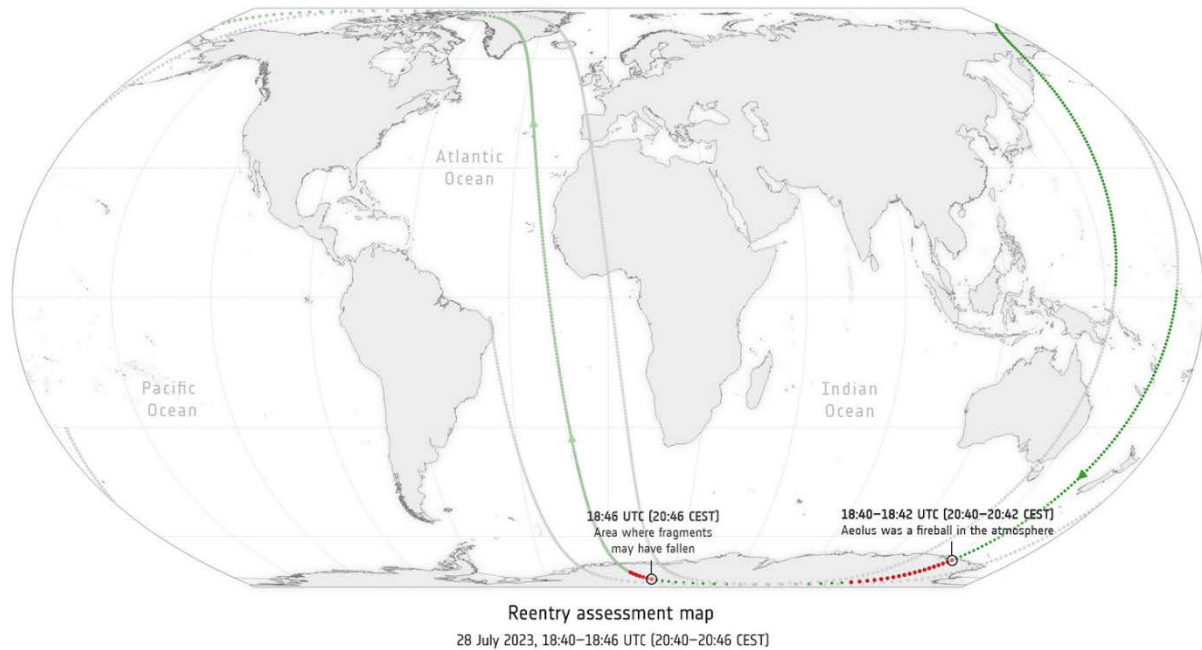


Figure 59. Carte d'évaluation de la réinsertion (Crédit d'image : ESA)

La rentrée d'Aeolus, au-delà d'être un simple événement, a mis en lumière une approche responsable et sécuritaire de l'exploration spatiale. Cet acte démontre l'engagement de l'ESA envers des opérations spatiales durables, établissant un modèle pour les futures missions.

Aeolus a surpassé ses objectifs initiaux, non seulement en termes de durée de vie mais aussi en termes de contributions scientifiques. Le satellite a fourni une quantité importante de données sur les vents terrestres, allant au-delà de sa mission de démonstration technologique. Ces données ont eu un impact significatif, tant sur le plan scientifique qu'opérationnel, et se sont avérées précieuses durant des périodes critiques telles que la pandémie du Covid-19.

Les contributions d'Aeolus se sont étendues bien au-delà de ses objectifs de base. Les informations qu'il a fournies ont amélioré la qualité des prévisions météorologiques, devenant un outil indispensable pour des institutions telles que le service météorologique allemand et le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme. La capacité d'Aeolus à recueillir des profils détaillés des vents à l'échelle mondiale a été une avancée majeure, contribuant à positionner la recherche et l'industrie européennes à l'avant-garde de la technologie lidar.

Des institutions telles que l'Institut de physique de l'atmosphère (IPA) ont joué un rôle essentiel dans la réussite d'Aeolus. Leurs contributions s'étendent de la conceptualisation de la mission dans les années 1980 et 1990 à sa réalisation. Le démonstrateur aéroporté ALADIN et le lidar Doppler à 2 μm , tous deux développés grâce aux contributions de l'IPA sur un concept initialement inventé au Service d'Aéronomie, ont servi d'outils inestimables, établissant des références et contribuant à l'amélioration continue des capacités de traitement des données d'Aeolus.

En outre, le DISC (Data Innovation and Science Cluster), un consortium international, a joué un rôle essentiel dans l'analyse des mesures d' Aeolus. Composé d'une quarantaine de scientifiques et d'ingénieurs issus de nombreux instituts européens, le DISC a joué un rôle déterminant dans l'amélioration de la qualité des données dérivées d' Aeolus, soulignant ainsi son impact profond sur les prévisions météorologiques numériques.

Reconnaissant l'importance capitale des données mondiales sur les vents pour les prévisions météorologiques futures et les efforts de recherche sur le climat, la conférence du Conseil ministériel de l'ESA en 2022 a défendu le lancement d'une mission opérationnelle pour succéder à Aeolus. Cette future mission, en collaboration avec EUMETSAT, est prête à s'appuyer sur l'héritage d' Aeolus dans les années 2030.

Rétrospectivement, les années d'activité d' Aeolus se sont distinguées par une innovation incessante, une collaboration étroite et des découvertes révolutionnaires. Ses réalisations, tant technologiques que scientifiques, ont créé un précédent durable dans le domaine de la recherche spatiale, inspirant de futurs projets et soulignant le potentiel de l'humanité à percer les mystères de notre planète.

L'importance d' Aeolus ne s'arrête pas là. En atteignant l'apogée de la technologie lidar, il a souligné la place prédominante de la recherche et de l'industrie européennes. Les informations recueillies tout au long de sa mission, combinées aux évolutions technologiques, ont non seulement pavé la voie à de nouvelles explorations mais ont aussi renforcé l'idée que les innovations dans le domaine spatial étaient loin d'avoir atteint leurs limites.

Ainsi, Aeolus est devenu un symbole de la persévérance et de la coopération humaine. Son héritage, riche et diversifié, s'étend des prouesses technologiques aux contributions durables dans le domaine spatial. Et alors que l'attente du lancement de projets successeurs tels qu' Aeolus-2 monte, l'esprit avant-gardiste d' Aeolus continue de guider et d'inspirer les aspirations spatiales futures.

BIBLIOGRAPHIE

- Abril-Gago, J., Ortiz-Amezcu, P., Bermejo-Pantaleón, D., Andújar-Maqueda, J., Bravo-Aranda, J. A., Granados-Muñoz, M. J., et al. (2023). Validation activities of Aeolus wind products on the south-eastern Iberian Peninsula. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(14), 8453–8471. <https://doi.org/10.5194/acp-23-8453-2023>
- Ackerley, D., & Dommenges, D. (2016). Atmosphere-only GCM (ACCESS1.0) simulations with prescribed land surface temperatures. *Geoscientific Model Development*, 9(6), 2077–2098. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2077-2016>
- Aeolus Satellite Uses Powerful Ultraviolet Lidar to Measure Wind Speeds From Space - IEEE Spectrum. (n.d.). Retrieved August 30, 2023, from <https://spectrum.ieee.org/aeolus-satellite-uses-powerful-ultraviolet-lidar-to-measure-wind-speeds-from-space>
- Aeolus Scientific L2B Rayleigh/Mie wind product - Earth Online. (n.d.). Retrieved June 14, 2023, from <https://earth.esa.int/eogateway/catalog/aeolus-scientific-l2b-rayleigh-mie-wind-product>
- Alexander, M. J. (1998). Interpretations of observed climatological patterns in stratospheric gravity wave variance. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D8), 8627–8640. <https://doi.org/10.1029/97JD03325>
- Alexander, M. J., & Rosenlof, K. H. (1996). Nonstationary gravity wave forcing of the stratospheric zonal mean wind. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D18), 23465–23474. <https://doi.org/10.1029/96JD02197>
- Alexander, M. J., Holton, J. R., & Durran, D. R. (1995). The Gravity Wave Response above Deep Convection in a Squall Line Simulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52(12), 2212–2226. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1995\)052<2212:TGW RAD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1995)052<2212:TGW RAD>2.0.CO;2)
- Alexander, M. J., Gille, J., Cavanaugh, C., Coffey, M., Craig, C., Eden, T., et al. (2008). Global estimates of gravity wave momentum flux from High Resolution Dynamics Limb Sounder observations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D15). <https://doi.org/10.1029/2007JD008807>
- Alexander, M. J., Geller, M., McLandress, C., Polavarapu, S., Preusse, P., Sassi, F., et al. (2010). Recent developments in gravity-wave effects in climate models and the global distribution of gravity-wave momentum flux from observations and models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(650), 1103–1124. <https://doi.org/10.1002/qj.637>
- Alexander, M. J., Liu, C. C., Bacmeister, J., Bramberger, M., Hertzog, A., & Richter, J. H. (2021). Observational Validation of Parameterized Gravity Waves From Tropical Convection in the Whole Atmosphere Community Climate Model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(7), e2020JD033954. <https://doi.org/10.1029/2020JD033954>
- Alexander, M. Joan, & Pfister, L. (1995). Gravity wave momentum flux in the lower stratosphere over convection. *Geophysical Research Letters*, 22(15), 2029–2032. <https://doi.org/10.1029/95GL01984>

- Alexander, M. Joan, & Rosenlof, K. H. (2003). Gravity-wave forcing in the stratosphere: Observational constraints from the Upper Atmosphere Research Satellite and implications for parameterization in global models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D19). <https://doi.org/10.1029/2003JD003373>
- Alexander, M. Joan, & Teitelbaum, H. (2007). Observation and analysis of a large amplitude mountain wave event over the Antarctic peninsula. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D21). <https://doi.org/10.1029/2006JD008368>
- Alexander, M. Joan, & Vincent, R. A. (2000). Gravity waves in the tropical lower stratosphere: A model study of seasonal and interannual variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D14), 17983–17993. <https://doi.org/10.1029/2000JD900197>
- Alexander, M. Joan, Richter, J. H., & Sutherland, B. R. (2006). Generation and Trapping of Gravity Waves from Convection with Comparison to Parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(11), 2963–2977. <https://doi.org/10.1175/JAS3792.1>
- Alexander, M. Joan, Eckermann, S. D., Broutman, D., & Ma, J. (2009). Momentum flux estimates for South Georgia Island mountain waves in the stratosphere observed via satellite. *Geophysical Research Letters*, 36(12). <https://doi.org/10.1029/2009GL038587>
- Alexander, S. P., Tsuda, T., & Kawatani, Y. (2008). COSMIC GPS Observations of Northern Hemisphere winter stratospheric gravity waves and comparisons with an atmospheric general circulation model. *Geophysical Research Letters*, 35(10). <https://doi.org/10.1029/2008GL033174>
- Alexander, S. P., Tsuda, T., Kawatani, Y., & Takahashi, M. (2008). Global distribution of atmospheric waves in the equatorial upper troposphere and lower stratosphere: COSMIC observations of wave mean flow interactions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D24). <https://doi.org/10.1029/2008JD010039>
- Allen, D. R., Fromm, M. D., Iijima, G. P. K., & Nedoluha, G. E. (2020). Smoke with Induced Rotation and Lofting (SWIRL) in the Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 77(12), 4297–4316. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0131.1>
- Allen, S. J., & Vincent, R. A. (1995). Gravity wave activity in the lower atmosphere: Seasonal and latitudinal variations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 100(D1), 1327–1350. <https://doi.org/10.1029/94JD02688>
- Anderson, P. S., Ladkin, R. S., & Renfrew, I. A. (2005). An autonomous Doppler sodar wind profiling system. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 22, 1309–1325. <https://doi.org/10.1175/JTECH1779.1>
- Aquila, V., Swartz, W. H., Waugh, D. W., Colarco, P. R., Pawson, S., Polvani, L. M., & Stolarski, R. S. (2016). Isolating the roles of different forcing agents in global stratospheric temperature changes using model integrations with incrementally added single forcings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(13), 8067–8082. <https://doi.org/10.1002/2015JD023841>

- Baars, H., Herzog, A., Heese, B., Ohneiser, K., Hanbuch, K., Hofer, J., et al. (2020). Validation of Aeolus wind products above the Atlantic Ocean. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(11), 6007–6024. <https://doi.org/10.5194/amt-13-6007-2020>
- Baars, H., Walchester, J., Basharova, E., Gebauer, H., Radenz, M., Bühl, J., et al. (2023). Long-term validation of Aeolus L2B wind products at Punta Arenas, Chile, and Leipzig, Germany. *Atmospheric Measurement Techniques*, 16(16), 3809–3834. <https://doi.org/10.5194/amt-16-3809-2023>
- Bacmeister, J. T., & Schoeberl, M. R. (1989). Breakdown of Vertically Propagating Two-Dimensional Gravity Waves Forced by Orography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(14), 2109–2134. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<2109:BOVPTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<2109:BOVPTD>2.0.CO;2)
- Baker, W. E., Atlas, R., Cardinali, C., Clement, A., Emmitt, G. D., Gentry, B. M., et al. (2014). Lidar-Measured Wind Profiles: The Missing Link in the Global Observing System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 95(4), 543–564. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00164.1>
- Balsley, B. B., Ecklund, W. L., & Fritts, D. C. (1983). VHF Echoes from the High-Latitude Mesosphere and Lower Thermosphere: Observations and Interpretations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(10), 2451–2466. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<2451:VEFTHL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<2451:VEFTHL>2.0.CO;2)
- Banyard, T. P., Wright, C. J., Hindley, N. P., Halloran, G., Krisch, I., Kaifler, B., & Hoffmann, L. (2021). Atmospheric Gravity Waves in Aeolus Wind Lidar Observations. *Geophysical Research Letters*, 48(10), e2021GL092756. <https://doi.org/10.1029/2021GL092756>
- Barat, J. (1982). Some Characteristics of Clear-Air Turbulence in the Middle Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(11), 2553–2564. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2553:SCOCAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2553:SCOCAT>2.0.CO;2)
- Baumgarten, G. (2010). Doppler Rayleigh/Mie/Raman lidar for wind and temperature measurements in the middle atmosphere up to 80 km. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(6), 1509–1518. <https://doi.org/10.5194/amt-3-1509-2010>
- Baumgarten, G., Fiedler, J., Hildebrand, J., & Lübken, F.-J. (2015). Inertia gravity wave in the stratosphere and mesosphere observed by Doppler wind and temperature lidar. *Geophysical Research Letters*, 42(24), 10,929–10,936. <https://doi.org/10.1002/2015GL066991>
- Bell, B., Hersbach, H., Simmons, A., Berrisford, P., Dahlgren, P., Horányi, A., et al. (2021). The ERA5 global reanalysis: Preliminary extension to 1950. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(741), 4186–4227. <https://doi.org/10.1002/qj.4174>
- Bentsen, M., Bethke, I., Debernard, J. B., Iversen, T., Kirkevåg, A., Seland, Ø., et al. (2013). The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M – Part 1: Description and basic evaluation of the physical climate. *Geoscientific Model Development*, 6(3), 687–720. <https://doi.org/10.5194/gmd-6-687-2013>
- Beres, J. H. (2004). Gravity Wave Generation by a Three-Dimensional Thermal Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(14), 1805–1815. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2004\)061<1805:GWGBAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2004)061<1805:GWGBAT>2.0.CO;2)

- Bladé, I., & Hartmann, D. L. (1993). Tropical Intraseasonal Oscillations in a Simple Nonlinear Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(17), 2922–2939. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<2922:TIOIAS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<2922:TIOIAS>2.0.CO;2)
- Blanc, E., Farges, T., Le Pichon, A., & Heinrich, P. (2014). Ten year observations of gravity waves from thunderstorms in western Africa. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(11), 6409–6418. <https://doi.org/10.1002/2013JD020499>
- Blanc, E., Ceranna, L., Hauchecorne, A., Charlton-Perez, A., Marchetti, E., Evers, L. G., et al. (2018). Toward an Improved Representation of Middle Atmospheric Dynamics Thanks to the ARISE Project. *Surveys in Geophysics*, 39(2), 171–225. <https://doi.org/10.1007/s10712-017-9444-0>
- Borchert, S., & Zängl, G. (2022). Three-Dimensional Static Instability of Gravity Waves and a Possible Parameterization of the Associated Wave Breaking. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 79(12), 3405–3427. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-21-0287.1>
- Borne, M., Knippertz, P., Weissmann, M., Witschas, B., Flamant, C., Rios-Berrios, R., & Veals, P. (2023). Validation of Aeolus L2B products over the tropical Atlantic using radiosondes. *EGU sphere*, 1–32. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-742>
- Bourassa, A. E., Rieger, L. A., Zawada, D. J., Khaykin, S., Thomason, L. W., & Degenstein, D. A. (2019). Satellite Limb Observations of Unprecedented Forest Fire Aerosol in the Stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(16), 9510–9519. <https://doi.org/10.1029/2019JD030607>
- Bramberger, M., Alexander, M. J., Davis, S., Podglajen, A., Hertzog, A., Kalnajs, L., et al. (2022). First Super-Pressure Balloon-Borne Fine-Vertical-Scale Profiles in the Upper TTL: Impacts of Atmospheric Waves on Cirrus Clouds and the QBO. *Geophysical Research Letters*, 49(5), e2021GL097596. <https://doi.org/10.1029/2021GL097596>
- Brekhovskikh, L. M., & Goncharov, V. (1994). Nonlinear Effects in Wave Propagation. In L. M. Brekhovskikh & V. Goncharov (Eds.), *Mechanics of Continua and Wave Dynamics* (pp. 308–329). Berlin, Heidelberg: Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-85034-9_14
- C. Loth, P. H. Flamant, A. Dabas, M.-L. Denneulin, A. Dolfi-Bouteyre, A. Garnier and D. Rees., (n.d.). ILIAD - Impact of Line Shape on Wind Measurements and Correction methods.
- Campos, R. M., Gramscianinov, C. B., de Camargo, R., & da Silva Dias, P. L. (2022). Assessment and Calibration of ERA5 Severe Winds in the Atlantic Ocean Using Satellite Data. *Remote Sensing*, 14(19), 4918. <https://doi.org/10.3390/rs14194918>
- Cao, B., Haase, J. S., Murphy, M. J., Alexander, M. J., Bramberger, M., & Hertzog, A. (2022). Equatorial waves resolved by balloon-borne Global Navigation Satellite System radio occultation in the Strateole-2 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(23), 15379–15402. <https://doi.org/10.5194/acp-22-15379-2022>
- Cezard, N. (2008, January 1). *Etude de faisabilité d'un lidar Rayleigh-Mie pour des mesures à courte portée de la vitesse de l'air, de sa température et de sa densité* (These de doctorat). Palaiseau, Ecole

polytechnique. Retrieved from <https://www.theses.fr/2008EPXX0022>

- Chane Ming, F., Chen, Z., & Roux, F. (2010). Analysis of gravity-waves produced by intense tropical cyclones. *Annales Geophysicae*, 28(2), 531–547. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-531-2010>
- Chane Ming, F., Ibrahim, C., Barthe, C., Jolivet, S., Keckhut, P., Liou, Y.-A., & Kuleshov, Y. (2014). Observation and a numerical study of gravity waves during tropical cyclone Ivan (2008). *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(2), 641–658. <https://doi.org/10.5194/acp-14-641-2014>
- Chanin, M. L., Garnier, A., Hauchecorne, A., & Porteneuve, J. (1989). A Doppler lidar for measuring winds in the middle atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 16(11), 1273–1276. <https://doi.org/10.1029/GL016i011p01273>
- Chen, C., Xue, X., Sun, D., Zhao, R., Han, Y., Chen, T., et al. (2022). Comparison of Lower Stratosphere Wind Observations From the USTC's Rayleigh Doppler Lidar and the ESA's Satellite Mission Aeolus. *Earth and Space Science*, 9(8), e2021EA002176. <https://doi.org/10.1029/2021EA002176>
- Choi, H.-J., & Hong, S.-Y. (2015). An updated subgrid orographic parameterization for global atmospheric forecast models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120(24), 12445–12457. <https://doi.org/10.1002/2015JD024230>
- Chylek, P., Li, J., Dubey, M. K., Wang, M., & Lesins, G. (2011). Observed and model simulated 20th century Arctic temperature variability: Canadian Earth System Model CanESM2. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 11(8), 22893–22907. <https://doi.org/10.5194/acpd-11-22893-2011>
- Clark, T. L., Hauf, T., & Kuettnner, J. P. (1986). Convectively forced internal gravity waves: Results from two-dimensional numerical experiments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(474), 899–925. <https://doi.org/10.1002/qj.49711247402>
- Collier, M., & Uhe, P. (2012). *The Centre for Australian Weather and Climate Research CMIP5 datasets from the ACCESS1.0 and ACCESS1.3 coupled climate models*.
- Colligan, T., Fowler, J., Godfrey, J., & Spangrude, C. (2020). Detection of stratospheric gravity waves induced by the total solar eclipse of July 2, 2019. *Scientific Reports*, 10(1), 19428. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-75098-2>
- Collins, W. J., Bellouin, N., Doutriaux-Boucher, M., Gedney, N., Halloran, P., Hinton, T., et al. (2011). Development and evaluation of an Earth-System model – HadGEM2. *Geoscientific Model Development*, 4(4), 1051–1075. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-1051-2011>
- Cosentino, A., Mondello, A., Sapia, A., D'Ottavi, A., Brotini, M., Nava, E., et al. (2017). High energy, single frequency, tunable laser source operating in burst mode for space based lidar applications. In *International Conference on Space Optics — ICSSO 2004* (Vol. 10568, pp. 304–311). SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.2308024>
- Cucchi, M., Weedon, G. P., Amici, A., Bellouin, N., Lange, S., Müller Schmied, H., et al. (2020). WFDE5:

bias-adjusted ERA5 reanalysis data for impact studies. *Earth System Science Data*, 12(3), 2097–2120. <https://doi.org/10.5194/essd-12-2097-2020>

- Dabas, A., Denneulin, M. L., Flamant, P., Loth, C., Garnier, A., & Dolfi-Bouteyre, A. (2008). Correcting winds measured with a Rayleigh Doppler lidar from pressure and temperature effects, 60(2), 206–215. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2007.00284.x>
- Danzer, J., Pieler, M., & Kirchengast, G. (2023). Closing the gap in the tropics: the added value of radio-occultation data for wind field monitoring across the equator. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, 1–19. <https://doi.org/10.5194/amt-2023-137>
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., et al. (2011). The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Delisi, D. P., & Dunkerton, T. J. (1988). Seasonal Variation of the Semiannual Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(19), 2772–2787. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<2772:SVOTSO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<2772:SVOTSO>2.0.CO;2)
- Dhaka, S. K., Devrajan, P. K., Shibagaki, Y., Choudhary, R. K., & Fukao, S. (2001). Indian MST radar observations of gravity wave activities associated with tropical convection. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(15), 1631–1642. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(01\)00040-2](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(01)00040-2)
- Dirksen, R. J., Sommer, M., Immler, F. J., Hurst, D. F., Kivi, R., & Vömel, H. (2014). Reference quality upper-air measurements: GRUAN data processing for the Vaisala RS92 radiosonde. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(12), 4463–4490. <https://doi.org/10.5194/amt-7-4463-2014>
- Dong, W., Fritts, D. C., Liu, A. Z., Lund, T. S., & Liu, H.-L. (2023). Gravity Waves Emitted From Kelvin-Helmholtz Instabilities. *Geophysical Research Letters*, 50(8), e2022GL102674. <https://doi.org/10.1029/2022GL102674>
- Dörnbrack, A. (1998). Turbulent mixing by breaking gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 375, 113–141. <https://doi.org/10.1017/S0022112098002833>
- Dörnbrack, A., Leutbecher, M., Kivi, R., & Kyrö, E. (1999). Mountain-wave-induced record low stratospheric temperatures above northern Scandinavia. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 51(5), 951–963. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i5.14504>
- Dunkerton, T. J. (1987). Effect of Nonlinear Instability on Gravity-Wave Momentum Transport. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(21), 3188–3209. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<3188:EONIOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<3188:EONIOG>2.0.CO;2)
- Dunkerton, T. J. (1997). The role of gravity waves in the quasi-biennial oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D22), 26053–26076. <https://doi.org/10.1029/96JD02999>
- Dutta, G., Ajay Kumar, M. C., Vinay Kumar, P., Venkat Ratnam, M., Chandrashekar, M., Shibagaki, Y., et al. (2009). Characteristics of high-frequency gravity waves generated by tropical deep convection:

Case studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D18).
<https://doi.org/10.1029/2008JD011332>

Dutta, G., Vinay Kumar, P., & Mohammad, S. (2017). Retrieving characteristics of inertia gravity wave parameters with least uncertainties using the hodograph method. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(23), 14811–14819. <https://doi.org/10.5194/acp-17-14811-2017>

Dzambo, A. M., Hitchman, M. H., & Chang, K.-W. (2019). The Influence of Gravity Waves on Ice Saturation in the Tropical Tropopause Layer over Darwin, Australia. *Atmosphere*, 10(12), 778. <https://doi.org/10.3390/atmos10120778>

Eckermann, S. D., Wu, D. L., Doyle, J. D., Burris, J. F., McGee, T. J., Hostetler, C. A., et al. (2006). Imaging gravity waves in lower stratospheric AMSU-A radiances, Part 2: Validation case study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(11), 3343–3362. <https://doi.org/10.5194/acp-6-3343-2006>

Eckermann, Stephen D., & Preusse, and P. (1999). Global Measurements of Stratospheric Mountain Waves from Space. *Science*, 286(5444), 1534–1537. <https://doi.org/10.1126/science.286.5444.1534>

Ehard, B., Kaifler, B., Dörnbrack, A., Preusse, P., Eckermann, S. D., Bramberger, M., et al. (2017). Horizontal propagation of large-amplitude mountain waves into the polar night jet. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 122(3), 1423–1436. <https://doi.org/10.1002/2016JD025621>

Ehard, B., Malardel, S., Dörnbrack, A., Kaifler, B., Kaifler, N., & Wedi, N. (2018). Comparing ECMWF high-resolution analyses with lidar temperature measurements in the middle atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 144(712), 633–640. <https://doi.org/10.1002/qj.3206>

Eichler, H. J., Eichler, J., & Lux, O. (2018). Further Applications and Future Potential. In H. J. Eichler, J. Eichler, & O. Lux (Eds.), *Lasers: Basics, Advances and Applications* (pp. 459–504). Cham: Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-99895-4_25

Einaudi, F., Bedard, A. J., & Finnigan, J. J. (1989). A Climatology of Gravity Waves and Other Coherent Disturbances at the Boulder Atmospheric Observatory during March–April 1984. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(3), 303–329. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<0303:ACOGWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<0303:ACOGWA>2.0.CO;2)

Eltayeb, I. A., & McKenzie, J. F. (2006). Critical-level behaviour and wave amplification of a gravity wave incident upon a shear layer. *Journal of Fluid Mechanics*, 72(4), 661–671. <https://doi.org/10.1017/S0022112075003217>

Ern, M., & Preusse, P. (2009). Quantification of the contribution of equatorial Kelvin waves to the QBO wind reversal in the stratosphere. *Geophysical Research Letters*, 36(21). <https://doi.org/10.1029/2009GL040493>

Ern, M., Preusse, P., & Warner, C. D. (2006). Some experimental constraints for spectral parameters used in the Warner and McIntyre gravity wave parameterization scheme. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6(12), 4361–4381. <https://doi.org/10.5194/acp-6-4361-2006>

- Ern, M., Ploeger, F., Preusse, P., Gille, J. C., Gray, L. J., Kalisch, S., et al. (2014). Interaction of gravity waves with the QBO: A satellite perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(5), 2329–2355. <https://doi.org/10.1002/2013JD020731>
- Ern, M., Hoffmann, L., & Preusse, P. (2017). Directional gravity wave momentum fluxes in the stratosphere derived from high-resolution AIRS temperature data. *Geophysical Research Letters*, 44(1), 475–485. <https://doi.org/10.1002/2016GL072007>
- Ern, Manfred, Trinh, Q. T., Preusse, P., Gille, J. C., Mlynchak, M. G., Russell III, J. M., & Riese, M. (2018). GRACILE: a comprehensive climatology of atmospheric gravity wave parameters based on satellite limb soundings. *Earth System Science Data*, 10(2), 857–892. <https://doi.org/10.5194/essd-10-857-2018>
- Ern, Manfred, Preusse, P., & Riese, M. (2022). Intermittency of gravity wave potential energies and absolute momentum fluxes derived from infrared limb sounding satellite observations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 22(22), 15093–15133. <https://doi.org/10.5194/acp-22-15093-2022>
- Ern, Manfred, Diallo, M. A., Khordakova, D., Krisch, I., Preusse, P., Reitebuch, O., et al. (2023). The QBO and global-scale tropical waves in Aeolus wind observations, radiosonde data, and reanalyses. *EGU sphere*, 1–42. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-408>
- ESA SP-1311 *ADM-Aeolus*. (n.d.). Retrieved December 13, 2023, from https://www.esa.int/About_Us/ESA_Publications/ESA_SP-1311_i_ADM-Aeolus_i
- Evan, S., Brioude, J., Rosenlof, K., Davis, S. M., Vömel, H., Héron, D., et al. (2020). Effect of deep convection on the tropical tropopause layer composition over the southwest Indian Ocean during austral summer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 20(17), 10565–10586. <https://doi.org/10.5194/acp-20-10565-2020>
- Eyre, J. R., English, S. J., & Forsythe, M. (2020). Assimilation of satellite data in numerical weather prediction. Part I: The early years. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(726), 49–68. <https://doi.org/10.1002/qj.3654>
- Faber, A., Llamedo, P., Schmidt, T., de la Torre, A., & Wickert, J. (2013). On the determination of gravity wave momentum flux from GPS radio occultation data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 6(11), 3169–3180. <https://doi.org/10.5194/amt-6-3169-2013>
- Fairley, P. (2018). Shining a light on global winds: The Aeolus satellite uses powerful lidar to measure wind speeds - [News]. *IEEE Spectrum*, 55(9), 9–11. <https://doi.org/10.1109/MSPEC.2018.8449034>
- Feofilov, A. G., Chepfer, H., Noël, V., Guzman, R., Gindre, C., Ma, P.-L., & Chiriaco, M. (2022). Comparison of scattering ratio profiles retrieved from ALADIN/Aeolus and CALIOP/CALIPSO observations and preliminary estimates of cloud fraction profiles. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(4), 1055–1074. <https://doi.org/10.5194/amt-15-1055-2022>
- Fetzer, E. J., & Gille, J. C. (1994). Gravity Wave Variance in LIMS Temperatures. Part I: Variability and

Comparison with Background Winds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(17), 2461–2483. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2461:GWVILT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2461:GWVILT>2.0.CO;2)

Fouladinejad, F., Matkan, A., Hajeb, M., & Brakhasi, F. (2019). HISTORY AND APPLICATIONS OF SPACE-BORNE LIDARS. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLII-4-W18, 407–414. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLII-4-W18-407-2019>

Fovell, R., Durran, D., & Holton, J. R. (1992). Numerical Simulations of Convectively Generated Stratospheric Gravity Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49(16), 1427–1442. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1992\)049<1427:NSOCGS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1992)049<1427:NSOCGS>2.0.CO;2)

Franke, P. M., & Robinson, W. A. (1999). Nonlinear Behavior in the Propagation of Atmospheric Gravity Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 56(17), 3010–3027. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<3010:NBITPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<3010:NBITPO>2.0.CO;2)

Fritts, D. C. (1984). Gravity wave saturation in the middle atmosphere: A review of theory and observations. *Reviews of Geophysics*, 22(3), 275–308. <https://doi.org/10.1029/RG022i003p00275>

Fritts, D. C., & Alexander, M. J. (2003). Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Reviews of Geophysics*, 41(1). <https://doi.org/10.1029/2001RG000106>

Fritts, D. C., Wang, L., & Werne, J. (2009). Gravity wave–fine structure interactions: A reservoir of small-scale and large-scale turbulence energy. *Geophysical Research Letters*, 36(19). <https://doi.org/10.1029/2009GL039501>

Fröhlich, K., Schmidt, T., Ern, M., Preusse, P., de la Torre, A., Wickert, J., & Jacobi, Ch. (2007). The global distribution of gravity wave energy in the lower stratosphere derived from GPS data and gravity wave modelling: Attempt and challenges. *Journal of Atmospheric and Solar–Terrestrial Physics*, 69(17), 2238–2248. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.07.005>

Fujiwara, M., Wright, J. S., Manney, G. L., Gray, L. J., Anstey, J., Birner, T., et al. (2017). Introduction to the SPARC Reanalysis Intercomparison Project (S-RIP) and overview of the reanalysis systems. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2), 1417–1452. <https://doi.org/10.5194/acp-17-1417-2017>

Fukao, S. (2006). Coupling Processes in the Equatorial Atmosphere (CPEA): A Project Overview. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II*, 84A, 1–18. <https://doi.org/10.2151/jmsj.84A.1>

Garcia, R. R., & Boville, B. A. (1994). “Downward Control” of the Mean Meridional Circulation and Temperature Distribution of the Polar Winter Stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 51(15), 2238–2245. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1994\)051<2238:COTMMC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1994)051<2238:COTMMC>2.0.CO;2)

Garnier, A., & Chanin, M. L. (1992). Description of a Doppler rayleigh LIDAR for measuring winds in the middle atmosphere. *Applied Physics B*, 55(1), 35–40. <https://doi.org/10.1007/BF00348610>

Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., et al. (2017). The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2). *Journal of Climate*,

30(14), 5419–5454. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0758.1>

- Geller, M. A., & Gong, J. (2010). Gravity wave kinetic, potential, and vertical fluctuation energies as indicators of different frequency gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D11). <https://doi.org/10.1029/2009JD012266>
- Geller, M. A., Alexander, M. J., Love, P. T., Bacmeister, J., Ern, M., Hertzog, A., et al. (2013). A Comparison between Gravity Wave Momentum Fluxes in Observations and Climate Models. *Journal of Climate*, 26(17), 6383–6405. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00545.1>
- Giorgetta, M. A., Manzini, E., Roeckner, E., Esch, M., & Bengtsson, L. (2006). Climatology and Forcing of the Quasi-Biennial Oscillation in the MAECHAM5 Model. *Journal of Climate*, 19(16), 3882–3901. <https://doi.org/10.1175/JCLI3830.1>
- Grimshaw, R. (2006). Internal gravity waves: critical layer absorption in a rotating fluid. *Journal of Fluid Mechanics*, 70(2), 287–304. <https://doi.org/10.1017/S0022112075002030>
- Gubenko, V. N., Pavelyev, A. G., Salimzyanov, R. R., & Pavelyev, A. A. (2011). Reconstruction of internal gravity wave parameters from radio occultation retrievals of vertical temperature profiles in the Earth's atmosphere. *Atmospheric Measurement Techniques*, 4(10), 2153–2162. <https://doi.org/10.5194/amt-4-2153-2011>
- Guest, F. M., Reeder, M. J., Marks, C. J., & Karoly, D. J. (2000). Inertia–Gravity Waves Observed in the Lower Stratosphere over Macquarie Island. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(5), 737–752. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0737:IGWOIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0737:IGWOIT>2.0.CO;2)
- Guharay, A., Venkat Ratnam, M., Nath, D., & Dumka, U. C. (2010). Investigation of saturated gravity waves in the tropical lower atmosphere using radiosonde observations. *Radio Science*, 45(6). <https://doi.org/10.1029/2010RS004372>
- Guo, J., Liu, B., Gong, W., Shi, L., Zhang, Y., Ma, Y., et al. (2021). Technical note: First comparison of wind observations from ESA's satellite mission Aeolus and ground-based radar wind profiler network of China. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21(4), 2945–2958. <https://doi.org/10.5194/acp-21-2945-2021>
- Hagelin, S., Azad, R., Lindskog, M., Schyberg, H., & Körnich, H. (2021). Evaluating the use of Aeolus satellite observations in the regional numerical weather prediction (NWP) model Harmonie–Arome. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(9), 5925–5938. <https://doi.org/10.5194/amt-14-5925-2021>
- Hauchecorne, A., & Chanin, M.-L. (1980). Density and temperature profiles obtained by lidar between 35 and 70 km. *Geophysical Research Letters*, 7(8), 565–568. <https://doi.org/10.1029/GL007i008p00565>
- Hecht, J. H., Walterscheid, R. L., Hickey, M. P., & Franke, S. J. (2001). Climatology and modeling of quasi-monochromatic atmospheric gravity waves observed over Urbana Illinois. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D6), 5181–5195. <https://doi.org/10.1029/2000JD900722>

- Hei, H., Tsuda, T., & Hirooka, T. (2008). Characteristics of atmospheric gravity wave activity in the polar regions revealed by GPS radio occultation data with CHAMP. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D4). <https://doi.org/10.1029/2007JD008938>
- Henderson, S. W., Yuen, E. H., & Fry, E. S. (1986). Fast resonance-detection technique for single-frequency operation of injection-seeded Nd:YAG lasers. *Optics Letters*, 11(11), 715–717. <https://doi.org/10.1364/OL.11.000715>
- Hernandez, G. (1986). *Fabry-Perot interferometers*. Cambridge [Cambridgeshire], New York: Cambridge University Press.
- Hertzog, A., Boccara, G., Vincent, R. A., Vial, F., & Cocquerez, P. (2008). Estimation of Gravity Wave Momentum Flux and Phase Speeds from Quasi-Lagrangian Stratospheric Balloon Flights. Part II: Results from the Vorcore Campaign in Antarctica. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(10), 3056–3070. <https://doi.org/10.1175/2008JAS2710.1>
- Hindley, N. P., Wright, C. J., Hoffmann, L., Moffat-Griffin, T., & Mitchell, N. J. (2020). An 18-Year Climatology of Directional Stratospheric Gravity Wave Momentum Flux From 3-D Satellite Observations. *Geophysical Research Letters*, 47(22), e2020GL089557. <https://doi.org/10.1029/2020GL089557>
- Hines, C. O. (1960). Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights. *Canadian Journal of Physics*, 38(11), 1441–1481. <https://doi.org/10.1139/p60-150>
- Holton, J. R., Beres, J. H., & Zhou, X. (2002). On the Vertical Scale of Gravity Waves Excited by Localized Thermal Forcing. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(12), 2019–2023. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<2019:OTVSOG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<2019:OTVSOG>2.0.CO;2)
- Holton, James R. (1982). The Role of Gravity Wave Induced Drag and Diffusion in the Momentum Budget of the Mesosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(4), 791–799. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<0791:TROGWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<0791:TROGWI>2.0.CO;2)
- Holton, James R. (1983). The Influence of Gravity Wave Breaking on the General Circulation of the Middle Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(10), 2497–2507. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<2497:TIOGWB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<2497:TIOGWB>2.0.CO;2)
- Holton, James R. (2004). *An introduction to dynamic meteorology*. Elsevier Academic Press,. Retrieved from <http://books.google.com/books?id=fhW5oDv3EPsC>
- Holton, James R., & Alexander, M. J. (1999). Gravity waves in the mesosphere generated by tropospheric convection, 51(1), 45–58. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v51i1.12305>
- Horinouchi, T., Nakamura, T., & Kosaka, J. (2002). Convectively generated mesoscale gravity waves simulated throughout the middle atmosphere. *Geophysical Research Letters*, 29(21), 3-1-3–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL016069>
- Houchi, K., Stoffelen, A., Marseille, G. J., & De Kloe, J. (2010). Comparison of wind and wind shear

climatologies derived from high-resolution radiosondes and the ECMWF model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D22). <https://doi.org/10.1029/2009JD013196>

Iwai, H., Aoki, M., Oshiro, M., & Ishii, S. (2021). Validation of Aeolus Level 2B wind products using wind profilers, ground-based Doppler wind lidars, and radiosondes in Japan. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(11), 7255–7275. <https://doi.org/10.5194/amt-14-7255-2021>

Jenkins, K. R. (1962). Empirical Comparisons of Meteorological Rocket Wind Sensors. *Journal of Applied Meteorology (1962-1982)*, 1(2), 196–202. Retrieved from <https://www.jstor.org/stable/26169457>

John, S. R., & Kumar, K. K. (2013). A discussion on the methods of extracting gravity wave perturbations from space-based measurements. *Geophysical Research Letters*, 40(10), 2406–2410. <https://doi.org/10.1002/grl.50451>

Kanamitsu, M., Ebisuzaki, W., Woollen, J., Yang, S.-K., Hnilo, J. J., Fiorino, M., & Potter, G. L. (2002). NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(11), 1631–1644. <https://doi.org/10.1175/BAMS-83-11-1631>

Kanitz, T., Lochard, J., Marshall, J., McGoldrick, P., Lecrenier, O., Bravetti, P., et al. (2019). Aeolus first light: first glimpse. In *International Conference on Space Optics — ICSO 2018* (Vol. 11180, pp. 659–664). SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.2535982>

Karami, K., Garcia, R., Jacobi, C., Richter, J. H., & Tilmes, S. (2023). The Holton–Tan mechanism under stratospheric aerosol intervention. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 23(6), 3799–3818. <https://doi.org/10.5194/acp-23-3799-2023>

Keckhut, P., Hauchecorne, A., & Chanin, M. L. (1993). A Critical Review of the Database Acquired for the Long-Term Surveillance of the Middle Atmosphere by the French Rayleigh Lidars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 10(6), 850–867. [https://doi.org/10.1175/1520-0426\(1993\)010<0850:ACROTD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0426(1993)010<0850:ACROTD>2.0.CO;2)

Khaykin, S. M., Hauchecorne, A., Mzé, N., & Keckhut, P. (2015). Seasonal variation of gravity wave activity at midlatitudes from 7 years of COSMIC GPS and Rayleigh lidar temperature observations. *Geophysical Research Letters*, 42(4), 1251–1258. <https://doi.org/10.1002/2014GL062891>

Khaykin, S. M., Hauchecorne, A., Cammas, J.-P., Marquestaut, N., Mariscal, J.-F., Posny, F., et al. (2018). Exploring fine-scale variability of stratospheric wind above the tropical la reunion island using rayleigh-mie doppler lidar. *EPJ Web of Conferences*, 176, 03004. <https://doi.org/10.1051/epjconf/201817603004>

Khaykin, S. M., Godin-Beekmann, S., Hauchecorne, A., Pelon, J., Ravetta, F., & Keckhut, P. (2018). Stratospheric Smoke With Unprecedentedly High Backscatter Observed by Lidars Above Southern France. *Geophysical Research Letters*, 45(3), 1639–1646. <https://doi.org/10.1002/2017GL076763>

Khaykin, Sergey M., Hauchecorne, A., Wing, R., Keckhut, P., Godin-Beekmann, S., Porteneuve, J., et al. (2020). Doppler lidar at Observatoire de Haute-Provence for wind profiling up to 75km altitude: performance evaluation and observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(3), 1501–

1516. <https://doi.org/10.5194/amt-13-1501-2020>

- Kiladis, G., Dias, J., Straub, K., Wheeler, M., Tulich, S., Kikuchi, K., et al. (2014). A Comparison of OLR and Circulation-Based Indices for Tracking the MJO. *Monthly Weather Review*, 142, 1697–1715. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-13-00301.1>
- Kim, J.-E., & Alexander, M. J. (2015). Direct impacts of waves on tropical cold point tropopause temperature. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1584–1592. <https://doi.org/10.1002/2014GL062737>
- Kim, Y., Eckermann, S. D., & Chun, H. (2003). An overview of the past, present and future of gravity-wave drag parametrization for numerical climate and weather prediction models. *Atmosphere-Ocean*, 41(1), 65–98. <https://doi.org/10.3137/ao.410105>
- Kim, Y.-H., Bölöni, G., Borchert, S., Chun, H.-Y., & Achatz, U. (2021). Toward Transient Subgrid-Scale Gravity Wave Representation in Atmospheric Models. Part II: Wave Intermittency Simulated with Convective Sources. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 78(4), 1339–1357. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-20-0066.1>
- Kirkwood, S., Belova, E., Voelger, P., Chatterjee, S., & Satheesan, K. (2023). Extended validation of Aeolus winds with wind-profiling radars in Antarctica and Arctic Sweden. *EGUsphere*, 1–18. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-286>
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., et al. (2015). The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *気象集誌 第2輯*, 93(1), 5–48. <https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001>
- Kottayil, A., Prajwal, K., Devika, M. V., Abhilash, S., Satheesan, K., Antony, R., et al. (2022). Assessing the quality of Aeolus wind over a tropical location (10.04 N, 76.9 E) using 205 MHz wind profiler radar. *International Journal of Remote Sensing*, 43(9), 3320–3335. <https://doi.org/10.1080/01431161.2022.2090871>
- Kozubek, M., Lastovicka, J., Chum, J., Sindelarova, T., Podolska, K., Kuechelbacher, L., et al. (2022). *First results from comparison ERA5 and Aeolus measurements: Lidar measurements to Identify Streamers and analyze Atmospheric waves (LISA) (Aeolus+Innovation)* (No. EGU22-880). Presented at the EGU22, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-880>
- Krisch, I. (2020). *Data quality of Aeolus wind measurements* (No. EGU2020-9471). Presented at the EGU2020, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9471>
- Krisch, I., Preusse, P., Ungermann, J., Dörnbrack, A., Eckermann, S. D., Ern, M., et al. (2017). First tomographic observations of gravity waves by the infrared limb imager GLORIA. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(24), 14937–14953. <https://doi.org/10.5194/acp-17-14937-2017>
- Krisch, I., Rennie, M., Kaifler, B., Gisinger, S., Reitebuch, O., & Rapp, M. (2020). *Influence of Aeolus data assimilation on the representation of gravity waves in ECMWF analysis fields* (No. EGU2020-9546). Presented at the EGU2020, Copernicus Meetings. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9546>

- Kruse, C. G., Richter, J. H., Alexander, M. J., Bacmeister, J. T., Heale, C., & Wei, J. (2023). *Gravity wave drag parameterizations for Earth's atmosphere* (preprint). Preprints. <https://doi.org/10.22541/essoar.167397474.46072527/v1>
- Kumer, V.-M., Reuder, J., & Furevik, B. R. (2014). A Comparison of LiDAR and Radiosonde Wind Measurements. *Energy Procedia*, 53, 214–220. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2014.07.230>
- Kursinski, E. R., Hajj, G. A., Bertiger, W. I., Leroy, S. S., Meehan, T. K., Romans, L. J., et al. (1996). Initial Results of Radio Occultation Observations of Earth's Atmosphere Using the Global Positioning System. *Science*, 271(5252), 1107–1110. <https://doi.org/10.1126/science.271.5252.1107>
- Kursinski, E. R., Hajj, G. A., Schofield, J. T., Linfield, R. P., & Hardy, K. R. (1997). Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D19), 23429–23465. <https://doi.org/10.1029/97JD01569>
- Lane, T. P., & Moncrieff, M. W. (2008). Stratospheric Gravity Waves Generated by Multiscale Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(8), 2598–2614. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2601.1>
- Lane, T. P., Reeder, M. J., & Clark, T. L. (2001). Numerical Modeling of Gravity Wave Generation by Deep Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(10), 1249–1274. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<1249:NMOGWG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<1249:NMOGWG>2.0.CO;2)
- Larsen, M. F., Kelley, M. C., & Gage, K. S. (1982). Turbulence Spectra in the Upper Troposphere and Lower Stratosphere at Periods Between 2 Hours and 40 Days. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(5), 1035–1041. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<1035:TSITUT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<1035:TSITUT>2.0.CO;2)
- Le Pichon, A., Blanc, E., & Drob, D. (2005). Probing high-altitude winds using infrasound. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 110(D20). <https://doi.org/10.1029/2005JD006020>
- Leutbecher, M., & Volkert, H. (2000). The Propagation of Mountain Waves into the Stratosphere: Quantitative Evaluation of Three-Dimensional Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(18), 3090–3108. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<3090:TPOMWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<3090:TPOMWI>2.0.CO;2)
- Li, L., Žagar, N., Raeder, K., & Anderson, J. L. (2023). Comparison of temperature and wind observations in the Tropics in a perfect-model, global EnKF data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, n/a(n/a). <https://doi.org/10.1002/qj.4511>
- Li, Q., Xu, J., Yue, J., Yuan, W., & Liu, X. (2011). Statistical characteristics of gravity wave activities observed by an OH airglow imager at Xinglong, in northern China. *Annales Geophysicae*, 29(8), 1401–1410. <https://doi.org/10.5194/angeo-29-1401-2011>
- Lighthill, M. J., & Newman, M. H. A. (1997). On sound generated aerodynamically I. General theory. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 211(1107), 564–587. <https://doi.org/10.1098/rspa.1952.0060>

- Lilly, D. K., & Kennedy, P. J. (1973). Observations of a Stationary Mountain Wave and its Associated Momentum Flux and Energy Dissipation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 30(6), 1135–1152. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1973\)030<1135:OOASMW>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1973)030<1135:OOASMW>2.0.CO;2)
- Lindzen, R. S. (1981). Turbulence and stress owing to gravity wave and tidal breakdown. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C10), 9707–9714. <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09707>
- Lindzen, Richard S., & Holton, J. R. (1968). A Theory of the Quasi-Biennial Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 25(6), 1095–1107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1968\)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1968)025<1095:ATOTQB>2.0.CO;2)
- Liu, Y., Jia, Z., Ma, X., Wang, Y., Guan, R., Guan, Z., et al. (2022). Analysis of Drought Characteristics Projections for the Tibetan Plateau Based on the GFDL-ESM2M Climate Model. *Remote Sensing*, 14(20), 5084. <https://doi.org/10.3390/rs14205084>
- Lott, F., Rani, R., Podglajen, A., Codron, F., Guez, L., Hertzog, A., & Plougonven, R. (2023). Direct Comparison Between a Non-Orographic Gravity Wave Drag Scheme and Constant Level Balloons. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 128(4), e2022JD037585. <https://doi.org/10.1029/2022JD037585>
- Luna, D., Alexander, P., & de la Torre, A. (2013). Evaluation of uncertainty in gravity wave potential energy calculations through GPS radio occultation measurements. *Advances in Space Research*, 52(5), 879–882. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.05.015>
- Lux, O., Lemmerz, C., Weiler, F., Marksteiner, U., Witschas, B., Rahm, S., et al. (2018). Airborne wind lidar observations over the North Atlantic in 2016 for the pre-launch validation of the satellite mission Aeolus. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(6), 3297–3322. <https://doi.org/10.5194/amt-11-3297-2018>
- Lux, O., Wernham, D., Bravetti, P., McGoldrick, P., Lecrenier, O., Riede, W., et al. (2020). High-power and frequency-stable ultraviolet laser performance in space for the wind lidar on Aeolus. *Optics Letters*, 45(6), 1443–1446. <https://doi.org/10.1364/OL.387728>
- Lux, O., Lemmerz, C., Weiler, F., Marksteiner, U., Witschas, B., Rahm, S., et al. (2020). Intercomparison of wind observations from the European Space Agency's Aeolus satellite mission and the ALADIN Airborne Demonstrator. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(4), 2075–2097. <https://doi.org/10.5194/amt-13-2075-2020>
- Lux, O., Lemmerz, C., Weiler, F., Kanitz, T., Wernham, D., Rodrigues, G., et al. (2021). ALADIN laser frequency stability and its impact on the Aeolus wind error. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(9), 6305–6333. <https://doi.org/10.5194/amt-14-6305-2021>
- Mack, L. R., & Jay, B. E. (1967). The partition of energy in standing gravity waves of finite amplitude. *Journal of Geophysical Research (1896-1977)*, 72(2), 573–581. <https://doi.org/10.1029/JZ072i002p00573>
- Madonna, F., Kivi, R., Dupont, J.-C., Ingleby, B., Fujiwara, M., Romanens, G., et al. (2020). Use of

automatic radiosonde launchers to measure temperature and humidity profiles from the GRUAN perspective. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(7), 3621–3649. <https://doi.org/10.5194/amt-13-3621-2020>

Marksteiner, U., Reitebuch, O., and Huber, D.: Mie and Rayleigh Algorithm Performance Assessment, DLR, Technical Note, AE.TN.DLR.5100.1.150930, V. 1.3, 64 pp., 2015. (n.d.).

MARQUARDT, C., & Healy, S. (2005). Measurement Noise and Stratospheric Gravity Wave Characteristics Obtained from GPS Occultation Data. *Journal of The Meteorological Society of Japan - J METEOROL SOC JPN*, 83, 417–428. <https://doi.org/10.2151/jmsj.83.417>

Martin, Anne, Weissmann, M., Reitebuch, O., Rennie, M., Geiß, A., & Cress, A. (2021). Validation of Aeolus winds using radiosonde observations and numerical weather prediction model equivalents. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(3), 2167–2183. <https://doi.org/10.5194/amt-14-2167-2021>

Martin, Armel. (2008, June 13). *Influence des ondes de gravité de montagne sur l'écoulement de grande échelle en présence de niveaux critiques* (phdthesis). Université Pierre et Marie Curie - Paris VI. Retrieved from <https://theses.hal.science/tel-00812517>

Maycock, A. C., Randel, W. J., Steiner, A. K., Karpechko, A. Y., Christy, J., Saunders, R., et al. (2018). Revisiting the Mystery of Recent Stratospheric Temperature Trends. *Geophysical Research Letters*, 45(18), 9919–9933. <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>

McFarlane, N. A. (1987). The Effect of Orographically Excited Gravity Wave Drag on the General Circulation of the Lower Stratosphere and Troposphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(14), 1775–1800. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<1775:TEOOEG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<1775:TEOOEG>2.0.CO;2)

McGill, M. J., Skinner, W. R., & Irgang, T. D. (1997). Analysis techniques for the recovery of winds and backscatter coefficients from a multiple-channel incoherent Doppler lidar. *Applied Optics*, 36(6), 1253–1268. <https://doi.org/10.1364/ao.36.001253>

McKay, J. A., & Rees, D. (2000). Space-Based Doppler Wind Lidar: Modeling of Edge Detection and Fringe Imaging Doppler Analyzers. *Advances in Space Research*, 26, 883–891. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(00\)00026-0](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(00)00026-0)

McKay, Jack A. (2002). Assessment of a multibeam Fizeau wedge interferometer for Doppler wind lidar. *Applied Optics*, 41(9), 1760–1767. <https://doi.org/10.1364/AO.41.001760>

McLandress, C. (1998). On the importance of gravity waves in the middle atmosphere and their parameterization in general circulation models. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60(14), 1357–1383. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(98\)00061-3](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(98)00061-3)

McLandress, C., Alexander, M. J., & Wu, D. L. (2000). Microwave Limb Sounder observations of gravity waves in the stratosphere: A climatology and interpretation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D9), 11947–11967. <https://doi.org/10.1029/2000JD900097>

- Medvedev, A. S., & Yiğit, E. (2019). Gravity Waves in Planetary Atmospheres: Their Effects and Parameterization in Global Circulation Models. *Atmosphere*, 10(9), 531. <https://doi.org/10.3390/atmos10090531>
- Meehl, G. A., Washington, W. M., Arblaster, J. M., Hu, A., Teng, H., Kay, J. E., et al. (2013). Climate Change Projections in CESM1(CAM5) Compared to CCSM4. *Journal of Climate*, 26(17), 6287–6308. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00572.1>
- Meyer, C. I., Ern, M., Hoffmann, L., Trinh, Q. T., & Alexander, M. J. (2018). Intercomparison of AIRS and HIRDLS stratospheric gravity wave observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(1), 215–232. <https://doi.org/10.5194/amt-11-215-2018>
- Miao, H., Xu, H., Huang, G., & Yang, K. (2023). Evaluation and future projections of wind energy resources over the Northern Hemisphere in CMIP5 and CMIP6 models. *Renewable Energy*, 211, 809–821. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2023.05.007>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., et al. (2021). ERA5-Land: a state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Nakane, H., Hayashida, S., Sasano, Y., Sugimoto, N., Matsui, I., & Minato, A. (1992). Vertical Profiles of Temperature and Ozone Observed during DYANA Campaign with the NIES Ozone Lidar System at Tsukuba. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 44(11), 1071–1083. <https://doi.org/10.5636/jgg.44.1071>
- Nappo, C. J. (2013). *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*. Academic Press.
- Nappo, Carmen J. (2012). Gravity Wave Instability and Turbulence. In Carmen J. Nappo (Ed.), *International Geophysics* (Vol. 102, pp. 117–157). Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385223-6.00005-7>
- Nastrom, G. D., & Gage, K. S. (1985). A Climatology of Atmospheric Wavenumber Spectra of Wind and Temperature Observed by Commercial Aircraft. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 42(9), 950–960. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1985\)042<0950:ACOAWS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1985)042<0950:ACOAWS>2.0.CO;2)
- Nastrom, G. D., & VanZandt, T. E. (2001). Seasonal variability of the observed vertical wave number spectra of wind and temperature and the effects of prewhitening. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D13), 14369–14375. <https://doi.org/10.1029/2001JD900163>
- Nastrom, G. D., Hansen, A. R., Tsuda, T., Nishida, M., & Ware, R. (2000). A comparison of gravity wave energy observed by VHF radar and GPS/MET over central North America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D4), 4685–4687. <https://doi.org/10.1029/1999JD901164>
- Nayak, C., & Yiğit, E. (2019). Variation of Small-Scale Gravity Wave Activity in the Ionosphere During the Major Sudden Stratospheric Warming Event of 2009. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 124(1), 470–488. <https://doi.org/10.1029/2018JA026048>

- Pahlavan, H. A., Wallace, J. M., & Fu, Q. (2023). Characteristics of Tropical Convective Gravity Waves Resolved by ERA5 Reanalysis. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 80(3), 777–795. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-22-0057.1>
- Palmer, T. N., Shutts, G. J., & Swinbank, R. (1986). Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 112(474), 1001–1039. <https://doi.org/10.1002/qj.49711247406>
- Pfenniger, M., Liu, A. Z., Papen, G. C., & Gardner, C. S. (1999). Gravity wave characteristics in the lower atmosphere at south pole. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D6), 5963–5984. <https://doi.org/10.1029/98JD02705>
- Pfister, L., Chan, K. R., Bui, T. P., Bowen, S., Legg, M., Gary, B., et al. (1993). Gravity waves generated by a tropical cyclone during the STEP tropical field program: A case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 98(D5), 8611–8638. <https://doi.org/10.1029/92JD01679>
- Pfister, Leonhard, Scott, S., Loewenstein, M., Bowen, S., & Legg, M. (1993). Mesoscale Disturbances in the Tropical Stratosphere Excited by Convection: Observations and Effects on the Stratospheric Momentum Budget. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(8), 1058–1075. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1058:MDITTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1058:MDITTS>2.0.CO;2)
- Piani, C., & Durran, D. R. (2001). A Numerical Study of Stratospheric Gravity Waves Triggered by Squall Lines Observed during the TOGA COARE and COPT-81 Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 58(24), 3702–3723. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058<3702:ANSOSG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058<3702:ANSOSG>2.0.CO;2)
- Pisoft, P., Sacha, P., Miksovsky, J., Huszar, P., Scherllin-Pirscher, B., & Foelsche, U. (2018). Revisiting internal gravity waves analysis using GPS RO density profiles: comparison with temperature profiles and application for wave field stability study. *Atmospheric Measurement Techniques*, 11(1), 515–527. <https://doi.org/10.5194/amt-11-515-2018>
- Plougonven, R., Teitelbaum, H., & Zeitlin, V. (2003). Inertia gravity wave generation by the tropospheric midlatitude jet as given by the Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment radio soundings. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D21). <https://doi.org/10.1029/2003JD003535>
- Plougonven, Riwal, & Zhang, F. (2014). Internal gravity waves from atmospheric jets and fronts. *Reviews of Geophysics*, 52(1), 33–76. <https://doi.org/10.1002/2012RG000419>
- Podglajen, A., Hertzog, A., Plougonven, R., & Žagar, N. (2014). Assessment of the accuracy of (re)analyses in the equatorial lower stratosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(19), 11,166–11,188. <https://doi.org/10.1002/2014JD021849>
- Poli, P., Hersbach, H., Dee, D. P., Berrisford, P., Simmons, A. J., Vitart, F., et al. (2016). ERA-20C: An Atmospheric Reanalysis of the Twentieth Century. *Journal of Climate*, 29(11), 4083–4097. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1>

- Preusse, P., Schaeler, B., Bacmeister, J. T., & Offermann, D. (1999). Evidence for gravity waves in CRISTA temperatures. *Advances in Space Research*, 24(11), 1601–1604. [https://doi.org/10.1016/S0273-1177\(99\)00885-6](https://doi.org/10.1016/S0273-1177(99)00885-6)
- Preusse, Peter, Eckermann, S. D., & Offermann, D. (2000). Comparison of global distributions of zonal-mean gravity wave variance inferred from different satellite instruments. *Geophysical Research Letters*, 27(23), 3877–3880. <https://doi.org/10.1029/2000GL011916>
- Preusse, Peter, Dörnbrack, A., Eckermann, S. D., Riese, M., Schaeler, B., Bacmeister, J. T., et al. (2002). Space-based measurements of stratospheric mountain waves by CRISTA 1. Sensitivity, analysis method, and a case study. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D23), CRI 6-1-CRI 6-23. <https://doi.org/10.1029/2001JD000699>
- Prudden, S., Fisher, A., Marino, M., Mohamed, A., Watkins, S., & Wild, G. (2018). Measuring wind with Small Unmanned Aircraft Systems. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 176, 197–210. <https://doi.org/10.1016/j.jweia.2018.03.029>
- Randel, W. J., Smith, A. K., Wu, F., Zou, C.-Z., & Qian, H. (2016). Stratospheric Temperature Trends over 1979–2015 Derived from Combined SSU, MLS, and SABER Satellite Observations. *Journal of Climate*, 29(13), 4843–4859. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0629.1>
- Rao, J., & Garfinkel, C. I. (2021). The Strong Stratospheric Polar Vortex in March 2020 in Sub-Seasonal to Seasonal Models: Implications for Empirical Prediction of the Low Arctic Total Ozone Extreme. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(9), e2020JD034190. <https://doi.org/10.1029/2020JD034190>
- Ratynski, M., Khaykin, S., Hauchecorne, A., Wing, R., Cammas, J.-P., Hello, Y., & Keckhut, P. (2023). Validation of Aeolus wind profiles using ground-based lidar and radiosonde observations at Réunion island and the Observatoire de Haute-Provence. *Atmospheric Measurement Techniques*, 16(4), 997–1016. <https://doi.org/10.5194/amt-16-997-2023>
- Reitebuch, O., Lemmerz, C., Lux, O., Marksteiner, U., Rahm, S., Weiler, F., et al. (2020). Initial Assessment of the Performance of the First Wind Lidar in Space on Aeolus. *EPJ Web of Conferences*, 237, 01010. <https://doi.org/10.1051/epjconf/202023701010>
- Reitebuch, O., Huber, D., and Nikolaus, I.: Algorithm Theoretical Basis Document ATBD: ADM-Aeolus Level 1B Products, https://earth.esa.int/pi/esa?type=file&table=aotarget&cmd=image&alias=ADM_Aeolus_L1B_Algorithm_TBD (last access: 9 August 2022), 2014. (n.d.).
- Rennie, M., & Isaksen, L. (2020, June). The NWP impact of Aeolus Level-2B Winds at ECMWF [text]. Retrieved December 16, 2023, from <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/81172-nwp-impact-aeolus-level-2b-winds-ecmwf>
- Rennie, M. P., Isaksen, L., Weiler, F., de Kloe, J., Kanitz, T., & Reitebuch, O. (2021). The impact of Aeolus wind retrievals on ECMWF global weather forecasts. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(740), 3555–3586. <https://doi.org/10.1002/qj.4142>

- Ribstein, B., Millet, C., Lott, F., & de la Cámara, A. (2022). Can We Improve the Realism of Gravity Wave Parameterizations by Imposing Sources at All Altitudes in the Atmosphere? *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 14(2), e2021MS002563. <https://doi.org/10.1029/2021MS002563>
- Rind, D., Suozzo, R., & Balachandran, N. K. (1988). The GISS Global Climate-Middle Atmosphere Model. Part II. Model Variability Due to Interactions between Planetary Waves, the Mean Circulation and Gravity Wave Drag. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(3), 371–386. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1988\)045<0371:TGGCMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1988)045<0371:TGGCMA>2.0.CO;2)
- Rogers, R. R., Ecklund, W. L., Carter, D. A., Gage, K. S., & Ethier, S. A. (1993). Research Applications of a Boundary-Layer Wind Profiler. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 74(4), 567–580. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1993\)074<0567:RAOABL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1993)074<0567:RAOABL>2.0.CO;2)
- Rüfenacht, R., Kämpfer, N., & Murk, A. (2012). First middle-atmospheric zonal wind profile measurements with a new ground-based microwave Doppler-spectro-radiometer. *Atmospheric Measurement Techniques*, 5(11), 2647–2659. <https://doi.org/10.5194/amt-5-2647-2012>
- Ruppert, J. H., Koch, S. E., Chen, X., Du, Y., Seimon, A., Sun, Y. Q., et al. (2022). Mesoscale Gravity Waves and Midlatitude Weather: A Tribute to Fuqing Zhang. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 103(1), E129–E156. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-20-0005.1>
- Šácha, P., Foelsche, U., & Pišoft, P. (2014). Analysis of internal gravity waves with GPS RO density profiles. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(12), 4123–4132. <https://doi.org/10.5194/amt-7-4123-2014>
- Sakib, M. N., & Yiğit, E. (2022). A Brief Overview of Gravity Wave Retrieval Techniques From Observations. *Frontiers in Astronomy and Space Sciences*, 9. <https://doi.org/10.3389/fspas.2022.824875>
- Sassi, F., & Garcia, R. R. (1997). The Role of Equatorial Waves Forced by Convection in the Tropical Semiannual Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(15), 1925–1942. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1997\)054<1925:TROEWF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1997)054<1925:TROEWF>2.0.CO;2)
- Sato, K. (1992). Vertical wind disturbances in the afternoon of mid-summer revealed by the MU radar. *Geophysical Research Letters*, 19(19), 1943–1946. <https://doi.org/10.1029/92GL02244>
- Sato, K., Tateno, S., Watanabe, S., & Kawatani, Y. (2012). Gravity Wave Characteristics in the Southern Hemisphere Revealed by a High-Resolution Middle-Atmosphere General Circulation Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(4), 1378–1396. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0101.1>
- Sato, T., & Woodman, R. F. (1982). Fine Altitude Resolution Radar Observations of Upper-Tropospheric and Lower-Stratospheric Winds and Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(11), 2539–2545. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2539:FARROO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2539:FARROO>2.0.CO;2)
- Scherllin-Pirscher, B., Steiner, A. K., Anthes, R. A., Alexander, M. J., Alexander, S. P., Biondi, R., et al. (2021). Tropical Temperature Variability in the UTLS: New Insights from GPS Radio Occultation Observations. *Journal of Climate*, 34(8), 2813–2838. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0385.1>

- Schmidt, T., de la Torre, A., & Wickert, J. (2008). Global gravity wave activity in the tropopause region from CHAMP radio occultation data. *Geophysical Research Letters*, 35(16). <https://doi.org/10.1029/2008GL034986>
- Schmidt, T., Cammas, J.-P., Smit, H. G. J., Heise, S., Wickert, J., & Haser, A. (2010). Observational characteristics of the tropopause inversion layer derived from CHAMP/GRACE radio occultations and MOZAIC aircraft data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D24). <https://doi.org/10.1029/2010JD014284>
- Schmidt, T., Alexander, P., & de la Torre, A. (2016). Stratospheric gravity wave momentum flux from radio occultations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(9), 4443–4467. <https://doi.org/10.1002/2015JD024135>
- Schroeder, S., Preusse, P., Ern, M., & Riese, M. (2009). Gravity waves resolved in ECMWF and measured by SABER. *Geophysical Research Letters*, 36(10). <https://doi.org/10.1029/2008GL037054>
- Schumann, U. (2019). The Horizontal Spectrum of Vertical Velocities near the Tropopause from Global to Gravity Wave Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(12), 3847–3862. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-19-0160.1>
- Scinocca, J. F., & Ford, R. (2000). The Nonlinear Forcing of Large-Scale Internal Gravity Waves by Stratified Shear Instability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(5), 653–672. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2000\)057<0653:TNFOLS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2000)057<0653:TNFOLS>2.0.CO;2)
- Seidel, D. J., Berger, F. H., Diamond, H. J., Dykema, J., Goodrich, D., Immler, F., et al. (2009). Reference Upper-Air Observations for Climate: Rationale, Progress, and Plans. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(3), 361–369. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2540.1>
- Shao Dong Zhang, Chunming Huang, & Fan Yi. (2006). Radiosonde observations of vertical wave number spectra for gravity waves in the lower atmosphere over Central China. *Annales Geophysicae*, 24(12), 3257–3265. <https://doi.org/10.5194/angeo-24-3257-2006>
- Shaw, T. A., & Shepherd, T. G. (2007). Angular Momentum Conservation and Gravity Wave Drag Parameterization: Implications for Climate Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(1), 190–203. <https://doi.org/10.1175/JAS3823.1>
- Shaw, T. A., & Shepherd, T. G. (2008). Raising the roof. *Nature Geoscience*, 1(1), 12–13. <https://doi.org/10.1038/ngeo.2007.53>
- Shaw, T. A., Sigmund, M., Shepherd, T. G., & Scinocca, J. F. (2009). Sensitivity of Simulated Climate to Conservation of Momentum in Gravity Wave Drag Parameterization. *Journal of Climate*, 22(10), 2726–2742. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2688.1>
- She, C. Y., Li, T., Williams, B. P., Yuan, T., & Picard, R. H. (2004). Concurrent OH imager and sodium temperature/wind lidar observation of a mesopause region undular bore event over Fort Collins/Platteville, Colorado. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D22). <https://doi.org/10.1029/2004JD004742>

- Shepherd, T. G., & Shaw, T. A. (2004). The Angular Momentum Constraint on Climate Sensitivity and Downward Influence in the Middle Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(23), 2899–2908. <https://doi.org/10.1175/JAS-3295.1>
- Sigmond, M., & Scinocca, J. F. (2010). The Influence of the Basic State on the Northern Hemisphere Circulation Response to Climate Change. *Journal of Climate*, 23(6), 1434–1446. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI3167.1>
- Simonelli, G., Brandt, C., & Rezazad, M. (2019). Aeolus First Year in Orbit Power System Performance. In *2019 European Space Power Conference (ESPC)* (pp. 1–4). <https://doi.org/10.1109/ESPC.2019.8932017>
- Smith, R. (2019). 100 Years of Progress on Mountain Meteorology Research. *Meteorological Monographs*, 59. <https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0022.1>
- Souprayen, C., Garnier, A., Hertzog, A., Hauchecorne, A., & Porteneuve, J. (1999). Rayleigh–Mie Doppler wind lidar for atmospheric measurements. I. Instrumental setup, validation, and first climatological results. *Applied Optics*, 38(12), 2410–2421. <https://doi.org/10.1364/AO.38.002410>
- Stephan, C. C., Lane, T. P., & Jakob, C. (2020). Gravity Wave Influences On Mesoscale Divergence: An Observational Case Study. *Geophysical Research Letters*, 47(1), e2019GL086539. <https://doi.org/10.1029/2019GL086539>
- Stephan, Claudia Christine, & Mariaccia, A. (2021). The signature of the tropospheric gravity wave background in observed mesoscale motion. *Weather and Climate Dynamics*, 2(2), 359–372. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-359-2021>
- Stoffelen, A., Pailleux, J., Källén, E., Vaughan, J. M., Isaksen, L., Flamant, P., et al. (2005). THE ATMOSPHERIC DYNAMICS MISSION FOR GLOBAL WIND FIELD MEASUREMENT. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86(1), 73–88. <https://doi.org/10.1175/BAMS-86-1-73>
- Straume, A.-G. (2018, October 28). Aeolus Sensor and Product Description. Aeolus CAL/VAL community.
- Strube, C., Ern, M., Preusse, P., & Riese, M. (2020). Removing spurious inertial instability signals from gravity wave temperature perturbations using spectral filtering methods. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(9), 4927–4945. <https://doi.org/10.5194/amt-13-4927-2020>
- Sun, B., Reale, A., Seidel, D. J., & Hunt, D. C. (2010). Comparing radiosonde and COSMIC atmospheric profile data to quantify differences among radiosonde types and the effects of imperfect collocation on comparison statistics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D23). <https://doi.org/10.1029/2010JD014457>
- Susskind, J., Schmidt, G. A., Lee, J. N., & Iredell, L. (2019). Recent global warming as confirmed by AIRS. *Environmental Research Letters*, 14(4), 044030. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aafd4e>
- Tenti, G., Boley, C. D., & Desai, R. C. (1974). On the Kinetic Model Description of Rayleigh–Brillouin Scattering from Molecular Gases. *Canadian Journal of Physics*, 52(4), 285–290.

<https://doi.org/10.1139/p74-041>

- Teruya, A. S. W., Raphaldini, B., Mayta, V. C., Raupp, C. F. M., & da Silva Dias, P. L. (2023). Wavenumber-Frequency Spectra of Normal Mode Function Decomposed Atmospheric Data: Departures from the Dry Linear Theory. *Atmosphere*, 14(4), 622. <https://doi.org/10.3390/atmos14040622>
- Tett, S. F. B., Jones, G. S., Stott, P. A., Hill, D. C., Mitchell, J. F. B., Allen, M. R., et al. (2002). Estimation of natural and anthropogenic contributions to twentieth century temperature change. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D16), ACL 10-1-ACL 10-24. <https://doi.org/10.1029/2000JD000028>
- Thompson, R. O. R. Y. (1980). Efficiency of conversion of kinetic energy to potential energy by a breaking internal gravity wave. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C11), 6631–6635. <https://doi.org/10.1029/JC085iC11p06631>
- de la Torre, A., Alexander, P., & Giraldez, A. (1999). The kinetic to potential energy ratio and spectral separability from high-resolution balloon soundings near the Andes Mountains. *Geophysical Research Letters*, 26(10), 1413–1416. <https://doi.org/10.1029/1999GL900265>
- de la Torre, A., Alexander, P., Llamedo, P., Menéndez, C., Schmidt, T., & Wickert, J. (2006). Gravity waves above the Andes detected from GPS radio occultation temperature profiles: Jet mechanism? *Geophysical Research Letters*, 33(24). <https://doi.org/10.1029/2006GL027343>
- Torrence, C., & Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 79(1), 61–78. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2)
- Trespidi, F., Stucchi, E., & Nava, E. (2017). A novel cavity control technique for the stabilization of a burst, pulsed laser. In *International Conference on Space Optics — ICSO 2006* (Vol. 10567, pp. 867–869). SPIE. <https://doi.org/10.1117/12.2308050>
- TSUDA, T. (1994). Radiosonde observations of equatorial atmosphere dynamics over Indonesia: 2. Characteristics of gravity waves. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D5), 10507–10516. <https://doi.org/10.1029/94JD00354>
- TSUDA, T. (2014). Characteristics of atmospheric gravity waves observed using the MU (Middle and Upper atmosphere) radar and GPS (Global Positioning System) radio occultation. *Proceedings of the Japan Academy. Series B, Physical and Biological Sciences*, 90(1), 12–27. <https://doi.org/10.2183/pjab.90.12>
- Tsuda, T., Nishida, M., Rocken, C., & Ware, R. H. (2000). A Global Morphology of Gravity Wave Activity in the Stratosphere Revealed by the GPS Occultation Data (GPS/MET). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D6), 7257–7273. <https://doi.org/10.1029/1999JD901005>
- Tsuda, T., Ratnam, M. V., May, P. T., Alexander, M. J., Vincent, R. A., & MacKinnon, A. (2004). Characteristics of gravity waves with short vertical wavelengths observed with radiosonde and GPS occultation during DAWEX (Darwin Area Wave Experiment). *Journal of Geophysical Research*:

Atmospheres, 109(D20). <https://doi.org/10.1029/2004JD004946>

- Uchino, O., & Fujimoto, T. (1992). Lidar Measurements of Ozone and Temperature in the Stratosphere at Tsukuba (36.1°N, 140.1°E) during DYANA Campaign. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 44(11), 1061–1070. <https://doi.org/10.5636/jgg.44.1061>
- Vadas, S. L., Fritts, D. C., & Alexander, M. J. (2003). Mechanism for the Generation of Secondary Waves in Wave Breaking Regions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60(1), 194–214. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2003\)060<0194:MFTGOS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2003)060<0194:MFTGOS>2.0.CO;2)
- Vadas, S. L., Zhao, J., Chu, X., & Becker, E. (2018). The Excitation of Secondary Gravity Waves From Local Body Forces: Theory and Observation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(17), 9296–9325. <https://doi.org/10.1029/2017JD027970>
- Vanneste, J. (2008). Exponential Smallness of Inertia–Gravity Wave Generation at Small Rossby Number. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 65(5), 1622–1637. <https://doi.org/10.1175/2007JAS2494.1>
- VanZandt, T. E. (1985). A model for gravity wave spectra observed by Doppler sounding systems. *Radio Science*, 20(6), 1323–1330. <https://doi.org/10.1029/RS020i006p01323>
- Vaughan, M. (2017). *The Fabry-Perot Interferometer: History, Theory, Practice and Applications*. New York: Routledge. <https://doi.org/10.1201/9780203736715>
- Vincent, R. A., & Reid, I. M. (1983). HF Doppler Measurements of Mesospheric Gravity Wave Momentum Fluxes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(5), 1321–1333. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1321:HDMOMG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1321:HDMOMG>2.0.CO;2)
- Vincent, Robert A., & Fritts, D. C. (1987). A Climatology of Gravity Wave Motions in the Mesopause Region at Adelaide, Australia. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 44(4), 748–760. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1987\)044<0748:ACOGWM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1987)044<0748:ACOGWM>2.0.CO;2)
- Vincent, Robert A., & Joan Alexander, M. (2000). Gravity waves in the tropical lower stratosphere: An observational study of seasonal and interannual variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D14), 17971–17982. <https://doi.org/10.1029/2000JD900196>
- Voldoire, A., Sanchez-Gomez, E., Salas y Méliá, D., Decharme, B., Cassou, C., Sénési, S., et al. (2013). The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation. *Climate Dynamics*, 40(9), 2091–2121. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1259-y>
- Vosper, S. B. (2015). Mountain waves and wakes generated by South Georgia: implications for drag parametrization. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 141(692), 2813–2827. <https://doi.org/10.1002/qj.2566>
- Wang, L., & Alexander, M. J. (2010). Global estimates of gravity wave parameters from GPS radio occultation temperature data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D21). <https://doi.org/10.1029/2010JD013860>
- Wang, Ling, & Geller, M. A. (2003). Morphology of gravity-wave energy as observed from 4 years

(1998–2001) of high vertical resolution U.S. radiosonde data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D16). <https://doi.org/10.1029/2002JD002786>

Wang, Ling, Geller, M. A., & Alexander, M. J. (2005). Spatial and Temporal Variations of Gravity Wave Parameters. Part I: Intrinsic Frequency, Wavelength, and Vertical Propagation Direction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62(1), 125–142. <https://doi.org/10.1175/JAS-3364.1>

Ware, R., Exner, M., Feng, D., Gorbunov, M., Hardy, K., Herman, B., et al. (1996). GPS Sounding of the Atmosphere from Low Earth Orbit: Preliminary Results. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(1), 19–40. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0019:GSOTAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0019:GSOTAF>2.0.CO;2)

Watanabe, M., Suzuki, T., O'ishi, R., Komuro, Y., Watanabe, S., Emori, S., et al. (2010). Improved Climate Simulation by MIROC5: Mean States, Variability, and Climate Sensitivity. *Journal of Climate*, 23(23), 6312–6335. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3679.1>

Watanabe, T., Naito, I., & Ogawa, T. (1992). Atmospheric Temperature and Wind Profiles Measured by MT-135 Rocket Datasonde during the DYANA Campaign. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 44(11), 1057–1060. <https://doi.org/10.5636/jgg.44.1057>

Weiler, F., Kanitz, T., Wernham, D., Rennie, M., Huber, D., Schillinger, M., et al. (2021). Characterization of dark current signal measurements of the ACCDs used on board the Aeolus satellite. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(7), 5153–5177. <https://doi.org/10.5194/amt-14-5153-2021>

Weiler, F., Rennie, M., Kanitz, T., Isaksen, L., Checa, E., de Kloe, J., et al. (2021). Correction of wind bias for the lidar on board Aeolus using telescope temperatures. *Atmospheric Measurement Techniques*, 14(11), 7167–7185. <https://doi.org/10.5194/amt-14-7167-2021>

Wilhelm, J., Akylas, T. R., Bölöni, G., Wei, J., Ribstein, B., Klein, R., & Achatz, U. (2018). Interactions between Mesoscale and Submesoscale Gravity Waves and Their Efficient Representation in Mesoscale-Resolving Models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 75(7), 2257–2280. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-17-0289.1>

Witschas, B., Lemmerz, C., Lux, O., Marksteiner, U., Reitebuch, O., Weiler, F., et al. (2022). Spectral performance analysis of the Aeolus Fabry–Pérot and Fizeau interferometers during the first years of operation. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(5), 1465–1489. <https://doi.org/10.5194/amt-15-1465-2022>

Wright, C., Hindley, N., Hoffmann, L., Alexander, M., & Mitchell, N. (2017). Satellite Measurements of Stratospheric Gravity Waves. Retrieved from <https://www.semanticscholar.org/paper/Satellite-Measurements-of-Stratospheric-Gravity-Wright-Hindley/d2a1c9c6b2e9e3b34fcff0729a9dfc65a79d71e2>

Wright, C. J., & Hindley, N. P. (2018). How well do stratospheric reanalyses reproduce high-resolution satellite temperature measurements? *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(18), 13703–13731. <https://doi.org/10.5194/acp-18-13703-2018>

Wright, C. J., Hall, R. J., Banyard, T. P., Hindley, N. P., Krisch, I., Mitchell, D. M., & Seviour, W. J. M. (2021).

Dynamical and surface impacts of the January 2021 sudden stratospheric warming in novel Aeolus wind observations, MLS and ERA5. *Weather and Climate Dynamics*, 2(4), 1283–1301. <https://doi.org/10.5194/wcd-2-1283-2021>

Wright, C. J., Ungermann, J., Preusse, P., & Polichtchouk, I. (2023). Using sub-limb observations to measure gravity waves excited by convection. *Npj Microgravity*, 9(1), 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41526-023-00259-2>

Wu, D. L., & Waters, J. W. (1996a). Gravity-wave-scale temperature fluctuations seen by the UARS MLS. *Geophysical Research Letters*, 23(23), 3289–3292. <https://doi.org/10.1029/96GL02924>

Wu, D. L., & Waters, J. W. (1996b). Satellite observations of atmospheric variances: A possible indication of gravity waves. *Geophysical Research Letters*, 23(24), 3631–3634. <https://doi.org/10.1029/96GL02907>

Wu, Dong L. (2001). Horizontal wavenumber spectra of MLS radiance fluctuations. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 63(14), 1465–1477. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(01\)00025-6](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(01)00025-6)

Wu, Dong L., & Zhang, F. (2004). A study of mesoscale gravity waves over the North Atlantic with satellite observations and a mesoscale model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 109(D22). <https://doi.org/10.1029/2004JD005090>

Wu, S., Sun, K., Dai, G., Wang, X., Liu, X., Liu, B., et al. (2022). Inter-comparison of wind measurements in the atmospheric boundary layer and the lower troposphere with Aeolus and a ground-based coherent Doppler lidar network over China. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(1), 131–148. <https://doi.org/10.5194/amt-15-131-2022>

Wüst, S., & Bittner, M. (2008). Gravity wave reflection: Case study based on rocket data. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70(5), 742–755. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2007.10.010>

Xia, H., Dou, X., Sun, D., Shu, Z., Xue, X., Han, Y., et al. (2012). Mid-altitude wind measurements with mobile Rayleigh Doppler lidar incorporating system-level optical frequency control method. *Optics Express*, 20(14), 15286–15300. <https://doi.org/10.1364/OE.20.015286>

Yan, W. Y., Shaker, A., & El-Ashmawy, N. (2015). Urban land cover classification using airborne LiDAR data: A review. *Remote Sensing of Environment*, 158, 295–310. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.11.001>

Yang, J., Gong, P., Fu, R., Zhang, M., Chen, J., Liang, S., et al. (2013). The role of satellite remote sensing in climate change studies. *Nature Climate Change*, 3(10), 875–883. <https://doi.org/10.1038/nclimate1908>

Yang, S.-S., Pan, C.-J., & Das, U. (2021). Investigating the Spatio-Temporal Distribution of Gravity Wave Potential Energy over the Equatorial Region Using the ERA5 Reanalysis Data. *Atmosphere*, 12(3), 311. <https://doi.org/10.3390/atmos12030311>

- Žagar, N., Rennie, M., & Isaksen, L. (2021). Uncertainties in Kelvin Waves in ECMWF Analyses and Forecasts: Insights From Aeolus Observing System Experiments. *Geophysical Research Letters*, 48(22), e2021GL094716. <https://doi.org/10.1029/2021GL094716>
- Žagar, Nedjeljka, Gustafsson, N., & Källén, E. (2004). Variational data assimilation in the tropics: The impact of a background-error constraint. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(596), 103–125. <https://doi.org/10.1256/qj.03.13>
- Zhai, X., Marksteiner, U., Weiler, F., Lemmerz, C., Lux, O., Witschas, B., & Reitebuch, O. (2020). Rayleigh wind retrieval for the ALADIN airborne demonstrator of the Aeolus mission using simulated response calibration. *Atmospheric Measurement Techniques*, 13(2), 445–465. <https://doi.org/10.5194/amt-13-445-2020>
- Zhang, K., Randel, W. J., & Fu, R. (2017). Relationships between outgoing longwave radiation and diabatic heating in reanalyses. *Climate Dynamics*, 49(7), 2911–2929. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3501-0>
- Zhang, L., Ding, M., Zheng, X., Chen, J., Guo, J., & Bian, L. (2023). Assessment of AIRS Version 7 Temperature Profiles and Low-Level Inversions with GRUAN Radiosonde Observations in the Arctic. *Remote Sensing*, 15(5), 1270. <https://doi.org/10.3390/rs15051270>
- Zhang, S. D., & Yi, F. (2005). A statistical study of gravity waves from radiosonde observations at Wuhan (30° N, 114° E) China. *Annales Geophysicae*, 23(3), 665–673. <https://doi.org/10.5194/angeo-23-665-2005>
- Zhang, S. D., Yi, F., Huang, C. M., & Zhou, Q. (2010). Latitudinal and seasonal variations of lower atmospheric inertial gravity wave energy revealed by US radiosonde data. *Annales Geophysicae*, 28(5), 1065–1074. <https://doi.org/10.5194/angeo-28-1065-2010>
- Zhang, Shao Dong, & Yi, F. (2007). Latitudinal and seasonal variations of inertial gravity wave activity in the lower atmosphere over central China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D5). <https://doi.org/10.1029/2006JD007487>
- Zilitinkevich, S. S., Elperin, T., Kleorin, N., L'vov, V., & Rogachevskii, I. (2009). Energy- and Flux-Budget Turbulence Closure Model for Stably Stratified Flows. Part II: The Role of Internal Gravity Waves. *Boundary-Layer Meteorology*, 133(2), 139–164. <https://doi.org/10.1007/s10546-009-9424-0>
- Zink, F., & Vincent, R. A. (2001). Wavelet analysis of stratospheric gravity wave packets over Macquarie Island: 1. Wave parameters. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D10), 10275–10288. <https://doi.org/10.1029/2000JD900847>
- Zou, C.-Z., Qian, H., Wang, W., Wang, L., & Long, C. (2014). Recalibration and merging of SSU observations for stratospheric temperature trend studies. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(23), 13,180–13,205. <https://doi.org/10.1002/2014JD021603>
- Zuo, H., Hasager, C. B., Karagali, I., Stoffelen, A., Marseille, G.-J., & de Kloe, J. (2022). Evaluation of Aeolus L2B wind product with wind profiling radar measurements and numerical weather

prediction model equivalents over Australia. *Atmospheric Measurement Techniques*, 15(13), 4107–4124. <https://doi.org/10.5194/amt-15-4107-2022>

ANNEXES

A-1. LISTE DES MODÈLES MÉTÉOROLOGIQUES

Les modèles climatiques sont des outils numériques essentiels en climatologie, utilisant des lois physiques et des variables environnementales comme la pression de l'air et la Température de Surface de la Mer (SST) pour simuler et prévoir les tendances atmosphériques et climatiques. Ces modèles, y compris la SST, sont cruciaux pour comprendre les variations climatiques et leurs impacts globaux, tels que El Niño ou La Niña. Il existe deux catégories principales de modèles : les modèles climatiques et les modèles opérationnels.

Les modèles climatiques, tels qu'ACCESS1.0, CanESM2 et d'autres, sont conçus pour simuler les conditions climatiques sur des échelles temporelles étendues, souvent de plusieurs décennies à des siècles. Ils sont la quintessence de la modélisation multi-décennale, intégrant une multitude de variables environnementales et lois physiques, allant de la pression atmosphérique et la température aux phénomènes océaniques comme la SST. Les résolutions spatiales varient, mais ces modèles sont souvent configurés pour aborder des questions à l'échelle globale ou régionale, bien qu'avec des résolutions parfois plus grossières, d'une centaine de kilomètres. Ces modèles sont les instruments de choix pour explorer les impacts potentiels du changement climatique, y compris les effets d'une concentration accrue de gaz à effet de serre.

D'un autre côté, les modèles opérationnels comme ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) et WFDE5 sont destinés à une utilisation plus immédiate et à court terme, fournissant des analyses rétrospectives et des prévisions à court terme. La résolution temporelle est souvent beaucoup plus fine, généralement de quelques dizaines de kilomètres, permettant des estimations horaires de variables climatiques et météorologiques. Cela leur permet de prendre en compte des observations réelles sur la topographie, la couverture du sol et les types de sol, qui affectent tous le système climatique. Ces modèles sont largement basés sur des observations réelles et sont souvent mis à jour de manière régulière pour intégrer les dernières données. Leur principal objectif est la précision immédiate plutôt que la projection à long terme.

La divergence entre ces deux catégories de modèles, climatiques et opérationnels, est fondamentale pour toute étude nécessitant une sélection judicieuse d'outils de modélisation. Il est nécessaire de procéder à une revue minutieuse des modèles disponibles avant de faire un choix pour une étude donnée. Cette démarche permet d'évaluer les atouts et les limites de chaque modèle en fonction des objectifs de la recherche. Ainsi, une sélection informée peut être faite, ce qui est vital pour la qualité et la validité des résultats obtenus.

Présentons en premier une liste succincte des modèles opérationnels les plus répandus, à l'écriture de ce manuscrit :

1. ECMWF Reanalysis v5 (ERA5) : C'est une réanalyse climatique globale réalisée par le Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF). Il couvre la période allant de janvier 1940 à aujourd'hui, fournissant des estimations horaires d'un grand nombre de variables climatiques atmosphériques, terrestres et océaniques sur une grille de 30 km et 137 niveaux atmosphériques, depuis la surface jusqu'à une hauteur de 80 km. Les informations sur les incertitudes sont également incluses pour toutes les variables à des résolutions spatiales et temporelles réduites (Muñoz-Sabater et al., 2021).
2. WFDE5 : Cet ensemble de données élaboré à partir de la réanalyse ERA5 et appliquant la méthodologie WATCH Forcing Data offre une résolution spatiale de 0,5° et une résolution temporelle horaire, surpassant la résolution de trois heures de son prédécesseur WFDEI. Couvrant la période de 1979 à 2019, il se distingue par ses ajustements de biais méticuleux et présente également une variabilité spatiale plus élevée car il a été généré par agrégation de la réanalyse ERA5 à plus haute résolution (Cucchi et al., 2020).
3. NCEP/DOE Reanalysis II : Ce modèle est une évolution du projet NCEP–NCAR Reanalysis I, marqué par des avancées notables. Il présente un modèle de prévision actualisé, un système d'assimilation de données perfectionné, ainsi que des diagnostics et corrections améliorés, remédiant aux défauts de son prédécesseur. Bien que les modifications soient subtiles pour certaines variables clés comme la hauteur géopotentielle et les vents dans l'hémisphère nord extratropical, des progrès importants sont réalisés pour les paramètres de surface terrestre et les flux terre-océan. Les différences avec la réanalyse NCEP–NCAR originale, bien que mineures, aident à quantifier l'incertitude dans les analyses courantes et rendent cette réanalyse utile comme complément, surtout dans les domaines où l'analyse originale présente des faiblesses (Kanamitsu et al., 2002).
4. JRA-55 : Mené par l'Agence météorologique japonaise (JMA), JRA-55 couvre une période depuis 1958, utilisant un système d'assimilation de données sophistiqué et intégrant de nouvelles observations historiques. Cette réanalyse corrige les déficiences de son prédécesseur JRA-25, notamment en matière de température et d'humidité. Elle applique une analyse variationnelle quadridimensionnelle, une première pour cette période étendue (Kobayashi et al., 2015). En conséquence, JRA-55 a produit un ensemble de données climatiques homogènes de haute qualité pour le dernier demi-siècle, surpassant les précédentes réanalyses en précision et en cohérence, ce qui en fait un outil précieux pour étudier les changements climatiques et la variabilité multidécennale (Kobayashi et al., 2015).
5. MERRA-2 : Cette réanalyse de la NASA fournit des données à partir de 1980 et a été introduite pour remplacer le jeu de données MERRA original. Elle incorpore des avancées dans le système d'assimilation permettant l'assimilation d'observations modernes par radiance hyperspectrale et micro-ondes, ainsi que des ensembles de données GPS-Radio Occultation. MERRA-2 est également la première réanalyse à long terme à assimiler des observations d'aérosols spatiaux et à représenter leurs interactions avec d'autres processus physiques dans le système climatique (Gelaro et al., 2017).

6. CERA-20C : Produite par ECMWF, cette réanalyse climatique couplée vise à reconstruire le passé météorologique et climatique du système Terre, y compris l'atmosphère, l'océan, la terre, les ondes et la glace de mer. Elle fait partie du projet financé par l'UE ERA-CLIM2 et fournit un ensemble de dix reconstructions climatiques pour tenir compte des erreurs dans le registre observationnel ainsi que des erreurs de modèle (Poli et al., 2016).

Similairement, présentons quelques modèles climatiques utilisés pour leurs divers avantages :

7. ACCESS1.0 : Développé par CSIRO et BoM, ce modèle de circulation générale a été préparé pour CMIP5, simulant le climat global de 1850 à 2006 avec des forçages historiques (Collier et Uhe., 2012). La résolution atmosphérique est de 1.9×1.2 . Il utilise divers composants, tels que le modèle d'atmosphère UM de MetOffice, le modèle océanique GFDL MOM4p1, et le modèle de glace de mer LANL CICE4.1. Ce modèle est reconnu pour son consensus maximal pour de nombreuses régions (Ackerley and Dommenges., 2016).
8. CanESM2 : Le modèle de la quatrième génération du Centre canadien de modélisation et d'analyse climatique intègre un modèle couplé atmosphère-océan avec une représentation du carbone terrestre et océanique. Il possède également une grande compétence en ce qui concerne le climat historique (Chylek et al., 2011). La résolution atmosphérique est de 2.8×2.8 , et est capable de traiter les variables quotidiennes du vent, telles que la direction du vent calculée à partir des composantes U et V (Chylek et al., 2011).
9. CESM1-CAM5 : Ce modèle, utilisé pour les projections de changement climatique dans CMIP5, Développé par NSF-DOE-NCAR aux États-Unis, représente une amélioration majeure par rapport à son prédécesseur CCSM4, notamment en intégrant les effets directs et indirects des aérosols. Cette inclusion représente une avancée significative, en particulier pour les simulations du climat du XXe siècle. Les différences de vent zonal moyen entre CESM1-CAM5 et CCSM4 pour différentes périodes et scénarios sont statistiquement significatives (Meehl et al., 2013). La résolution atmosphérique est de 1.2×0.9 .
10. CNRM-CM5 : Produit par CNRM-CERFACS en France, ce modèle présente d'importantes améliorations par rapport à sa version précédente, notamment une résolution atmosphérique et océanique de 1.4×1.4 . Il intègre un noyau dynamique révisé pour la composante atmosphérique, un traitement amélioré des aérosols, et des avancées dans la conservation de la masse et de l'eau. Ces progrès permettent une représentation plus fidèle du climat et une réduction des biais, en particulier dans les prévisions de température et de vent, rendant le modèle plus précis dans les simulations climatiques (Voltaire et al., 2013).
11. GFDL-ESM2M : Ce modèle du système Terre de la NOAA intègre une biogéochimie interactive, y compris le cycle du carbone. Il est basé sur un modèle de circulation atmosphérique couplé à

un modèle de circulation océanique, avec des représentations des terres, de la glace de mer et de la dynamique des icebergs. La résolution atmosphérique est de 2.5×2.0 . Ce modèle est un modèle plus chaud et plus sec pour de nombreux clusters (Liu et al., 2022).

12. HadGEM2-CC : Développé par MOHC au Royaume-Uni, il représente la deuxième génération des configurations HadGEM. Ce modèle prédit un consensus maximal pour de nombreuses régions et inclut une stratosphère bien résolue et des composants du système Terre (Collins et al., 2011). Le composant atmosphérique standard comprend 38 niveaux s'étendant jusqu'à environ 40 km de hauteur. La résolution horizontale est d'environ 1.25 degrés de latitude par 1.875 degrés de longitude, ce qui équivaut à une résolution de surface d'environ 208 km x 139 km à l'équateur. Ce modèle peut simuler approximativement les caractéristiques de variation intra-annuelle de la vitesse du vent (Miao et al., 2023).
13. MIROC5 : Créé par JAMSTEC au Japon, la plupart des parties du modèle, à l'exception du cœur dynamique atmosphérique, ont été mises à jour ou remplacées par de nouveaux schémas de paramétrisation (Watanabe et al., 2010). Les améliorations comprennent des schémas de paramétrisation raffinés, en particulier pour la simulation des modèles de vent et de la circulation atmosphérique, améliorant ainsi la précision des prévisions climatiques. La résolution atmosphérique est de 1.4×1.4 degrés.
14. NorESM1-M : Développé par NCC en Norvège et basé sur CCSM4, il se différencie par un modèle océanique à coordonnées isopycniques et des schémas avancés d'interaction chimie-aérosol-nuage-radiation. La résolution horizontale est d'environ 2° pour les composants atmosphériques et terrestres et de 1° pour les composants océaniques et glaciaires. Cela dit, ce modèle ne fournit pas de données sur le vent, qui s'avère être une condition absolument nécessaire pour la bonne conduite de notre étude.

A-2. DIFFUSION RAMAN ET BRILLOUIN

La diffusion de Raman et la diffusion Brillouin sont deux autres types de diffusion de la lumière qui sont pertinents dans l'étude de l'atmosphère. Ces deux types de diffusion sont inélastiques, ce qui signifie qu'il y a un transfert d'énergie entre la lumière et la matière avec laquelle elle interagit. Cette caractéristique distingue la diffusion inélastique de la diffusion élastique, comme celle de Rayleigh et de Mie, où l'énergie de la lumière est conservée après la diffusion.

Lorsqu'un faisceau laser interagit avec un gaz, la majeure partie de la lumière produite est diffusée par Rayleigh. Toutefois, une infime fraction (environ 2%) de cette lumière subit une diffusion de Raman. Cette dernière se manifeste lorsque la lumière interagit avec les molécules, les amenant à passer d'un état ro-vibrationnel à un autre. Ces états ro-vibrationnels sont une combinaison des mouvements rotationnels et vibrationnels de la molécule : les états rotationnels impliquent la rotation de la molécule autour de son centre de masse, tandis que les états vibrationnels concernent les mouvements oscillatoires des atomes au sein de la molécule. Lors de cette interaction, les mo-

lécules ne passent pas par un état électronique mais plutôt par ces états combinés de mouvement. À cet instant, trois scénarios peuvent se produire :

- L'état ro-vibrationnel de la molécule revient à son état initial sans changement d'énergie, réémettant un photon à la même longueur d'onde. C'est un cas de diffusion de Rayleigh.
- Après excitation, la molécule passe à un autre état ro-vibrationnel, indiquant qu'elle a absorbé de l'énergie. Ce changement d'état entraîne l'émission de lumière d'une longueur d'onde plus longue que la lumière incidente. Cette diffusion de Raman est appelée "Stokes".
- Si la molécule est initialement dans un état ro-vibrationnel excité, après l'interaction avec le photon, elle peut retomber à un état ro-vibrationnel de plus basse énergie, libérant un photon qui possède plus d'énergie que le photon incident, se traduisant par une longueur d'onde plus courte. Ce type de diffusion de Raman est appelé "Anti-Stokes".

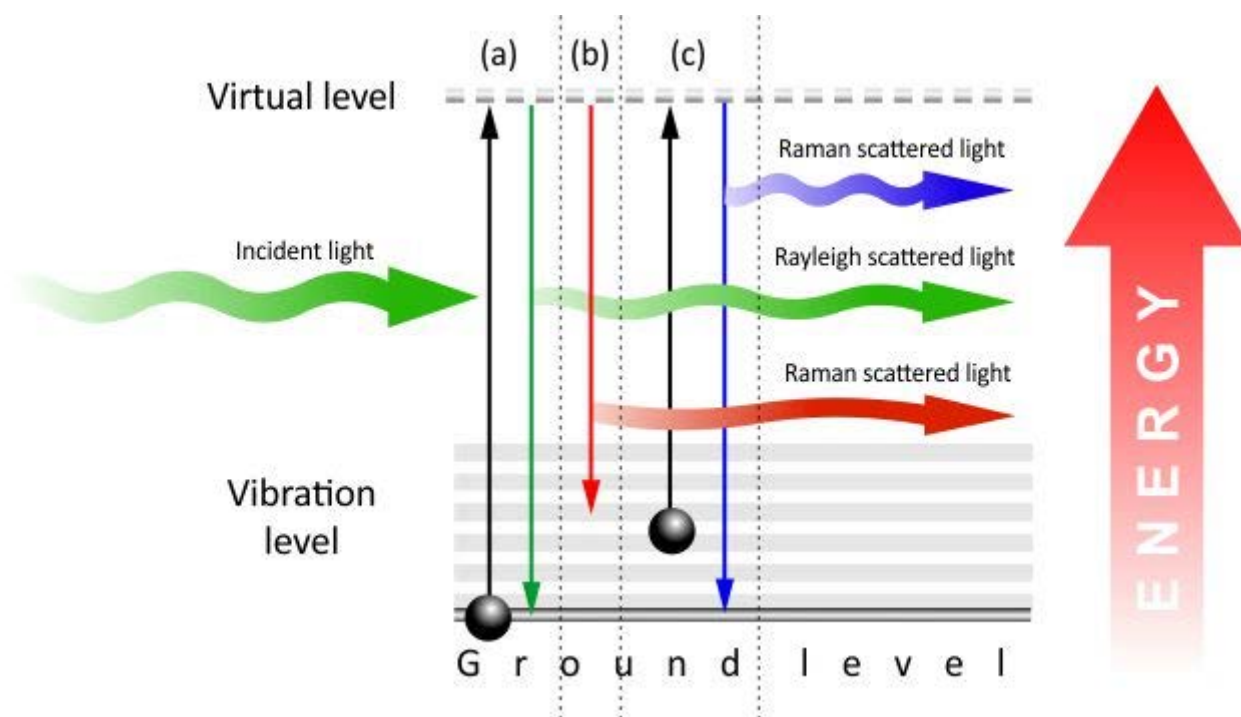


Figure A21. Diagramme des niveaux d'énergie expliquant : (a) la diffusion de Rayleigh, (b) la diffusion Raman de Stokes, (c) la diffusion Raman anti-Stokes. (Crédit d'image : Integrated Optics)

La diffusion Brillouin, en revanche, se produit lorsque la lumière interagit avec les ondes acoustiques ou les vibrations thermiques présentes dans les molécules de l'atmosphère. Cette interaction peut être comprise telle que la compression du milieu modifie l'indice de réfraction, entraînant une réflexion ou une diffusion là où cet indice change. Tout comme la diffusion de Raman, la

diffusion Brillouin entraîne un changement de fréquence de la lumière diffusée, un changement qui est directement lié à la vitesse du son et à la température du milieu.

Les caractéristiques de la diffusion inélastique de Raman et de Brillouin, bien qu'elles fournissent des informations détaillées sur l'atmosphère, posent des défis majeurs, en particulier pour les missions telles que celles de l'Agence spatiale européenne. L'une des préoccupations majeures identifiées dans une étude précédente (Loth et al. 2005) est que la négligence de l'effet Brillouin pourrait introduire des erreurs significatives dans les mesures. Les systèmes qui cherchent à se concentrer exclusivement sur les données provenant de la diffusion élastique de Rayleigh et de Mie doivent donc être particulièrement prudents et informés sur ces défis.

En effet, les diffusions inélastiques de Raman et de Brillouin peuvent interférer avec les signaux de diffusion de Rayleigh et de Mie, rendant plus difficile l'extraction d'informations précises sur les vents et les aérosols. Cela est principalement dû au fait que les diffusions de Raman et de Brillouin entraînent un changement de fréquence de la lumière diffusée, ce qui peut compliquer l'analyse du signal reçu par le Lidar. De plus, ces diffusions inélastiques peuvent également affecter l'intensité du signal diffusé, ce qui peut brouiller les mesures de la concentration en aérosols.

La raie Cabannes est la résultante de la diffusion Rayleigh-Brillouin dans le spectre de la lumière diffusée. Elle représente le pic central dans le spectre de la lumière diffusée élastiquement et est entourée par des raies latérales dues à l'effet Rayleigh-Brillouin. Le modèle S6 de Tenti est une formulation théorique qui permet de décrire avec précision le profil de ces raies, en tenant compte des effets combinés de la température et de la pression sur la diffusion de la lumière (Tenti et al., 1974). Le paramètre Y dans ce modèle est particulièrement important, car il caractérise le rapport entre la diffusion due aux fluctuations de densité (effet Brillouin) et celle due aux fluctuations de température (effet Rayleigh). Un Y faible suggère que l'effet Brillouin est peu prononcé, et la statistique des vitesses moléculaires est alors gouvernée par le régime thermique. Inversement, un Y élevé indique un milieu dense où les ondes acoustiques et leur dynamique sont prédominantes (Cezard., 2008). Une explication physique et mathématique approfondie est fournie dans la section 2.1.6 de Cezard (2008).

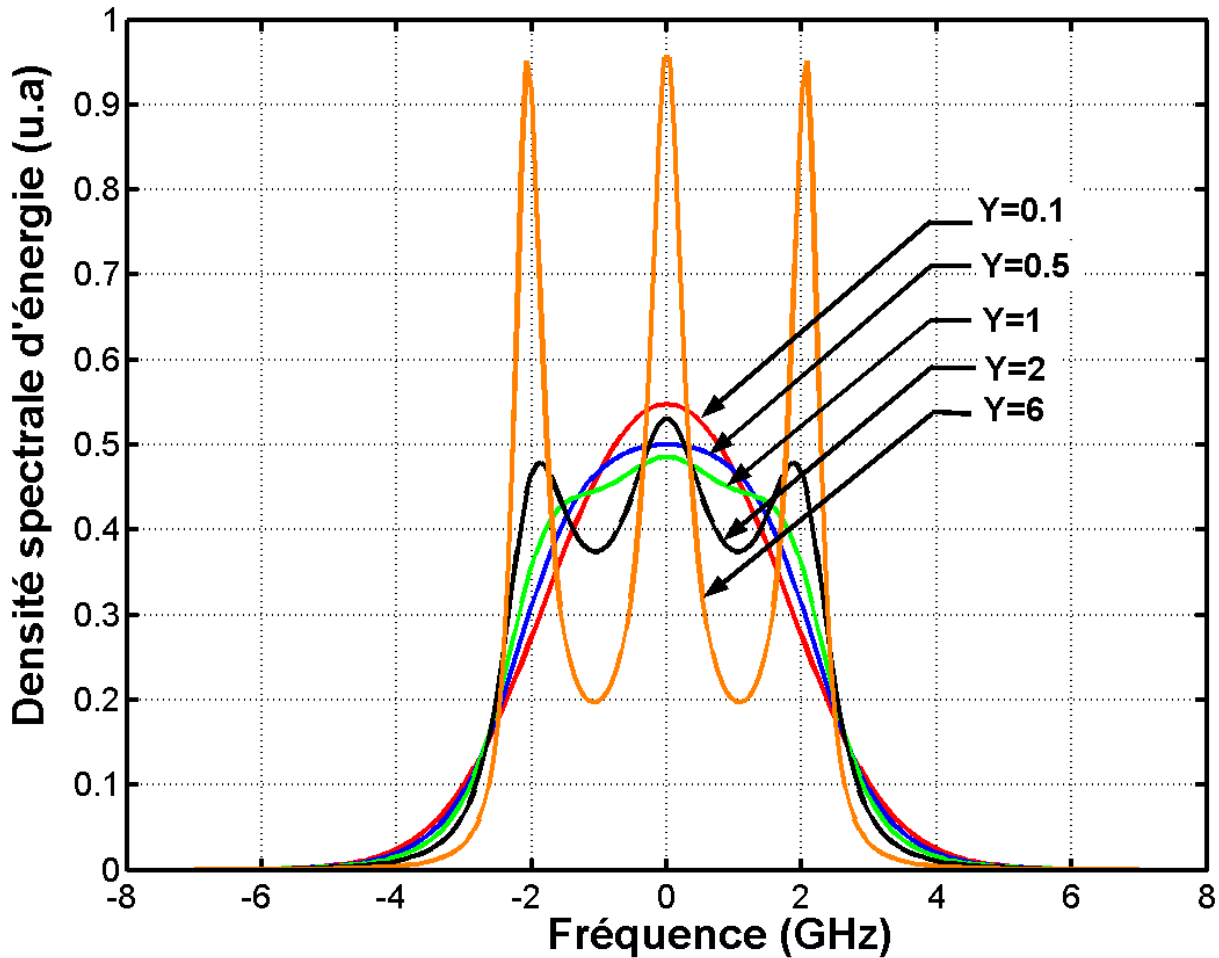


Figure A22. Spectre Rayleigh-Brillouin d'après le modèle S6 de Tenti

Le spectre est représenté centré sur l'axe des fréquences. Le paramètre Y représente les différents rapports de diffusion Rayleigh-Brillouin (plus Y est faible, moins il y a de diffusion Brillouin). (Crédit d'image : Cezard 2008)

Cela ne signifie pas pour autant que ces effets inélastiques ne peuvent pas être gérés. Des méthodes sophistiquées de traitement des signaux et des modèles atmosphériques précis peuvent être utilisés pour distinguer et minimiser l'impact des diffusions de Raman et de Brillouin sur les données de diffusion de Rayleigh et de Mie. Néanmoins, cela ajoute un niveau de complexité supplémentaire à l'analyse des données Lidar, soulignant l'importance de disposer d'une bonne compréhension des différents processus de diffusion de la lumière et de leur impact sur les mesures atmosphériques. Le décalage de fréquence dû à la diffusion Raman est généralement dans l'ordre de quelques centaines de cm^{-1} , tandis que le décalage de fréquence dû à la diffusion Brillouin est généralement dans l'ordre de quelques dixièmes de cm^{-1} .

A-3. FONCTIONNEMENT DU LIDAR ALADIN

Aeolus abrite l'instrument ALADIN, un Lidar à détection directe et effet Doppler pour la mesure du vent. Il est composé de plusieurs éléments clés.

La méthodologie de mesure lidar est fondée sur l'interaction entre la lumière émise par une source laser et les constituants atmosphériques. Dans le contexte spécifique du lidar spatial Aeolus, dédié à la mesure des profils de vent dans l'atmosphère terrestre, les interactions Rayleigh et Mie sont exploitées pour obtenir des informations sur les vitesses des particules atmosphériques. La partie scientifique est expliquée en détails dans la section précédente. La présente section détaille le fonctionnement du laser et son descriptif technique.

Nous allons proposer une description technique de l'instrument suivant la perspective proposée par Lux et al. (2021), nous permettant d'établir une revue des différents éléments constituant l'ensemble.

Le fonctionnement du système débute par un émetteur laser, employant le néodyme associé à l'Yttrium Aluminium Garnet (Nd:YAG), pour générer une lumière primaire (Cosentino et al., 2004 ; Lux et al., 2020b). Cette lumière, émise à une longueur d'onde de 1064 nm dans le spectre infrarouge, est produite lorsque les électrons dans les ions de néodyme, stimulés par une source d'énergie, redescendent à un niveau d'énergie plus bas. Le retour à l'état fondamental de ces électrons s'accompagne de l'émission de photons en phase, aboutissant à la création d'un faisceau laser d'une grande précision et cohérence, grâce au principe de l'émission stimulée.

Pour aligner la longueur d'onde du laser aux spécifications requises pour les mesures lidar, un processus de conversion de fréquence est mis en œuvre. Initialement, la transformation de la lumière infrarouge en lumière verte visible, à 532 nm, est réalisée au moyen d'un procédé communément désigné comme le doublement de fréquence. Cette étape réduit par deux la longueur d'onde originelle. La conversion se poursuit par le triplement de fréquence, effectué via un autre type de cristal non linéaire pour obtenir finalement une lumière UV à 354,8 nm.

Dans notre configuration donc, nous utilisons un laser Nd:YAG annulaire non planaire. Cette configuration particulière, où le chemin optique forme une boucle fermée non plane, permet une meilleure stabilité et uniformité du faisceau laser. L'aspect "annulaire" fait référence à la trajectoire en forme d'anneau que les photons parcourent à l'intérieur du laser, une disposition qui favorise une émission laser cohérente et homogène. La cavité laser, cœur du système où se produit l'amplification de la lumière, est conçue pour minimiser les variations de longueur dues aux fluctuations de température ou à d'autres facteurs environnementaux. Cette stabilité dimensionnelle est obtenue grâce à des matériaux et une conception spécifique, assurant ainsi une radiation de base étroite (en termes de largeur de sa bande spectrale). Cette radiation de base est ensuite modulée par le mécanisme de Q-switching intégré dans l'oscillateur maître (MO).

Le Q-switching, ou commutation de Q, est une technique permettant de générer des impulsions laser de haute intensité. Dans notre système, cela est réalisé en manipulant le facteur Q de l'oscillateur. Le facteur Q de la cavité optique détermine l'efficacité avec laquelle la cavité peut

stocker de l'énergie lumineuse. Un facteur Q élevé signifie que la cavité conserve l'énergie (sous forme de lumière) pendant une longue période, ce qui entraîne une faible perte d'énergie et une émission lumineuse de haute qualité. Inversement, un faible facteur Q indique des pertes d'énergie plus importantes et une durée de vie plus courte des photons dans la cavité. Le contrôle de ce facteur permet ainsi la libération de l'énergie accumulée dans le laser pour produire une impulsion puissante et concentrée.

Le rôle du MO est de servir de source primaire pour le signal laser, déterminant ainsi les caractéristiques fondamentales du faisceau, telles que sa fréquence et sa phase. La longueur de la cavité de cet oscillateur est un paramètre déterminant car elle influence directement la fréquence du laser. La distance entre ces miroirs, c'est-à-dire la longueur de la cavité, est activement ajustée à chaque impulsion avec un actionneur piézoélectrique, pour que la résonance se produise à l'état optimal (Cosentino et al., 2004). Cette méthode, basée sur la technique 'ramp-hold-fire', implique la détection des résonances de la cavité lors du balayage de sa longueur, pour assurer un mode longitudinal unique (Henderson et al., 1986). Une fois une résonance détectée, le Q-switch est déclenché à la position correspondante de l'actionneur piézoélectrique. Cette méthode, bien que précise, introduit un délai supplémentaire d'une milliseconde (Trespidi et al., 2017).

Les impulsions infrarouges générées par l'oscillateur maître subissent une série d'amplifications pour augmenter leur énergie. Initialement, elles traversent un préamplificateur à double passage. Ce préamplificateur est ainsi nommé car les impulsions lumineuses le traversent deux fois, augmentant ainsi leur intensité à chaque passage. Cette configuration permet une amplification efficace tout en minimisant l'encombrement du dispositif. Après le préamplificateur, les impulsions sont dirigées vers un amplificateur de puissance à passage unique. Contrairement au préamplificateur, les impulsions ne traversent cet amplificateur qu'une seule fois, mais l'intensification de l'énergie est beaucoup plus importante. Les deux composants, préamplificateur et amplificateur de puissance, utilisent des dalles de Nd:YAG disposées en zigzag. Cette disposition en zigzag optimise le chemin parcouru par la lumière à l'intérieur du matériau amplificateur, augmentant ainsi l'efficacité de l'amplification.

Grâce à ce système amplificateur, les impulsions atteignent une énergie dépassant les 250 mJ, les préparant ainsi à la génération d'harmoniques. Lors de cette étape, les impulsions infrarouges sont transformées en rayonnement UV, avec une efficacité de conversion d'environ 25%. Ainsi, les impulsions UV générées disposent d'une énergie supérieure à 60 mJ (Lux et al., 2021). Pour une redondance totale, ALADIN peut passer entre deux émetteurs laser (modèles de vol A et B, ou FM-A, FM-B) grâce à un mécanisme de bascule. Ceci assure la continuité des opérations en cas de défaillance d'un des lasers.

L'architecture comporte un chemin optique d'émission-réception (TRO) qui dirige le rayonnement produit par l'un des deux émetteurs laser vers le télescope de type Cassegrain. Le télescope est conçu pour optimiser à la fois la collecte et la focalisation du rayonnement laser. Il se caractérise par l'utilisation de deux miroirs : un miroir primaire concave et un miroir secondaire convexe. Le miroir primaire capture le rayonnement entrant et le reflète vers le miroir secondaire. Ce dernier, plus petit, réfléchit ensuite le rayonnement vers le foyer du télescope situé à l'arrière du miroir primaire. Cette configuration permet non seulement une grande précision dans la direction du

faisceau laser, mais également une compacité du système optique, un atout majeur dans le contexte spatial.

Le télescope opère en mode monostatique, ce qui signifie qu'il utilise les mêmes éléments optiques pour l'émission et la réception du signal laser. Avec un diamètre de 1,5 mètre, le télescope Cassegrain offre une grande surface de collecte, améliorant ainsi la capacité de réception des signaux faibles ou lointains. Cette dimension est particulièrement importante pour augmenter la portée et la sensibilité de l'instrument dans la détection des signaux rétrodiffusés.

Une fraction minimale du faisceau laser (0,5%) est détournée par un séparateur de faisceau. Cette partie du faisceau, une fois atténuée, est dirigée vers le champ instrumental (FS) et les canaux de réception. Ce pourcentage du faisceau, désigné chemin de référence interne (INT), sert à établir la fréquence du laser émis, ce qui est indispensable pour la calibration précise des interféromètres. Ces derniers sont calibrés en fonction de cette fréquence, ce qui permet de mesurer avec exactitude les écarts de fréquence entre les impulsions laser émises et celles réfléchies par les particules atmosphériques en mouvement (Stoffelen et al., 2005).

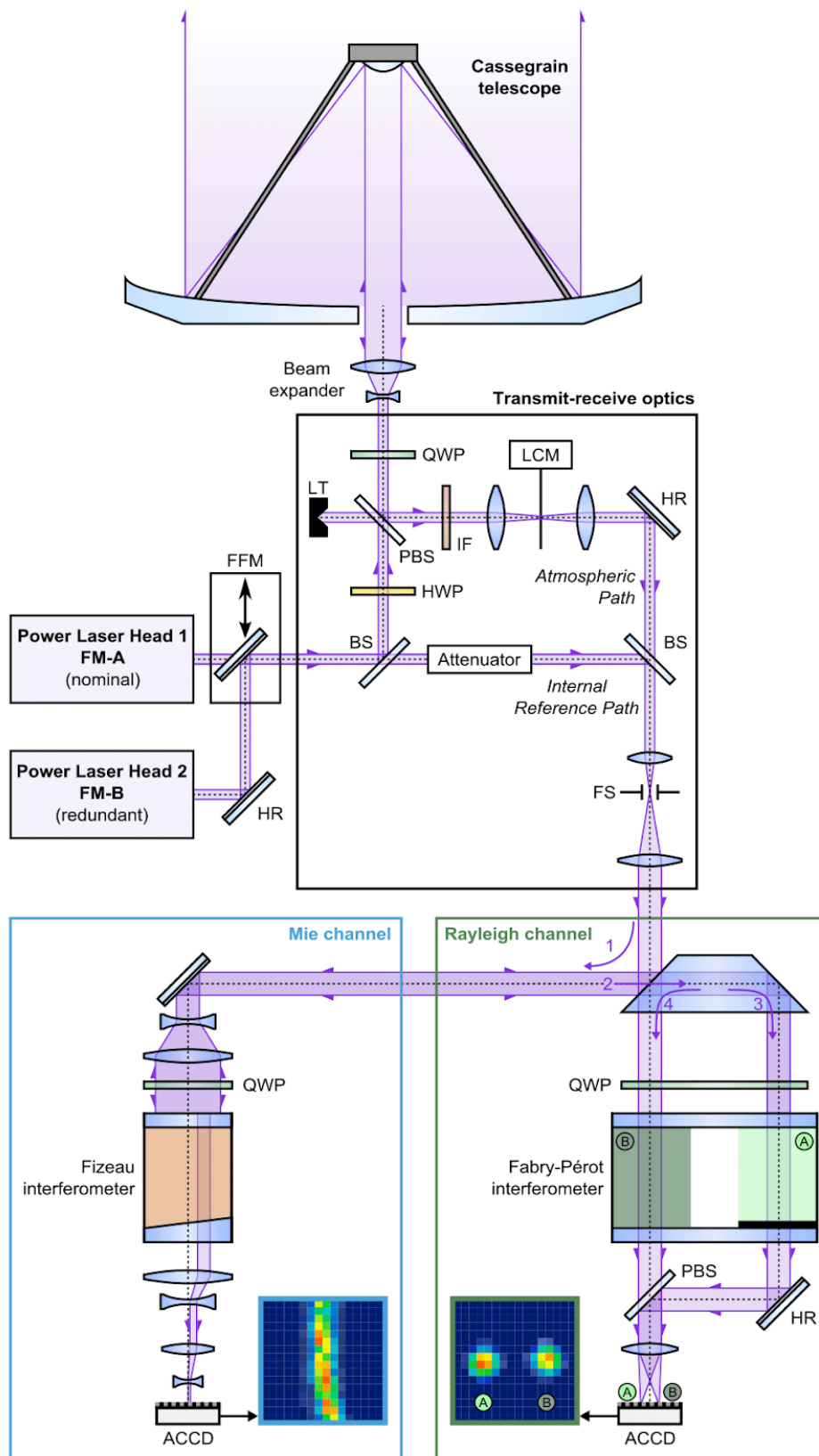


Figure A31. Schéma du lidar de vent Doppler à détection directe ALADIN à bord d'Aeolus. L'instrument se compose de deux émetteurs laser UV entièrement redondants et commutables (FM-A, FM-B), d'un télescope Cassegrain, d'une optique d'émission-réception (TRO) et d'un récepteur à deux canaux. Ce dernier est composé d'un interféromètre de Fizeau et d'interféromètres Fabry-Pérot séquentiels pour analyser le décalage de fréquence Doppler des signaux de rétrodiffusion particulaire et mo-

léculaire, respectivement. HR : miroir hautement réfléchissant ; FFM : mécanisme de bascule ; BS : séparateur de faisceau ; PBS : séparateur de faisceau polarisant ; HWP : lame demi-onde ; QWP : lame quart d'onde ; IF : filtre d'interférence ; LT : piège à lumière ; LCM : mécanisme de hachage laser ; FS : arrêt de champ ; ACCD : dispositif à couplage de charge d'accumulation. Les numéros indiquent le trajet séquentiel de la lumière dans le récepteur. (Crédit de légende et d'image : Lux et al., 2021)

Une fois le signal INT récupéré, un court délai sépare celui-ci de l'arrivée du reste du signal rétrodiffusé. Ce délai est lié au temps que la lumière met pour voyager jusqu'à l'atmosphère et revenir, permettant ainsi une distinction claire entre le signal de référence interne et les signaux atmosphériques. Lorsque le signal atmosphérique parvient au TRO, il est temporellement ajusté par le mécanisme de découpage laser (LCM). Ce dispositif s'ouvre au moment opportun pour laisser passer uniquement le signal atmosphérique attendu, contribuant à éliminer les interférences et à renforcer la netteté du signal d'intérêt. Après cette étape de sélection, le signal atmosphérique est combiné avec le signal de référence interne grâce à un séparateur de faisceau, garantissant leur alignement spatial parfait. Cet alignement est fondamental pour que les comparaisons de fréquence entre les deux signaux puissent être réalisées avec précision.

Pour des précisions supplémentaires sur les aspects techniques et la mise en contexte des éléments constitutifs du système laser, le lecteur est renvoyé à l'article de Lux et al. (2021).