



HAL
open science

**Synergie d'observations actives et passives pour
l'évaluation des impacts radiatifs des aérosols :
application à la campagne de terrain AEROCLO-sA en
Namibie**

Mégane Ventura

► **To cite this version:**

Mégane Ventura. Synergie d'observations actives et passives pour l'évaluation des impacts radiatifs des aérosols : application à la campagne de terrain AEROCLO-sA en Namibie. Sciences de la Terre. Université de Lille, 2024. Français. NNT : 2024ULILR006 . tel-04700128

HAL Id: tel-04700128

<https://theses.hal.science/tel-04700128v1>

Submitted on 17 Sep 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.

UNIVERSITÉ DE LILLE
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES

École doctorale : Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Unité de Recherche : Laboratoire d'Optique Atmosphérique – LOA UMR 8518

Thèse présentée par Mégane VENTURA

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE

Discipline : Terre, enveloppe fluide

« Synergie d'observations actives et passives pour l'évaluation des impacts radiatifs des aérosols.

Application à la campagne de terrain AEROCLO-SA en Namibie. »

Thèse soutenue le 21 Février 2024 devant le jury composé de :

FLAMANT Cyrille	Directeur de recherche CNRS, LATMOS, univ. Pierre et Marie Curie, Paris	RAPPORTEUR
LÉON Jean-François	Chargé de recherche, Laboratoire d'Aérodologie (LAERO), CNRS, Toulouse	RAPPORTEUR
MALLET Marc	Directeur de recherche CNRS, Météo France, Toulouse	EXAMINATEUR
PAROL Frédéric	Professeur, LOA, Univ. Lille	PRÉSIDENT DU JURY EXAMINATEUR
WAQUET Fabien	Maître de Conférences, LOA, Univ. Lille	DIRECTEUR
DUBOVIK Oleg	Directeur de recherche, CNRS, LOA	CO-DIRECTEUR
BROGNIEZ Gérard	Professeur, LOA	INVITÉ

RÉSUMÉ

Les aérosols ont des effets importants tant sur le climat local que mondial, ainsi que sur les nuages et les précipitations. Nous présentons ici des résultats originaux de la campagne de terrain AEROSOL RadiatiON and CLOUD in Southern Africa (AEROCLO-SA) menée en Namibie en août et septembre 2017. Cette région montre une forte réponse au changement climatique et est associée à d'importantes incertitudes dans les modèles climatiques. De grandes quantités d'aérosols issues de la combustion de biomasse émis par les feux de végétation en Afrique centrale sont transportées loin au-dessus des déserts namibiens et sont également détectées au-dessus des nuages de type stratocumulus couvrant l'océan Atlantique Sud le long de la côte namibienne. Les aérosols absorbants, au-dessus des nuages, sont associés à un important forçage radiatif direct positif (réchauffement) qui est encore sous-estimé dans les modèles climatiques (De Graaf et al., 2021). L'absorption de l'énergie solaire par les aérosols au-dessus des nuages peut également provoquer un réchauffement à l'endroit où se trouve la couche d'aérosols. Ce réchauffement pourrait altérer les propriétés thermodynamiques de l'atmosphère, ce qui aurait un impact sur le développement vertical des nuages de bas niveau, influençant la hauteur du sommet nuageux et sa luminosité. Cet effet semi-direct des aérosols a été observé précédemment au large des côtes de l'Angola et de la Namibie (Wilcox, 2012 ; Deaconu et al., 2019).

La campagne de terrain aérienne consistait en dix vols effectués avec l'avion français F-20 Falcon dans cette région d'intérêt. Plusieurs instruments ont été utilisés : le polarimètre OSIRIS, prototype du prochain instrument spatial 3MI de l'ESA (Chauvigné et al., 2021), le lidar LNG, un photomètre aéroporté appelé PLASMA, ainsi que des fluxmètres et des radiosondages utilisés pour mesurer les quantités thermodynamiques, complétés par des mesures in situ de la distribution de taille des particules d'aérosol.

Afin de quantifier l'impact radiatif des aérosols sur le bilan radiatif régional namibien, nous utilisons une approche originale qui combine les données du polarimètre et du lidar pour déduire le taux de chauffage des aérosols. Cette approche est évaluée lors de transports massifs de particules de combustion de biomasse. Pour calculer ce paramètre, nous utilisons un code de transfert radiatif et des paramètres météorologiques supplémentaires fournis par les radiosondages. Nous présenterons les résultats obtenus pour plusieurs vols effectués durant la campagne, où la charge en aérosols était très importante. Des aérosols issus de la combustion de biomasse ont été transportés le long de la côte namibienne, et les panaches d'aérosols ont été typiquement observées au-dessus des stratocumulus. Nous présenterons des profils verticaux des taux de chauffage calculés dans les parties solaire et thermique du spectre avec cette technique. Nos résultats indiquent des valeurs de taux de chauffage particulièrement élevées estimées au-dessus des nuages en raison des aérosols, de l'ordre de 8 K par jour dans les cas extrêmes, ce qui est susceptible de perturber la dynamique des couches sous-nuage. L'impact radiatif de la vapeur d'eau présent dans ces panaches est également abordé.

Afin de valider et quantifier cette nouvelle méthodologie, nous avons utilisé les mesures de flux acquises lors de descentes en boucle effectuées pendant des parties dédiées des vols, ce qui fournit des mesures uniques de la distribution des flux (ascendants et descendants) et des taux de chauffage en fonction de l'altitude.

Enfin, nous discuterons de la possibilité d'appliquer cette méthode aux observations spatiales passives et actives disponibles afin de fournir les premières estimations de profils de taux de chauffage au-dessus des nuages à l'échelle globale.

ABSTRACT

Aerosols exert substantial influence on both local and global climates, as well as on cloud and precipitation patterns. Presented herein are original findings from the Aerosol Radiation and Clouds in Southern Africa (AEROCLO-sA) field campaign conducted in Namibia during August and September 2017. This region demonstrates a robust response to climate change and is associated with significant uncertainties in climate models. Substantial quantities of aerosols resulting from biomass burning, emitted by vegetation fires in Central Africa, are transported extensively over Namibian deserts and are also detected above stratocumulus clouds covering the South Atlantic Ocean along the Namibian coast. Absorbing aerosols above clouds are linked to a pronounced positive direct radiative forcing (warming), a phenomenon still underestimated in climate models (De Graaf et al., 2021). The absorption of solar energy by aerosols above clouds may induce warming within the aerosol layer. This warming has the potential to alter the thermodynamic properties of the atmosphere, impacting the vertical development of low-level clouds and influencing cloud top height and brightness. This aerosol semi-direct effect has been previously observed off the coasts of Angola and Namibia (Wilcox, 2012; Deaconu et al., 2019).

The airborne field campaign involved ten flights conducted with the French F-20 Falcon aircraft in the designated region of interest. Several instruments were employed, including the OSIRIS polarimeter, a prototype of the upcoming European Space Agency's 3MI spaceborne instrument (Chauvigné et al., 2021), the LNG lidar, an airborne photometer named PLASMA, as well as fluxmeters and radiosondes used for measuring thermodynamic quantities. Additionally, in situ measurements of aerosol particle size distribution complemented the instrumentation suite.

In order to quantify the aerosol's radiative impact on the Namibian regional radiative budget, we employ an innovative approach that combines data from the polarimeter and lidar to derive aerosol heating rates. This methodology is assessed during substantial transports of biomass burning particles. To calculate this parameter, we utilize a radiative transfer code and additional meteorological parameters provided by radiosondes. We will present the results obtained for multiple flights conducted during the campaign, where the aerosol load was notably high. Biomass burning aerosols were transported along the Namibian coast, and aerosol plumes were typically observed above stratocumulus clouds. We will present vertical profiles of heating rates computed in the solar and thermal parts of the spectrum using this technique. Our findings indicate particularly high heating rate values estimated above clouds due to aerosols, reaching up to 8 K per day in extreme cases, which has the potential to disrupt the dynamics of the sub-cloud layers. The radiative impact of water vapor present in these plumes is also addressed.

To validate and quantify this novel methodology, we used flux measurements acquired during loop descents performed during dedicated segments of the flights. This approach provides unique measurements of the flux distribution (upwelling and downwelling) and heating rates as function of altitude.

Finally, we will discuss the feasibility of applying this method to available passive and active spaceborne observations to provide initial estimates of heating rate profiles above clouds on a global scale.

REMERCIEMENTS

Je tiens aujourd'hui à exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes et institutions qui ont contribué à la réalisation de ma thèse. Votre soutien a été déterminant, et je souhaite vous adresser mes plus sincères remerciements.

Tout d'abord, je voudrais remercier chaleureusement les organismes qui ont financé ma thèse, notamment l'Université de Lille, le Labex CAPPa, le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA), ainsi que le CNRS. Votre soutien financier a été essentiel pour la réussite de ce projet de recherche.

Je tiens à remercier les membres du jury, Cyrille FLAMANT, Jean-François LEON, Marc MALLET et Frédéric PAROL, pour avoir accepté et consacré leur temps et leur expertise à l'évaluation de ma thèse. Je remercie également Gérard BROGNIEZ pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse.

Je remercie mon directeur de thèse, Fabien Waquet pour son encadrement et son aide. Ses conseils ont été utiles pour la réalisation de ma thèse.

Un merci s'adresse également à tous les collègues du LOA pour la bonne ambiance générale rendant ainsi mon intégration et le travail plus agréable au quotidien.

Un remerciement particulier s'adresse à mes collègues doctorants, Raphaël, Gabriel, Maria, Smita, Yuyang, William et Yuliia. Votre soutien indéfectible, vos conseils avisés et votre camaraderie m'ont permis de surmonter les défis inhérents à la thèse. C'est grâce à des personnes aussi exceptionnelles que vous, que cette expérience a été enrichissante.

Merci à Régis, pour ta manière de créer des défis, marquée par une certaine nonchalance envers mes préoccupations, a ajouté une dimension inattendue à ce parcours. Merci de m'avoir offert l'opportunité de développer ma résilience et ma persévérance dans des circonstances parfois complexes.

Je ne saurais oublier de remercier mes parents, mon frère et ma sœur, qui ont été une source constante de soutien moral et émotionnel. Leurs encouragements et leur compréhension ont été d'un réconfort inestimable tout au long de cette aventure. Un merci à Quentin, un soutien sans laquelle je n'aurais pas pu traverser ces derniers mois.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	3
Abstract.....	5
Remerciements.....	7
Table des matières.....	9
Table des figures.....	13
Liste des tableaux.....	21
Acronymes.....	23
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	25
CHAPITRE I : Propriétés des aérosols et Grandeurs radiatives.....	33
I.1 GÉNÉRALITÉS SUR LES AÉROSOLS.....	33
I.1.A Sources et processus de formation.....	33
I.1.B Transport et dépôts des aérosols.....	35
I.1.C Distribution en taille des aérosols.....	35
I.1.D Composition chimique des aérosols.....	39
I.1.E État de mélange et forme des aérosols.....	40
I.2 PROPRIÉTÉS OPTIQUE DES AÉROSOLS.....	41
I.2.A Indice de réfraction.....	41
I.2.B Propriétés de diffusion, d'absorption et d'extinction.....	42
I.2.C Épaisseur optique des aérosols (AOT).....	44
I.2.D Albédo de diffusion simple.....	45
I.2.E Exposant Ångström.....	45
I.2.F Fonction de phase.....	46
I.2.G Coefficient de rétrodiffusion.....	46
I.3 GRANDEURS RADIATIVES.....	47
I.3.A Notions de luminance, de flux et d'albédo plan.....	47
I.3.B Taux d'échauffement et de refroidissement.....	49
I.4 PROPRIÉTÉS DES NUAGES.....	51
I.4.A Échelle macroscopique.....	51
I.4.B Échelle microscopique.....	53
I.5 LES INTERACTIONS DES AÉROSOLS AVEC LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET LES NUAGES.....	54
I.5.A Effet direct.....	54
I.5.B Effet semi-direct.....	55
I.5.B.a Absorption des aérosols l'intérieur du nuage :.....	55
I.5.B.b Absorption des aérosols en dessous du nuage :.....	55
I.5.B.c Absorption des aérosols au-dessus du nuage :.....	55
I.5.C Effet indirect.....	56
CHAPITRE II : Méthodologie basée sur des outils d'observation aéroportée et de modélisation de transfert radiatif.....	59
II.1 CAMPAGNES DE MESURE.....	59
II.2 OBSERVATION PASSIVE : Le Polarimètre OSIRIS.....	63
II.2.A Description de l'instrument OSIRIS.....	63

II.2.B Algorithmes d'inversion des propriétés des aérosols avec l'instrument OSIRIS.....	65
II.2.C Algorithmes d'inversion au-dessus des océans et des terres.....	69
II.3 OBSERVATION ACTIVE : LE LIDAR LNG.....	69
II.3.A Présentation du lidar LNG.....	70
II.3.B Équation lidar.....	70
II.3.C Détermination du sommet du nuage.....	73
II.4 DROPSONDES ET SONDES AVIONS.....	74
II.4.A Dropsondes.....	74
II.4.B Sondes embarquées.....	75
II.5 INSTRUMENTS DE VALIDATION.....	77
II.5.A Photomètre PLASMA.....	77
II.5.B Mesure de flux : Pyrgéomètre et Pyranomètre dans la campagne de mesure.....	79
II.5.C Traitements appliqués aux mesures de flux solaire.....	80
II.5.C.a Correction liées à la prise en compte de l'attitude de l'avion.....	81
II.5.C.b Incertitude sur les mesures de flux.....	82
II.5.C.c Correction liée à l'appareil de mesure.....	83
II.5.C.d Correction des masses d'air.....	84
II.5.C.e Détermination des angles de tangage et de roulis de montage.....	85
II.6 PRÉSENTATION DU CODE DE TRANSFERT RADIATIF : CODE GAME.....	88
II.7 MÉTHODOLOGIE MISE EN PLACE.....	92
II.7.A Méthodologie mise en place.....	92
II.7.B Prise en compte de la distance terre-soleil dans les simulations.....	95
II.7.C Bilan d'erreurs sur les simulations.....	95
II.8 ÉTUDE DE SENSIBILITÉ.....	96
II.8.A Angle zénithal.....	96
II.8.B Propriétés des aérosols.....	97
II.8.C Propriétés des nuages.....	99
II.8.D Contenu en vapeur d'eau.....	99
II.9 RESTITUTION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE DU NUAGE ET DE L'ABSORPTION DES AÉROSOLS.....	101
II.9.A Restitution de l'épaisseur optique nuageuse.....	101
II.9.B Restitution de l'absorption des aérosols.....	102
CHAPITRE III : Évaluation de la Méthodologie proposée.....	105
III.1 EXPLOITATION DES MESURES DE FLUX AÉROPORTÉES POUR LE CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT.....	105
III.1.A Analyse des propriétés radiatives des scènes nuageuses et conséquences sur les calculs de taux d'échauffement.....	105
III.1.B Optimisation des calculs de taux d'échauffement : défis, solutions et choix méthodologiques.....	106
III.1.B.a Optimisation du profil de flux net : Analyse approfondie de la méthode des polynômes pour le lissage et le calcul des taux d'échauffement.....	108
III.1.B.b Réduction du bruit de mesures associés aux flux nets. Comparaison des méthodes.....	111
III.2 RESTITUTION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE DU NUAGE.....	112
III.2.A Comparaison des épaisseurs optiques nuageuses à partir des mesures de flux.....	112
III.2.B Comparaison des épaisseurs optiques nuageuses restituées à l'aide des mesures d'OSIRIS et du fluxmètre.....	115
III.2.B.a Restitution des épaisseurs optique nuageuses.....	115
III.2.B.b. Biais Plan-Parallèle dans la restitution des épaisseurs optiques nuageuses...	118

III.3 ÉTUDE DE CAS : VALIDATION DES SIMULATIONS DE FLUX ET DE TAUX D'ÉCHAUFFEMENT RÉALISÉS AU-DESSUS DES NUAGES.....	120
III.3.A Vol n°11 – 8 Septembre 2017.....	120
III.3.A.a Profils thermodynamiques.....	121
III.3.A.b Extinction des aérosols.....	124
III.3.A.c Données OSIRIS.....	125
III.3.A.d Utilisation de PLASMA.....	126
III.3.A.e Analyse des flux et taux d'échauffement.....	127
III.3.B Vol n°14 – 12 Septembre 2017.....	129
III.3.B.a. Caractérisation de la scène nuageuse.....	129
III.3.B.b. Analyse des flux et taux d'échauffement.....	132
III.3.C Vol n°10 – 7 Septembre 2017.....	134
III.3.C.a. Caractérisation de la scène nuageuse.....	134
III.3.C.b. Analyse des flux et taux d'échauffement.....	135
III.3.D Comparaison des taux globaux simulés et mesurés lors des descentes en boucles réalisées pendant la campagne.....	136
III.4 ÉTUDE DE CAS : ANALYSE DES FLUX ASSOCIÉ À UNE SCÈNE DÉSERTIQUE.....	138
CHAPITRE IV : Résultats et Calcul du taux d'échauffement.....	143
IV.1 CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT DANS LES DESCENTES EN BOUCLE.....	143
IV.2 CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT SUR L'ENSEMBLE DE LA CAMPAGNE.....	148
IV.3 MÉTHODE ALTERNATIVE POUR LA PRISE EN COMPTE DU PROFIL D'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DANS LES CALCULS DE TAUX D'ÉCHAUFFEMENT..	153
CHAPITRE V : CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	159
V.1 CONCLUSION.....	159
V.2 PERSPECTIVES.....	161
Annexe A : Corrections sur les mesures de flux liées aux mouvements de l'avion. (développements théoriques).....	165
Annexe B : Développements théoriques (suite).....	169
Annexe C : Récapitulatif du 5 Septembre.....	172
Annexe D : Récapitulatif du 7 Septembre.....	173
Annexe E : Récapitulatif du 8 Septembre.....	174
Annexe F : Récapitulatif du 9 Septembre.....	175
Annexe G : Récapitulatif du 12 Septembre.....	176
Annexe H : Récapitulatif du 12 Septembre – au-dessus du Désert.....	177
Références :	179

TABLE DES FIGURES

Figure 1. : Sites des campagnes aéroportées internationales réalisées dans l’Atlantique Sud-Est. Les lettre « A » correspondent à des sites du réseau de photomètre AERONET. Les profils colorés correspondent à des profils d’extinctions des aérosols restitués à partir des données du lidar spatial CALIOP (Source : projet NASA/ORACLES)..... 27

Figure I.1 : Distribution multimodale de la taille des particules avec des exemples de type de particules dans chaque mode. Différent processus impactant les aérosols sont indiqué sur ce schéma..... 35

Figure I.2 : Caractéristiques distinctes des modes de particules dans la distribution granulométrique des aérosols. De haut en bas : Distribution en nombre, en surface et en volume des particules atmosphériques selon leur diamètre. (Seinfeld et Pandis, 2012).....37

Figure I.3 : Microphotographies par microscope électronique à balayage a) d’une particule provenant d’émissions d’industrie de l’acier, b) de grains de pollens, c) de particules issues d’émissions d’une industrie pétrochimique, d) de cristaux de sels marins. (Umbria et al., 2004).....40

Figure I.4 : Géométrie de l’éclairage et de l’observation, θ_s et θ_v sont les angles solaire et zénithal de vue, ϕ_s et ϕ_v sont les angles d’azimut..... 47

Figure I.5 : Schéma de calcul des taux de chauffage dans l’atmosphère. p signifie pression, E_s est l’irradiance solaire incidente..... 48

Figure I.6 : La nomenclature des nuages : stratus, cumulus et cirrus. Cette classification est largement utilisée en météorologie pour identifier et décrire les différents types de nuages observables dans le ciel (Source : Météo France)..... 51

Figure I.7 : Effet semi-direct en fonction du type de nuage (cumulus ou stratocumulus) et de sa position par rapport à la couche d’aérosols (AA : Absorption du rayonnement solaire par la couche d’aérosols). Le jaune indique un forçage positif (diminution de la couche nuageuse), le vert indique un forçage radiatif négatif (renfort de la couche nuageuse)..... 55

Figure I.8 : Représentation des Interactions aérosol-rayonnement-nuage. (Source : Boucher et al, 2013).....56

Figure II.1 : (a) Carte des plans de vols réalisés pendant la campagne AEROCLO-sA en Namibie entre le 5 et le 12 septembre 2017. (b) même figure et avec les portions de vol correspondant aux mesures utilisées dans cette thèse (c) représentation de la situation météorologique pour le 8 septembre 2017 et le 5 septembre 2017 à 12:00 UTC. Lignes de géopotential (contours) et vents (flèches) à 700 hPa donné par du modèle de réanalyse CAMS. L’épaisseur optique en aérosol (AOT) donnée par CAMS est reporté à 550 nm (échelle de couleur). Les flèches rouges indiquent les vents associés aux éléments de grille du modèle associée à des valeurs d’AOTs significatives. Les figures (c) et (d) sont issues de Chauvigné et al., (2021).....59

Figure II.2 : a. : Plan de la mécanique de l’instrument OSIRIS (Auriol et al., 2008). b. : L’instrument OSIRIS au laboratoire. c. : exemple d’image acquises par OSIRIS lors de vols réalisés lors de la campagne AEROCLO-sA en Namibie (Sept. 2017). Le fond de carte est une image satellite de la NASA (source : J.M Nicolas, LOA). L’instrument a permis d’obtenir des images (taille : 20 km sur 20 km) des déserts namibiens et des nuages observés à une résolution spatiale fine (20 mètres). Source : LOA..... 63

Figure II.3 : Transmittance en % en fonction de la longueur d’onde en pointillés et filtres OSIRIS en traits pleins (Auriol et al., 2008).....64

Figure II.4 : Luminances polarisées à 865 nm en fonction de l’angle de diffusion pour diverses configurations : nuage seul (rayon effectif des gouttes de 20 μm en noir), nuage seul (rayon effectif

des gouttes de 10 μm en bleu), nuage avec aérosols du mode fin au-dessus (en rouge), et nuage avec poussières minérales grossières non-sphériques au-dessus (en vert). Les courbes rouges et vertes partagent un rayon effectif de gouttelettes de 10 μm , avec une épaisseur optique des aérosols à 865 nm de 2.0 pour les poussières et de 0.3 pour les particules du mode fin.....	.66
Figure II.5 : Distribution de l'épaisseur optique moyenne des aérosols à 865 nm au-dessus des nuages en 2006. Source : Waquet et al. (2013b).....	.67
Figure II.6 : Graphique représentant le coefficient de rétrodiffusion atténué et le coefficient d'extinction des aérosols obtenu après inversion de l'équation lidar en fonction du temps d'acquisition. Quantités obtenues à 1064 nm par le lidar LNG lors de la campagne AERO-CLO-sA, vol du 8 septembre 2017.....	.70
Figure II.7 : Variation du coefficient d'extinction en aérosol en fonction de l'altitude pour les longueurs d'onde 532 nm (en bleu) et 1064 nm (en orange) du LIDAR, lors de la campagne AERO-CLO-sA, vol du 8 septembre 2017.....	.71
Figure II.8 : Coefficient de rétrodiffusion atténuée mesurée par le lidar à 1064 nm ($\text{km}^{-1}.\text{sr}^{-1}$) en présence d'un nuage bas optiquement épais en fonction de l'altitude.....	.72
Figure II.9 : Profils atmosphériques verticaux obtenu à partir d'une dropsonde lors des campagnes de mesure AERO-CLO-sA du vol du 8 septembre 2017 en Namibie. Le premier cadre représente la variation de la température potentielle (en rouge) et de la température (en jaune) en fonction de l'altitude. Le second graphique représente l'humidité spécifique (en rouge) et l'humidité relative (en jaune) en fonction de l'altitude. Le dernier graphique représente la vitesse du vent (en rouge) et la direction du vent (en jaune) en fonction de l'altitude.....	.74
Figure II. 10 : Schéma du photomètre solaire PLASMA.....	.76
Figure II.11 : Variation de l'épaisseur optique aérosols (AOT) en fonction de l'altitude pour différentes longueurs d'onde du photomètre PLASMA, lors de la campagne AERO-CLO-sA, vol du 8 septembre 2017.....	.77
Figure II.12 : Profil du contenu en vapeur d'eau obtenue par le photomètre PLASMA lors de la descente en boucle du vol du 8 septembre 2017 de la campagne AERO-CLO-sA en Namibie.....	.78
Figure II.13 : Transmissions spectrales relatives du CMP-22 et du GCR-4. Source : K&Z.....	.79
Figure II.14 : Figure a. Géométrie associée à la position du fluxmètre par rapport à la direction du soleil. Les directions du soleil et du nadir sont repérées respectivement par les vecteur unitaire et . Les vecteurs unitaires et sont portés par la normale descendante au plan de l'avion et par la normale descendante au plan du fluxmètre, respectivement. Source : G. Brogniez, LOA). Figure b. Axes de mouvement de l'avion : axe de lacet (permettant de modifier le cap de l'avion) de tangage et de roulis représenté dans le repère (0, x, y, z) lié à l'avion (Voir l'Annexe A pour une définition rigoureuse des angles de roulis, tangage et de cap.....	.81
Figure II.15 : Graphique du vol en "L" (à gauche) effectué le 9/09/2017 (vol 13) et le vol en croix (à droite) effectué le 8/09/2017 (vol 12). Source : (Brogniez G. et al.).....	.85
Figure II.16 : Écart-types calculés sur les flux mesuré (correction d'attitude + correction de masse d'air appliquées) en fonction d'un indice. Chaque indice correspond à une paire de valeurs d'angles tangage et de roulis de montage (P, R).....	.85
Figure II.17 : À gauche, il y a le plan de vol du 9 septembre 2019. À droite, il y a les mesures de flux solaire descendant obtenues pour une portion de vol aller-retour sans correction (courbe bleue), avec correction complète (courbe verte) et avec correction sauf la correction d'« AMF » (pour la démonstration).....	.86
Figure II.18 : Flux solaire descendant mesuré lors de la descente en boucle effectuée lors du vol du 8 septembre. La courbe violette illustre le flux solaire descendant, après application de l'ensemble des différentes corrections appliquées. La donnée brute est représentée en bleu. Des flux avec des corrections intermédiaires sont également représentés.....	.87
Figure II.19 : Les figures a. et b. représentent la distribution de la taille des particules issues de mesures in situ pour les vols du 7 et du 12 septembre 2017 (courbes bruitées). Une modélisation	

log-normale a été appliquée aux données (courbe bleu clair). Les paramètres obtenus sont reportés sur les figures. D est le diamètre géométrique et σ est la variance. (Source : Formenti et al., 2019). La figure c. représente le coefficient d'extinction des aérosols normalisé à 550 nm. Les calculs ont été réalisés avec la théorie de Mie pour des aérosols d'indice complexe : $1,47 - 0,025i$. Une loi log-normal a été utilisée pour la distribution en taille (rayon granulométrique : 0,12 microns et la variance est égale à 0,4).....90

Figure II.20 : Méthode mise en place pour l'étude de l'impact radiatif des aérosols sur la couche atmosphérique. Les données aéroportées sont utilisées en tant que données d'entrée afin de modéliser les flux et les taux d'échauffements. Ces modélisations sont ensuite comparées aux mesures aéroportées afin d'améliorer le codes de transfert radiatif..... 93

Figure II.21 : La localisation du soleil est déterminée sur chaque site à l'aide de conventions angulaires classiques..... 95

Figure II.22 : Variation du flux solaire descendant (en point à droite du graphique) et du flux solaire montant (en étoile à gauche du graphique) en fonction de l'altitude pour différents angles zénithales..... 96

Figure II.23 : Effet des modifications des paramètres des aérosols et des nuages sur le rayonnement solaire : flux montant, descendant et taux d'échauffement. L'étude de l'épaisseur optique des aérosols (AOT) est présentée dans les cadres a et d. Les résultats pour l'épaisseur optique du nuage (COT) sont illustrées dans les cadres b et e. Les variations de l'absorption en aérosol sont exposées dans les cadre c et f. La courbe bleue représente la situation de référence. La troisième ligne correspond à la variabilité du taux d'échauffement pour chaque paramètre.....97

Figure II.24 : Variation du profil d'humidité spécifique (a.) et du profil de vapeur d'eau (b.) en fonction de l'altitude pour une sonde avion, une dropsonde et une réanalyse. Les graphiques c. et d. correspondent à l'impact de ces profils sur le flux solaire (c.) et thermique (d.).....99

Figure II.25 : Flux solaire montant en fonction de l'altitude. Le flux a été mesuré lors de la descente réalisée du vol du 12 Septembre 2017 (courbe orange). Le flux simulé pour une valeur unique de l'épaisseur optique nuageuse (COT) est représenté en bleu..... 100

Figure II.26 : Méthode de restitution de l'épaisseur optique du nuage et de l'absorption des aérosols à partir des données de flux collectées lors de la campagne AEROCLO-sA : schéma de principe. 101

Figure II.27 : Épaisseur optique des aérosols (notée ici AOD) en fonction de la longueur d'onde. Mesures effectuées par le photomètre PLASMA lors d'un profil effectué le 8 septembre 2017.....102

Figure III.1 : Un résultat du calcul du taux d'échauffement obtenu à partir des mesures de flux est représenté en bleu. La courbe orange est obtenue à l'aide d'une méthode de modélisation polynomiale. Les mesures ont été acquises lors de la descente en boucle réalisée le 8 septembre 2017. Cette descente a été réalisée au-dessus d'une scène nuageuse, située au large des côtes namibiennes.....106

Figure III.2 : Sur les graphiques, la courbe bleue représente le flux net initial, qui a été corrigé et filtré en fonction de l'attitude de l'avion. La courbe orange correspond au flux ajusté à l'aide d'un polynôme. À droite, le schéma montre le résultat avec trois polynômes utilisés sur trois zones distinctes ; à gauche, un seul polynôme est utilisé pour modéliser l'ensemble du profil.....108

Figure III.3 : Le graphique présente deux courbes distinctes : la courbe en bleu représente le flux net, tandis que la courbe en orange montre le flux qui a été soumis à un traitement par la moyenne glissante..... 108

Figure III.4 : Graphique illustrant les divers calculs de taux d'échauffement estimés par différentes méthodes de lissage. TE : Taux d'échauffement ; "4 zones" : modélisation polynomiale avec 4 polynômes (en bleu), "1 zone" : modélisation polynomiale avec un polynôme (en orange), et calculs réalisés avec une moyenne glissante (en rouge). Chaque résultat est comparé à un calcul de taux d'échauffement de référence simulé avec le code GAME (en vert) à partir des données d'OSIRIS et du lidar LNG. Les données ont été acquises lors de la boucle du 8 septembre 2017.....109

Figure III.5 : Taux d'échauffement calculés à partir de flux nets mesurés et modélisés à l'aide d'une régression polynomiale en fonction du degré de la régression polynomiale choisi. Les taux d'échauffement sont présentés à partir des mesures de flux réalisées sur le spectre solaire (à gauche) et sur l'infrarouge thermique (à droite). Ces données correspondent aux mesures acquises lors de la descente en boucle réalisée lors du vol du 8 Septembre.....	110
Figure III.6 : Trajectoire de l'avion lors d'une descente en boucle. Distribution Spatiale de l'Épaisseur Optique des Nuages (COT) restituée à partir de l'analyse des mesures de flux. Les données correspondent à la descente en Boucle du Vol du 12 Septembre 2017.....	111
Figure III.7 : Représentation du flux montant solaire en fonction de l'altitude, pendant la descente en boucle du vol du 12 septembre. En bleu, nous avons le flux simulé avec sa barre d'erreur. En rouge, nous avons la mesure du flux obtenue pendant la campagne. Celle-ci est parfaitement superposée à la courbe verte qui correspond au flux simulé ajusté par la méthode de restitution du COT. Les barres d'erreurs sont décrites en détails dans le chapitre II.5.c.b pour les mesures. Pour les simulations, les barres d'erreurs sont décrites dans le chapitre II.7.C.....	112
Figure III.8 : Comparaison du flux montant mesuré et simulé en fonction de l'heure d'acquisition. Résultats obtenus pour un axe de vol réalisé le 12 septembre 2017 à haute altitude au-dessus des nuages. La courbe du flux montant mesuré (représentée en vert) est comparée à la courbe du flux montant simulé (représentée en rouge). De plus, l'épaisseur optique du nuage (COT) est tracée (courbe en bleu) également en fonction de l'heure.....	113
Figure III.9 : Épaisseur optique des nuages restituées par OSIRIS à 550 nm pour une image acquise lors de la descente en boucle réalisée lors du vol du 12 septembre 2017. L'épaisseur optique est représentée en fonction des numéros de lignes et de colonnes, associés à l'image d'OSIRIS.....	114
Figure III.10 : Visualisation des zones sélectionnées pour comparaison des épaisseurs optiques du nuage. Vol du 12 Septembre.....	115
Figure III.11 : Les histogrammes présentant les épaisseurs optiques des nuages (COT) et les flux à travers les différentes zones d'études de la descente en boucle du vol du 12 septembre. Sur les graphiques c et d : les histogrammes des COT restitués à partir des mesures de l'instrument OSIRIS (en bleu) et des mesures de flux (en vert à gauche pour la zone 1, en jaune à droite pour la zone 3). Sur les graphiques a et b : histogrammes des flux calculés à partir des valeurs de COT estimées sur l'image fournie par OSIRIS (en bleu). Le flux moyen mesuré sur le tronçon en rouge. Le flux calculé pour la valeur de COT mesurée au centre de l'image par OSIRIS est en bleu et le flux calculé à partir de l'épaisseur optique moyenne calculée pour l'ensemble des données de COT estimées sur l'image OSIRIS est en magenta.....	116
Figure III.12 : Relation entre le flux montant (composante solaire) et l'épaisseur optique du nuage (COT). Calculs réalisés à 5 km d'altitude et pour les conditions rencontrées lors de la descente en boucle réalisée le 12 septembre 2023.....	118
Figure III.13 : Graphique des profils de température, de pression. Comparaison entre la dropsonde (vert), les mesures avion (orange) et le profil standard tropical (bleu). Les graphiques a. et b. représentent la pression et la température pour des altitudes allant du sol à 120 km. Les graphiques c. et d. représentent les mêmes grandeurs et valeurs pour des altitudes du sol à 10km.....	120
Figure III.14 : Représentation des contenus en vapeur d'eau (à gauche) et des profils d'humidité spécifique (à droite) des différentes dropsondes. (Vol11 – 08/09/17).....	121
Figure III.15 : Représentation des contenus en vapeur d'eau (à gauche) et des profils d'humidité spécifique (à droite) des différentes dropsondes. (Vol11 – 08/09/17). Le troisième graphique représente un agrandissement du profil d'humidité spécifique entre 6km et 9km d'altitude.....	122
Figure III.16 : le graphique a. représente le contenu intégré en vapeur d'eau sur la colonne d'atmosphère en fonction de l'altitude pour la descente en boucle réalisée pour le vol du 8 septembre. La mesure fournie par le photomètre PLASMA lors de la descente est représentée en bleu, les autres courbes ont été obtenues par calculs à partir des mesures de la sonde aéroportée (en	

rouge), de la dropsonde (en vert) et de données de re-analyse météorologique (en violet). Le graphique b. représente le profil reconstruit.....	123
Figure III.17 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 8 septembre 2017, au cours de la campagne AEROCLO-sA. Dans ce graphique, le cercle rouge délimite la zone d'étude où la concentration d'aérosols est particulièrement élevée. Il est à noter que la descente en boucle a été réalisée immédiatement après ce vol. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.....	124
Figure III.18 : Propriétés des aérosols obtenues à l'aide de l'algorithme d'inversion développé pour le polarimètre OSIRIS (Chauvigné et al., 2021) en fonction du temps d'acquisition. L'épaisseur optique en aérosol est donnée à 865 nm (AOT) et l'absorption est supposée constante spectralement. Données du vol du 8 septembre 2017 acquises lors de la campagne AEROCLO-sA.	125
Figure III.19 : Profil d'épaisseur optique aérosol en fonction de l'altitude : mesures photométriques de PLASMA à 870 nm (en vert), profil calculé à 865 nm à partir des restituions du lidar couplées avec le modèle de particules estimé avec OSIRIS (en bleu), même calcul et le profil est corrigé d'un facteur permettant d'obtenir une épaisseur optique intégrée sur la colonne rigoureusement égale à celle donnée par OSIRIS à 865 nm.....	126
Figure III.20 : Flux et des taux d'échauffement en fonction de l'altitude pour les domaines de l'infrarouge thermique et du solaire. Mesures et calculs réalisées pour la descente en boucle effectuée lors du vol du 8 Septembre 2017. Les courbes bleues représentent les simulations, tandis que les courbes rouges correspondent aux mesures effectuées lors de la campagne aéroportée. Les « zones » représentées en rouge et en bleu correspondent respectivement aux barres d'erreur associées respectivement aux mesures et aux simulations. La courbe verte correspond à une simulation alternative du flux solaire montant réalisée pour une épaisseur optique du nuage unique alors que ce paramètre est ajusté pour le flux solaire montant (courbe bleu se superposant rigoureusement à la mesure de flux solaire montant).....	127
Figure III.21 : Plan de vol lors de la boucle réalisée le 12 septembre 2017.....	129
Figure III.22 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 12 septembre 2017, au cours de la campagne AEROCLO-sA. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.....	129
Figure III.23 : Représentation de l'humidité spécifique en fonction de l'altitude pour les différentes sondes avion (à gauche) et pour les dropsondes (à droite).....	130
Figure III.24 : Analyse des profils verticaux de l'épaisseur optique aérosol à 865 nm en fonction de l'altitude pour le photomètre PLASMA et celle issue du LIDAR après application d'un facteur correctif permettant, après intégration du profil d'extinction corrigé, d'obtenir une épaisseur optique en aérosols rigoureusement égale à celle mesurée par PLASMA à 865 nm. Le profil d'extinction du lidar initialement fourni à 1064 nm a été extrapolé à 865 nm à l'aide du modèle d'aérosol fourni par OSIRIS (rayon effectif).....	131
Figure III.25 : Comparaison des flux et taux d'échauffement en fonction de l'altitude, Vol du 12 Septembre pour les domaines spectraux du solaire et de l'infrarouge thermique. Les courbes rouges représentent les résultats obtenus à partir des mesures de flux issus de la campagne aéroportée, tandis que les courbes bleues représentent les simulations.....	132
Figure III.26 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 7 septembre 2017, au cours de la campagne AEROCLO-sA. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.....	133
Figure III.27 : Représentation de l'humidité spécifique en fonction de l'altitude pour les différentes sondes avion (à gauche) et pour les dropsondes (à droite).....	134
Figure III.28 : Flux et taux d'Échauffement en fonction de l'altitude, boucle réalisée lors du Vol du 7 septembre, pour les mesures (en rouge) et les simulations (en bleu). En vert, simulation obtenue pour une épaisseur optique du nuage unique.....	135

Figure III.29 : Taux d'échauffement globaux (solaire + infrarouge thermique) : mesures et Simulations. Ce graphique illustre pour les descentes en boucle réalisée lors des vols des 7, 8 et 12 septembre. Les courbes représentent les résultats obtenus à partir des mesures (en rouge) et des simulations basées sur les propriétés optiques des nuages et des aérosols restituées par nos méthodes (en bleu).....	135
Figure III.30 : Variation de l'albédo de surface en fonction de la longueur d'onde pour différentes scènes : une surface végétale (en orange) et une surface désertique (en bleu). Ces valeurs d'albédo sont par défaut disponible dans le code de transfert radiatif GAME. La courbe en violet correspond à l'albédo de la surface désertique restitué par OSIRIS lors d'un survol de l'Etosha Pan.....	138
Figure III.31 : Comparaison des flux et taux d'échauffement simulés et mesurés dans le domaine solaire et de l'infrarouge thermique en fonction de l'altitude. Ce graphique illustre la comparaison des mesure (en rouge), des simulations ajustée (en bleu) et la simulation de « référence » (en vert). La simulation de référence est réalisée pour une surface dont les propriétés radiatives sont fixées. La simulation «ajustée» utilise le même albédo et prend en compte la possibilité de faire varier le niveau de brillance de la scène survolée par l'avion lors de la descente en boucle. Mesures obtenues pour la descente en boucle réalisée lors du deuxième vol du 12 septembre au-dessus du désert du pan de l'Etosha en Namibie.....	139
Figure IV.1 : Profils des taux d'échauffement des aérosols et de l'atmosphère calculés pour la descente en boucle réalisée lors du vol du 7 septembre. a. taux d'échauffement calculé sur le spectre solaire pour l'atmosphère (en bleu) et les aérosols uniquement (en violet). b. Taux d'échauffement calculé dans l'infrarouge thermique pour l'atmosphère. c. Taux d'échauffement global (solaire + infrarouge thermique) pour l'atmosphère. d. Profils d'extinction des aérosols à 1064 nm (en rouge) et profil d'humidité spécifique (en vert).....	143
Figure IV.2 : Caractérisation des processus de réchauffement atmosphérique et de l'impact des aérosols à différentes altitudes appliqué au vol du 12 septembre. Même légende que pour la figure IV.1.....	145
Figure IV.3 : Taux d'échauffement atmosphériques calculés pour la descente en boucles réalisée lors du vol du 8 septembre. Même légende que pour la figure IV.1.....	146
Figure IV.4 : Taux d'échauffement calculés au-dessus des nuages en fonction de l'heure d'acquisition pour le vol du 8 septembre 2017 et données correspondantes fournies par le lidar LNG. (a) Coefficient de rétrodiffusion atténué mesuré à 1064 nm, (b) coefficient d'extinction des aérosols restitués par le lidar à 1064 nm. (c) taux d'échauffement atmosphériques calculés sur le spectre solaire (d) taux d'échauffement des aérosols calculés sur le spectre solaire (e) taux d'échauffement (refroidissement) calculé dans l'infrarouge thermique et (f) taux d'échauffement atmosphérique global (solaire + infrarouge thermique).....	147
Figure IV.5 : Récapitulatif des profils de coefficient de rétrodiffusion, d'extinction, taux d'échauffement solaire, taux d'échauffement spécifique aux aérosols et le taux d'échauffement thermique en fonction du temps d'acquisition de chaque vol. Chaque ligne correspond à un vol, il y a le vol du 5 (a.), 7 (b.), 8 (c.), 9 (d.) et le 12 (e.) Septembre.....	149
Figure IV.6 : Présentation des valeurs moyennes des taux d'échauffement solaire (en bleu), thermique (en rouge), global (en vert) et spécifique aux aérosols (en violet) pour l'ensemble de chaque vol de la campagne AEROCLO-sA. Ces valeurs sont représentées en fonction du AOT....	150
Figure IV.7 : Profil d'humidité spécifique enregistré lors du vol du 12 septembre, obtenu à partir de la sonde avion au cours de la campagne. La comparaison est établie avec le profil de ré-analyse envisagé pour des mesures satellitaires.....	152
Figure IV.8 : Profil d'extinction des aérosols et profil d'humidité spécifique. Observations relatives au vol du 9 septembre. La courbe rouge correspond à l'humidité spécifique obtenue par une dropsonde, la courbe verte représente le profil d'humidité spécifique obtenu avec la méthode dite du	

« proxy », c'est à dire obtenu à partir du profil d'extinction et d'une connaissance a priori du contenu intégré en vapeur d'eau.....153

Figure IV.9 : Profil vertical du coefficient de rétrodiffusion atténué des aérosols à 1064 nm. Lignes 2 : Taux d'échauffement atmosphérique (ou de refroidissement) calculé dans l'infrarouge thermique. Ligne 3 : Même quantité que précédemment et calculé avec un profil d'humidité spécifique déduit du profil d'extinction des aérosols..... 154

Figure A.1 : Représentation de l'attitude de l'aéronef - tangage (P) et roulis (R) - par rapport au plan horizontal, la direction du vol - angle de cap (H) - et la position du soleil - angles zénith (θ_s) et azimut (A). L'angle d'incidence par rapport à la normale du plan de l'aéronef est également représenté.....163

Figure A.2 : Certains éléments de la géométrie du système..... 164

Figure A.3 : Composantes du vecteur unitaire normal au capteur dans le repère de l'avion OXYZ 165

Figure A.4 : Géométrie de la position du capteur par rapport à la direction du soleil (représentation plane). (i) Les directions du soleil et du nadir sont caractérisées par les vecteurs unitaires et , respectivement. L'angle est l'angle zénithal solaire θ_s 165

Figure H.1 : Analyse radiative dans un environnement désertique : Profils d'Humidité et Caractéristiques des Aérosols. Les graphiques (a) et (b) tracent la variation de l'humidité spécifique en fonction de l'altitude pour diverses données de dropsonde (a) et de sondes avions (b). Dans le même temps, le graphique (c) présente une section transversale lidar du coefficient de rétrodiffusion, tandis que le graphique (d) illustre le coefficient d'extinction des aérosols.....175

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Estimations des émissions annuelles actuelles des principaux types d'aérosols atmosphériques. Sources : Boucher, 2015.....	34
Tableau II.1 : Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques des portions de vol étudiées. Les propriétés optiques des aérosols et des nuages sont celles restituées en par l'instrument OSIRIS (Chauvigné et al. 2021). Ce sont des valeurs moyennes ou des valeurs minimales ou maximales observées. BOUCLE : une descente en boucle. COT : Épaisseur optique des nuages à 550 nm. ABS : Niveau d'absorption des aérosols (partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe des aérosols, supposé spectralement neutre). AOT : Épaisseur optique des aérosols. MODE : Taille des particules d'aérosols (μm) ; la distribution en taille est modélisée par une fonction log normale, « MODE » correspond au rayon granulométrique pour une distribution en taille exprimé en nombre.	62
Tableau II.2 : Coefficient de correction de réponse en cosinus du pyranomètre en fonction de l'angle d'incidence. Coefficients donnés en pourcents par le fabricant.....	84
Tableau II.3 : Caractéristiques des modèles d'aérosols et de nuages utilisés pour les calculs des flux avec GAME. Les symboles rg , σg , re_{eff} et ve_{eff} représentent respectivement le rayon granulométrique, l'écart-type géométrique (pour une loi log-normale et pour une distribution en nombre), le rayon effectif et la variance effective pour les gouttes nuageuses. Source : Peers (2015).	90
Tableau II.4 : Paramètres, et instruments associés, utilisés en d'entrée du code GAME pour le calcul des flux et des taux d'échauffement.....	93
Tableau III.1 : Récapitulatif des données des différentes zones sélectionnées pour le vol du 12 septembre. Les données incluent les restitutions de l'épaisseur optique des nuages (COT), réalisées avec les mesures de flux (valeurs moyennes sur la zone), l'heure et les altitudes associées aux différentes zones sélectionnées. Ces zones sont représentées par des cercles sur la Figure III.10...	116
Tableau III.2 : Récapitulatif des données du vol du 8 septembre 2017 de la campagne.....	120
Tableau III.3 : Récapitulatif des données du vol du 12 septembre 2017 de la campagne.....	129
Tableau III.4 : Récapitulatif des données du vol du 7 septembre 2017 de la campagne.....	134
Tableau III.5 : Récapitulatif des données du vol du 12 septembre 2017 au-dessus du Désert.....	138

ACRONYMES

3MI : Multi-viewing, Multi-channel, and Multi-polarisation Imager
AA : Absorbent Aerosols
ABS : Absorption
AEROCLO-sA : Aerosols, RadiatiOn and CLouds in southern Africa
AeroCom : Aerosol model InterComparison
AERO-HDF : Etude des aérosols en région Haut-de-France
AERONET : Aerosol Robotic NETwork
AMF : Air Mass Factor
AOT : Aerosols Optical Thinkness
BRDF : Bidirectional Reflectance Distribution Function
CALIPSO : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CALIOP : Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
ChArMEX : Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment
CLARIFY : Cloud-Aerosol-Radiation Interactions and Forcing : Year 2016
CLIMAT : Conveyable Low-noise Infrared radiometer for Measurements of Atmosphere and ground surface Targets
CNES : Centre National d'Études Spatiales
COT : Clouds Optical Thinkness
DISORT : DIScrete Ordinate Radiative Transfer
DRE : Direct Radiatif Effect
ESA : European Space Agency
EUMETSAT : EUropean organization for the exploitation of METeorological SATellite
GAME : Global Atmospheric Model
GRASP : Generalized Retrieval of Aerosol and Surface Properties
HTRT : HeaTing RaTe
IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change
LAERO : Laboratoire d'aérologie
LATMOS : Laboratoire ATMosphères, Observations Sapatiales
LIDAR : LIght Detection And Ranging
LISA : Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques
LNG : Lidar Nouvelle Génération
LOA : Laboratoire Optique Atmosphériques
Meso-NH : Mesoscale non-hydrostatic model
METOP-SG : Meteorological Operational Polar Satellite – Second Generation
MINIMIR : mini Middle Infrared Radiometer
MODIS : MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
PARASOL : Polarisation et Anisotropie des Réfectances au sommet de l'Atmosphère, couplées avec un satellite d'Observation emportant un Lidar
PEGASUS : Portable Gas and Aerosol Sampling UnitS
PLASMA : Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d'Air
POLDER : POLarization and Directionality of Earth Reflectances
NASA : National Aeronautics and Space Administration
ORACLES : ObseRvations of Clouds above Aerosols and their intEractionS
OSIRIS : Observing System Including PolaRization in the Solar Infrared Spectrum
SAFIRE : Service des Avion Français Instrumenté pour le Recherche en Environnement
TE : Taux d'échauffements

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'étude approfondie du réchauffement de notre planète et de son atmosphère revêt une importance capitale à notre époque, où les changements climatiques suscitent une préoccupation croissante à l'échelle mondiale. Les altérations climatiques ont des répercussions profondes sur les écosystèmes, les ressources naturelles et la vie humaine, nécessitant une compréhension approfondie des mécanismes en jeu. Depuis l'ère préindustrielle, la température du globe s'est élevée de 1,1 degrés. Il est désormais établi avec un degré de certitude élevé que ce réchauffement est lié aux émissions de gaz à effet de serre associées aux activités anthropiques. Les derniers résultats du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat) indiquent que le réchauffement de la planète atteindra 1,5° dès 2030 et cela quels que soient les scénarios d'émission envisagés (IPCC, 2022).

Cette thèse se positionne au cœur des préoccupations contemporaines en matière de changements climatiques en examinant plus particulièrement les impacts radiatifs liés aux panaches de fumée générés par les feux de végétation. En lien avec le réchauffement actuel, l'occurrence et l'intensité des feux de végétation naturelles ont tous deux augmenté. C'est notamment le cas en France et dans le sud de l'Europe de façon générale, où l'allongement de périodes de sécheresse et les épisodes de vague de chaleur ont contribué à augmenter de façon significative l'intensité et la taille des incendies. D'après les modèles de prévision, cette tendance va se confirmer et s'amplifier pour le sud l'Europe (Turco et al., 2018). L'année 2019 a été marquée par une activité exceptionnellement élevée à l'échelle mondiale avec notamment des feux de brousse géants en Australie et des feux dans les forêts boréales au Canada. Cette tendance est globale et à cela il faut ajouter les feux de végétation d'origine anthropique qui se produisent par exemple en Amazonie ou en Afrique centrale qui sont liés à des pratiques agricoles et ou à la déforestation.

Ces feux de biomasse ont des conséquences graves sur les écosystèmes et la santé humaine. Les fumées associées aux feux de végétation impactent la qualité de l'air, entraînant des problèmes respiratoires sérieux et des décès prématurés à l'échelle mondiale (Naeher et al., 2007 ; Dennekamp et al., 2015 ; Reid et al., 2016 ; Knorr et al., 2017 ; Apte et al., 2018). Ces feux de biomasse constituent aussi une source majeure d'émissions de gaz et de particules dans l'atmosphère (Andreae, 1991 ; Andreae et Merlet, 2001). Ils contribuent significativement aux émissions mondiales de carbone organique primaire et de carbone suie (BC) dans l'atmosphère (Bond et al., 2013), ainsi qu'aux émissions de gaz à effet de serre comme le CO₂, le CH₄ et le N₂O et aux émissions de nombreux autres gaz comme le CO et des gaz organiques non méthaniques (Ciais et al., 2014 ; Tian et al., 2016 ; Quéré et al., 2018).

Ces incendies ne se limitent pas à des conséquences immédiates sur l'environnement, et engendrent également des répercussions sur le climat au niveau régional et au niveau global via l'émission de ces gaz et de ces particules appelées aérosols.

Les aérosols sont des particules en suspension dans l'atmosphère qui résultent de diverses sources et processus. Ces particules peuvent être générées par des processus naturels tels que l'érosion éolienne des surfaces arides, produisant des soulèvements de poussières minérales dans l'atmosphère. La distribution en taille pour ces aérosols est généralement caractérisée par la présence de particules de l'ordre du micron. Les aérosols issus de feux de biomasse contiennent essentiellement du carbone suie, un composé qui absorbe fortement le rayonnement sur une gamme spectrale large, ainsi que du carbone organique, pouvant être composé de carbone brun, une substance qui rend le carbone organique absorbant au rayonnement en particulier dans l'ultraviolet (Siméon et al., 2021). Ces particules entrent majoritairement dans une gamme de taille de l'ordre du dixième du micron. Les propriétés des aérosols de feux de biomasse, en particulier leur composition, dépendent de nombreux paramètres comme du type de végétation brûlée, des conditions météorologiques à la surface et dans l'atmosphère (Reid et al., 2005), du type de combustion (plus ou moins complète). Après émission, ces particules vont subir des processus physico-chimiques variés qui vont également encore modifier leurs propriétés de forme, de taille et de composition. Citons également d'autres types d'aérosols comme les embruns marins, générés par l'action du vent sur la surface de l'océan et d'aérosols qui résultent de la conversion de gaz en particules, dit secondaires, comme les aérosols de pollution riches en sulfate et résultant des émissions de SO₂ industrielles.

Les aérosols de façon générale, et les aérosols de feux de biomasse plus particulièrement, ont un impact important sur le climat. En raison de leurs propriétés de diffusion et d'absorption, ces particules interagissent avec les rayonnements solaires et telluriques, et ont un impact direct sur le bilan radiatif de la Terre. En fonction de leurs propriétés et de leur distribution spatiale, comme au-dessus des nuages ou d'une surface sombre, ils peuvent contribuer à réchauffer ou à refroidir la planète par une modification direct de son bilan radiatif (Solomon et al., 2007 ; Trenberth et al., 2009).

Ces particules peuvent également avoir des impacts indirects et semi-directs sur le bilan radiatif terrestre, en modifiant notamment les propriétés des nuages et les paramètres thermodynamiques de l'atmosphère. En fonction de leurs propriétés (taille, composition), les aérosols peuvent jouer le rôle de noyaux de condensation et participent à la formation des gouttes nuageuses et influencent ainsi sur les propriétés des nuages d'eau liquide. Les aérosols peuvent également contribuer à la formation des nuages de glace en fonction de leur position dans l'atmosphère et de leurs caractéristiques. Dans le cas de nuages d'eau liquide, l'augmentation de la concentration en aérosols provoque l'accroissement du nombre de noyaux de condensation. Cet effet s'accompagne de la réduction de la taille des gouttelettes d'eau, ce qui entraîne une augmentation de l'albédo des nuages. En modifiant les propriétés des nuages, les aérosols ont également un effet sur les précipitations, cet effet connu sous le nom de second effet indirect. Dans le cas d'aérosols absorbant, nous pouvons observer un réchauffement au niveau de la couche d'atmosphère où sont localisés les aérosols. Ce réchauffement peut entraîner une modification de profils de température et d'humidité de l'atmosphère, ce qui peut ensuite influencer le processus de formation des nuages. En fonction de la position des aérosols absorbant par rapport au nuage, du type de nuage et de la zone considérée, cet effet, dit semi-direct peut avoir un effet de renforcement, de dissipation ou de stabilisation de la couche nuageuse (Koch et Del Genio, 2010).

Les nuages réfléchissent une partie importante du rayonnement solaire vers l'espace. Ils modifient également la distribution du rayonnement thermique et impactent donc fortement le bilan radiatif global de la Terre. Comprendre les interactions complexes entre les aérosols, les nuages, la vapeur d'eau et le rayonnement solaire, bien que liées à de nombreuses incertitudes, demeure un

enjeu scientifique majeur. Le dernier rapport du GIEC (ICPC, 2022) présente le bilan des différents forçages radiatifs moyens globaux du système climatique et leurs incertitudes, estimés à l'aide de modèles.

Le forçage radiatif, exprimé en W.m^{-2} , permet d'évaluer toute modification de l'énergie rayonnante nette propre au système climatique. Le forçage radiatif est calculé pour un facteur perturbant donné et par rapport à un état de référence. Pour l'IPCC, les valeurs prennent comme référence le début de l'ère industrielle, en 1750, lorsque l'influence de l'homme sur la composition de l'atmosphère était limitée.

Le forçage effectif des aérosols calculé entre 1750 et 2019 est estimé à -1.1 W.m^{-2} dans la gamme d'incertitudes : $-1.7, -0.4 \text{ W.m}^{-2}$ (IPCC, 2022).

Pour le calcul du forçage radiatif, toutes les propriétés de l'atmosphère et de la surface sont identiques entre le système de référence et celui prenant en compte l'agent perturbateur. Le terme « effectifs » signifie que le calcul prend aussi en compte les ajustements de l'atmosphère et de la surface entre les deux systèmes. Le forçage radiatif effectif est un meilleur indicateur des éventuelles réponses en température de l'atmosphère.

Le forçage effectif total anthropique (prenant en compte l'ensemble des activités et des émissions liées aux activités humaines et leurs effets : gaz, aérosols ...) sur la même période est estimé à 2.72 W.m^{-2} ($1.96, 3.48 \text{ W.m}^{-2}$) L'effet des aérosols contribue donc à un refroidissement et les incertitudes associées à cet effet sont importantes. Celles-ci sont particulièrement importantes pour les interactions aérosols-nuages (Bellouin et al. 2020). Une meilleure compréhension de ces interactions est essentielle pour prédire avec précision les évolutions climatiques futures.

Comme évoqué précédemment, les nombreux processus impliqués dans la formation et l'évolution des particules de biomasse limitent actuellement notre connaissance de leurs propriétés microphysique et optiques et par suite notre capacité à quantifier leurs effets sur le climat. Les propriétés des aérosols de feux de biomasse sont encore mal représentées dans les modèles climatiques, aussi en grande partie par un manque de connaissances sur leur distribution spatio-temporelle et la représentation des sources et de processus qui permettent de modéliser leur injection dans l'atmosphère et leur cycle de vie. Il est essentiel de mieux comprendre les propriétés de ces particules pour améliorer les projections climatiques futures (Marle et al., 2017 ; Andreae, 2019 ; Pan et al., 2019 ; Penner, 2019). Ces particules diffusent le rayonnement et elles sont aussi particulièrement absorbantes. Pris individuellement, le forçage de ces particules est positif et contribue au réchauffement global. De par leurs propriétés d'absorption, ces aérosols impactent les processus nuageux via des effets semi-direct. Par exemple, lorsque des aérosols de feux de biomasse sont transportés au-dessus des nuages bas comme les stratocumulus, le réchauffement occasionné par la couche d'aérosol impacte la dynamique du nuage bas. Différentes études ont montré que dans ce cas la couche d'aérosol contribue en perturbant différents processus à stabiliser la couche nuageuse, limitant sa convection et préservant son humidité (Wilcox et al., 2010, Deaconu et al., 2019). L'altitude atteinte par le sommet des nuages serait plus basse et le contenu en eau liquide plus important, conduisant à un nuage plus brillant. De par leur propriété de taille et leur composition, ces particules peuvent condenser et former des gouttelettes nuageuses. Enfin, au-dessus des scènes brillantes (nuage, neige) le forçage direct de ces particules est généralement positif et contribue au réchauffement. Les effets de ces particules sur le climat et les nuages sont donc multiples et difficiles à estimer à l'heure actuelle.

Depuis les années 2000, des activités de recherche internationales ont été entreprises dans le cadre du projet AeroCom (AEROSol model interCOMparison). Ce projet consiste à comparer les modèles numériques de projections climatiques utilisés par le GIEC avec les observations acquises depuis la surface et depuis l'espace (Huneus et al., 2011 ; Myhre et al., 2013a ; Bian et al., 2017). Ces exercices visent à comprendre les divergences observées entre les résultats des différents modèles numériques en particulier sur les propriétés des aérosols et de leurs effets. L'objectif de ce projet est de réduire de manière significative les incertitudes concernant les effets radiatifs des aérosols.

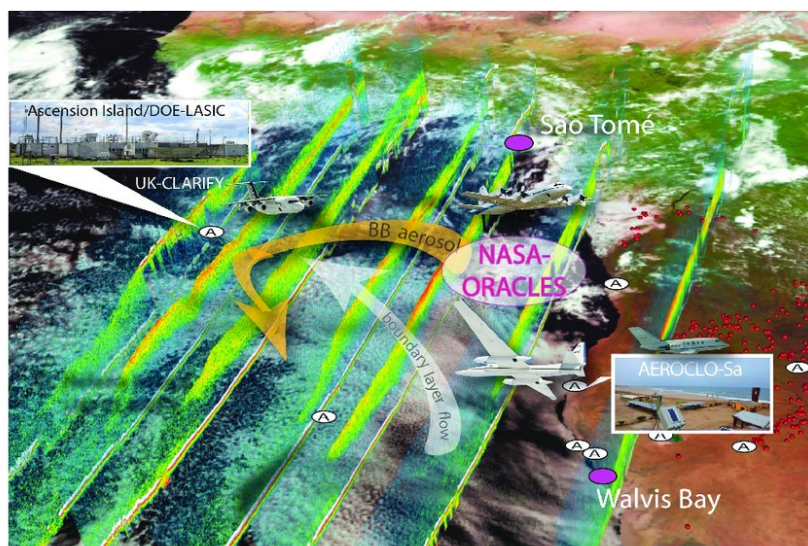


Figure 1. : Sites des campagnes aéroportées internationales réalisées dans l'Atlantique Sud-Est. Les lettres « A » correspondent à des sites du réseau de photomètre AERONET. Les profils colorés correspondent à des profils d'extinctions des aérosols restitués à partir des données du lidar spatial CALIOP (Source : projet NASA/ORACLES)

La région de l'Atlantique Sud-Est est l'une des régions du monde associée à de fortes disparités de réponses dans les modèles du climat. Cette région a été identifiée comme une zone d'étude privilégiée pour comprendre les effets des aérosols sur le climat et les nuages.

Cette région de l'Atlantique est caractérisée par la présence d'un banc de stratocumulus marins quasi permanent localisé dans la couche limite marine et qui s'étend le long des côtes africaines de la Namibie jusqu'à l'Angola et le Gabon et qui couvre une bonne partie de l'océan dans cette partie de l'Atlantique.

Durant la saison des feux (juin-octobre), des incendies se produisant essentiellement sur une zone centrée sur l'Afrique centrale (Gabon, Congo, Angola ...) génèrent de gigantesques panaches de fumée qui sont transportés ensuite au-dessus de l'Atlantique et qui survolent les stratocumulus. Ces incendies sont liés à des pratiques agricoles telles que la culture sur brûlis et se produisent chaque année façon récurrente.

L'importance de cette zone de l'Atlantique Sud-Est réside dans son statut de laboratoire naturel privilégié pour étudier les interactions complexes entre les aérosols et les nuages (Keil et Haywood, 2003 ; Stier et al., 2013 ; Peers et al., 2016 ; Zuidema et al., 2016a ; Zuidema et al., 2016b). En

particulier, les concentrations élevées en aérosols de feux de biomasse et leur transport dans ou au-dessus de zones nuageuses rend cette région unique pour l'étude des effets des aérosols de feux sur le climat et les nuages.

Dans ce contexte, plusieurs campagnes internationales ont été réalisées dans l'Atlantique sud-est, incluant le projet ORACLES (ObseRvations of Clouds above Aerosols and their intEractionS) de la NASA, le projet CLARIFY (Cloud-Aerosol-Radiation Interactions and Forcing : Year 2016), piloté par le METOFFICE et plusieurs universités anglaises et le projet "AErosols, RadiatiOn and CLOuds in Southern Africa" (AEROCLO-sA), incluant différents laboratoires français et instituts européens. En 2017, les trois projets ont été réalisés simultanément. Les projets ORACLES, CLARIFY et AEROCLO-sA étaient alors respectivement basés sur l'île de São Tomé (située dans le golfe de Guinée au large du Gabon), l'île de l'Ascension dans l'Atlantique (située à 2 000 km des côtes Africaines) et en Namibie (c.f. Figure 1). Ces campagnes avaient toutes pour objectif de comprendre les effets radiatifs des aérosols et leurs effets sur les nuages et le climat dans l'Atlantique sud-est. Elles ont impliqué des moyens d'observations aéroportée et de sites de mesures basés au sol.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre du projet AEROCLO-sA mené en Namibie (Formenti et al., 2019).

La campagne AEROCLO-sA a permis de collecter, entre autres, des données aéroportées essentielles pour améliorer notre compréhension des propriétés microphysiques et radiatives des aérosols de feux de biomasse et des nuages dans cette région en septembre 2017. D'autres objectifs portaient également sur l'étude des poussières minérales et des processus d'émission et de transport de ces particules depuis leurs zones sources désertiques. Une station de mesures basés sur la côte namibienne a également permis de décrire de façon détaillée les propriétés des aérosols marins et des gaz présents dans la couche limite marine qui influence la formation des nuages. Des objectifs techniques étaient également recherchés dans ce projet. L'instrument polarimètre OSIRIS et le lidar LNG étaient abord de l'avion de recherche FALCON-20 pendant AEROCLO-sA. OSIRIS est le prototype du futur instrument spatial 3MI prévu par l'agence spatiale européenne pour être lancé en 2025 et qui a vocation à mesurer les propriétés des aérosols (et des nuages) depuis l'espace. L'un des objectifs techniques du projet consistait à évaluer de nouvelles de restitution des propriétés des aérosols avec les mesures acquises par l'instrument OSIRIS, applicables à terme à la version spatiale de cet instrument.

L'observation spatiale des aérosols par télédétection a permis une amélioration significative de nos connaissances sur les propriétés des aérosols. Les méthodes de télédétection spatiale permettent une observation globale et journalière des aérosols et constituent donc un outil privilégié pour leur surveillance. La télédétection dite « passive » consiste à mesurer à distance les caractéristiques du rayonnement solaire diffusé et éventuellement réfléchi, ou du rayonnement infrarouge émis par la surface et l'atmosphère terrestres. Elle se distingue de la télédétection « active » qui repose sur la mesure d'un rayonnement issu d'une source artificielle, par exemple un laser, comme dans le cas des instruments de type lidar. Les capteurs passifs en orbite peuvent être associés à des instruments actifs placés sur d'autres plateformes comme dans le cas de la constellation de satellites A-Train (Tanré et al. 2011). Les capteurs de l'A-Train décrivent une orbite héliosynchrone et se succèdent à quelques minutes d'intervalle permettant d'obtenir des observations quasi-simultanées, autorisant des combinaisons de mesures. L'instrument POLDER du CNES sur la plateforme PARASOL a fait partie de l'A-train de 2005 à 2010. Cet instrument a permis d'acquérir 5 ans de données communes

avec les autres capteurs de l'A-Train et 8 années de données au total. Cet instrument fournit des mesures spectrales, directionnelles et polarisée permettant une caractérisation détaillée des propriétés des aérosols. Parmi les autres instruments passifs utilisés pour l'étude des aérosols, citons l'instrument MODIS qui fournit des mesures spectrales. De nombreux capteurs ont été utilisés pour l'étude des aérosols depuis une quarantaine d'année. De façon générale, il y a une vingtaine d'années, les principaux paramètres des aérosols restitués depuis l'espace était l'épaisseur optique en aérosols (paramètre indicatif de la concentration en aérosols intégrée sur la colonne d'atmosphère) et un paramètre indicatif de la taille des particules. Dans les décennies suivantes, de nouvelles méthodes plus sophistiquées ont été développées pour l'analyse des données fournies par capteurs satellites comme POLDER. Citons l'algorithme GRASP (Dubovik et al., 2011) qui permet de restituer précisément l'épaisseur optique en aérosol au-dessus des surfaces terrestres et également un modèle détaillé des propriétés de ces particules (forme, distribution en taille, absorption et composition chimique dans certaines variantes de l'algorithme). Ces paramètres des aérosols, restitués par des capteurs passifs sont des quantités intégrées sur la verticale et sont typiquement obtenus dans des conditions d'atmosphère claire (sans nuage). Le lidar CALIOP, toujours opérationnel au sein de l'A-train permet de fournir de façon complémentaire la distribution verticale des aérosols dans l'atmosphère. Pour les aspects climatiques, l'observation spatiale est principalement utilisée pour valider les modèles et les contraindre. Ces données utilisées seules ou combinées avec des simulations ont principalement permis d'améliorer nos connaissances sur les estimations du forçage radiatif direct des aérosols au sommet de l'atmosphère (Forster 2007).

La présente thèse porte sur la quantification de l'impact radiatif des aérosols de feux de biomasse et vise à développer plus particulièrement une méthode permettant de quantifier les profils de taux d'échauffement (ou de refroidissement) atmosphérique attribuable à ces particules. Le taux d'échauffement est une grandeur radiative (en Kelvins par unité de temps) qui traduit la capacité de ces particules à réchauffer ou à refroidir la couche atmosphérique dans laquelle les aérosols se situent. Si les méthodes d'observations spatiales ont permis d'obtenir des estimations du forçage direct des aérosols au sommet de l'atmosphère, ces calculs ne donnent pas d'information sur l'impact radiatif des aérosols dans l'atmosphère ou en surface. Cette grandeur radiative n'est actuellement pas fournie de façon globale et opérationnelle par les satellites. C'est toutefois cette quantité qui permet de mesurer la capacité des aérosols à modifier les profils thermodynamiques dans l'atmosphère qui et contrôle en grande partie les effets semi-direct des aérosols sur les nuages. C'est donc une quantité primordiale qui doit être correctement représentée dans les modèles du climat afin de simuler correctement les différents effets des aérosols sur les nuages. La principale difficulté pour estimer cette grandeur est que celle-ci dépend de nombreux paramètres. Au premier ordre, il est nécessaire de connaître la concentration en aérosol, sa distribution dans l'atmosphère, les propriétés d'absorption spectrale des aérosols (ou leur composition) et également la taille des particules. Dans une moindre mesure, les propriétés radiatives sous-jacentes à la couche d'aérosols doivent également être connues. Il est aussi nécessaire d'avoir des profils des principales grandeurs thermodynamiques (humidité, température).

Un certain nombre d'études ont fourni des évaluations des taux d'échauffement verticaux des aérosols, et dans la plupart des cas, ces études sont limitées à certains types d'aérosols ou à des zones géographiques particulières. Elles sont souvent associées à des campagnes de mesures limitées dans le temps et l'espace. Des estimations des taux ont été réalisées à l'aide de la combinaison de mesures acquises depuis la surface à partir de mesures de lidar et de mesures photométriques. Ce type d'approche ne peut toutefois pas être utilisé dans le cas d'aérosols transportés au-dessus des nuages et reste limité à certaines stations instrumentées. Des estimations globales ont pu être réalisées avec des modèles. L'absorption et la charge des aérosols dans les modèles AEROCOM sont généralement très mal représentées pour les situations avec des aérosols transportés au-dessus des nuages (Peers et al., 2016).

Les mesures aéroportées sont particulièrement utiles pour accéder à cette grandeur. Les mesures aéroportées peuvent être effectuées à différents niveaux dans l'atmosphère ce qui permet d'obtenir des profils des propriétés de l'atmosphère et des aérosols. Dans le cadre de la campagne ORACLES, les taux d'échauffement des aérosols au-dessus des nuages ont été calculés çà partir de mesures aéroportées (Cochrane et al., 2022). Dans cette étude, des mesures in situ ont été réalisées dans les panaches de fumée à différentes altitudes afin de caractériser les propriétés d'extinction et d'absorption des aérosols précisément, ainsi que les profils thermodynamiques. Ces données couplées avec un code de transfert radiatif ont permis le calcul des taux d'échauffement. Cette approche est bien adaptée mais ne peut pas être appliquée à des mesures spatiales.

Les campagnes aéroportées permettent également d'effectuer des mesures de flux radiatifs dans les panaches d'aérosols. Typiquement, les taux d'échauffement peuvent être calculés à partir du calcul de la divergence des flux mesurés. Cette approche basée uniquement sur des mesures de flux a été utilisée pour caractériser les taux d'échauffement des aérosols observés en mer Méditerranée (Mallet et al., 2016). Si des mesures de flux effectuées sur un avion permettent effectivement des calculs de taux d'échauffement, il existe très peu de références publiées sur ce sujet spécifique. L'utilisation de mesures de flux aéroportés pour le calcul des taux d'échauffement pose de difficultés non négligeables. En particulier, ces difficultés sont liées à la prise en compte de l'attitude de l'avion (tangage, roulis, cap) et de ces effets dans l'analyse des flux mesurés. A notre connaissance, il n'existe pas d'études abordant le problème de la comparaison de taux d'échauffement calculés avec un code et comparé avec des taux mesurés directement dans l'atmosphère à partir de mesures de flux. Notre étude va aborder cette question en détails dans une perspective de validation et de compréhension de la mesure.

Dans cette thèse, nous allons principalement aborder le problème du calcul des taux d'échauffement des aérosols de feux de biomasse estimés au-dessus des nuages. La quantification des taux d'échauffement des aérosols au-dessus des nuages est primordiale pour aider à comprendre l'effet des aérosols sur la dynamique des nuages bas. Des études récentes, ont également souligné l'importance de la connaissance de taux d'échauffement pour correctement modéliser le transport et la dynamique des couches d'aérosols de feux de biomasse (Chaboureau et al., 2022). L'objectif technique de cette thèse est de développer une méthode de calcul des taux d'échauffement à partir des données fournies par le lidar LNG et par le polarimètre OSIRIS qui était à bord de l'avion FALCON-20 lors de la campagne AERO-CLO-sA. Cette synergie de mesures active et passive est applicable à des données spatiales (Deaconu et al., 2019). Le travail consistera à mettre au point la méthode et à l'aide de la base de données aéroportées acquises pendant la campagne pour pouvoir ensuite l'appliquer à terme à une analyse globale. Un objectif scientifique de la thèse est d'évaluer les taux d'échauffement des aérosols observés lors de la campagne AERO-CLO-sA en Namibie. Le calcul des taux d'échauffement atmosphérique est également recherché. Plusieurs études ont montré l'importance de prendre en compte la présence de vapeur d'eau dans ces panaches de fumée pour réaliser un bilan radiatif complet. Notre objectif sera donc aussi de développer une approche permettant d'estimer les taux d'échauffement des panaches de fumée (aérosols + vapeur d'eau) et d'étudier la distribution de la vapeur d'eau au sein de ces panaches. L'originalité de la thèse consistera à exploiter les mesures acquises lors de descentes en boucle, et en particulier les mesures de flux, afin de valider les taux calculés et la méthodologie dans son ensemble.

Le chapitre suivant porte sur la définition des grandeurs physiques qui permettent de décrire le rayonnement et les processus qui l'affectent ainsi que les propriétés microphysiques des particules. Le chapitre 3 présente la campagne AEROCLO-sA et l'ensemble des instruments et outils utilisés dans ce travail pour mettre en place les différentes méthodologies de calculs et de validation de taux. Le chapitre 4 présente l'exploitation de mesures de flux pour le calcul des taux d'échauffement et la validation de la méthode à partir de mesures acquises dans les descentes en boucle. Le chapitre 5 présente les résultats de l'exploitation des données pour quantifier les taux d'échauffement observés au-dessus des nuages. La dernière partie résume les résultats obtenus et présentent les principales perspectives de cette étude.

CHAPITRE I :

PROPRIÉTÉS DES AÉROSOLS ET GRANDEURS RADIATIVES.

Ce chapitre décrit les propriétés physico-chimiques et optiques des aérosols, des nuages et liste les principaux paramètres permettant de les caractériser. Il introduit les principales grandeurs radiatives et processus permettant de quantifier les impacts radiatifs de ces particules sur le climat et les nuages.

I.1 GÉNÉRALITÉS SUR LES AÉROSOLS

Les aérosols se réfèrent à toutes les particules solides et liquides en suspension dans l'atmosphère, ayant des diamètres compris entre 0,001 et 10 microns, à l'exclusion des hydrométéores, c'est à dire les gouttelettes d'eau liquide et les cristaux de glace qui constituent les nuages (Boucher, 2012). Les aérosols sont des constituants complexes de l'atmosphère qui présentent des propriétés variées en termes de composition chimique, pouvant être homogène ou inhomogène au sein d'une particule, ainsi que des propriétés de taille et de forme différentes.

I.1.A Sources et processus de formation

Ces particules sont générées à partir de diverses sources et résultent de processus de formation mécaniques ou chimiques variés. Elles peuvent être transportées sur de longues distances et se retrouver à différentes altitudes.

La concentration des aérosols dans l'atmosphère varie fortement dans le temps et dans l'espace. Des événements extrême tels que les tempêtes de sable, les éruptions volcaniques et les feux de forêt peuvent injecter des millions de tonnes de particules dans l'atmosphère en peu de temps, modifiant ainsi brutalement leur concentration dans l'atmosphère et les propriétés de cette dernière. Selon leurs sources et les processus atmosphériques qui les affectent, ces particules présentent des propriétés différentes.

Les aérosols atmosphériques proviennent de deux sources principales : naturelles et anthropiques. À l'échelle mondiale, les aérosols naturels représentent environ 90 % de la masse totale des aérosols émis chaque année, tandis que les aérosols produits par les activités humaines constituent environ 10 % (Satheesh et Moorthy, 2005 ; Boucher, 2015). Le Tableau 1.1 répertorie

les principales espèces d'aérosols naturels et anthropiques, primaires et secondaires, ainsi que les estimations de leurs émissions annuelles connues à ce jour.

Les sources naturelles d'aérosols comprennent les émissions provenant des océans (sels, embruns marins, sulfate de diméthyle), des sols (poussières désertiques et terrigènes), de la végétation (pollens, composés organiques volatils, etc.) et des volcans (cendres volcaniques, sulfates). Les aérosols dits anthropiques sont issus des émissions d'une grande variété d'activités humaines. Les sources sont largement dominées par les émissions provenant de la combustion de combustibles fossiles tels que le charbon et le pétrole, des biocarburants, ainsi que des incendies de végétation causés par l'être humain, tels que les fumées de feux de biomasse. Les activités industrielles, le transport, le chauffage domestique et même les activités culinaires sont également des sources majeures d'aérosols anthropiques.

Type d'aérosol	Émissions annuelles (Tg/an)
Aérosols primaires naturels	
Sels marins	1000 – 6000
Poussières désertiques	1000 – 3000
Carbone suie (issu des feux de biomasse)	3 – 14
Carbone organique (issu de la biomasse)	16 – 72
Aérosols secondaires naturels	
Sulfate (issu des sulfure de diméthyle : DMS)	20 – 40
Sulfate (issu des volcans)	6 – 20
Aérosols primaires anthropiques	
Poussière industrielles	40 – 130
Carbone suie (issu des combustibles fossiles)	6 – 10
Carbone organique (issu des combustible fossiles)	20 – 30
Aérosols secondaires anthropiques	
Sulfate (issu du dioxyde de soufre : SO ₂)	70 – 90
Carbone organique (issu des composés organiques volatils : COV)	8 - 40

Tableau 1.1 : Estimations des émissions annuelles actuelles des principaux types d'aérosols atmosphériques. Sources : Boucher, 2015.

Les aérosols primaires sont ceux qui sont émis directement sous forme solide au niveau de la surface océanique ou terrestre. Cela inclut les aérosols soulevés par l'érosion éolienne sur différentes surfaces, tels que les sels marins et les poussières désertiques, ainsi que les aérosols produits lors de combustions, comme le carbone suie et les aérosols organiques primaires (Bond et al., 2013). Les aérosols secondaires, quant à eux, sont issus de processus de conversion gaz-particule. Ce sont des aérosols inorganiques secondaires tels que les sulfates, les nitrates ou

l'ammonium, ainsi que des aérosols organiques secondaires. Ils se forment dans l'atmosphère à partir de composés initialement émis sous forme gazeuse, appelés précurseurs d'aérosols.

I.1.B Transport et dépôts des aérosols

Une fois injectés dans l'atmosphère, les aérosols sont transportés par les vents et vont subir un certain nombre de processus physico-chimique (coagulation, sédimentation, ...). À la fin de leur cycle, ils sont soumis à des processus de dépôt et d'élimination, à la fois sec et humide.

Le dépôt sec dépend principalement de la taille des particules. En théorie, les particules les plus grosses sont plus impactées par la sédimentation gravitationnelle que les plus petites particules et elles ont une durée de vie normalement plus courte dans l'atmosphère. La morphologie des particules exerce une influence notable sur les processus de sédimentation en modifiant la flottabilité des aérosols. Les particules de plus grande taille peuvent être soumises à des mouvements de ré-entraînement en fonction des vents, prolongeant ainsi leur durée de séjour atmosphérique. La dynamique atmosphérique assume ainsi une fonction importante dans la régulation du temps de résidence des aérosols dans l'atmosphère.

L'élimination des aérosols de l'atmosphère est principalement due au processus de captation des aérosols par les hydrométéores. Les gouttes de pluie capturent les particules aérosols localisés sous les nuages en suspension et les déposent à la surface, contribuant ainsi à leur élimination (lessivage sous les nuages). Les aérosols peuvent être transportés au sein des nuages et pénétrer les gouttelettes d'eau avant la précipitation, généralement par des mécanismes de diffusion ou d'impaction. Alternativement, ils peuvent servir de noyaux de condensation, favorisant la formation de gouttelettes d'eau par lessivage au sein des nuages. L'efficacité de ces processus est étroitement liée à la proximité entre le nuage et les particules d'aérosol.

La répartition verticale des aérosols exerce une influence significative sur leur persistance atmosphérique, car des altitudes plus élevées compromettent l'efficacité des mécanismes de dépôt. Par ailleurs, en cas d'atteinte de la stratosphère, la durée de vie des aérosols peut être considérablement prolongée, s'étendant de plusieurs mois à plusieurs années en raison de la stabilité caractéristique de cette couche atmosphérique.

I.1.C Distribution en taille des aérosols

Les aérosols atmosphériques présentent une vaste gamme de tailles, variant de quelques 10^{-3} microns pour des particules constituées de quelques molécules à des aérosols de quelque dizaines de microns en termes de rayon. Voir la Figure I.1.

Pour les très petites particules, nous distinguons : le mode de nucléation ($r < 0,01 \mu\text{m}$) et le mode Aitken ($0,01 \mu\text{m} < r < 0,05 \mu\text{m}$), en fonction de la valeur de leur rayon. Les particules sont couramment appelées "ultrafines" et sont rencontrés lors de la formation d'aérosols secondaires. La

première étape de formation est le processus de nucléation, qui correspond à la transformation d'une phase gazeuse en une phase condensée. Ensuite, les particules se développent jusqu'à atteindre la taille d'une particule appartenant au mode d'Aitken. Après un processus de coagulation avec d'autres particules, ces aérosols grossissent et vont atteindre une taille de quelques dixièmes de microns et contribuer au mode d'accumulation.

Les particules du mode de nucléation subissent de nombreux processus (coagulation ou impaction sur les surfaces, ...) et évoluent rapidement après leur émission. Le temps de vie de ces particules est généralement très court, de l'ordre de quelques minutes à quelques heures.

Bien que ces particules soient les plus nombreuses, ce sont les aérosols de taille comprise entre 0.05 et 10 microns qui contribuent essentiellement à la masse totale des particules. Ces dernières particules, en raison de leur taille (0.05-10 microns), interagissent efficacement avec les rayonnements solaires et telluriques. La distribution granulométrique de ces aérosols se présente de manière bimodale, avec deux modes principaux : le mode d'accumulation, également appelé mode « fin », regroupe des particules dont le rayon varie entre 0.05 et 0.60 μm , tandis que le mode grossier inclut des particules avec un rayon supérieur à 1 micron.

Les aérosols d'origine naturelle présentent une taille supérieure à 1 micron, contribuant principalement au mode grossier, comprenant notamment les poussières minérales et les cendres volcaniques. Il est toutefois important de noter la présence possible de particules submicroniques (moins d'un micron) dans la nature, comme celles émises par les feux de forêt dans les forêts boréales. Les poussières minérales peuvent également transporter des aérosols du mode fin, contribuant ainsi à une distribution granulométrique bimodale.

La plupart des particules d'origine humaine contribuent au mode fin et sont associées à des particules submicroniques à l'exception des particules de poussière générées par les activités agricoles et industrielles.

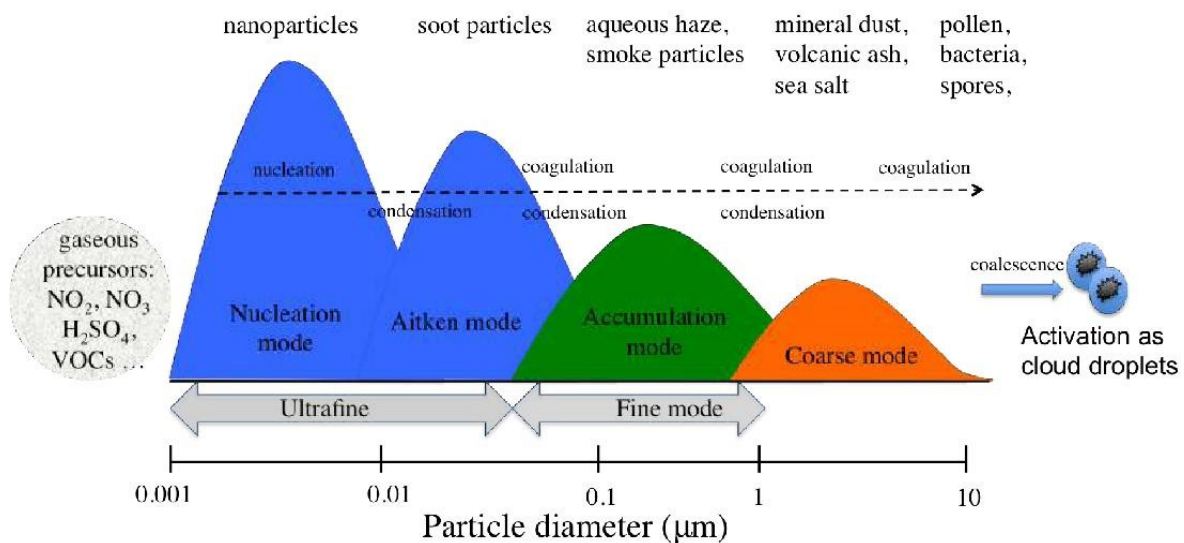


Figure I.1 : Distribution multimodale de la taille des particules avec des exemples de type de particules dans chaque mode. Différent processus impactant les aérosols sont indiqués sur ce schéma.

La connaissance de la distribution en taille des particules est critique pour comprendre leurs interactions avec le rayonnement. Plusieurs modèles permettent de représenter la distribution granulométrique d'un groupe de particules, citons la loi gamma ou la loi de Junge. La loi log-

normale est couramment utilisée (Aitchison et Brown, 1957). Elle peut s'exprimer en fonction du nombre d'aérosols (Hansen et Travis, 1974).

$$n(r) = \frac{dN}{dr} = \frac{N}{r \sigma_g \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{\ln(r) - \ln(r_g)}{\sigma_g}\right)^2\right] \quad (\text{eq. I.1})$$

Lorsque la distribution de taille des aérosols est multimodale, elle peut être représentée par une combinaison de plusieurs log-normales :

$$n(r) = \sum_{i=1}^k \left(\frac{N}{r \sigma_i \sqrt{2\pi}} \exp\left[\frac{-\ln^2(r/r_{g,i})}{2\sigma_i^2}\right] \right) \quad (\text{eq. I.2})$$

$n(r)$ est la quantité de particules par unité de volume (particules. μm^{-3}).

r est le rayon de la particule (μm). Le rayon est compris entre r et $r + dr$.

N est la quantité totale de particules par unité de volume (particules. μm^{-3}).

r_g est le rayon géométrique moyen des particules (μm).

σ_g est l'écart-type géométrique de la distribution en taille des particules (sans unité)

L'indice i indique le numéro du mode.

Compte tenu du large domaine de valeur couvert par le rayon des aérosols, la distribution en taille est généralement donnée en échelle logarithmique. Dans ce cas, $n(\ln(r)) = r.n(r)$. Selon les applications, nous utiliserons également une distribution en surface $s[\ln(r)]$ ou en volume $v[\ln(r)]$, définies par :

$$s[\ln(r)] = \frac{dS}{d\ln(r)} = 4\pi r^2 n[\ln(r)] \quad \text{et} \quad v[\ln(r)] = \frac{dV}{d\ln(r)} = \frac{4}{3}\pi r^3 n[\ln(r)] \quad (\text{eq. I.3})$$

Nous définissons le rayon effectif r_{eff} qui est le rayon moyen pondéré par la surface des particules :

$$r_{\text{eff}} = \frac{\int r^3 n(r) dr}{\int r^2 n(r) dr} \quad (\text{eq. I.4})$$

De même, nous définissons la largeur effective ou variance effective :

$$v_{eff} = \frac{\int (r - r_{eff})^2 n(r) dr}{r_{eff}^2 \int r^2 n(r) dr} \quad (\text{eq. I.5})$$

Des distributions en taille différentes, ayant des rayons effectifs et des variances effectives de même valeur, ont des propriétés optiques de valeurs similaires (Hansen et Travis, 1974). Ces grandeurs effectives sont utiles pour comparer l'impact de populations variées d'aérosols sur le rayonnement atmosphérique, qui dépend au premier ordre de la taille des particules. Le rayon effectif a l'avantage de pouvoir être défini pour toute particule, quelle que soit sa forme et d'être indépendant du choix de la définition de la distribution en taille (en nombre, en surface, ...), voir la figure I.2. (Hansen, J.E., Travis, L.D. (1974).

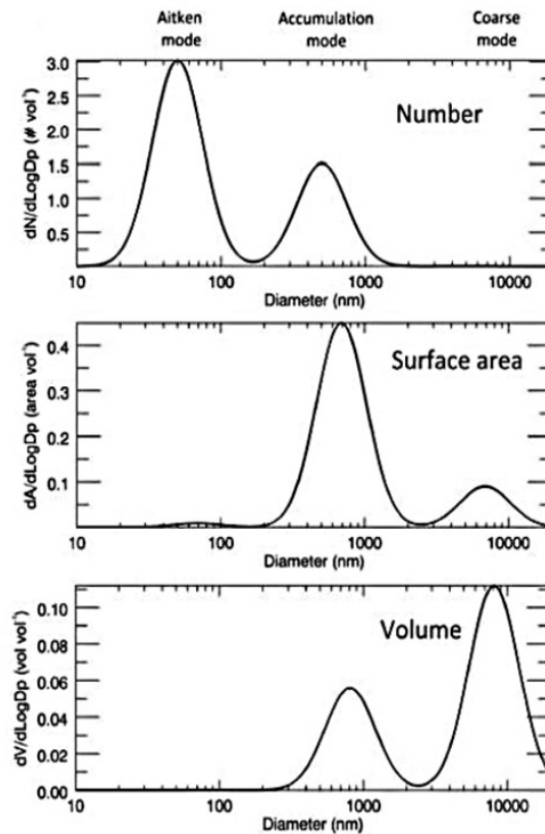


Figure I.2 : Caractéristiques distinctes des modes de particules dans la distribution granulométrique des aérosols. De haut en bas : Distribution en nombre, en surface et en volume des particules atmosphériques selon leur diamètre. (Seinfeld et Pandis, 2012).

I.1.D Composition chimique des aérosols

La composition chimique d'un aérosol décrit sa nature chimique et les différentes espèces qui le constituent. La composition chimique est un paramètre important qui contrôle l'hygroscopicité des particules ainsi que ses propriétés optiques et radiatives (Forster, 2007).

La composition des aérosols va dépendre des sources d'émission et des transformations physico-chimiques que va subir la particule durant son cycle de vie. Nous distinguons typiquement les aérosols inorganiques des aérosols organiques. Les aérosols inorganiques comprennent notamment les sels marins, composés de chlorure de sodium (NaCl) et les poussières minérales. Les poussières minérales contiennent principalement des oxydes de fer (exemple : hématite, Fe_2O_3) et des carbonates (exemple : carbonate de calcium, CaCO_3). La composition de ces particules est liée à la composition minéralogique des sols. D'autres particules du mode grossier peuvent contenir du nitrate, du sodium et des agents biogéniques. Les aérosols peuvent contenir des particules biologiques telles que des pollens, des spores de champignons et des bactéries, qui ont des effets sur la santé humaine et l'environnement.

Les particules fines ou ultrafines sont composées en plus grande d'ammonium, de sulfate, de nitrate et de matière organique (Putaud et al. 2004A, Wall et al. 1988). Les aérosols organiques contiennent un grand nombre de composés, citons les composés organiques provenant de la combustion de la biomasse et ceux provenant de la combustion de combustibles fossile. Le carbone suie (BC) est un constituant qui entre dans la composition des aérosols produits par combustion dans certaines conditions. Le carbone suie est le composé prépondérant qui exerce une influence majeure sur l'absorption des aérosols émis lors des feux de biomasse et c'est celui qui joue un rôle déterminant dans la modulation du niveau d'absorption. Cette absorption, à son tour, exerce des répercussions significatives sur les spectres du rayonnement solaire et de l'infrarouge thermique. Certains composés d'aérosols organiques (OC), désignés sous le terme de "carbone brun" (BrOC) et émis lors de la combustion de biomasse, présentent également une capacité d'absorption notable dans le spectre ultraviolet-visible-proche-infrarouge, comme indiqué par Siméon et al. (2021). La proportion relative de chaque espèce au sein des aérosols générés par les feux de biomasse (BC, OC purement diffusant et BrOC) est conditionnée par divers paramètres, notamment le type et l'état de la végétation (forêt, savane, humidité, etc.), le mode de combustion (partielle ou complète), et les conditions en surface, parmi d'autres facteurs.

Sur le plan chimique, les particules peuvent être catégorisées en aérosols hydrosolubles et insolubles. Les aérosols hydrosolubles manifestent généralement des propriétés hygroscopiques, ce qui signifie qu'ils ont la capacité d'absorber l'humidité atmosphérique et de croître en conséquence. L'hygroscopicité, qui caractérise cette capacité de croissance par absorption d'humidité, induit des modifications dans la composition chimique des particules, pouvant influencer leur taille et leur forme et conduire à une croissance hygroscopique. Les particules hautement solubles sont principalement constituées d'ammonium, de composés sulfatés ou de chlorure de sulfate. Ces particules sont reconnues comme des noyaux de condensation efficaces participant à la formation des gouttelettes de nuages.

I.1.E État de mélange et forme des aérosols

L'état de mélange fait référence à la distribution des espèces chimiques composant une population de particules d'aérosols. Les poussières minérales peuvent parfois être recouvertes d'une pellicule aqueuse (de sulfate ou de nitrate par exemple) ou encore être associées en mélange interne avec des aérosols marins, après avoir été transportées (Derimian et al. 2017). La présence d'un revêtement (« coating » en anglais) modifie les propriétés physico-chimiques de la particule initiale ce qui impacte les propriétés optiques de la particule (Unga et al. 2018). C'est notamment dans le cas d'une substance diffusante extérieure renforçant par effet de loupe le pouvoir absorbant du cœur de la particule, un effet particulièrement marqué pour les particules de carbone-suie (Liu et al. 2017 ; Zhang et al. 2018).

Nous distinguons le mélange externe, dans lequel chaque particule de la population d'aérosols est composée d'une seule espèce chimique. Dans un mélange interne, chaque particule de la population d'aérosol contient une certaine proportion d'espèces chimiques. Le mélange interne est dit homogène, lorsque ces espèces sont bien mélangées entre elles, et hétérogène, pour un mélange qui comprend par exemple l'inclusion d'une espèce insoluble ou la présence d'un revêtement.

La présence d'un revêtement peut également modifier les propriétés d'hygroscopicité et donc sa capacité à jouer le rôle de noyau de condensation. Ainsi, bien que la plupart des poussières minérales, des cendres volcaniques et des particules de suie anthropiques soient classées comme insolubles, des études basées sur des prélèvements et des analyses réalisées en laboratoire, montrent que certaines de ces particules peuvent contribuer à former des noyaux de condensation. Cela s'explique par les différents processus que subissent les aérosols pendant leur cycle de vie et qui modifient leurs propriétés initiales, et notamment leur hygroscopicité (Sullivan et al. 2009, Tang et al. 2016).

Les analyses en microscopie électronique à balayage (MEB) permettent de caractériser la morphologie des aérosols à partir de prélèvement réalisé dans l'atmosphère. Ces observations révèlent une grande variabilité pour l'état de mélange des aérosols et aussi pour leurs formes. La forme des particules dépend des mécanismes de formation et des sources de ces particules. Les aérosols peuvent adopter des formes sphériques, floconneuses, filaires, cubiques, parmi d'autres configurations possibles. Voir la figure I.3.

La forme des aérosols, ainsi que leur état de mélange, modifient la façon avec laquelle ces particules vont diffuser le rayonnement solaire. Cela impacte également le calcul de leurs propriétés optiques.

La théorie de Mie est usuellement utilisée afin de calculer l'ensemble des propriétés d'absorption et de diffusion des aérosols en faisant l'hypothèse de particules sphériques et homogènes. Des théories alternatives permettent également des calculs pour des particules non-sphériques de type « sphéroïde » (Mishchenko et al. 2014), souvent plus appropriées dans le cas des aérosols minéraux issus de l'érosion éolienne (Herman et al. 2005). Le calcul des propriétés optiques est également possible pour des particules inhomogènes présentant un revêtement ou des inclusions (Schuster et al. 2009, 2016). Les propriétés des particules présentant des revêtements (« coating » en anglais) peuvent, par exemple, être calculés à partir de calculs de Mie, adaptés à des sphères concentriques.

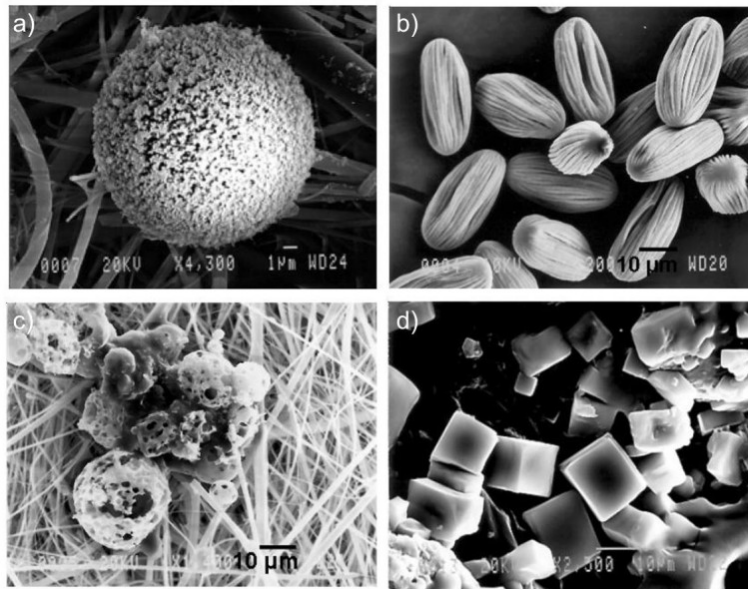


Figure I.3 : Microphotographies par microscope électronique à balayage a) d'une particule provenant d'émissions d'industrie de l'acier, b) de grains de pollens, c) de particules issues d'émissions d'une industrie pétrochimique, d) de cristaux de sels marins. (Umbria et al., 2004)

I.2 PROPRIÉTÉS OPTIQUE DES AÉROSOLS.

I.2.A Indice de réfraction

L'indice de réfraction est une propriété optique fondamentale des matériaux, y compris des aérosols atmosphériques. L'indice de réfraction se définit comme :

$$m = m_r - ik \quad (\text{eq. I.6})$$

où m est l'indice de réfraction complexe de la particule. m_r est la partie réelle et k est la partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe de la particule.

La partie réelle de l'indice de réfraction est liée à la vitesse de propagation de la lumière dans le matériau donné alors que la partie imaginaire de l'indice de réfraction correspond à l'absorption des particules. Il est spectralement dépendant.

Pour les aérosols atmosphériques, la partie réelle m_r varie entre 1.34 et 1.60 pour la partie visible du spectre. Différentes valeurs peuvent être observées en fonction de la composition chimique, comme dans le cas de particules de feux de biomasse peu hydratées ($m_r > 1.60$) ou dans le cas

d'aérosols fortement hydratés (aérosol marins, $m_r < 1.37$). Les aérosols de feux de biomasse sont typiquement associés aux valeurs de partie imaginaire k les plus fortes et peuvent varier entre 0.005 et 0.06, en fonction de leur concentration en carbone suie. Les poussières minérales absorbent essentiellement dans le bleu et l'ultraviolet (k de l'ordre de 0.005) sur le spectre solaire en raison de leur contenu en fer. L'indice de réfraction de poussières minérales présente également une forte variabilité spectrale dans l'infrarouge thermique, qui dépend de leur composition minéralogique.

Pour la partie imaginaire de l'indice pour la suie, il est généralement observé un comportement faiblement dépendant de la longueur d'onde quel que soit le domaine spectral considéré. De façon générale, ce paramètre doit être restitué sur un spectre large ou à de nombreuses longueurs d'onde pour pouvoir estimer la composition des aérosols à partir de mesures de télédétection passive.

I.2.B Propriétés de diffusion, d'absorption et d'extinction.

Au cours de leur traversés dans l'atmosphère, les rayonnements solaire et tellurique peuvent interagir avec les aérosols via les processus de diffusion et d'absorption. Ces deux processus dépendent de la taille, de l'indice de réfraction et de la forme des aérosols.

La diffusion est le phénomène par lequel le rayonnement est dévié de sa trajectoire initiale par les particules atmosphériques. Les aérosols comme les molécules sont des diffuseurs efficaces pour le rayonnement solaire. La diffusion peut être de deux types : la diffusion Rayleigh (Rayleigh, 1871), qui se produit lorsque la taille des particules est beaucoup plus petite que la longueur d'onde de la lumière incidente, et la diffusion Mie (Mie, 1908), qui se produit lorsque la taille des particules est comparable à la longueur d'onde du rayonnement. Sous l'action d'un rayonnement électromagnétique incident, les molécules se comportent comme des dipôles oscillants et réémettent à leur tour un rayonnement de même longueur d'onde que le rayonnement incident (diffusion élastique). L'intensité diffusée est inversement proportionnelle à la longueur d'onde à la puissance quatrième, et la diffusion de Rayleigh est plus efficace à des longueurs d'onde plus courtes.

Dans le cas de la diffusion par des aérosols, il faut ajouter au processus précédent les phénomènes de la diffraction, de la réfraction et de la réflexion du rayonnement incident qui contribuent à redistribuer ce dernier dans l'espace de façon non isotrope.

L'absorption est un processus dans lequel les particules atmosphériques absorbent de l'énergie radiative et la convertissent en une autre forme d'énergie (thermique). Les gaz atmosphériques en fonction de leurs structures électroniques vont également absorber le rayonnement dans certaines parties du spectre électromagnétique sous forme de bandes d'absorption plus ou moins étroites. Le processus d'extinction est la combinaison des processus de diffusion et de l'absorption pour les gaz et les aérosols.

L'extinction affecte la quantité totale de lumière qui atteint un point spécifique dans l'atmosphère ou à la surface terrestre. Les processus d'extinction, de diffusion et d'absorption sont essentiels pour comprendre les effets climatiques des aérosols et d'autres particules atmosphériques, ainsi que pour interpréter les observations astronomiques et atmosphériques.

La théorie de Mie permet la résolution des équations de Maxwell dans le cadre de son application à la diffusion par une particule supposée sphérique et homogène. La théorie de Mie permet de calculer la section efficace de diffusion et d'absorption (en m²) d'une particule sphérique en fonction de sa taille, de son indice de réfraction et de la longueur d'onde du rayonnement incident (Van de Hulst, 1957). Ces sections permettent de définir la surface effective de la particule qui interagit avec le rayonnement.

La section efficace d'extinction d'une particule s'écrit :

$$S_{ext} = S_{diff} + S_{abs} \quad (\text{eq. I.7})$$

avec S_{diff} et S_{abs} , les sections efficaces respectivement de diffusion et d'absorption (m²)

Afin de définir et de calculer ce phénomène, on utilise les facteurs efficaces. Ces facteurs sont calculés grâce à la section géométrique de la particule (S_g : m²) et aux surfaces effectives de la particule qui interagit avec le rayonnement, pour le phénomène spécifique (diffusion : S_{diff} , absorption : S_{abs} , extinction : S_{ext}).

Nous obtenons les facteurs efficaces suivants :

$$Q_{diff} = \frac{S_{diff}}{S_g} \quad Q_{ABS} = \frac{S_{ABS}}{S_g} \quad Q_{ext} = \frac{S_{ext}}{S_g} \quad (\text{eq. I.8})$$

Nous pouvons donc écrire : $Q_{ext} = Q_{ABS} + Q_{diff}$ (eq. I.9)

Effectivement, lorsque les interactions entre les aérosols et le rayonnement sont intenses, cela se traduit par une plus forte atténuation de l'intensité du rayonnement. Cela est principalement dû à la concentration élevée des aérosols dans l'atmosphère et à leur capacité à absorber et diffuser le rayonnement.

Prenons une couche atmosphérique, d'épaisseur dz , perpendiculaire à la direction de propagation du rayonnement incident et composée de particules supposées sphériques. En traversant cette couche, le rayonnement d'intensité $I(\lambda)$ en watt par mètre carré (W.m⁻²), nous obtenons l'équation suivante :

$$dI(\lambda) = \sigma_{ext}(\lambda) I(\lambda) dz \quad (\text{eq. I.10})$$

$\sigma_{ext}(\lambda)$ est le coefficient d'extinction des particules (m⁻¹). Ce coefficient est défini pour une population d'aérosols par :

$$\sigma_{ext}(\lambda) = \int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m) n(r) dr \quad (\text{eq. I.11})$$

Où $n(r)$ est la distribution en taille des particules de rayon r . Les coefficients d'absorption (σ_{abs}) et de diffusion (σ_{diff}) sont définis de la même manière, en introduisant respectivement les quantités Q_{abs} et Q_{diff} dans l'équation ci-dessus à la place de Q_{ext} .

Afin d'obtenir le rayonnement dû à l'extinction lors de la propagation dans la couche d'étude, il faut intégrer l'expression en 1.10 entre les altitudes de la couche. Nous obtenons alors la loi de Beer-Lambert.

$$I_{\lambda}(z_2) = I_{\lambda}(z_1) e^{-\tau_{\lambda}} \quad \text{avec} \quad \tau_{\lambda} = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_{ext,\lambda}(z) dz \quad (\text{eq. I.12})$$

Où $\tau_{ext,\lambda}$ est l'épaisseur optique de l'extinction entre z_1 et z_2 . La quantité $e^{-\tau_{\lambda}}$ est le terme de transmission de la couche.

I.2.C Épaisseur optique des aérosols (AOT)

L'épaisseur optique des aérosols, également appelée profondeur optique des aérosols ou épaisseur optique atmosphérique des aérosols, est une mesure qui quantifie l'atténuation de la lumière solaire ou d'une autre source lumineuse due à la présence d'aérosols dans l'atmosphère sur une certaine distance.

L'épaisseur optique des aérosols est étroitement liée au coefficient d'extinction et aux propriétés optiques des aérosols. Elle dépend principalement du nombre de particules d'aérosols dans l'atmosphère, de leur taille, ainsi que de leur capacité à diffuser et absorber la lumière. Une épaisseur optique élevée indique une forte atténuation de la lumière, ce qui signifie que la présence d'aérosols a un effet important sur le transfert radiatif dans l'atmosphère.

La profondeur optique totale de l'aérosol pour la colonne atmosphérique peut être indiquée comme suit :

$$\tau_e = \int_0^z \left(\int_0^{\infty} \pi r^2 Q_{ext}(\lambda, r, m) n(r, z) dr \right) dz \quad (\text{eq. I.13})$$

où la distribution de la taille des particules $n(r, z)$ peut dépendre de l'altitude.

Nous obtenons les épaisseurs optiques de diffusion et d'absorption respectivement en remplaçant la quantité Q_{ext} par Q_{diff} et Q_{abs} dans l'équation I.13

Les valeurs d'épaisseur optique des aérosols peuvent varier considérablement en fonction de la région géographique, de la saison et des activités humaines, telles que les émissions de particules

provenant de la combustion de carburants fossiles, de la déforestation ou d'autres activités industrielles.

I.2.D Albédo de diffusion simple

L'albédo à diffusion simple, également appelé albédo de diffusion (SSA ou ω_0 : aérosol Single Scattering Albédo) est la contribution fractionnelle de la diffusion à l'extinction totale.

L'albédo de diffusion simple des aérosols (sans dimension), calculée sur la colonne d'atmosphère s'écrit :

$$\omega_\lambda = \frac{\tau_{diff,\lambda}}{\tau_{ext,\lambda}} \quad (\text{eq. I.14})$$

Elle varie entre 0 pour des particules qui seraient totalement absorbantes à la longueur d'onde considérée et 1 si les particules n'absorbent pas du tout, et dépend également de la taille des aérosols, en particulier dans le cas des particules du mode fin. C'est un paramètre déterminant pour le calcul des taux d'échauffement atmosphériques des aérosols.

I.2.E Exposant Ångström

L'exposant Ångström, également connu sous le nom de coefficient d'Ångström, est un paramètre utilisé pour caractériser la taille des particules d'aérosols présentes dans l'atmosphère.

L'exposant Ångström traduit la dépendance spectrale du coefficient d'extinction des aérosols. Mathématiquement, il est calculé pour deux longueurs d'onde et peut être exprimé par la formule :

$$\frac{\tau_{e,\lambda_1}}{\tau_{e,\lambda_2}} = \left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)^{-\alpha} \quad \rightarrow \quad \alpha = -\frac{\ln\left(\frac{\tau_{e,\lambda_1}}{\tau_{e,\lambda_2}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_1}{\lambda_2}\right)} \quad (\text{eq. I.15})$$

avec λ_1 et λ_2 deux longueurs d'onde quelconques. Ce paramètre, variant typiquement entre environ 0 et 2, est indicatif de la taille des particules puisque celle-ci a un impact sur les variations spectrales des propriétés des aérosols.

L'exposant Ångström est un indicateur de la taille des particules d'aérosols : plus sa valeur est élevée, plus les particules sont petites, et inversement.

I.2.F Fonction de phase

Dans le cas du phénomène de diffusion, la distribution angulaire du rayonnement est quantifiée à l'aide de la fonction de phase de la particule. Celle-ci ne dépend que de l'angle de diffusion dans le cas de particules sphériques ou de particules orientées aléatoirement. Dans ce cas, la fonction de phase d'une particule $p(\Theta)$ est normalisée comme suit :

$$\int_{4\pi} p(\Theta) d\Omega = 4\pi \quad (\text{eq. I.16})$$

Cette grandeur représente la probabilité que le rayonnement arrivant sur la particule soit diffusé dans un cône d'angle solide $d\Omega$ et selon un angle θ , défini entre les directions d'incidence et de diffusion. L'angle est appelé angle de diffusion. Le rayonnement diffusé par une particule éclairée par un rayonnement non polarisé sera polarisé linéairement avec un taux de polarisation donné par :

$$P(\theta) = \frac{q(\theta)}{p(\theta)} \quad (\text{eq. I.17})$$

Avec $q(\Theta)$ la fonction de phase polarisé (i.e. l'élément P12 de la matrice de phase).

La fonction de phase et la fonction de phase polarisée dépendent des différents paramètres des aérosols : taille, forme, indice de réfraction complexe et état de mélange, ainsi que la longueur d'onde.

La fonction de phase est d'une grande importance pour comprendre l'interaction entre les aérosols et le rayonnement solaire principalement. En mesurant ou en modélisant la fonction de phase, il est possible d'obtenir de nombreuses informations sur les particules présentes dans l'atmosphère, ainsi que sur la manière dont celles-ci influencent la distribution angulaire du rayonnement dans l'atmosphère.

I.2.G Coefficient de rétrodiffusion

Le coefficient de rétrodiffusion permet de caractériser la quantité de lumière rétrodiffusée dans la direction opposée à la direction d'incidence du rayonnement.

Le coefficient de rétrodiffusion dépend des propriétés optiques des particules d'aérosols, telles que leur indice de réfraction, leur taille et leur forme. Il est également influencé par la longueur d'onde de la lumière incidente. Les aérosols ayant des propriétés optiques différentes peuvent présenter des coefficients de rétrodiffusion variés.

Lorsque le rayonnement incident est rétro-diffusé, nous pouvons utiliser la fonction de phase à 180° pour définir le coefficient de rétrodiffusion ($\text{km}^{-1} \cdot \text{sr}^{-1}$) comme suit :

$$\beta = \sigma_{\text{diff}} \frac{P(180^\circ)}{4\pi} \quad (\text{eq. I.18})$$

Il est également dépendant de la longueur d'onde. Ce paramètre est surtout utilisé pour la télédétection active et notamment pour l'interprétation du signal mesuré par un lidar.

I.3 GRANDEURS RADIATIVES

Dans cette section, nous introduisons les notions de luminance, de flux et de taux d'échauffement (ou de refroidissement) qui sont les grandeurs utiles permettant de pour caractériser les impacts radiatifs des aérosols.

I.3.A Notions de luminance, de flux et d'albédo plan.

La luminance énergétique, est une mesure fondamentale en télédétection. C'est une quantité monochromatique qui quantifie la puissance lumineuse émise ou diffusée dans un angle solide élémentaire et par unité de surface apparente (c'est-à-dire par unité de surface perpendiculaire à la direction de propagation).

La luminance joue un rôle essentiel dans le domaine de l'observation de la Terre à partir des méthodes de télédétection passive. En mesurant la luminance dans différentes directions et à différentes longueurs d'onde, on peut obtenir, après modélisation, des informations sur les propriétés des cibles observées et sur l'atmosphère.

La quantité qui est typiquement mesurée par les radiomètres en télédétection passive est luminance normalisée L (sans unité), est définie pour la longueur d'onde λ comme :

$$L_\lambda(\theta_s, \theta_v, \varphi_s, \varphi_v) = \frac{\pi L_\lambda^*(\theta_s, \theta_v, \varphi_s, \varphi_v)}{E_{s,\lambda}} \quad (\text{eq. I.19})$$

avec L_λ^* la luminance énergétique ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$), $E_{s,\lambda}$ le flux solaire incident mesuré au sommet de l'atmosphère, exprimée en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}$. Les angles θ_s et θ_v correspondent aux angles zénithaux solaire et de visée, et les angles φ_s et φ_v correspondent aux angles azimutaux solaire et de visée. Ces angles sont définis sur la Figure I.4.

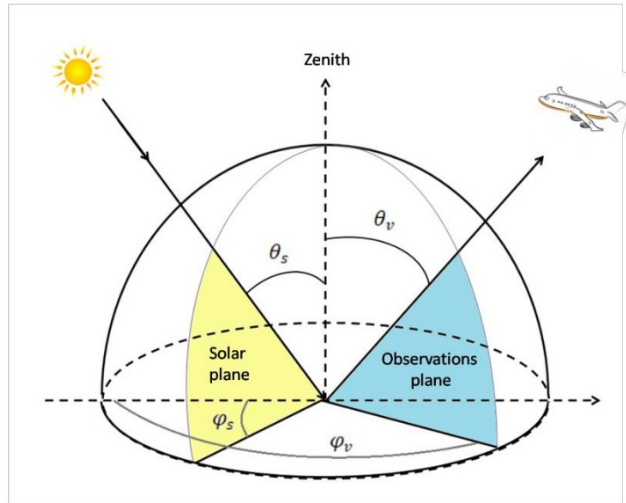


Figure I.4 : Géométrie de l'éclairage et de l'observation, θ_s et θ_v sont les angles solaire et zénithal de vue, φ_s et φ_v sont les angles d'azimut

Le flux radiatif F , appelé aussi éclairement, désigne une quantité d'énergie radiative reçue par unité de surface et de temps et s'exprime en $W.m^{-2}$. Le flux net se calcule sur toutes les directions élémentaires en intégrant la luminance sur toutes les directions θ_v :

$$F_{net}(\theta_s) = \int_{4\pi} L \cos \theta_v d^2 \Omega \quad (\text{eq. I.20})$$

où :

F est le flux énergétique (W/m^2)

L est la luminance énergétique spectralement intégrée ($W/m^2/sr$).

θ est l'angle entre la direction du rayonnement et la normale à la surface.

$d^2 \Omega$ représente l'angle solide élémentaire.

Le flux net peut être divisé en deux flux intégrés sur chaque hémisphère : le flux descendant F_{\downarrow} et le flux montant F_{\uparrow} , définis comme :

$$F_{net} = F_{\uparrow} - F_{\downarrow} \quad (\text{eq. I.21})$$

Ces flux montants et descendants sont généralement mesurés sur une bande spectrale large comme c'est le cas avec les instruments utilisés dans cette thèse (pyrgéomètres et pyranomètres).

L'albédo plan p désigne la capacité d'une surface (d'une cible ou d'un nuage) à réfléchir la lumière. Il varie entre 0 et 1 et s'écrit :

$$p(\theta_s) = \frac{F_{\uparrow}}{F_{\downarrow}} \quad (\text{eq. I.22})$$

I.3.B Taux d'échauffement et de refroidissement

Le taux de chauffage s'obtient en réalisant un bilan énergétique pour une couche d'atmosphère afin de quantifier l'absorption de l'énergie radiative par l'atmosphère, la surface terrestre ou d'autres éléments du système climatique.

Considérons que les variations horizontales des propriétés du système Terre-atmosphère, ainsi que du champ de rayonnement qui lui est associé, sont négligeables en comparaison de leurs variations verticales, nous nous plaçons dans l'hypothèse d'une situation d'une atmosphère plan-parallèle (Figure I.5). Le gain instantané d'énergie radiative G d'une couche mince d'épaisseur géométrique Δz à une certaine altitude z peut être calculé comme la somme algébrique des flux entrant et sortant respectivement par le sommet et par la base de couche.

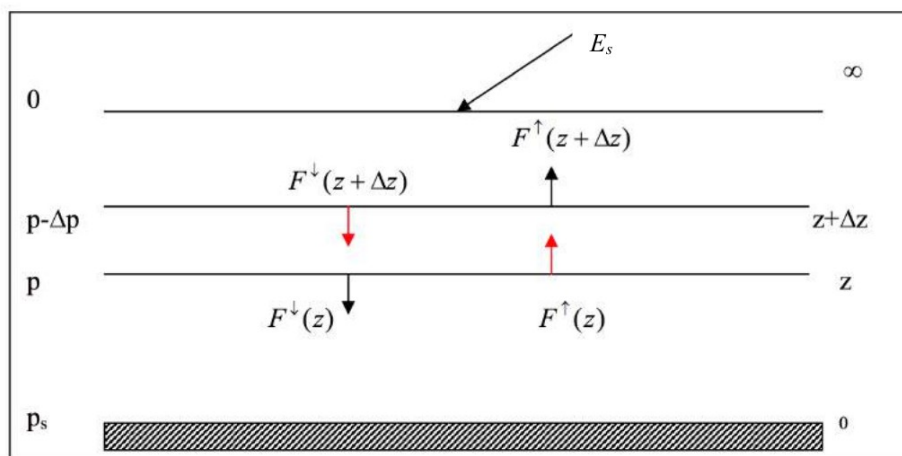


Figure I.5 : Schéma de calcul des taux de chauffage dans l'atmosphère. p signifie pression, E_s est l'irradiance solaire incidente.

Nous pouvons exprimer $G(z)$ à partir des flux calculés sur chaque hémisphère ou à partir des flux nets comme :

$$\begin{aligned}
 G(z) &= \sum F_{\text{entrant}} - \sum F_{\text{sortant}} \\
 G(z) &= [F^{\uparrow}(z) + F^{\downarrow}(z + \Delta z)] - [F^{\uparrow}(z + \Delta z) + F^{\downarrow}(z)] \\
 G(z) &= -[F_{\text{net}}(z + \Delta z) - F_{\text{net}}(z)] \\
 G(z) &= -\frac{\partial F_{\text{net}}}{\partial z} \Delta z = h(z) \Delta z \qquad \text{(eq I.23)}
 \end{aligned}$$

où $h(z)$ est le taux radiatif de chauffage (ou de refroidissement) exprimé en W.m^{-2} . Cette quantité est égale à la divergence du flux net pour une couche d'atmosphère donnée. Elle correspond à l'énergie

radiative piégée (ou perdue) par la couche. Si cette quantité est négative, la couche perd de l'énergie et se refroidit et inversement.

En thermodynamique, l'énergie gagnée ou perdue par la couche par unité de surface sous forme de processus radiatif peut s'écrire :

$$dQ = m \cdot C_p \cdot dT = G(z) \cdot dt = \Delta z \cdot S \cdot G(z) \cdot dt \quad (\text{eq. I.24})$$

où c_p est la chaleur spécifique de l'air ($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$) et ρ est la masse volumique de l'air ($kg \cdot m^{-3}$), m et $V = \Delta z \cdot S$, sont respectivement la masse et le volume de la couche d'atmosphère, T est la température (K) et t est le temps (s).

Nous pouvons déduire la formule du taux d'échauffement depuis cette formule :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{c_p \rho} h(z) = - \frac{1}{c_p \rho} \frac{dF_{net}(z)}{dz} \quad (\text{eq. I.25})$$

Le taux d'échauffement (ou de refroidissement) correspond au temps nécessaire pour que la température de la couche gagne (ou perde) un degré. Cette quantité est usuellement exprimée en Kelvin par jour ($K \cdot jour^{-1}$)

De par leurs propriétés d'absorption et de diffusion du rayonnement, les aérosols (ainsi que les gaz et les nuages) modifient le champ de luminance atmosphérique, les flux et par suite les taux d'échauffement atmosphérique.

Dans le cadre de notre étude, nous avons adapté la formule du taux de réchauffement pour tenir compte des paramètres spécifiques mesurés au cours de la campagne d'observation. Plutôt que d'utiliser la formule précédente, nous avons intégré dans cette formule les grandeurs et données spécifiques recueillies lors des vols (pressions, température et flux).

La loi des gaz parfait s'écrit de la façon suivante : $PV = nRT$ (eq. I.26)

avec $n = \frac{m}{M} \Rightarrow PV = \frac{mR}{M} T$ (eq. I.27)

puis $\rho = \frac{m}{V} \Rightarrow P = \rho \frac{R}{M} T$ (eq. I.28)

et $R_a = \frac{R}{M_a} = \frac{8,314 (J \cdot K^{-1} \cdot mol^{-1})}{28,96 \cdot 10^{-3} (kg \cdot mol^{-1})} \Rightarrow P = \rho_a R_a T$ avec $R_a = 287,05 J \cdot K^{-1} \cdot kg^{-1}$ (eq. I.29)

Nous obtenons :

$$\frac{dT}{dt} = \frac{R_a}{c_p} \frac{T}{P} \frac{dF_{net}}{dz} \quad (\text{eq. I.30})$$

avec T en Kelvin, z en mètre et P en Pascal. Le taux d'échauffement est en Kelvin par seconde, pour l'obtenir en Kelvin par jour, il faut multiplier par 86400 s. La formule finale est :

$$\frac{dT}{dt} = 24680,74 \frac{T}{P} \frac{dF_{net}}{dz} \quad (\text{eq. I.31})$$

Le taux d'échauffement propre aux aérosols ne se mesure pas directement dans l'atmosphère. Il s'obtient nécessairement en calculant le taux d'échauffement avec et sans aérosol et en calculant la différence entre ces deux grandeurs.

I.4 PROPRIÉTÉS DES NUAGES

Les nuages jouent un rôle complexe et crucial sur le climat terrestre et constitue une source d'incertitude dans le cadre du changement climatique. Leur capacité à éliminer les polluants de l'atmosphère ajoute une dimension importante à leur impact global sur l'environnement et la vie sur Terre. Dans ce paragraphe, nous aborderons les propriétés des nuages sous leurs aspects macroscopique et microscopique.

I.4.A Échelle macroscopique

Les nuages se forment lorsque la vapeur d'eau dans l'air se condense sur des particules minuscules appelées noyaux de condensation. À l'échelle macroscopique, les nuages sont des structures visibles composées de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère. Ils jouent un rôle crucial dans le climat en réfléchissant une partie du rayonnement solaire incident vers l'espace, contribuant ainsi au refroidissement de la surface terrestre.

Les nuages de bas niveau, tels que les stratus et les cumulus, sont particulièrement efficaces pour refléter le rayonnement solaire. Les nuages de haut niveau, comme les cirrus, ont un effet différent sur le rayonnement. Ils ont tendance à réduire le rayonnement thermique, piégeant ainsi la chaleur dans les couches inférieures de l'atmosphère. Cette propriété contribue au phénomène bien connu d'effet de serre, qui joue un rôle essentiel dans le maintien de la température de la planète à des niveaux propices à la vie.

La nomenclature des nuages repose sur trois terminologies principales, chacune correspondant à des caractéristiques spécifiques du nuage (Figure I.6) :

→ Stratus : Les nuages de type stratus ont un aspect stratiforme et se développent principalement horizontalement. Ils ont une apparence uniforme et peuvent couvrir de vastes zones du ciel. Les

nuages stratus sont généralement bas et peuvent être associés à une couverture nuageuse grise et uniforme. Ils sont souvent liés à des conditions météorologiques stables et peuvent être le signe d'un ciel couvert et de pluies faibles.

→ Cumulus : Les nuages de type cumulus ont une structure plus convective et s'étendent verticalement. Ils ont une forme globale en monticule ou en amas avec des sommets bien définis. Les nuages cumulus sont généralement associés à des conditions météorologiques instables et peuvent se former lorsque de l'air chaud et humide s'élève rapidement dans l'atmosphère. Ces nuages, dans leur premier stade d'évolution (cumulus de beau temps), sont souvent associés à des journées ensoleillées, et peuvent se développer en système convectif pouvant donner des orages en fonction des conditions.

→ Cirrus : Les nuages de type cirrus se forment à très haute altitude et sont constitués principalement de cristaux de glace. Ils ont un aspect fibreux et leur forme est souvent filamenteuse et étirée, en lien avec les vents présents en altitude. Les nuages cirrus se forment généralement dans la haute atmosphère, souvent bien au-dessus des autres types de nuages. Ils sont souvent associés à l'arrivée d'une perturbation atmosphérique.

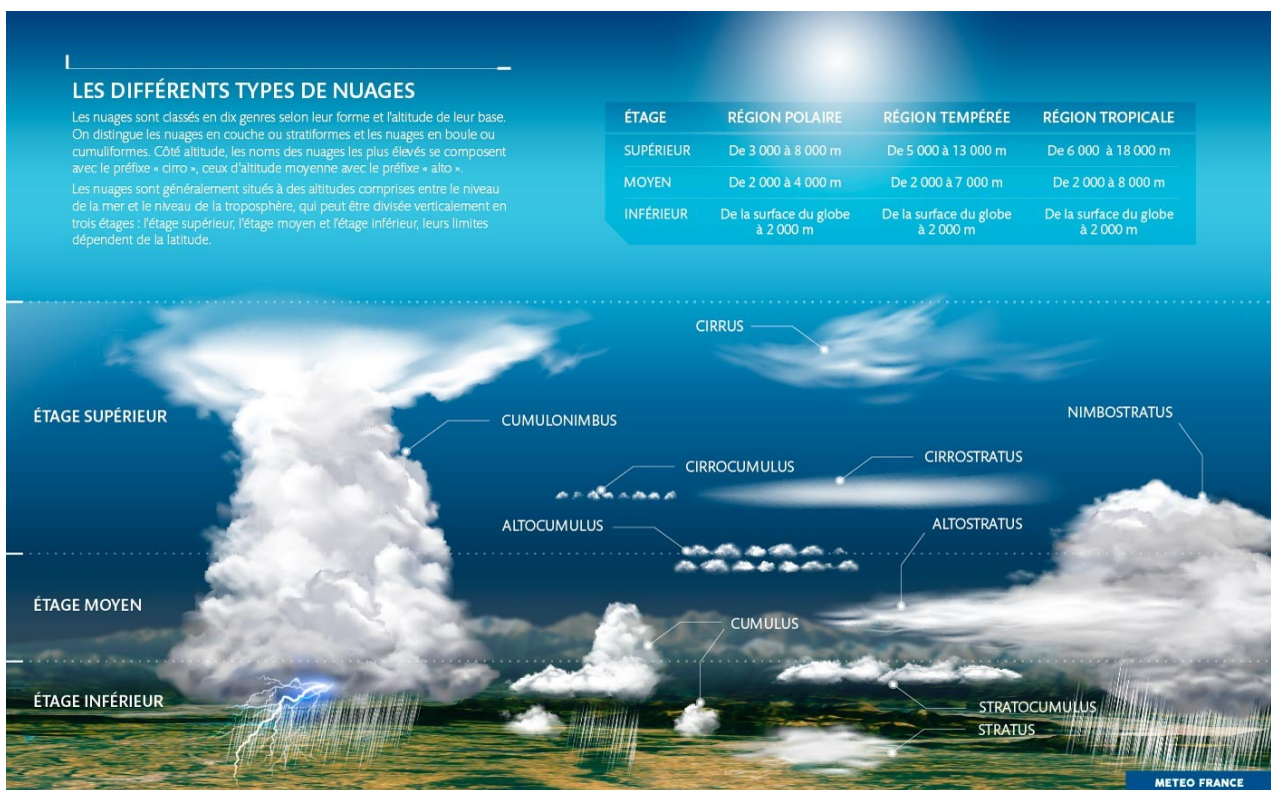


Figure I.6 : La nomenclature des nuages : stratus, cumulus et cirrus. Cette classification est largement utilisée en météorologie pour identifier et décrire les différents types de nuages observables dans le ciel (Source : Météo France).

I.4.B Échelle microscopique

La morphologie des particules nuageuse dépend de leur phase. Pour les nuages d'eau liquide, les particules sont sphériques et leur diamètre est de l'ordre de la dizaine de microns. Les propriétés optiques (exemple : fonction de phase) peuvent être calculés avec la théorie de Mie. La microphysique de nuages de glace est beaucoup plus complexe. Il existe une grande diversité de formes de cristaux. Des modèles ont été développés pour simuler l'interaction entre les cristaux et le rayonnement (Labonnote et al., 2000, Béron et Labonnote, 2007).

La distribution granulométrique des particules de nuage est généralement décrite par une distribution gamma, qui est définie à l'aide de trois paramètres, à savoir α , β et γ , ainsi que d'une constante C qui dépend du nombre total de particules.

$$n(r) = C r^\alpha \exp(-\beta r^\alpha) \quad (\text{eq. I.32})$$

Ces paramètres et constantes varient en fonction du type de nuage étudié. Elle permet de caractériser la variabilité des tailles des gouttelettes d'eau ou des cristaux de glace qui composent le nuage, ce qui est essentiel pour comprendre ses propriétés physiques et ses effets sur le climat et les précipitations.

Dans la suite de cette thèse, on utilisera le rayon effectif et la variance effective pour caractériser la taille des gouttes nuageuses. On utilise les mêmes équations que celles définies pour les aérosols (données plus haut dans ce chapitre) pour le calcul des grandeurs effectives. L'épaisseur optique du nuage est définie de façon similaire à celle utilisée pour caractériser la couche d'aérosols dans l'atmosphère. L'épaisseur optique du nuage varie généralement dans une plage allant d'environ 1 à 40, selon le type de nuage considéré. Cette valeur dépend de la densité des particules (gouttelettes d'eau ou cristaux de glace) présentes dans le nuage et de leur capacité à absorber et diffuser le rayonnement solaire.

L'albédo du nuage est un rapport qui mesure la quantité de rayonnement solaire réfléchi dans l'espace par le nuage par rapport à la quantité de rayonnement solaire incidente sur le nuage (eq. I.22). L'albédo des nuages dépend au premier ordre de l'épaisseur optique du nuage et mais dépend également du rayon effectif des gouttes.

I.5 LES INTERACTIONS DES AÉROSOLS AVEC LE RAYONNEMENT SOLAIRE ET LES NUAGES

De par leur capacité à diffuser et absorber le rayonnement solaire incident, les aérosols influençant ainsi la quantité de lumière solaire atteignant la surface terrestre. Les aérosols peuvent également modifier les propriétés des nuages, influençant leur formation, leur durée de vie et les schémas de précipitations.

I.5.A Effet direct

Le forçage radiatif direct des aérosols permet de quantifier leur impact sur le bilan énergétique global du système surface-atmosphère (Ramaswamy et al. 1991 ; Boucher et Haywood 2001). Le forçage radiatif des aérosols, mesuré en watt par mètre carré (W.m^{-2}), est défini comme la différence entre les flux radiatifs nets calculées en présence d'aérosols (F_{aer}) et leur en leur absence (F_{clean}) :

$$\Delta F = F_{aer} - F_{clean} = (F_{aer}^{\uparrow} - F_{clean}^{\uparrow}) - (F_{aer}^{\downarrow} - F_{clean}^{\downarrow}) \quad (\text{eq. I.33})$$

Au sommet de l'atmosphère, le flux descendant ne dépend pas de la charge d'aérosol. Par conséquent, au sommet de l'atmosphère, le flux net avec aérosols (F_{aer}^{\downarrow}) et le flux net sans aérosols (F_{clean}^{\downarrow}) sont égaux. Nous pouvons définir le forçage radiatif des aérosols au sommet de l'atmosphère comme la différence entre les flux montants avec les aérosols et sans aérosols :

$$\Delta F = F_{aer}^{\uparrow} - F_{clean}^{\uparrow} \quad (\text{eq. I.34})$$

En diffusant une partie du rayonnement solaire dans l'espace, ces aérosols augmentent l'albédo de la planète, c'est-à-dire sa capacité à réfléchir la lumière du soleil. Cette réflexion accrue réduit la quantité de rayonnement solaire atteignant la surface terrestre, entraînant ainsi un effet radiatif direct (DRE) des aérosols. Le DRE dépend à la fois des propriétés des aérosols eux-mêmes et des caractéristiques réfléchissantes de la surface sous-jacente (Lenoble et al., 1982; Peers et al., 2015). Par exemple, lorsque des aérosols absorbants, tels que ceux produits par la combustion de biomasse, se trouvent au-dessus de surfaces brillantes telles que la neige ou la glace, ils provoquent un assombrissement de la scène, induisant ainsi un DRE positif, c'est-à-dire un effet de réchauffement. En outre, si ces aérosols absorbants se situent au-dessus des nuages, le DRE aérosol peut être positif ou négatif, en fonction de l'albédo des nuages et du type d'aérosol (par exemple, aérosols de combustion de biomasse ou poussière) ainsi que de leur capacité d'absorption (Keil et Haywood, 2003; Peers et al., 2015). Pour estimer précisément le DRE, il est essentiel de disposer d'une connaissance approfondie des propriétés de la couche d'aérosol et des caractéristiques radiatives de la surface ou de la cible sous-jacente.

Le forçage direct des aérosols est estimé à la fois sur le spectre solaire et sur l'infrarouge thermique et il est donc nécessaire de connaître aussi les profils thermodynamiques pour réaliser ces estimations. En modifiant les propriétés de réflexion des nuages ou en modifiant l'état et le cycle de vie des nuages, les aérosols impactent également le bilan radiatif de la planète.

I.5.B Effet semi-direct

En absorbant la lumière solaire, les aérosols réchauffent la couche atmosphérique où ils se trouvent, ce qui peut entraîner des changements dans les profils de température et d'humidité. En 1997, Hansen et al. ont introduit le terme "effet semi-direct" pour décrire l'évaporation des gouttelettes de nuages causée par les aérosols absorbants à proximité des nuages, connu sous le nom d'effet d'évaporation des nuages".

Ces effets dits « semi-direct » vont varier en fonction du type du nuage (exemple : cumulus ou stratocumulus), de la position relative de la couche d'aérosol par rapport à la couche nuageuse et de la zone de considérée (surface terrestre ou océanique, zone de subsidence ...). Ces effets apparaissent uniquement pour les aérosols absorbants qui comprennent les particules qui contiennent des concentrations significatives en carbone suie et en carbone brun et également les poussières minérales et volcaniques qui absorbent les rayonnements solaire et thermique. La figure suivante inspirée de Koch et Del Genio, (2010) résume les principaux effets observés sur les nuages en fonction de la position de l'aérosol et du type de nuage. Voir la Figure I.7.

I.5.B.a Absorption des aérosols l'intérieur du nuage :

En général, l'échauffement dans le nuage favorise la diminution de l'humidité relative et du contenu en eau liquide réduisant ainsi le couvert nuageux dans le cas de cumulus (Ackerman et al., 2000) et de stratocumulus (Hill and Dobbie, 2008).

I.5.B.b Absorption des aérosols en dessous du nuage :

Les études tendent à montrer qu'un échauffement sous le nuage renforce les mouvements convectifs et la condensation d'eau favorisant ainsi le développement de nuages de type cumuliforme Feingold et al. (2005) (cumulus au-dessus des terres et pyrocumulus) et stratiforme Johnson et al. (2004) (stratocumulus marin).

I.5.B.c Absorption des aérosols au-dessus du nuage :

Dans le cas de stratocumulus, l'échauffement au-dessus du nuage tend à augmenter le gradient de température au-dessus de l'inversion et à stabiliser la couche limite. Cette stabilisation se traduit par une diminution du flux d'entraînement d'air sec se produisant au sommet du nuage ayant pour effet de maintenir l'humidité de la couche nuageuse et d'augmenter son contenu en eau liquide favorisant dès lors le maintien et/ou le développement du couvert nuageux (Wilcox, 2010, Johnson et al., 2004; Brioude et al., 2009). Dans le cas de cumulus, une dernière étude suggère que la

présence d'aérosols absorbants au-dessus du nuage inhiberait la formation nuageuse lorsque l'épaisseur du nuage est faible et, à l'inverse, renforcerait la convection lorsque l'épaisseur du cumulus est importante (Koren et al., 2008).

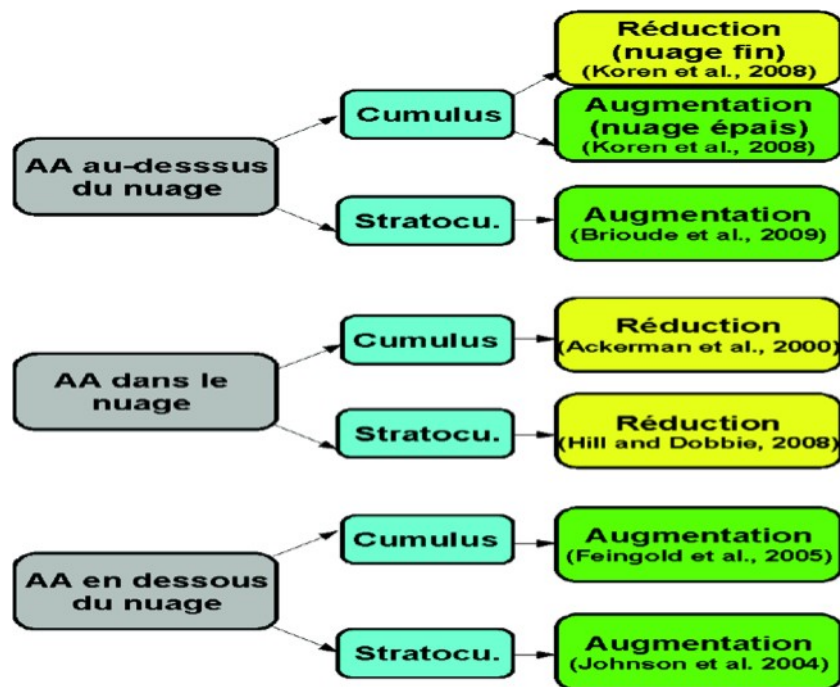


Figure I.7 : Effet semi-direct en fonction du type de nuage (cumulus ou stratocumulus) et de sa position par rapport à la couche d'aérosols (AA : Absorption du rayonnement solaire par la couche d'aérosols). Le jaune indique un forçage positif (diminution de la couche nuageuse), le vert indique un forçage radiatif négatif (renfort de la couche nuageuse).

I.5.C Effet indirect

Les aérosols ont un impact indirect sur le bilan radiatif de la Terre en jouant le rôle de noyaux de condensation et des noyaux de glace (CCN et IN). Pour les nuages d'eau liquide, lorsque le nombre d'aérosols augmente, ils peuvent former des noyaux de condensation efficaces, le nombre de noyaux de condensation va augmenter, conduisant à la formation d'un plus grand nombre de gouttelettes plus petites (en supposant que la quantité d'eau disponible reste constante). Ces gouttelettes de nuages plus petites ont la capacité de réfléchir davantage de rayonnement visible vers l'espace, ce qui entraîne un refroidissement de la Terre. Ce phénomène est connu sous le nom de premier effet indirect, ou effet d'albédo des nuages, également appelé effet de Twomey en référence au chercheur qui l'a proposé (Twomey, 1974).

Outre l'effet d'albédo des nuages, la réduction de la taille des gouttelettes de nuages peut également avoir d'autres conséquences sur le climat. Par exemple, des gouttelettes de nuages plus petites pourraient inhiber les précipitations, car elles ont plus de difficulté à fusionner et former des

gouttes de pluie plus grandes. Cela pourrait entraîner une prolongation de la durée de vie des nuages et potentiellement affecter les schémas de précipitations dans certaines régions. Ce processus est connu sous le nom de second effet indirect, ou effet de prolongation de la vie des nuages, proposé par le chercheur Albrecht en 1989.

En résumé, les effets radiatifs des aérosols sur le climat sont désormais regroupés en deux grandes catégories distinctes (Figure I.8) :

- les interactions aérosol-rayonnement, qui englobent les effets directs par lesquels les aérosols modifient le bilan radiatif du système Terre-atmosphère en interagissant avec les rayonnements solaire et tellurique. L'IPCC définit un forçage effectif pour l'interaction aérosol-rayonnement qui prend aussi en compte les modifications des profils thermodynamiques dues à l'échauffement des aérosols absorbants présents dans l'atmosphère (effets de type « semi-direct »). Ces effets peuvent être vu comme un réajustement du système climatique à l'effet direct (Boucher et al., 2013).

- les interactions aérosol-nuage, le forçage effectif associé à ces interactions inclue les deux effets indirects et certains ajustements. Les effets indirects se manifestent par la modification des propriétés des nuages, tels que leur durée de vie et leur réflectivité, en raison de l'influence des aérosols sur la microphysique des nuages et leur capacité à agir comme des noyaux de condensation.

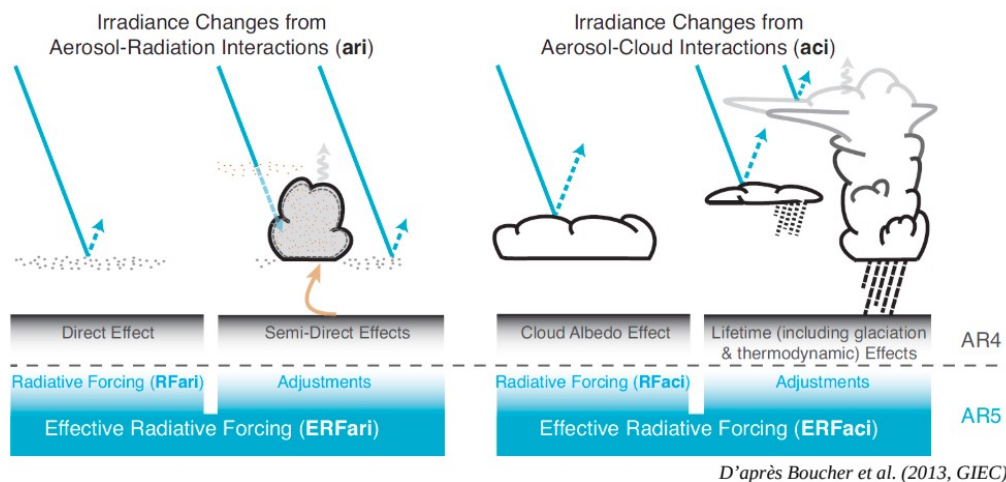


Figure I.8 : Représentation des Interactions aérosol-rayonnement-nuage. (Source : Boucher et al, 2013)

CHAPITRE II :

MÉTHODOLOGIE BASÉE SUR DES OUTILS D'OBSERVATION AÉROPORTÉE ET DE MODÉLISATION DE TRANSFERT RADIATIF

Ce chapitre décrit la méthodologie développée dans cette thèse. La méthodologie permet le calcul des taux d'échauffement (ou refroidissement) atmosphériques, ainsi que la stratégie mise en place pour la validation. Nous présentons notamment le code de transfert radiatif permettant la modélisation des taux atmosphériques induits par les aérosols et les nuages et les gaz.

Nous présentons ensuite la campagne de mesure AEROCLO-sA en décrivant les données collectées et les conditions atmosphériques rencontrées. Nous décrirons notamment les instruments de mesure utilisés pendant cette campagne et permettant d'accéder aux paramètres atmosphériques nécessaires aux calculs des taux d'échauffement et des flux. Lorsque cela est nécessaire, les incertitudes associées aux mesures ainsi que les méthodes développées pour leur analyse seront également décrites.

Enfin nous aborderons une étude de sensibilité permettant d'évaluer l'impact des différents paramètres optiques et physique utilisés sur le calcul des flux et les taux. Celle-ci permettra de justifier les choix méthodologiques réalisés dans cette thèse.

Différentes améliorations apportées aux codes de transfert radiatif de référence, permettant notamment une amélioration de la simulation des flux, sont également décrites.

II.1 CAMPAGNES DE MESURE

La campagne de mesure AEROCLO-sA (AErosol, RadiatiOn et CLOuds en Afrique australe) a constitué une initiative visant à mieux comprendre les interactions complexes entre les aérosols, le rayonnement et les nuages dans la région de l'Afrique australe.

La campagne AEROCLO-sA avait des objectifs technologiques portant sur la validation de nouvelles méthodologies de restitution des propriétés des aérosols, dans le cadre notamment de la préparation de la futur mission spatiale 3MI.

Pour mener à bien cette étude, deux éléments essentiels ont été déployés : l'avion SAFIRE Falcon 20 et la station mobile au sol PEGASUS (Portable Gas and Aerosol Sampling Units), affiliée au Laboratoire Interuniversitaire des Systèmes Atmosphériques (LISA).

Lors de la campagne, l'avion de SAFIRE, le Falcon 20 a été équipé de plusieurs instruments, notamment, l'instrument OSIRIS, le photomètre aéroporté PLASMA, ainsi que les radiomètres MICROPOL-UV et MINIMIR du laboratoire LOA. De plus, le F-20 était doté du lidar LNG du laboratoire LATMOS, de fluxmètres mesurant les flux montant et descendant (dans le visible et l'infrarouge thermique), un radiomètre infrarouge nommé CLIMAT ainsi que des instruments de mesures in situ pour la distribution en taille des aérosols. Des dropsondes ont été larguées depuis l'avion pour les mesures de température, pression et d'humidité.

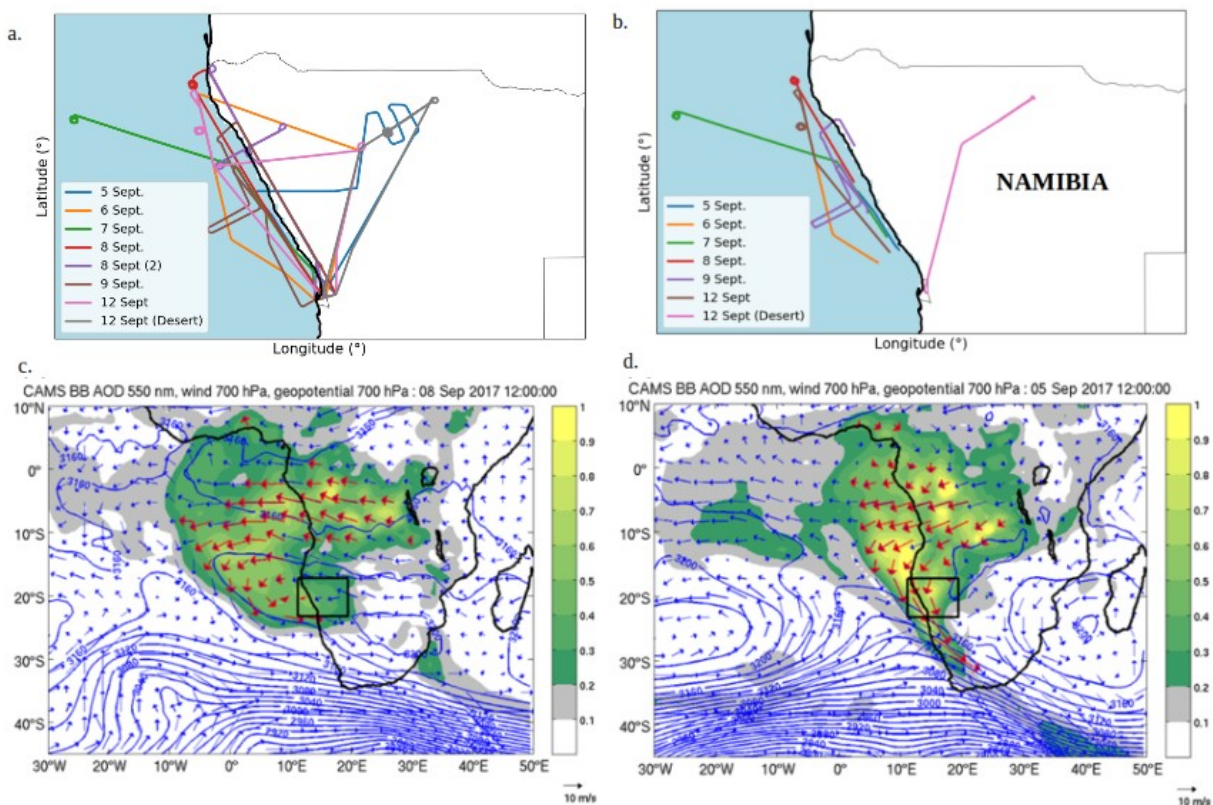


Figure II.1 : (a) Carte des plans de vols réalisés pendant la campagne AERO-CLO-sA en Namibie entre le 5 et le 12 septembre 2017. (b) même figure et avec les portions de vol correspondant aux mesures utilisées dans cette thèse (c) représentation de la situation météorologique pour le 8 septembre 2017 et le 5 septembre 2017 à 12:00 UTC. Lignes de géopotential (contours) et vents (flèches) à 700 hPa donné par du modèle de réanalyse CAMS. L'épaisseur optique en aérosol (AOT) donnée par CAMS est reporté à 550 nm (échelle de couleur). Les flèches rouges indiquent les vents associés aux éléments de grille du modèle associée à des valeurs d'AOTs significatives. Les figures (c) et (d) sont issues de Chauvigné et al., (2021).

La campagne aéroportée a permis d'effectuer dix vols au départ de l'aéroport de Walvis Bay en Namibie entre le 5 et le 12 septembre. La station de mesure PEGASUS était installée à Henties Bay, une ville côtière se situant à une centaine de kilomètre au nord de Walvis Bay.

Les mesures effectuées à la station PEGASUS ont offert une caractérisation détaillée des propriétés des aérosols, des gaz et des hydrométéores, tels que le brouillard et les nuages stratiformes, observés au niveau de la surface. En raison de sa localisation stratégique, les données collectées par la station (mesures in situ, prélèvements et analyses effectuées) ont permis une caractérisation approfondie des gaz et des aérosols présents dans la couche limite marine. Ces mesures ont également révélé la présence occasionnelle de poussières minérales et de particules issues de la combustion, bien que cela se soit produit en dehors de la période couverte par la campagne aéroportée.

Cette région océanique est associée à des courants océaniques riches en particules et en gaz. Les conditions météorologiques rencontrées ont favorisé la formation d'émissions primaires de particules (particules de sels de mer) et également la formation de particules secondaires (conversion gaz-particules). Ces mesures permettront de mieux comprendre le rôle de ces particules en tant que noyaux de condensation et leur influence sur la formation des stratocumulus marins.

Les mesures aéroportées ont principalement permis d'observer les propriétés des panaches de feux de biomasse typiquement observées en altitude. Des poussières désertiques ont également été observées au-dessus de zones sources désertiques comme l'Etosha Pan (lac salé asséché dans la partie centre nord de la Namibie).

Ces vols ont permis d'acquérir 30 heures de mesures exploitables. Les Figure II.1 a et b montrent des vols de la campagne. Les vols ont été principalement effectués le long de la côte namibienne et au-dessus des déserts namibiens. Les cercles représentent les descentes en boucles réalisées lors de certains vols. Ces descentes permettent d'obtenir des profils des propriétés de l'atmosphère sur une zone géographique resserrée. Le rayon de ces boucles est de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Elles ont été effectuées entre 1 et 8 km en altitude et durent en moyenne entre 20 et 30 minutes.

Les Figures II.1.c et II.1.d montrent la situation météorologique régionale et le transport des aérosols de feux de biomasse durant la campagne (Chauvigné et al., 2021). Sur ces figures, les lignes de géo-potiel et les vents ont été représentés. Ces informations sont données à 700 hPa (en moyenne environ égale à 3 km d'altitude). Ces données permettent d'apprécier le transport des aérosols de feux de biomasse, typiquement transportés entre 1 et 6 km. Les épaisseurs optiques en aérosol sont également reportées. L'ensemble de ces données proviennent du modèle de ré-analyse CAMS. La situation la plus représentative de la campagne est celle représentée sur la Figure II.1.c pour le 8 septembre. Les masses d'air provenant d'Afrique Tropical et des zones sources des feux (Congo, Angola, Gabon ...) sont transportées vers l'Océan Atlantique, jusqu'à l'île de l'Ascension, et celles-ci sont ensuite déviées vers le sud-est, et donc vers les côtes namibiennes, à cause de la présence de l'anticyclone situé sur l'Afrique du Sud. Ces conditions sont celles rencontrées durant l'ensemble de la campagne sauf pour le 5 septembre (Figure II.1.d) ; l'anticyclone était alors positionné plus à l'est, entre les côtes de l'Afrique du sud et Madagascar, ce qui a conduit à un transport plus important des aérosols de feux de biomasse au-dessus du continent (i.e. transport au-dessus de terres depuis les zones source). Des émissions de poussières minérales ont été observées pour cette journée (Formenti et al., 2019).

Ces conditions météorologiques favorables pour le transport des particules de brûlis en Namibie ont permis leur observation répétée le long de la côte namibienne, au-dessus des nuages, et au-dessus des déserts à l'aide de l'avion. L'impact des aérosols de feux de biomasse sur le rayonnement réfléchi par les nuages stratiformes a été clairement observé sur les mesures de luminances spectrales totale et polarisée d'OSIRIS (Chauvigné et al., 2021), et sur les mesures de flux réalisées depuis l'avion ; constituant les données de base de notre étude. Les portions de vol utilisées dans cette thèse ont été réalisées essentiellement au-dessus de l'océan en condition nuageuse. Certaines portions de vol utilisées ont également été réalisées au-dessus de l'océan et au-

dessus des terres en ciel clair (sans nuage). Les séquences de vol utilisées sont représentées sur la Figure II.1.b

Date du vol	Profils	Caractéristiques du vol		Propriétés atmosphériques			
		HEURE	SCÈNE	COT	ABS	AOT	MODE
5/09		9h31-9h54	NUAGEUSE	3-11	0,018	0,4	0,1-0,12
6/09		8h44-8h48	OCÉAN/CIEL	1,5-3	0,026	0,57	0,10
7/09		9h32-10h36	NUAGEUSE	8-18	0,035	0,18-0,3	0,12
7/09	BOUCLE	10h36-10h57	NUAGEUSE	9-23	0,024	0,22	0,12
8/09		7h45-8h13	NUAGEUSE	5-25	0,027	0,4-0,5	0,1-0,12
8/09	BOUCLE	8h13-8h33	NUAGEUSE	7-16	0,0225	0,45	0,12
9/09		7h57-9h15	NUAGEUSE	4-10	0,030	0,25-0,35	0,12
12/09		7h23-8h24	NUAGEUSE	2-20	0,028	0,11-0,2	0,1-0,12
12/09	BOUCLE	8h24-8h42	NUAGEUSE	7-16	0,024	0,22	0,12
12/09	BOUCLE	12h55-13h19	TERRE	0		0,16-0,18	0,08

Tableau II.1 : Tableau récapitulatif des différentes caractéristiques des portions de vol étudiées. Les propriétés optiques des aérosols et des nuages sont celles restituées en par l'instrument OSIRIS (Chauvigné et al. 2021). Ce sont des valeurs moyennes ou des valeurs minimales ou maximales observées. **BOUCLE** : une descente en boucle. **COT** : Épaisseur optique des nuages à 550 nm. **ABS** : Niveau d'absorption des aérosols (partie imaginaire de l'indice de réfraction complexe des aérosols, supposé spectralement neutre). **AOT** : Épaisseur optique des aérosols. **MODE** : Taille des particules d'aérosols (μm) ; la distribution en taille est modélisée par une fonction log normale, « MODE » correspond au rayon granulométrique pour une distribution en taille exprimé en nombre.

Le Tableau II.1 donnent les différentes caractéristiques concernant les portions de vol utilisées dans notre étude. Les principaux paramètres moyens des aérosols et des nuages restitués par OSIRIS (pour les scènes aérosols au-dessus de nuages et au-dessus de l'océan en ciel-clair) y sont représentés. L'altitude, l'heure, la présence d'une boucle, les conditions de nébulosité y sont reportées. Les propriétés de taille et d'absorption varient peu pour les aérosols durant la campagne aéroportée (absorption $\approx 0,025 \pm 0,005$ et rayon granulométrique de l'ordre de $0,10 \pm 0,02$ microns). Les restitutions indiquent des aérosols du mode, particulièrement absorbants ce qui est typique des aérosols de feux de biomasse.

L'épaisseur optique en aérosols montre une variabilité significative, avec les événements les plus chargés en aérosols se produisant principalement au cours de la première phase de la campagne. Les vols effectués les 5, 6 et 8 septembre présentent des valeurs d'épaisseur optique atmosphérique (AOT) à 865 nm particulièrement remarquables. La valeur maximale est enregistrée le 6 septembre, avec des épaisseurs optiques atteignant environ 0.55 à 865 nm (équivalant à des épaisseurs optiques d'environ 2.5 à 440 nm).

Des efforts de modélisation ont été entrepris au cours de la campagne AERO-HDF, comprenant des prévisions des événements de poussières et de feux de biomasse. Ces prévisions ont

été élaborées à partir des sorties du modèle Meso-NH, générées pendant la campagne dans la région d'étude avec une résolution de 5 km. Ces simulations, réalisées par le laboratoire LAERO, ont joué un rôle crucial en orientant la planification de certains vols et ont également servi de base à diverses études. Une analyse récente, fondée sur ces simulations, a particulièrement souligné l'importance des taux d'échauffement atmosphériques des aérosols pour modéliser de manière précise la dynamique et le transport des panaches de fumée observés (Chaboureau et al., 2022).

II.2 OBSERVATION PASSIVE : Le Polarimètre OSIRIS

Dans le but de documenter les propriétés des aérosols et des nuages sur le long-terme, l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et l'Organisation Européenne pour l'Exploitation des Satellites Météorologiques (EUMETSAT) ont développé un nouveau radiomètre imageur, 3MI (Multi-viewing, Multi-channel, and Multi-polarisation Imager) dont le lancement est prévu pour fin 2025 à bord du satellite METOP-SG. Un prototype aéroporté de l'instrument 3MI a été développé au laboratoire LOA, appelé OSIRIS (Observing System Including Polarization in the Solar Infrared Spectrum) dans le but de préparer la future mission spatiale 3MI.

Dans cette section, nous présentons l'instrument aéroporté OSIRIS et les algorithmes de restitution des propriétés des aérosols associés.

II.2.A Description de l'instrument OSIRIS

L'instrument OSIRIS est un polarimètre imageur aéroporté. Cela signifie qu'il fournit des images des scènes survolées et permet de caractériser les propriétés « spectrales, directionnelles et polarisées » du rayonnement solaire réfléchi par la Terre et son atmosphère. C'est un instrument qui entre dans la catégorie des instruments de télédétection « passifs ». Cet instrument, à l'instar du futur instrument 3MI de l'ESA, reprend les principales caractéristiques de l'instrument POLDER avec toutefois des canaux spectraux (ou « longueurs d'ondes ») supplémentaires en particulier dans le moyen infrarouge. OSIRIS est composé de deux capteurs (visible et infrarouge courtes longueurs d'onde) coordonnés : deux optiques télécentriques à large champ, de deux roues, qui portent respectivement les filtres (pour la sélection des longueurs d'ondes) et les analyseurs (pour la mesure de la polarisation), et deux détecteurs à deux dimensions. Les gammes spectrales couvertes sont pour les longueurs d'onde visibles et proches infrarouges de 440 à 940 nm) et l'autre pour les longueurs d'onde moyennes infrarouges, de 940 à 2200 nm. Un schéma de l'instrument est reporté sur la Figure II.2.

Le champ de vue de l'instrument est de 114° pour le capteur visible et proche infrarouge, communément désigné sous le nom de VIS-NIR (Visible-Near Infrared), et de 105° pour le capteur moyen infrarouge, appelé SWIR (Shortwave Infrared). Lors du déplacement de l'avion, un même pixel va être observé sous différents angles et sur différentes images acquises successivement. Un algorithme de traitement est utilisé pour recréer l'information directionnelle pour la luminance associée à une cible donnée à partir de la combinaison de plusieurs images d'OSIRIS.

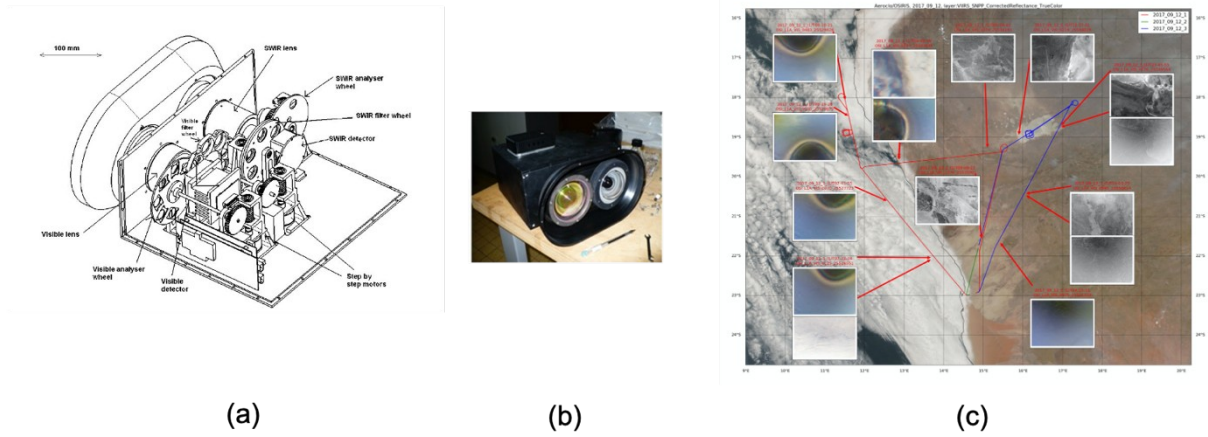


Figure II.2 : **a. :** Plan de la mécanique de l'instrument OSIRIS (Auriol et al., 2008). **b. :** L'instrument OSIRIS au laboratoire. **c. :** exemple d'image acquises par OSIRIS lors de vols réalisés lors de la campagne AEROCLO-sA en Namibie (Sept. 2017). Le fond de carte est une image satellite de la NASA (source : J.M Nicolas, LOA). L'instrument a permis d'obtenir des images (taille : 20 km sur 20 km) des déserts namibiens et des nuages observés à une résolution spatiale fine (20 mètres). Source : LOA.

Le choix des canaux est centré sur de fenêtres atmosphériques où le rayonnement solaire subit peu d'absorption par les molécules de gaz présentes dans l'atmosphère. La Figure II.3 illustre les différents canaux d'OSIRIS ainsi que la transmittance du rayonnement solaire descendant. Dans le visible et le proche infrarouge, nous nous sommes particulièrement intéressés aux canaux à 490, 670 et 865 nm. De même, pour le moyen infrarouge, les canaux à 1600 et 2200 nm ont été utilisés dans notre étude pour la caractérisation des propriétés radiatives des surfaces.

Devant chaque capteur, il y a une roue composée de différents filtres. Il y a quatre filtres, par longueur d'onde : Le filtre dit « full » qui mesure la luminance totale et 3 filtres polariseurs (P1, P2, P3) décalés angulairement les uns par rapport aux autres de 60° (avec une incertitude de 0.2°) qui permettent, en les combinant à l'aide d'un modèle radiométrique simple, d'avoir la luminance totale et polarisée normalisées ainsi que l'angle de polarisation (Figure II.3). (Waquet, 2005).

La diffusion par les molécules et les particules atmosphériques et le phénomène de réflexion du rayonnement sur les surfaces polarisent linéairement le rayonnement. L'intensité du rayonnement mesurée par un capteur (luminance totale) est la somme des luminances non polarisées et polarisées ($L=L_{non_pol}+L_{pol}$). Les paramètres de Stokes Q et U permettent de définir la quantité de lumière polarisée linéairement et la direction du champ électrique de l'onde polarisée.

Nous définissons la luminance polarisée normalisée, utilisée dans de nombreuses applications en télédétection comme suit :

$$L_{p,\lambda} = \frac{\pm \pi \sqrt{Q_{\lambda}^2 + U_{\lambda}^2}}{E_{s,\lambda}} \quad (\text{eq. II.1})$$

La luminance polarisé est signée positivement ou négativement lorsque le champ électrique est respectivement perpendiculaire ou parallèle au plan de diffusion (Herman et al., 2005).

De nouveaux traitements sont disponibles depuis peu et permettent notamment de déterminer les paramètres de Stokes à l'aide d'un modèle radiométrique complet (Fougnie et al., 2007). Ce type de modèle permet de prendre en compte plus précisément les effets de polarisation induits par l'instrument et permet de fournir des fichiers de données OSIRIS dans un format identique à celui des fichiers qui seront utilisés pour distribuer les données du futur 3MI. Ces traitements n'étaient pas disponible au début de la thèse et les données issues d'OSIRIS utilisées sont celle obtenues avec le traitements classiques (Auriol et al., 2008).

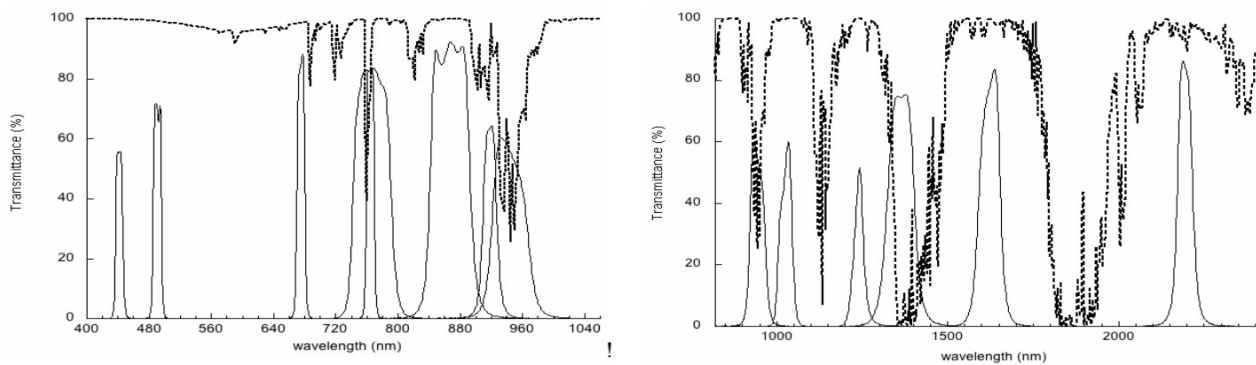


Figure II.3 : Transmittance en % en fonction de la longueur d'onde en pointillés et filtres OSIRIS en traits pleins (Auriol et al., 2008)

II.2.B Algorithmes d'inversion des propriétés des aérosols avec l'instrument OSIRIS

Pour extraire des informations sur l'atmosphère et les surfaces des mesures d'OSIRIS, un algorithme d'inversion (ou de restitution) est nécessaire. De façon générale, un tel algorithme est constitué de plusieurs codes. Un code de transfert radiatif est utilisé pour simuler les luminances totale et polarisé pour un modèle d'atmosphère donné et un modèle de surface. Un second code (un code de mie par exemple) est utilisé pour calculer les grandeurs radiatives des aérosols utilisées dans le code de calcul des luminances à partir des propriétés des aérosols recherchées (concentration, distribution en taille, indice de réfraction ou composition chimique). L'approche « inverse » consiste à ajuster ces différents paramètres afin de simuler « pour le mieux » les mesures de l'instrument. Le code développé pour ajuster ces paramètres, et la stratégie considérée pour minimiser les différences entre mesures et simulations, ainsi que les différents codes de calculs intermédiaires constituent ce que l'on appelle un algorithme d'inversion.

Il est possible de détecter les aérosols au-dessus des nuages grâce à une méthode de télédétection spatiale passive (Waquet et al. 2009A, Jethva et al. 2014). Initialement, la détection des aérosols était limitée aux conditions de ciel clair ("sans nuage"). En 2009, un algorithme opérationnel a été développé, puis amélioré, permettant cette détection dans des scénarios nuageux

(Waquet et al. 2009a, Waquet et al. 2013a ; Peers et al. 2015). Cette méthode pionnière exploite les luminances polarisées fournies par l'instrument POLDER 3 pour évaluer l'épaisseur optique des aérosols et le coefficient d'Angström.

La Figure II.4 résume la sensibilité de la méthode aux propriétés des aérosols au-dessus des nuages. Lorsqu'on observe des scènes nuageuses avec la présence d'aérosols du mode fin, une polarisation additionnelle est observée à 865 nm pour les angles de diffusion inférieurs à 130 degrés. Ceci est dû à la grande capacité des particules du mode fin à polariser le rayonnement dans la plage d'angle de diffusion de 90 à 130 degrés, ce qui explique l'origine de ce signal additionnel. À l'inverse, les poussières minérales, qui contribuent préférentiellement au mode grossier non-sphérique des aérosols, polarisent peu la lumière. Cependant, lorsqu'elles sont transportées au-dessus des nuages, elles diminuent l'amplitude de l'arc primaire, qui correspondent à un pic de luminance polarisée observé typiquement pour les nuages d'eau liquide vers 140° d'angles de diffusion.

L'analyse de la Figure II.4 montre que pour des angles de diffusion supérieurs à 130 degrés, la signature polarisée du nuage, présente des arcs (arcs surnuméraires) dont la forme et l'intensité dépendent de la distribution des gouttelettes de nuage en termes de rayon effectif et de variance effective. En revanche, pour des angles de diffusion inférieurs à 130 degrés, le signal polarisé est faible (nul ou faiblement négatif) et dépend peu des caractéristiques du nuage, pourvu que ce dernier soit suffisamment épais optiquement (épaisseur optique du nuage >3). Pour des épaisseurs optiques nuageuses suffisantes ($COT > 3$), la luminance polarisée est dite « saturée » ce qui signifie qu'elle ne dépend plus de l'épaisseur optique du nuage.

Deux mécanismes, la création de polarisation par diffusion et l'effet d'atténuation dans l'arc primaire, constituent les principaux processus permettant la détection des aérosols au-dessus des nuages, qu'ils relèvent du mode fin ou du mode grossier.

L'algorithme opérationnel de détection des aérosols au-dessus des nuages repose sur des tables de luminances polarisées stockées pour des raisons de temps de calculs et utilise un modèle de transfert radiatif en supposant une hypothèse plan-parallèle (code 1D). Ce qui signifie que ce code néglige les effets radiatifs liés à la structure tridimensionnelle des nuages (Cornet et al. 2018). Pour assurer la fiabilité opérationnelle, des filtres sont appliqués. Entre 2005 et 2010, les capteurs POLDER et MODIS dans l'A-Train ont fourni des observations quasi-simultanées, permettant des synergies instrumentales. Les propriétés des nuages obtenues par MODIS à une échelle spatiale fine (1 km x 1 km) ont été moyennées pour caractériser la variabilité des nuages à l'échelle du pixel POLDER (6 km x 7 km au nadir). Des seuils ont été établis sur les écarts-types liés aux paramètres nuageux pour exclure les scènes trop hétérogènes, les couvertures fractionnées et les bords de nuages. La méthode inclut 6 modèles d'aérosols du mode fin sphérique et un modèle de poussières minérales de type non-sphérique et bimodale. La méthode étant basé sur la polarisation, celle-ci est principalement sensible à l'épaisseur optique de diffusion des aérosols et à leur taille.

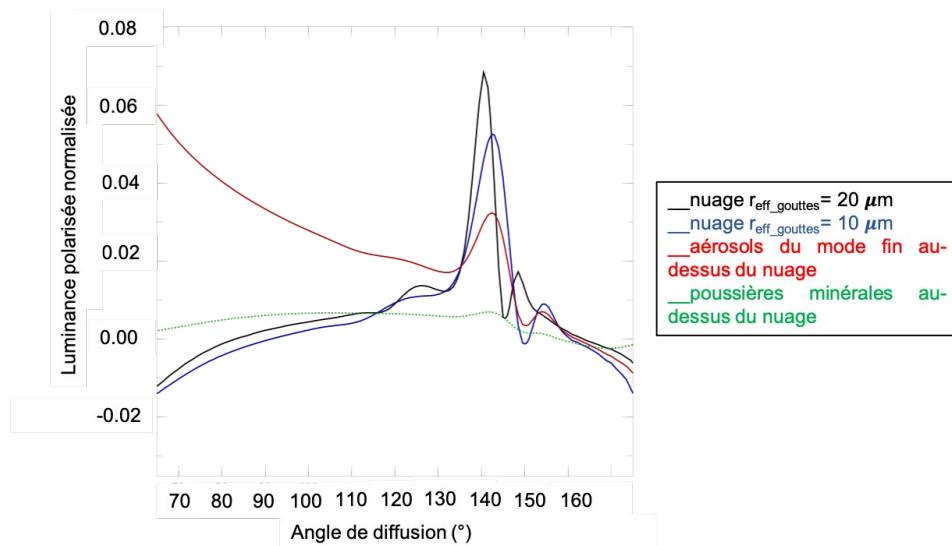


Figure II.4 : Luminances polarisées à 865 nm en fonction de l'angle de diffusion pour diverses configurations : nuage seul (rayon effectif des gouttes de 20 μm en noir), nuage seul (rayon effectif des gouttes de 10 μm en bleu), nuage avec aérosols du mode fin au-dessus (en rouge), et nuage avec poussières minérales grossières non-sphériques au-dessus (en vert). Les courbes rouges et vertes partagent un rayon effectif de gouttelettes de 10 μm , avec une épaisseur optique des aérosols à 865 nm de 2.0 pour les poussières et de 0.3 pour les particules du mode fin.

La Figure II.5 illustre la distribution de l'épaisseur optique des aérosols au-dessus des nuages pour l'année 2006, révélant deux grandes régions d'étude des aérosols anthropiques : au-dessus de l'Atlantique sud-est et du Pacifique nord. La région du Pacifique nord est influencée par divers types d'aérosols, tels que la pollution, les aérosols issus des feux de biomasse et les poussières minérales. Quatre régions se distinguent également pour l'étude des poussières minérales au-dessus des nuages : l'Atlantique nord, au large du Sahara, le sud de la Chine au printemps, la mer d'Arabie et la corne de l'Afrique (Éthiopie). Au printemps, de nombreux cas d'aérosols au-dessus des nuages sont observés au-dessus de l'Arctique, un phénomène jusqu'ici ignoré dans les observations spatiales (Waquet et al. 2013b). La Figure montre que la distribution des aérosols au-dessus des nuages est globale et que celle-ci n'est pas uniquement localisée à la région de l'Atlantique Sud-Est.

L'algorithme opérationnel basé uniquement sur la polarisation a été ensuite complété par l'utilisation des luminances totales fournies par l'instrument POLDER (Peers et al., 2015).

La présence d'aérosols absorbants au-dessus des nuages provoque une modification du comportement spectral de la luminance totale au sommet de l'atmosphère, entraînant un changement de la couleur apparente du nuage. L'effet, connu sous le nom de "rapport de couleur", est utilisé pour estimer l'épaisseur optique des aérosols absorbants au-dessus des nuages à partir des luminances spectrales. Cependant, il ne permet pas de détecter les aérosols diffusants au-dessus des nuages. Ainsi, les luminances à 490 et 865 nm ont été utilisées conjointement pour estimer à la fois l'épaisseur optique des aérosols absorbant au-dessus des nuages et l'épaisseur optique du nuage sous-jacents. Ces techniques ont principalement été appliquées dans la région de l'Atlantique sud-est et nécessitent des hypothèses sur la microphysique des aérosols (Meyer et al. 2015 ; Peers et al.

2019). Une méthode similaire a été utilisée avec l'instrument EPIC à bord de la plateforme DSCOVR (Ahn et al. 2021).

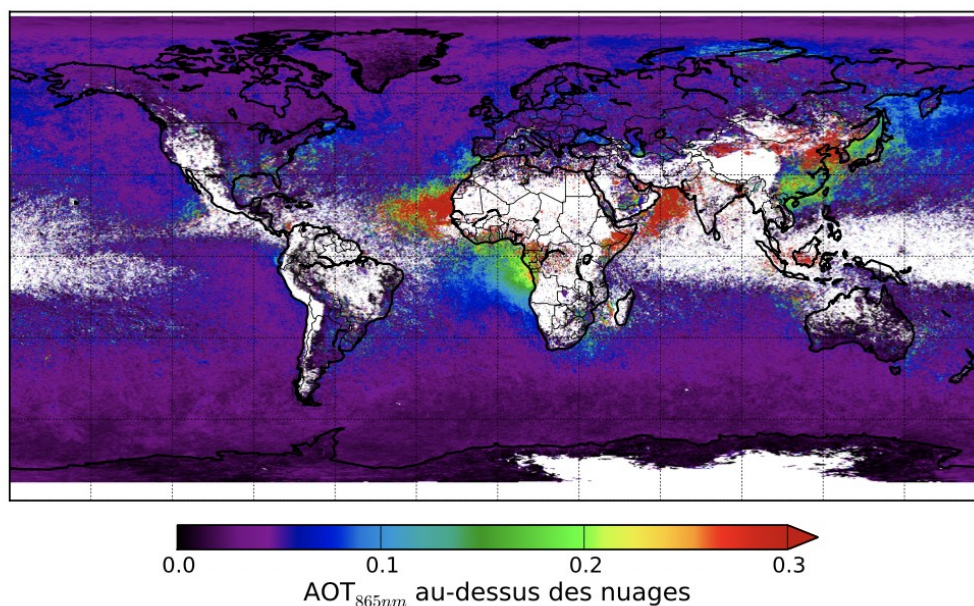


Figure II.5 : Distribution de l'épaisseur optique moyenne des aérosols à 865 nm au-dessus des nuages en 2006. Source : Waquet et al. (2013b)

Dans le cadre de la méthode développée par Peers et al., (2015), l'épaisseur optique de diffusion et la taille des aérosols sont déjà connues grâce à l'algorithme utilisant la polarisation. Les luminances à 490 et 865 nm peuvent alors être utilisées pour restituer l'épaisseur optique du nuage et l'épaisseur optique d'absorption des aérosols, et par la suite leur albédo de simple diffusion. Un second algorithme basé sur des tables de calculs de luminances a été développé, ce dernier utilise en entrée les luminances totales à 490 et 865 nm ainsi que les paramètres des aérosols issus de l'algorithme opérationnel basé sur la polarisation.

Un traitement global de l'absorption des aérosols au-dessus des nuages a été effectué, permettant ensuite d'estimer les forçages radiatifs associés et d'évaluer les modèles climatiques dans la région de l'Atlantique sud-est (Peers et al. 2015, 2016). Il convient de noter que l'albédo de simple diffusion des aérosols ne peut être estimé que lorsque la charge en aérosols au-dessus des nuages est suffisante et que le nuage est suffisamment brillant. Un filtre basé sur l'épaisseur optique du nuage et l'épaisseur optique des aérosols a été défini. Enfin, la méthode permettant d'estimer l'absorption des aérosols au-dessus des nuages est uniquement utilisable au-dessus des océans. Un produit "quality-assured absorption" a été spécifiquement développé. L'algorithme dans sa version opérationnelle, nommé AERO-AC (<https://www.icare.univ-lille.fr/aero-ac/>), fournit des données sur l'épaisseur optique en aérosol, l'épaisseur optique du nuage sous-jacent, corrigée des effets radiatifs des aérosols, le coefficient d'Angström (un indicateur de la taille des particules) et l'albédo de simple diffusion des aérosols.

Grâce à sa conception et à ses capteurs multispectraux, OSIRIS est en mesure de fournir des informations plus détaillées sur les propriétés des aérosols et des nuages que POLDER.

Dans notre étude, nous avons utilisé les produits aérosols obtenus avec la méthode décrite dans Chauvigné et al., (2021). L'approche utilise exactement les mêmes principes précédemment décrits pour restituer l'absorption des aérosols, leur épaisseur optique, la taille des particules (le rayon granulométrique) et l'épaisseur optique du nuage sous-jacent.

Cependant, l'algorithme d'inversion repose sur une approche d'estimation optimale plutôt que sur l'utilisation de tables de calculs, comme décrit par Waquet et al. (2009). Cette méthode offre la possibilité de déterminer la solution la plus probable en termes de propriétés de l'atmosphère, tout en tenant compte des incertitudes associées aux mesures et d'une connaissance a priori des propriétés des aérosols. Contrairement aux méthodes basées sur des tables de calcul, cette approche effectue des calculs en temps réel, éliminant ainsi le besoin d'interpolations. Les propriétés des aérosols sont récupérées de manière continue, ce qui signifie qu'un espace de solution continu est pris en considération. De plus, un terme d'erreur est fourni pour chaque paramètre inversé.

II.2.C Algorithmes d'inversion au-dessus des océans et des terres.

L'étude des aérosols au-dessus des océans et des terres en ciel clair (sans nuage) est tout aussi cruciale pour comprendre le rôle des aérosols sur le bilan radiatif.

Bien que notre étude se concentre principalement sur le calcul des taux d'échauffement au-dessus des nuages, des efforts ont été déployés pour réaliser des calculs équivalents au-dessus des scénarios désertiques et océaniques. L'application de la méthode d'estimation optimale aux données recueillies par OSIRIS au-dessus de l'océan et des terres en ciel clair a nécessité des adaptations.

Aucun algorithme opérationnel n'a encore été développé pour traiter les données OSIRIS acquises au-dessus des surfaces terrestres à ce jour. Toutefois, dans la suite de l'étude, la méthode d'estimation optimale a été utilisée pour restituer les propriétés radiatives des surfaces désertiques (communication personnelle, F. Waquet). L'algorithme est capable d'estimer la Bidirectional Reflectance Distribution Function (BRDF) et l'albédo de la surface sur l'ensemble des longueurs d'onde disponibles sur OSIRIS. Actuellement, les propriétés des aérosols ne sont pas encore restituées au-dessus des scènes désertiques, et ces dernières sont estimées à partir d'autres mesures (photomètre PLASMA, données AERONET, etc.). À terme, il est envisagé d'utiliser l'algorithme GRASP (Dubovik et al., 2011) pour analyser les données acquises au-dessus des surfaces terrestres avec l'instrument OSIRIS.

II.3 OBSERVATION ACTIVE : LE LIDAR LNG

Dans cette section, nous aborderons l'utilisation de l'observation active à l'aide de la technologie LIDAR (Light Detection and Ranging) pour l'étude des aérosols et des nuages. L'observation active se réfère à l'émission d'un faisceau laser dans l'atmosphère et à la mesure du signal rétrodiffusé par les particules présentes. L'utilisation du Lidar est très variée, allant de la recherche scientifique à la surveillance environnementale, en passant par les applications industrielles et la sécurité.

II.3.A Présentation du lidar LNG

Le LIDAR LNG (Lidar Nouvelle Génération) est un instrument de télédétection de type actif utilisé pour mesurer et analyser différentes propriétés de l'atmosphère. L'observation active avec un lidar se réfère à l'utilisation laser dans l'atmosphère et à la mesure du signal rétrodiffusé par les particules et les molécules présentes. Le laser émet des impulsions de lumière dans différentes longueurs d'onde, dans l'ultraviolet (355 nm), le visible (532 nm) et le proche infrarouge (1064 nm). Le système de détection mesure le temps que met la lumière rétrodiffusée pour revenir, la vitesse de propagation de l'onde étant connue, cela permet de déterminer la distance des cibles rencontrées.

Suite au traitement des données, il devient possible de générer des profils de concentration des aérosols dans l'atmosphère, ainsi que des nuages optiquement fins présents dans l'air. Ces profils offrent des renseignements détaillés concernant la hauteur, l'épaisseur, et la structure des couches d'aérosols, tout en permettant une analyse approfondie de leur variabilité verticale.

II.3.B Équation lidar

Les équations LIDAR sont utilisées pour décrire la relation entre la puissance du signal reçu par un système LIDAR et les propriétés des particules ou des cibles présentes dans l'atmosphère. Ces équations permettent de comprendre comment le signal LIDAR est influencé par des facteurs tels que la distance entre l'émetteur et le récepteur, les caractéristiques des particules cibles.

L'équation LIDAR peut être généralement exprimée sous la forme suivante (Valentyn Bovchaliuk, et al., 2016) :

$$P(z)z^2 = A\beta_{tot}(z)\exp(-2(\tau_{ext}(0,z) + \tau_{ext,mol}(0,z))) \quad (\text{eq. II.2})$$

où $P(z)$ est l'intensité du rayonnement à la distance z qui est mesurée par le détecteur du module d'enregistrement, A est un coefficient d'étalonnage qui dépend des caractéristiques instrumentale du lidar et des conditions d'observation, $\beta(z)$ est le coefficient de rétrodiffusion, le terme en exponentiel est la transmission atmosphérique. Le nombre 2 qui se produit dans l'eq. II.2 décrit l'effet d'atténuation du signal laser dans l'atmosphère entre l'obstacle et le télescope, lors des trajets aller et retour de la lumière.

Le coefficient de diffusion et de rétrodiffusion des molécules peuvent être calculés et pris en compte précisément dans l'équation. Une quantité importante pour l'étude des particules avec des mesures d'un lidar est la quantité S , connu sous le nom de rapport lidar défini comme :

$$S = \frac{\sigma_{ext}}{\beta} \quad (\text{eq. II.3})$$

où $\sigma_p(z)$ est le coefficient d'extinction des particules et β le coefficient de rétrodiffusion. Pour les aérosols et pour les particules nuageuses, cette quantité dépend du type de particules (forme, absorption, taille) et de la longueur d'onde considérée.

Le premier avantage du lidar est sa capacité à déterminer l'altitude des couches. La résolution de l'équation lidar nécessite de faire des hypothèses sur le rapport lidar qui combine les propriétés d'extinction et de rétrodiffusion des aérosols. Des hypothèses sur les propriétés microphysiques des aérosols doivent être considérées afin de restituer un profil d'extinction des aérosols. La méthode décrite dans Klett et al., (1981), et ses variantes, permettent de résoudre l'équation lidar. L'hypothèse faite sur le rapport lidar impacte nécessairement la précision des restitutions de l'extinction et de l'épaisseur optique des aérosols réalisées avec un lidar. Des données supplémentaires (mesures photométriques ou restitution fournie par un polarimètre) peuvent permettre d'ajuster ce paramètre et éventuellement d'améliorer la qualité des restitutions.

Les profils de rétrodiffusion atténué et les profils d'extinction issus du lidar LNG ont été fournis de façon opérationnelle dans le cadre du projet AEROCLO-sA. La Figure II.6.a montre le coefficient de rétrodiffusion atténué mesuré par le lidar à 1064 nm qui révèle la distribution verticale des aérosols de feux de biomasse. Cette mesure permet également de repérer l'altitude du sommet des nuages bas (vers 600 mètres sur cet exemple). Les fortes valeurs de rétrodiffusion correspondent à la présence de nuages hauts se formant au sommet de la couche d'aérosols (vers 6 km d'altitude). La Figure II.6.b montre le coefficient d'extinction des aérosols obtenus après inversion de l'équation lidar. Nous pouvons noter que certaines structures nuageuses sont toujours observables dans cette grandeur a priori propre aux aérosols. Le sommet de certains nuages est encore observable et les données d'extinction associées seront filtrées dans la suite.

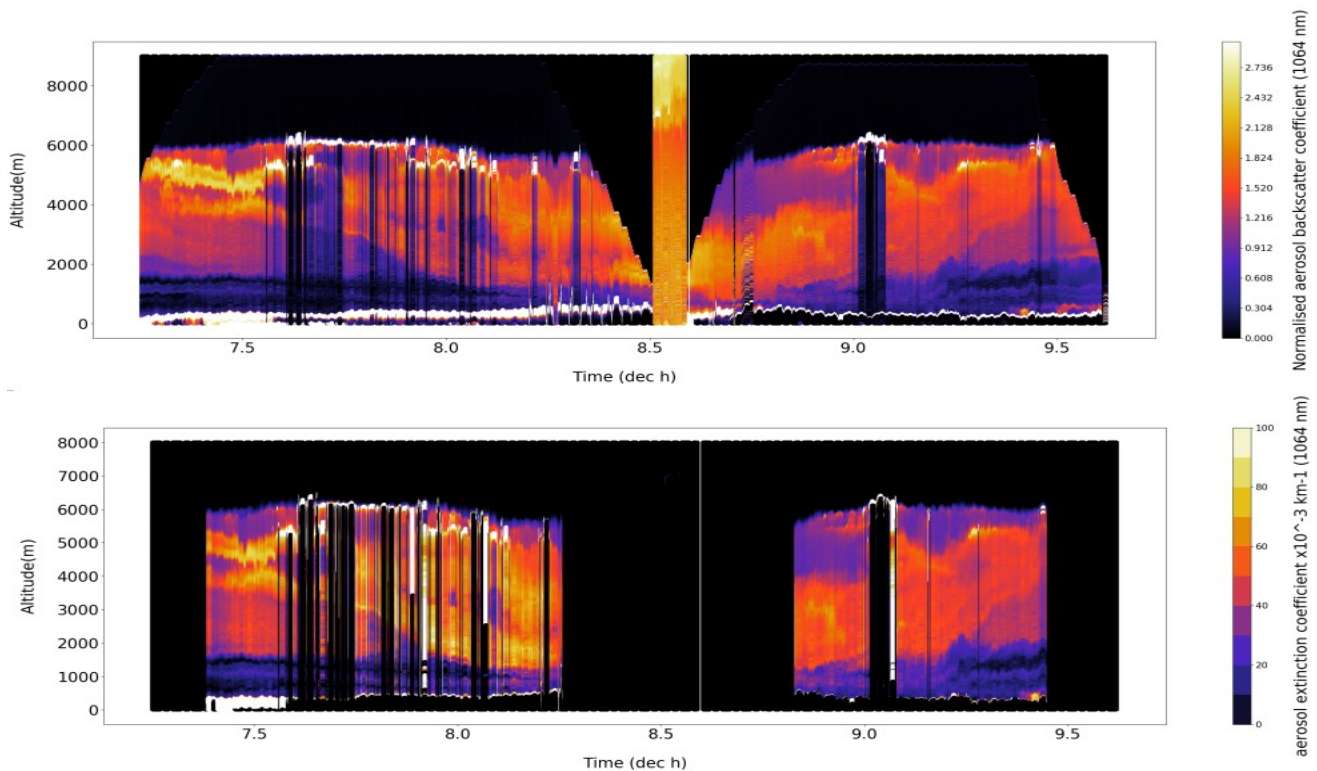


Figure II.6 : Graphique représentant le coefficient de rétrodiffusion atténué et le coefficient d'extinction des aérosols obtenu après inversion de l'équation lidar en fonction du temps d'acquisition. Quantités obtenues à 1064 nm par le lidar LNG lors de la campagne AEROCLO-sA, vol du 8 septembre 2017.

Lors de la campagne AEROCLO-sA en Namibie, deux longueurs d'onde ont été principalement analysés pour le lidar LNG (Figure II.7). Les données acquises à 1064 nm ont été privilégiées pour décrire la distribution verticale de l'atmosphère. Les données obtenues à 532 nm sont plus bruitées et donc moins précises pour l'étude des propriétés des aérosols et des nuages dans cette région spécifique. Ce problème a également été observé avec le lidar spatial CALIOP et a été discuté dans plusieurs études (Deaconu et al., 2019). Les épaisseurs optiques en aérosol de feux de biomasse sont particulièrement fortes à 532 nm pour les panaches observés en Namibie et dans l'Atlantique sud-est en général, ce qui contribue à atténuer fortement le signal mesuré par le lidar. De plus, de par leur caractéristiques microphysiques et la valeur de leur coefficient de rétrodiffusion, la capacité de ces particules à rétrodiffuser le signal lidar est plus faible que celle associée à d'autres particules.

Ces deux effets combinés diminuent la capacité du lidar à estimer correctement l'altitude basse de la couche des aérosols et par suite leur épaisseur géométrique. Cet effet est moins important à 1064 nm qu'à 532 nm car l'atténuation spectrale pour les aérosols du mode fin diminuent rapidement avec la longueur d'onde. Pour une raison similaire, les données acquises dans l'ultraviolet par LNG n'ont pas pu être exploitées facilement pour obtenir l'altitude des couches d'aérosols. Dans Deaconu et al., (2019), le coefficient d'extinction utilisé pour le calcul des taux est celui donné à 532 nm par CALIOP ce qui tend à surestimer l'altitude de la base de la couche d'aérosols, et ce qui conduit par suite à « confiner » les calculs de taux d'échauffement dans une couche d'aérosols géométriquement plus fine. Dans la suite, nous avons utilisé les données du lidar LNG acquises à 1064 nm afin d'obtenir les calculs les plus précis possibles pour les taux d'échauffement.

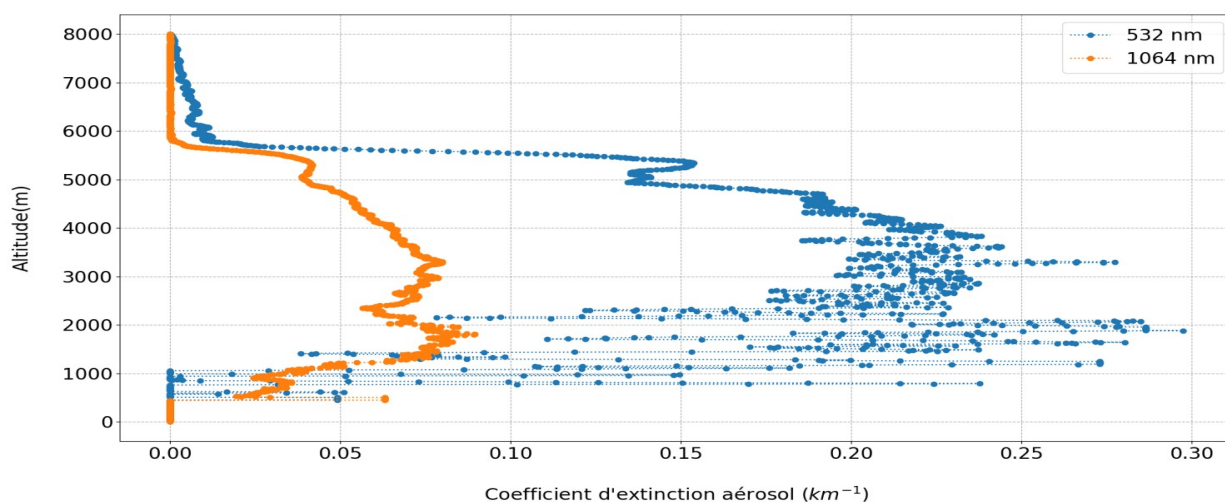


Figure II.7 : Variation du coefficient d'extinction en aérosol en fonction de l'altitude pour les longueurs d'onde 532 nm (en bleu) et 1064 nm (en orange) du LIDAR, lors de la campagne AEROCLO-sA, vol du 8 septembre 2017.

II.3.C Détermination du sommet du nuage

Dans la suite, les données d'extinction des aérosols fournis par le lidar seront utilisées pour modéliser la distribution verticale des aérosols dans le code de transfert radiatif.

Le lidar est également utilisé dans la détermination de l'altitude du sommet des nuages bas afin de renseigner cette information dans le code. Pour les nuages, les propriétés d'extinction sont supposées homogènes entre la surface de l'océan et l'altitude du sommet du nuage. Celle-ci est estimée en localisant le pic de rétrodiffusion associé au sommet du nuage. Ce pic est bien supérieur au signal de rétrodiffusion des aérosols, voir la Figure II.8. Ce pic est l'indicateur du sommet du nuage, les mesures du lidar permettent de renseigner avec précision la transition entre la zone atmosphérique dégagée et l'entrée de la couche nuageuse. De façon classique, une méthode d'analyse de détection du « changement de pente » dans le profil de rétrodiffusion est utilisée pour localiser le sommet du nuage qui ne correspond pas exactement au pic de rétrodiffusion. L'information obtenue avec cette technique dans la suite utilisée pour contraindre le profil du nuage.

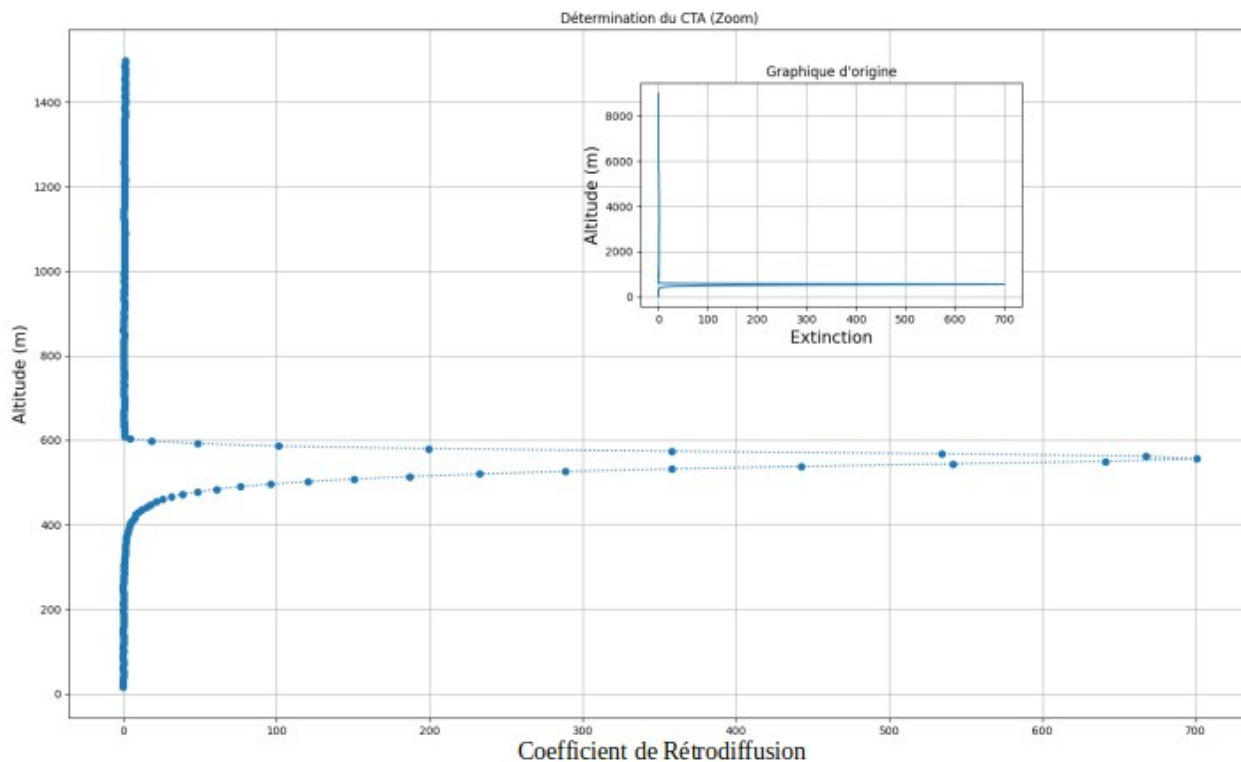


Figure II.8 : Coefficient de rétrodiffusion atténuée mesurée par le lidar à 1064 nm ($\text{km}^{-1}.\text{sr}^{-1}$) en présence d'un nuage bas optiquement épais en fonction de l'altitude.

II.4 DROPSONDES ET SONDES AVIONS

II.4.A Dropsondes

Les dropsondes sont des dispositifs équipés d'un système de localisation, qui sont larguées depuis l'avion à l'altitude souhaitée afin d'effectuer des mesures à l'aide de différentes sondes. Les données recueillies sont transmises à l'avion par transmission radio. Des profils verticaux de température, d'humidité relative, de pression et de vitesse du vent obtenus avec une dropsonde sont représentés sur la Figure II.9.

Dans la suite, nous avons utilisé des dropsondes pour obtenir des données supplémentaires sur les conditions atmosphériques rencontrées lors des vols. En particulier, il est crucial de disposer d'une information sur la distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère pour les simulations de taux d'échauffement.

L'humidité relative est une mesure qui indique la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air, exprimée en pourcentage (%HR) de la quantité nécessaire pour atteindre un niveau de saturation à la même température. Une humidité relative de 100% signifie que l'air est saturé en humidité et ne peut pas contenir davantage de vapeur d'eau à cette température.

Durant la campagne AEROCLO-Sa, cette situation se manifeste occasionnellement au sommet de la couche d'aérosols issue des feux de biomasse, où des nuages se forment parfois, ainsi que dans les basses couches de l'atmosphère, où les nuages stratiformes sont présents.

L'humidité spécifique, également appelée humidité absolue, est la quantité d'humidité réelle contenu dans l'air par unité de masse.

L'humidité spécifique est exprimée en kilogrammes d'eau par kilogramme d'air (kg/kg) et représente la masse d'eau contenu dans un kilogramme d'air humide. C'est cette quantité qui est en entrée du code de transfert radiatif et qui doit être renseignée. Cette quantité n'est pas mesurée directement.

Pour déterminer l'humidité spécifique, nous utilisons la méthode de calcul suivante :

$$HS = \frac{0,622 P_{sat}(\theta) HR}{101325 - P_{sat}(\theta) HR} \quad (\text{eq. II.4})$$

$$P_{sat}(\theta) = \exp \left[23,3265 - \frac{3802,7}{\theta + 273,18} - \left(\frac{472,68}{\theta + 273,18} \right)^2 \right] \quad (\text{eq. II.5})$$

Avec HS (Humidité spécifique) en kg/kg, HR (Humidité relative) compris entre 0 et 1. θ est la température en Celsius et $P_{\text{sat}}(\theta)$ est la pression de vapeur saturante en Pascal (Nadeau et Puiggali, 1995).

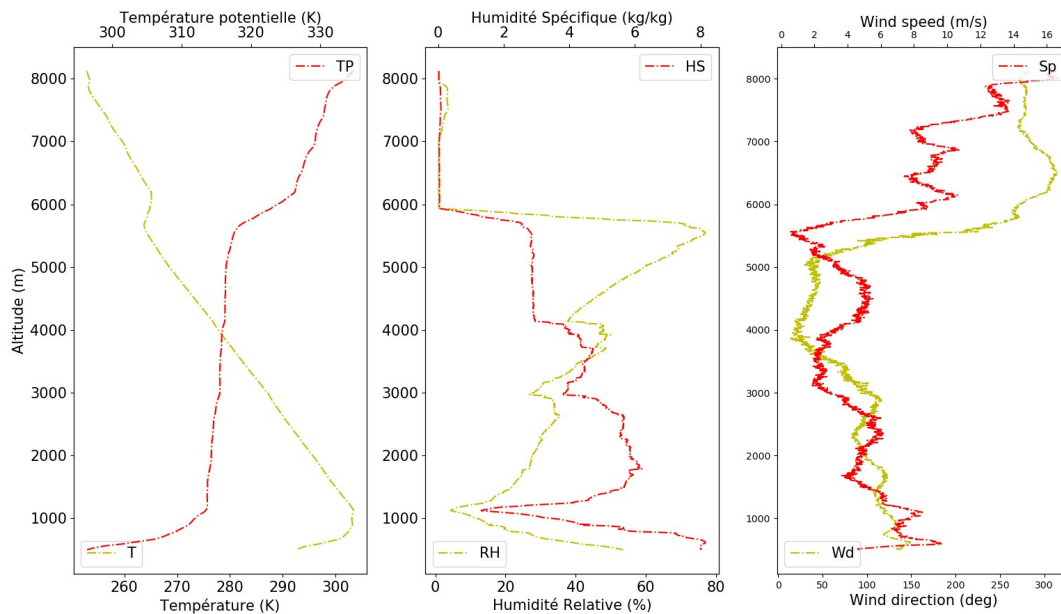


Figure II.9 : Profils atmosphériques verticaux obtenu à partir d'une dropsonde lors des campagnes de mesure AERO-CLO-sA du vol du 8 septembre 2017 en Namibie. Le premier cadre représente la variation de la température potentielle (en rouge) et de la température (en jaune) en fonction de l'altitude. Le second graphique représente l'humidité spécifique (en rouge) et l'humidité relative (en jaune) en fonction de l'altitude. Le dernier graphique représente la vitesse du vent (en rouge) et la direction du vent (en jaune) en fonction de l'altitude.

II.4.B Sondes embarquées

En complément aux dropsondes qui ont été larguées depuis l'avion pendant la campagne AERO-CLO-sA, l'avion était également équipé de sondes permettant la mesure de grandeurs thermodynamiques et par la suite l'estimation de l'humidité spécifique. Un avantage par rapport à la dropsonde réside dans le fait que, lors des sondages (descentes en boucle), les mesures de température, de pression et de vapeur d'eau sont effectuées simultanément aux mesures des flux que l'on cherche à modéliser. Ci-dessous, nous détaillons le principe des mesures de la vapeur d'eau et des grandeurs associées pour les différentes méthodes disponibles.

Les sondes « CR2 » et « Mirror1011C » mesurent la température du point de rosée, ce qui permet ensuite de calculer l'humidité spécifique de l'air.

La température du point de rosée représente la température à laquelle l'air doit être refroidi, à pression constante, pour atteindre la saturation, c'est-à-dire pour que la vapeur d'eau qu'il contient commence à se condenser en gouttelettes d'eau ou en glace. Une relation existe entre la température

du point de rosée et l'humidité spécifique. Pour déterminer l'humidité spécifique à partir de la température du point de rosée, on utilise généralement des calculs basés sur l'équation de Clausius-Clapeyron.

Les hygromètres à miroir refroidi (correspondant ici à la sonde **Mirror 1011C**) sont des instruments utilisés pour mesurer l'humidité relative de l'air. Leur principe de fonctionnement repose sur le refroidissement d'un miroir jusqu'à ce que la condensation de l'humidité de l'air se produise à sa surface. L'élément central de l'hygromètre est un miroir métallique. Ce miroir est refroidi progressivement à l'aide d'un dispositif thermoélectrique (également appelé effet Peltier) ou d'un autre mécanisme de refroidissement. Le refroidissement est contrôlé de manière à maintenir le miroir à une température inférieure à la température ambiante. L'air ambiant dont l'humidité doit être mesurée est exposé au miroir refroidi. Lorsque l'air en contact avec le miroir refroidi est refroidi suffisamment, il atteint le point de rosée, c'est-à-dire la température à laquelle la condensation de l'humidité de l'air commence à se former sous forme de gouttelettes d'eau sur la surface du miroir. Un capteur détecte la formation de gouttelettes d'eau sur le miroir. Ce capteur peut être un capteur optique ou électrique. Dès que la condensation est détectée, l'instrument enregistre la température du miroir à ce moment précis. La température du miroir au moment de la condensation est un indicateur direct de la température du point de rosée de l'air ambiant. En utilisant cette température, ainsi que la température de l'air, l'instrument calcule l'humidité relative en utilisant une formule appropriée. Cette méthode est précise et fiable pour mesurer l'humidité de l'air, en particulier dans des environnements où une grande précision est nécessaire.

Le système **CR2** employé est équipé d'une diode laser et fait appel à la spectroscopie d'absorption, cela permet de mesurer avec précision la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère. Cette mesure est effectuée en temps réel sur un échantillon d'air continuellement prélevé depuis l'extérieur de l'avion. Un détecteur mesure ensuite l'intensité lumineuse après son passage à travers l'échantillon d'air. L'absorption d'énergie par les molécules de vapeur d'eau entraîne une diminution de l'intensité lumineuse détectée. Cette diminution est directement proportionnelle à la concentration de vapeur d'eau dans l'échantillon d'air. Après une calibration de l'instrument, il est possible de convertir cette variation d'intensité lumineuse en une mesure précise de la concentration de vapeur d'eau dans l'air, exprimée en grammes par kilogramme d'air (g/kg).

L'hygromètre **HUMAERO** repose sur le principe de variation de la capacité d'un capteur (effet capacitif) à couche mince en fonction de l'humidité relative de l'air ambiant. Combiné à une sonde de température de type PT100, cette sonde fournit deux données qui sont désignées respectivement sous les noms "humaero" pour l'humidité relative en pourcentage (U%) et "TTaero" pour la température en degrés Celsius (°C). Il convient de noter que la température brute obtenue par cet hygromètre correspond à celle d'un échantillon d'air légèrement comprimé en raison de l'écoulement à travers la veine de prélèvement. Par conséquent, une correction est appliquée à cette température, une correction sur les mesures de pression est réalisée afin d'obtenir des mesures précises de l'humidité relative.

Nous n'avons pas réalisé ces corrections par nous-même. Nous avons utilisé les mesures déjà corrigées fournis par SAFIRE et notre travail a porté sur l'interprétation et à l'analyse des informations recueillies.

II.5 INSTRUMENTS DE VALIDATION

II.5.A Photomètre PLASMA

Pour évaluer la fiabilité de notre méthode dédiée aux calculs des flux et des taux d'échauffement, nous utilisons les données du photomètre PLASMA afin de valider les épaisseurs optiques et les profils d'extinction des aérosols obtenus à partir des méthodes développées pour l'analyse des mesures actives et passives. Les mesures photométriques de PLASMA seront également utilisées pour valider le profil de vapeur d'eau considéré dans les calculs de taux d'échauffement. Enfin, nous décrivons en détails les traitements appliqués aux mesures de flux ; ces mesures sont utilisées dans la suite afin de valider les flux et taux simulés.

Le PLASMA (Photomètre Léger Aéroporté pour la Surveillance des Masses d'Air) est un instrument qui permet de mesurer l'épaisseur optique d'extinction des aérosols pour la colonne d'atmosphère située au-dessus de l'avion, et cela dans différentes longueurs d'onde (340, 380, 440, 500, 870 et 1640 nm). Voir la Figure II.10.



Figure II. 10 : Schéma du photomètre solaire PLASMA.

Le principe d'un photomètre est de mesurer l'atténuation du rayonnement solaire par les aérosols. L'angle solaire zénithal étant connu, après une procédure d'étalonnage et une correction des effets des molécules, l'épaisseur optique des aérosols peut être déduite très précisément. Les épaisseurs optiques sont mesurées avec une précision similaire à celle annoncée pour les photomètres du réseau AERONET (0.01). Ce photomètre aéroporté a la capacité de viser et de suivre le soleil lors des séquences de descente ou de montée de l'avion. Lors des séquences de vol dédiées à la réalisation d'un profil, ces mesures d'épaisseur optique réalisées à différents niveaux permettent aussi de valider la distribution de l'extinction des aérosols dans l'atmosphère. Les mesures sont réalisées toutes les deux secondes. La Figure II.11 montre les épaisseurs optiques mesurées par PLASMA pour différents canaux spectraux acquises lors d'un profil. On peut noter l'existence d'un problème sur l'instrument : la mesure de l'AOT à 380 nm est bruitée. Ce problème n'est pas complètement identifié et pourrait être lié à une imprécision dans les corrections liées la contribution des molécules. Ce canal ne sera pas utilisé dans la suite.

Le canal de PLASMA centré sur 940 nm est également sensible à l'absorption par la vapeur d'eau, ce canal peut être utilisé pour estimer l'épaisseur optique d'absorption de la vapeur d'eau et par suite le contenu intégré en vapeur d'eau pour la colonne d'atmosphère située au-dessus de l'avion.

Dans notre étude, le contenu en vapeur d'eau présents dans l'atmosphère a été analysé en utilisant les données du photomètre PLASMA (Figure II.12). PLASMA permet d'accéder au contenu de vapeur d'eau situé au-dessus de l'avion ce qui n'est pas accessible à partir des sondes montrées sur l'avion. Comme le montre la figure II.12, la vapeur d'eau au-delà d'une altitude de 8 km est en général très faible voire nulle sur les vols de la campagne AEROCLO-sA.

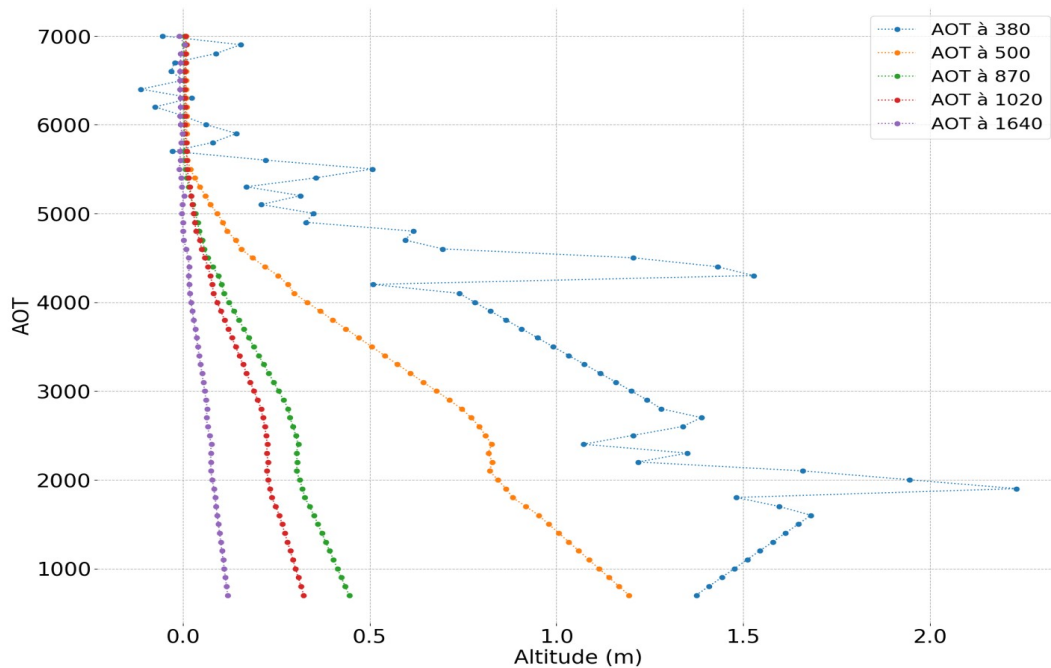


Figure II.11 : Variation de l'épaisseur optique aérosols (AOT) en fonction de l'altitude pour différentes longueurs d'onde du photomètre PLASMA, lors de la campagne AEROCLO-sA, vol du 8 septembre 2017.

Les conclusions tirées de l'analyse des données fournies par le photomètre PLASMA indiquent que la présence de vapeur d'eau au-dessus de l'avion, à une altitude de vol typique de 8 à 9 kilomètres, s'est avérée relativement faible et pouvait être négligée pour la majorité des vols (Figure II.12).

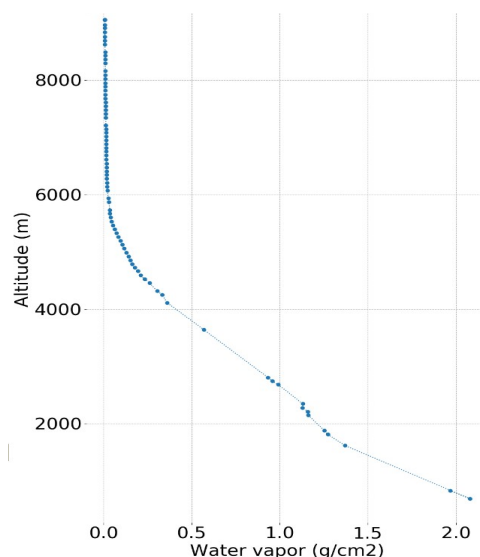


Figure II.12 : Profil du contenu en vapeur d'eau obtenue par le photomètre PLASMA lors de la descente en boucle du vol du 8 septembre 2017 de la campagne AERO-CLO-sA en Namibie.

II.5.B Mesure de flux : Pyrgéomètre et Pyranomètre dans la campagne de mesure

Durant la campagne AERO-HDF, les mesures de flux aéroportées ont été réalisées à l'aide des instruments de type pyrgéomètres et pyranomètres. Ces instruments sont des radiomètres qui mesurent dans un plan donné l'éclairement solaire ou tellurique (infrarouge thermique) descendant (ou montant) sur le demi-espace. Un pyranomètre mesure l'éclairement solaire et est typiquement constitué d'un dôme en verre, hémisphérique, qui laisse passer la lumière solaire. Sous cet hémisphère se trouve un capteur sensible de type thermopile qui convertit le rayonnement solaire en un signal électrique. Les pyranomètres servent principalement à mesurer le rayonnement solaire global, c'est-à-dire la somme du rayonnement direct solaire et du rayonnement diffus résultant de la diffusion de la lumière solaire par l'atmosphère et de sa réflexion sur les surfaces. Pour le pyromètre, des détecteurs équivalents sont utilisés pour mesurer le rayonnement thermique par l'atmosphère et les cibles terrestres. Sur ces deux types d'instrument, un système appelé dit de Peltier est utilisé pour réguler en température les détecteurs.

Deux pyrgéomètres CGR-4 et deux pyranomètres CMP-22 fabriqués par l'entreprise Kipp and Zonen (K&Z) ont été installés sur le dessus et le dessous de l'avion de recherche Falcon F20 pendant la campagne AERO-CLO-sA. Le pyranomètre CMP-22 intègre l'éclairement sur une large bande spectrale couvrant la région 297 – 3100 nm. La mesure du pyrgéomètre CGR4 est également intégrée sur une large bande spectrale couvrant la région 4,5 – 40 μm . La Figure II.13 présente la transmittance spectrale de ces deux instruments à large bande.

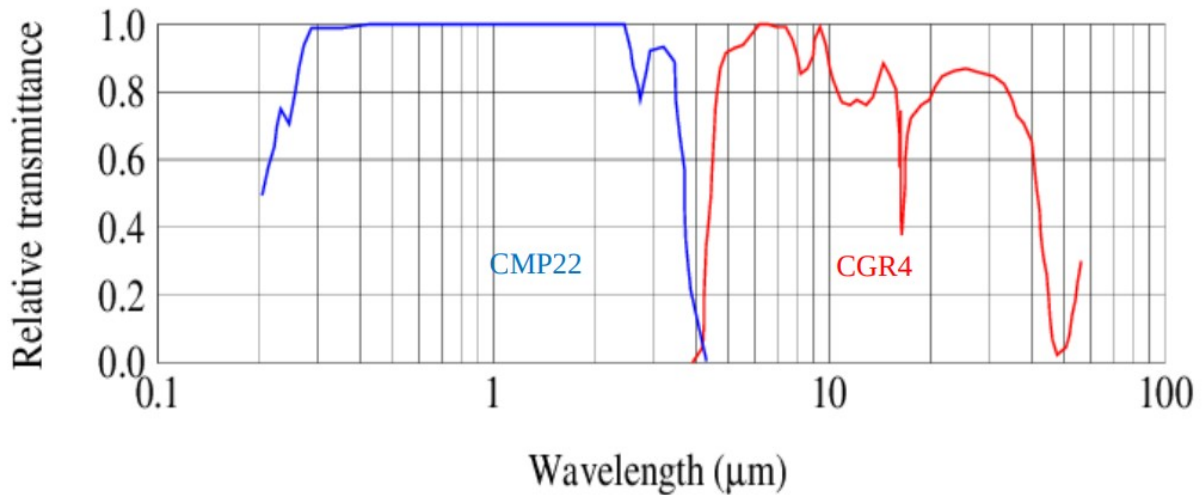


Figure II.13 : Transmissions spectrales relatives du CMP-22 et du GCR-4. Source : K&Z.

Le fabricant indique une incertitude de 6 W/m^2 , pour les pyranomètres CMP-22, pour une irradiance incidente (ou éclaircissement incident) typique de 1000 W/m^2 . De même, pour les pyr géomètres CGR-4, l'incertitude est également d'environ 6 W/m^2 pour une irradiance incidente typique de 100 W/m^2 et pour une température de 288 K , qui correspond à la température ambiante des boîtiers des instruments lorsqu'ils sont installés dans l'avion.

Le temps de réponse significatif des thermopiles CMP-22 et CGR-4 (environ 2 s) peut constituer une limitation potentiel pour la réalisation de mesures aéroportées. Lorsque l'équilibre thermique entre l'air ambiant, le dôme et l'instrument n'est pas atteint, les mesures de flux effectuées dans l'infrarouge thermique peuvent être biaisées (Albrecht et al., 1974 ; Curry and Herman, 1985). Par exemple, lors de descentes rapides réalisées avec l'avion, les mesures de flux effectuées aux longueurs d'onde les plus élevées peuvent être négativement affectées (Meloni et al., 2018). En première approximation, pour les vols à altitude constante, le temps de réponse à l'équilibre thermique est d'environ 6 s . Cependant, pour les mesures effectuées à différentes altitudes, notamment lors des descentes en boucle, un tel instrument aéroporté risque de ne pas avoir atteint l'équilibre thermique avec l'air ambiant, ce qui peut affecter la qualité des mesures exploitées. (Ehrlich and Wendisch, 2015). Ce point devra être considéré lors de l'analyse des mesures de flux effectuées dans l'infrarouge thermique.

II.5.C Traitements appliqués aux mesures de flux solaire.

Pour parvenir à une comparaison précise entre les flux mesurés et simulés, une étape essentielle est d'effectuer plusieurs corrections sur les flux mesurés.

II.5.C.a Correction liées à la prise en compte de l'attitude de l'avion.

Lorsque l'avion change d'attitude, que ce soit lors de mouvements de tangage ou de roulis (voir la Figure II.14.b), l'angle entre les rayons solaires incidents et la surface du capteur varie, entraînant des fluctuations dans les mesures des flux radiatifs solaires. Cette variation angulaire impacte les quantités de rayonnement captées par le capteur, ce qui se traduit par une modulation des données obtenues.

Le pyranomètre mesure l'éclairement solaire en considérant la somme des composantes directe et diffuse du rayonnement solaire. Il est important de souligner que la contribution principale au signal provient de la composante directe du rayonnement solaire lorsque les mesures sont effectuées à haute altitude.

L'éclairement direct mesuré est réduit en fonction du cosinus de l'angle d'incidence (loi dite du « cosinus »). Ainsi l'éclairement solaire direct reçu par un capteur horizontal F_d peut s'écrire :

$$F_d = E_0 * \cos(\theta_s) \quad (\text{eq. II.6})$$

Avec E_0 l'éclairement solaire direct sous l'incidence θ_s . Cet angle est l'angle zénithal solaire défini sur la Figure II.14.a.

En présence de roulis et de tangage, nous pouvons écrire l'éclairement solaire mesuré de la façon suivante :

$$F_d^m(\theta_s^{PR}) = E_0 * \cos(\theta_s^{PR}) \quad (\text{eq. II.7})$$

où θ_s^{PR} est défini à partir des vecteurs portés par la normale descendante au fluxmètre et à la direction solaire (voir la Figure II.14.a).

L'éclairement solaire « réel » mesuré s'écrit :

$$F_d(\theta_s) = \frac{E_d^m(\theta_s) \cos(\theta_s)}{\cos(\theta_s^{PR})} \quad (\text{eq. II.8})$$

Nous pouvons ré-écrire cette relation en faisant apparaître le facteur de correction sous la forme :

$$F_{sw}^{dir \downarrow}(\theta_s) = \frac{1}{a_c} F_d^m(\theta_s^{PR}) \quad \text{avec} \quad a_c = \frac{\vec{n} \cdot \vec{u}}{k_0 \cdot \vec{u}} \quad (\text{eq. II.9})$$

Le terme de correction a_c s'exprime simplement comme le rapport du cosinus des angles θ_s^{PR} et θ_s .

Il s'agit d'expliciter les coordonnées des vecteurs impliqués dans le calcul de a_c dans un même repère (par exemple celui lié à l'avion). Le calcul est reporté en Annexe A. Il implique la connaissance des paramètres d'attitude de l'avion (tangage, roulis et cap) et la connaissance des offsets de montage de tangage et de roulis (T, R). Ces quantités sont liées à la position du fluxmètre sur l'avion.

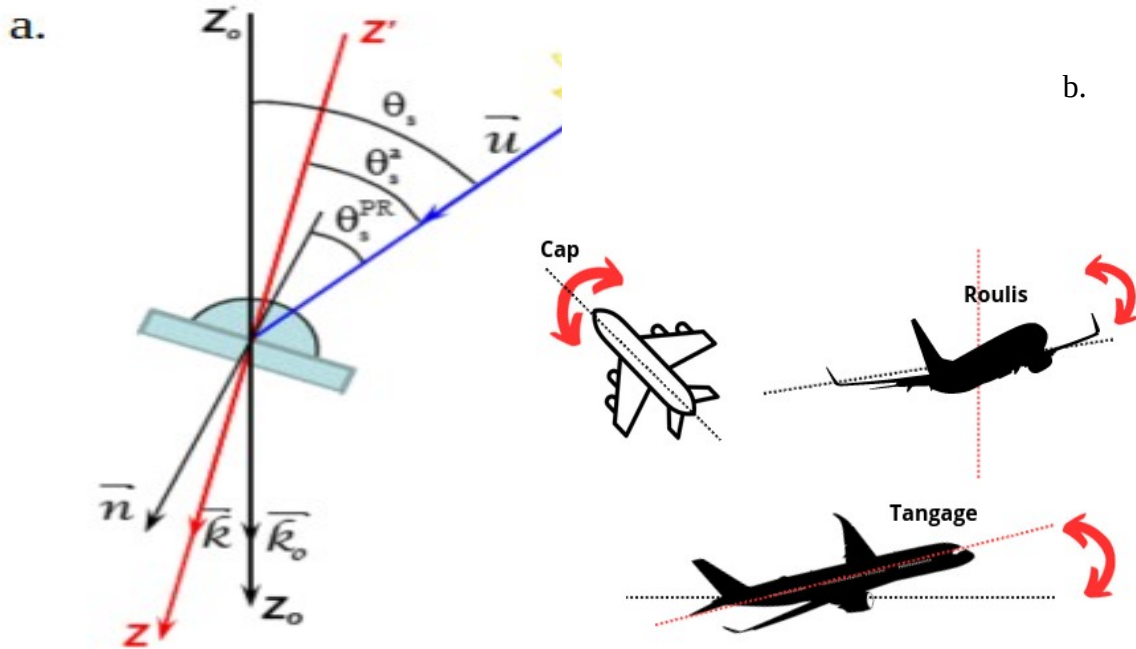


Figure II.14 : Figure a. Géométrie associée à la position du fluxmètre par rapport à la direction du soleil. Les directions du soleil et du nadir sont repérées respectivement par les vecteur unitaire \vec{u} et \vec{k}_0 . Les vecteurs unitaires \vec{k} et \vec{n} sont portés par la normale descendante au plan de l'avion et par la normale descendante au plan du fluxmètre, respectivement. Source : G. Brogniez, LOA). Figure b. Axes de mouvement de l'avion : axe de lacet (permettant de modifier le cap de l'avion) de tangage et de roulis représenté dans le repère (0, x, y, z) lié à l'avion (Voir l'Annexe A pour une définition rigoureuse des angles de roulis, tangage et de cap).

II.5.C.b. Incertitude sur les mesures de flux

Les incertitudes sur les mesures de flux doivent être prises en compte lors de l'interprétation des résultats. Une évaluation rigoureuse de ces incertitudes permettra d'obtenir une estimation plus précise de la fiabilité de nos calculs de flux et de taux d'échauffement comme présenté dans la suite.

L'incertitude intégrée dans notre étude pour la mesure des flux comprend les incertitudes standards fournies par le fabricant ainsi que celles associées à la précision d'étalonnage. Cela englobe également des incertitudes supplémentaires issues de l'expérimentation. Une comparaison des mesures effectuées par des instruments équivalents, embarqués à bord de différents avions, a été réalisée (communication personnelle : G. Brogniez).

Des mesures de flux ont été réalisées simultanément à bord de l'avion ATR-42 et du Falcon-20 lors de la campagne ChArME_x pour des scènes similaires et de façon simultanée. Les mêmes corrections (par exemple, pour la prise en compte de l'attitude de l'avion et les corrections indiquées par le fabricant, voir chapitre III.1) ont été appliquées aux données. Cette comparaison inclut donc également d'éventuelles différences dans ces corrections appliquées aux deux instruments, ainsi que d'autres différences liées, par exemple, à l'étalonnage. Cette comparaison a été réalisée pour des portions de vol d'une vingtaine de minutes, sur des trajectoires à cap constant au-dessus de l'océan en ciel clair. Les différences observées lors de cet exercice de comparaison ont été ajoutées aux incertitudes annoncées par le fabricant. En prenant en compte tous les calculs, les incertitudes pour les flux sont les suivantes :

Dans le spectre visible :

Flux descendant : 0,81 % + 0,05 W.m⁻²

Flux montant : 0,81 % + 3,05 W.m⁻²

Dans l'infrarouge thermique :

Flux descendant : 2,00 % + 1,46 W.m⁻²

Flux montant : 2,00 % + 0,35 W.m⁻²

II.5.C.c Correction liée à l'appareil de mesure

La sensibilité des fluxmètres à un éclairage directionnel peut varier en fonction de l'angle. La correction décrite ci-dessous est donnée par le constructeur.

La tension de sortie du pyranomètre pour un éclairage d'indice normal est V(0), la tension théorique de sortie devrait s'écrire :

$$V^{th}(\theta) = V(0) \cdot \cos(\theta) \tag{eq. II.10}$$

En réalité, la tension de sortie mesurée sous un angle d'incidence θ s'écrit $V_m(\theta)$ avec un écart relatif :

$$c(\theta) = \frac{V_{th}(\theta) - V_m(\theta)}{V_{th}(\theta)} \tag{eq. II.11}$$

La quantité $c(\theta)$ représente le terme de « correction de réponse en cosinus » du pyranomètre. En réarrangeant l'équation précédente pour exprimer $V^{th}(\theta)$ en fonction de $c(\theta)$ (après étalonnage de l'instrument), le flux direct corrigé de la réponse en cosinus sous incidence θ s'écrit ainsi :

$$F_m^{cor}(\theta) = \frac{F_m^{dir}}{1 - c(\theta)} \tag{eq.II.12}$$

Lorsque l'angle d'incidence solaire augmente, la sensibilité du pyranomètre diminue, comme indiqué dans le Tableau II.2. Une interpolation est effectuée pour déterminer la valeur du coefficient en fonction de l'angle d'incidence lorsqu'il n'est pas répertorié dans le tableau.

Angle zénithal	40°	60°	70°	80°
C (%)	0,59	0,98	1,29	2,26

Tableau II.2 : Coefficient de correction de réponse en cosinus du pyranomètre en fonction de l'angle d'incidence. Coefficients donnés en pourcents par le fabricant.

En résumé, le flux direct descendant corrigé intègre les deux corrections précédentes (correction d'attitude et de correction liée à l'instrument) et est défini comme suit :

$$F_{sw}^{dir \downarrow}(\theta_s) = \frac{F_{sw}^{dir \downarrow}(\theta_s^{PR})}{a_c[1 - c(\theta_s^{PR})]} \quad (\text{eq. II.13})$$

Des développements supplémentaires (voir Annexe B) et des calculs de transfert radiatif démontrent que cette correction peut être appliquées avec une bonne approximation sur le flux total descendant (direct + diffus). Par conséquent, dans la suite, le rayonnement solaire descendant mesuré sera corrigé en utilisant avec la formule suivante :

$$F_{sw}^{mes \downarrow}(\theta_s) = \frac{F_{sw}^{mes \downarrow}(\theta_s^{PR})}{a_c[1 - c(\theta_s^{PR})]} \quad (\text{eq. II.14})$$

II.5.C.d Correction des masses d'air

La correction de la "masse d'air" ne constitue pas à proprement une correction, et plutôt un traitement appliqué aux données en fonction des besoins spécifiques. Cette procédure vise à atténuer les effets de la variabilité du rayonnement solaire sur les mesures de flux réalisées lors des descentes en boucle ou au cours des axes de vol aller-retour utilisés pour déterminer les offsets de montage.

Une descente en boucle, d'une durée de 20 à 30 minutes, est caractérisée par des changements dans la position du soleil, induisant une variation de la quantité de flux solaire disponible au sommet de l'atmosphère. En première approximation, le coefficient d'air mass (AMF) à appliquer aux mesures de flux est donné par :

$$AMF(t) = \frac{1}{\cos(\theta_s(t))} \quad (\text{eq II.15})$$

avec $\theta_s(t)$ est la valeur de l'angle solaire au moment de la mesure.

En divisant le flux mesuré par le cosinus de l'angle solaire, le mesure de flux est « ramenée » à un éclairage solaire au zénith ($\cos(\theta_s)=1$). Cette approche est utilisée par exemple pour comparer

des estimations de forçage direct des aérosols issues de capteurs spatiaux héliosynchrones effectuant des mesures sur des scènes similaires et à des heures différentes (De Graaf et al., 2021).

La dernière correction consiste à multiplier les flux par la valeur moyenne du cosinus calculée entre le début et la fin de la descente en boucle. Les mesures de flux acquises pendant la descente peuvent alors être considérées comme correspondant des mesures acquises sous un même éclairage solaire. La correction de la masse d'air compense donc les effets de la variation de l'angle solaire pendant la descente en boucle. Cette correction s'écrit :

$$FLUX_{corrigé}(t) = Flux(t) * AMF(t) / moy(AMF) \quad (\text{eq. II.16})$$

II.5.C.e Détermination des angles de tangage et de roulis de montage

Ces angles de montage dépendent de la façon avec laquelle le fluxmètre a été installé dans l'avion et traduisent sa non-horizontalité. Ces quantités sont estimées à partir de séquences de vols spécifiques. Des vols en forme de « L » ou de « croix » ont été réalisés pendant la campagne AERO-CLO-sA pour réaliser cette caractérisation. Un exemple est représenté sur la Figure II.15.

Sur chaque axe du « L », un trajet aller-retour est effectué. Ces trajets allers et retours sont généralement courts (entre 5 et 10 minutes) et doivent être réalisés au-dessus d'une scène homogène spatialement, afin que les propriétés de l'atmosphère et de la surface puissent être considérées comme constantes. Les mesures sont réalisées à haute altitude (environ 8 km) afin que le rayonnement solaire mesuré soit essentiellement du rayonnement solaire direct.

Lorsque l'avion effectue un aller-retour le long d'un axe au-dessus d'une même scène, les mesures de flux direct descendant (après application de la correction de masse d'air, voir section précédente) devraient être identiques à l'aller et au retour. Cependant, des variations d'angle d'incidence solaire sur le capteur entraînent des écarts. L'utilisation de la correction de l'équation II.15, en négligeant les angles de montage, permet de partiellement corriger les écarts observés, bien que cette correction ne soit pas optimale.

Pour minimiser ces écarts, une correction finale consiste à déterminer la meilleure combinaison de décalages d'angles de roulis et de tangage (R ; P). L'objectif est de minimiser au maximum les écarts observés, c'est-à-dire de réduire au maximum l'écart-type des éclairages descendants mesurés sur la portion de vol aller-retour.

Considérons deux axes de vol réalisés exactement face et dos au soleil, seul l'angle de tangage influencera les calculs du terme de correction de l'équation II.15. Ensuite, seul le décalage P devra être ajusté pour obtenir des mesures cohérentes pour ces deux axes (voir les développements reportés en Annexe A, équation A.6). De manière similaire, si deux axes sont effectués exactement perpendiculairement à la direction du soleil, seul le décalage R devra être ajusté pour obtenir des mesures cohérentes pour ces deux axes. Pour ces raisons, ces axes sont, si possible, respectivement réalisés dans le plan solaire et dans le plan qui lui est perpendiculaire.

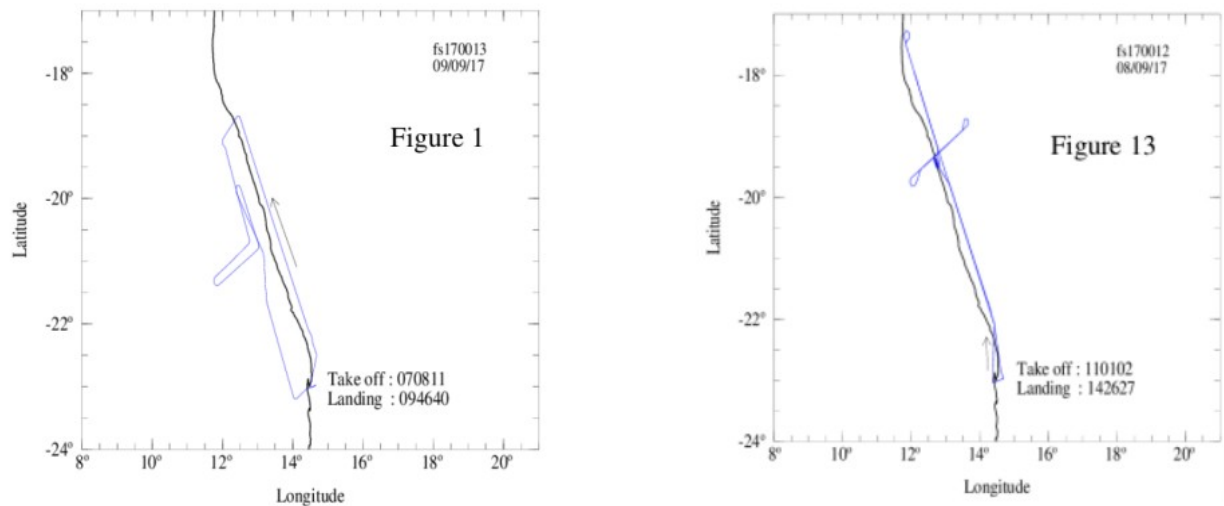


Figure II.15 : Graphique du vol en "L" (à gauche) effectué le 9/09/2017 (vol 13) et le vol en croix (à droite) effectué le 8/09/2017 (vol 12). Source : (Brogniez G. et al.)

Si les phases de vol ne correspondent pas exactement à ces conditions spécifiques (i.e. mesures dans le plan solaire et dans le plan perpendiculaire au soleil), la solution choisie consiste à explorer systématiquement toutes les paires possibles (R ; P) dans les plages $[R_{\min}, R_{\max}]$ et $[P_{\min}, P_{\max}]$, avec un pas de $0,05^\circ$.

Pour chaque combinaison de décalages d'angles de roulis (R) et de tangage (P) testée, on calcule l'écart-type, à partir des données corrigées obtenues pendant la séquence de vol. Les flux sont ramenés à un soleil au zénith (pour limiter les effets de variation de l'éclairement entre le début et la fin des axes de mesure).

En comparant les écart-types obtenus pour différentes paires (P ; R), nous pouvons identifier la combinaison qui réduit le plus la variabilité des mesures corrigées.

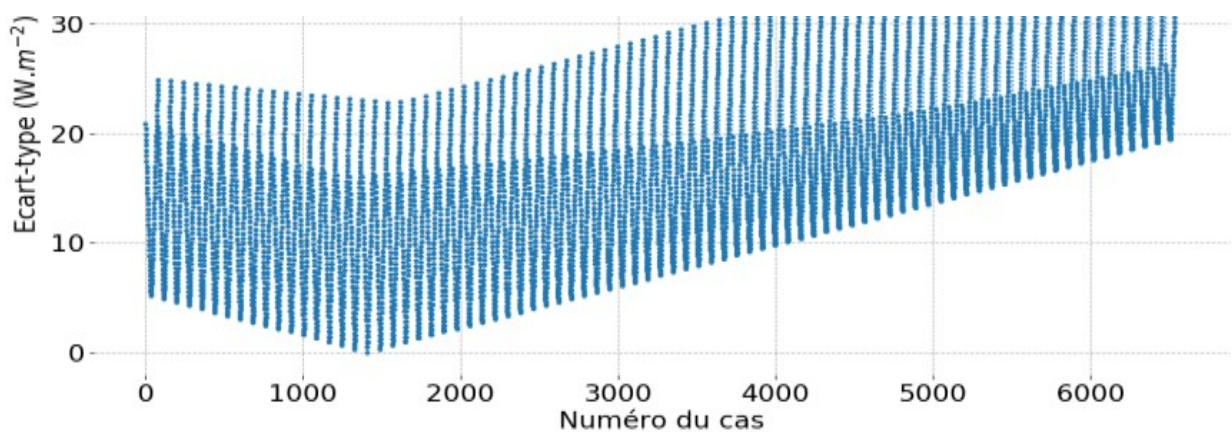


Figure II.16 : Écart-types calculés sur les flux mesuré (correction d'attitude + correction de masse d'air appliquées) en fonction d'un indice. Chaque indice correspond à une paire de valeurs d'angles tangage et de roulis de montage (P, R).

La Figure II.16 montre des flux mesurés pour un aller-retour effectué dans un même plan de vol avec le résultat de la correction. Après application de l'ensemble des traitements et optimisation du choix des angles de montage (courbe verte), nous pouvons noter que les mesures effectuées à l'aller et au retour sont quasiment identiques ce qui est attendu. La forte fluctuation observée sur les mesures brutes, correspondant à un tournant, est en partie corrigée. Ces mesures, effectuées lors les virages, ne seront toutefois pas utilisées dans la suite.

La Figure II.17 présente les écart-types des différentes paires possibles de valeurs de décalages ou d'offsets des angles de montage de roulis et de tangage (R ; P). Chaque paire a été enregistrée dans une table et nous avons déterminé l'indice de la paire qui correspond à l'écart-type le plus faible. Cet indice renvoie le couple (R ; P) optimal.

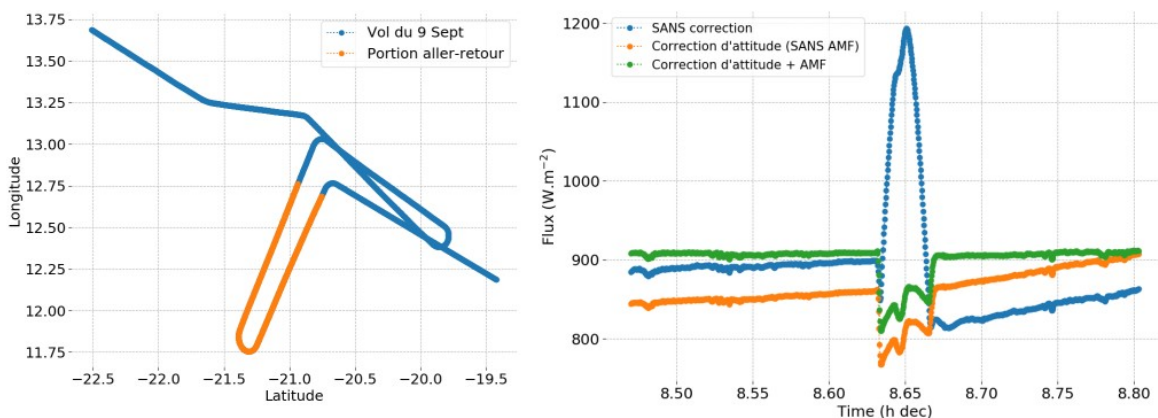


Figure II.17 : À gauche, il y a le plan de vol du 9 septembre 2019. À droite, il y a les mesures de flux solaire descendant obtenues pour une portion de vol aller-retour sans correction (courbe bleue), avec correction complète (courbe verte) et avec correction sauf la correction d'« AMF » (pour la démonstration).

Ici, les offsets de montage de tangage et de roulis qui permettent de minimiser les écarts sont respectivement égale $-1,15^\circ$ et $-0,40^\circ$. Ces valeurs sont utilisées dans le traitement des données de flux de la campagne AERO-HDF.

La figure II.18 montre un exemple de résultats pour des mesures acquises durant une descente en boucle. La descente est dite en « hippodrome » car elle comprend de sections de vol avec des valeurs de roulis et de tangage minimisées. Les effets de différentes corrections y sont représentés. Les données manquantes sur ce profil correspondent aux données éliminées dû aux tournants. Un filtre est appliqué et des valeurs maximales de tangage et de roulis sont fixées.

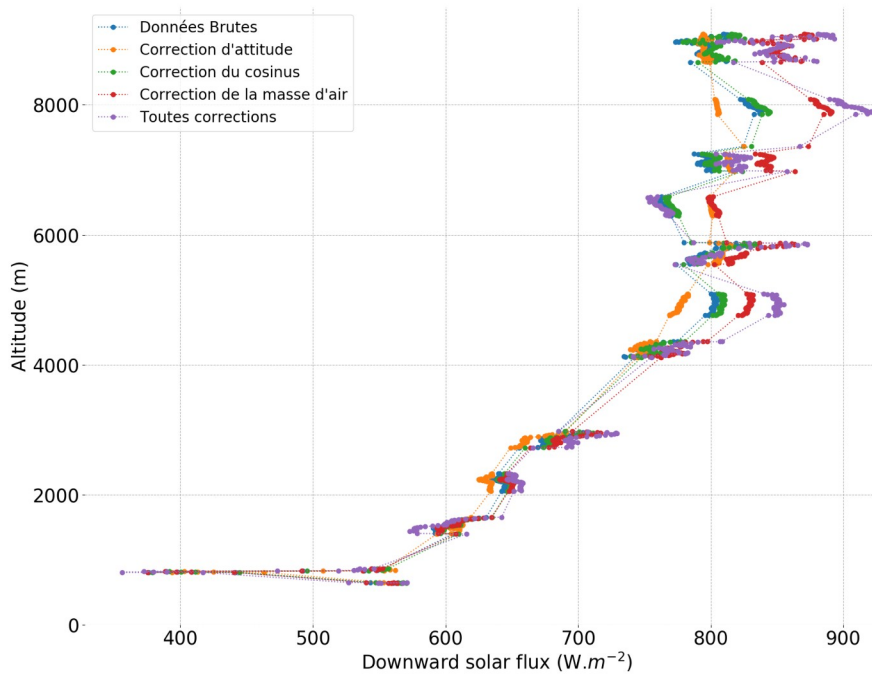


Figure II.18 : Flux solaire descendant mesuré lors de la descente en boucle effectuée lors du vol du 8 septembre. La courbe violette illustre le flux solaire descendant, après application de l'ensemble des différentes corrections appliquées. La donnée brute est représentée en bleu. Des flux avec des corrections intermédiaires sont également représentés.

Nous pouvons observer un écart maximal de 50 W/m² entre la mesure brute et la mesure corrigée pour le flux solaire descendant. Cet écart est observé à haute altitude là où le flux mesuré est maximal et dominé par la contribution solaire directe. L'écart observé est en dehors incertitudes associées à la mesure de flux. Les écarts entre mesures brutes et mesures corrigés sont plus faibles à basse altitude.

II.6 PRÉSENTATION DU CODE DE TRANSFERT RADIATIF : CODE GAME

L'équation de transfert radiatif (ERT) décrit les différents processus qui impactent le rayonnement lors de sa propagation à travers un milieu comme l'atmosphère qui est caractérisé par des processus de diffusion et d'absorption par les molécules et les aérosols. Le vecteur de l'ERT comprend des informations sur l'intensité du rayonnement dans différentes directions et à différentes longueurs d'onde.

L'équation de transfert radiatif peut s'écrire pour la luminance totale L comme suit : (eq. II.17)

$$\mu_v \frac{dL(\tau, \mu_v, \varphi_v)}{d\tau} = L(\tau, \mu_v, \varphi_v) - \frac{\overline{\omega_0}}{4\pi} \int_{-1}^{+1} \int_0^{2\pi} p(\tau, \mu', \varphi', \mu, \varphi) \cdot L(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' - \frac{\overline{\omega_0}}{4\pi} p(\tau, \mu_s, \varphi_s, \mu_v, \varphi_v) E_s e^{-\frac{\tau}{\mu_s}}$$

L est la luminance, $\mu = \cos(\theta)$. μ , μ_s et μ_v (respectivement φ' , μ_s et μ_v) sont les cosinus des angles zénithaux (respectivement azimutaux) caractérisant les directions incidente, solaire et de visée.

Le dernier terme de l'équation tient compte des diffusions multiples et traduit la diffusion d'un rayonnement diffus de direction (μ', φ') vers la direction de visée (μ_v, φ_v) .

p est la fonction de phase du mélange d'aérosols et de molécules, en supposant qu'un seul type d'aérosols est présent, et τ est l'épaisseur optique d'extinction (aérosol+ molécules).

E_s est l'irradiance solaire en $W.m^{-2}$ (Lopes et al., 2016).

ω_0 est l'albédo de simple diffusion des particules.

La dépendance spectrale des grandeurs radiatives n'a pas été reportée dans un souci de simplification des notations.

En apportant des modifications à l'équation précédente, les interactions multiples entre l'atmosphère et les surfaces, ainsi que les processus de polarisation du rayonnement solaire (prise en compte des paramètres de Stokes), peuvent être pris en compte et calculées précisément à l'aide de code transfert radiatif (Lenoble et al. 2007). Dans l'infrarouge thermique, l'équation ci-dessus est également modifiée afin de prendre en compte le processus d'émission par l'atmosphère et les surfaces, en se basant sur la loi du corps noir (Herreras et al. 2022b).

Le ModEl Atmosphérique Global (GAME) est un outil dédié pour le calcul des flux. C'est un code rapide à résolution spectrale élevée (Dubuisson, P., J. C. Roger, M. Mallet, 2006). Différentes méthodes existent pour résoudre l'équation du transfert radiatif. GAME se base sur le code de transfert radiatif DISORT, Discrete Ordinate Radiative Transfer, (Stamnes et al., 1988) pour calculer le champ de luminance. DISORT utilise la méthode des ordonnées discrètes pour prendre en compte la diffusion multiple. Cette méthode permet de calculer efficacement les multiples processus de diffusion se produisant dans l'atmosphère quelle que soit la valeur de l'épaisseur optique. Les calculs peuvent donc être assez rapidement effectués même pour une atmosphère nuageuse. Jusqu'à présent, cette méthode n'intègre pas le formalisme de Stokes et ne peut pas être utilisée pour simuler le rayonnement polarisé. Le code GAME gère l'ensemble des paramètres d'entrée nécessaires aux calculs, tels que les données atmosphériques et les paramètres optiques pour les gaz, les aérosols et les nuages, et effectue le travail d'intégration spectrale des luminances et des flux calculés avec DISORT.

Les radiances, ainsi que les flux et, par conséquent les taux de chauffage, sont déterminés pour chaque niveau atmosphérique dans l'hypothèse d'une atmosphère plan-parallèle qui peut être verticalement inhomogène. Pour les calculs réalisés sur le spectre solaire, l'atmosphère est discrétisée en 89 couches planes parallèles, tandis que 122 couches sont utilisées pour la version du code qui calcule les flux dans l'infrarouge thermique. Cette discrétisation est nécessaire pour bien reproduire l'absorption par les gaz. Entre 0 et 8 km, le nombre de couches a été augmenté afin d'avoir une résolution verticale de 100 mètres.

Pour simuler le spectre solaire, le code GAME considère 208 intervalles spectraux répartis entre 0,2 à 3 μm . Pour l'infrarouge thermiques, 115 intervalles sont utilisés pour couvrir la gamme de longueurs d'onde allant de 4 microns à 47 microns. Pour chaque intervalle spectral, les propriétés optiques des gaz et des particules (à chaque niveau d'altitude) doivent être renseignées.

Pour obtenir l'épaisseur optique d'absorption des gaz pour chaque intervalle spectral, une technique de distribution k corrélée est mise en œuvre. Cette méthode permet de déterminer une épaisseur optique d'absorption équivalente pour l'intervalle spectral considéré avec une bonne approximation. Les gaz pris en compte dans le code sont les suivants : CO_2 , O_2 , O_3 , CH_4 , CO , N_2 .

Divers modèles d'atmosphère sont disponibles dans le code pour fixer la concentration et la distribution des gaz dans l'atmosphère ainsi que les profils thermodynamiques (atmosphère « standard », modèle « mid-latitude », ...). Pour cette étude, nous avons utilisé le modèle d'atmosphère tropical. Le profil de vapeur d'eau est déterminé à partir des mesures des sondes (voir chapitre 3). Le contenu total en ozone a été ajusté en utilisant les observations spatiales obtenues pour la période de la campagne.

Les propriétés optiques des aérosols et des nuages sont basées sur l'algorithme d'inversion des propriétés des aérosols au-dessus des nuages (Waquet et al., 2013). Les propriétés de ces modèles avaient été précalculées par Peers et al., (2015) pour les intervalles spectraux utilisés dans le modèle GAME pour le solaire. Sept modèles d'aérosols sont disponibles : six modèles d'aérosols sphériques du mode fin et un modèle de poussières minérales non sphériques (Tableau II.3). Les propriétés optiques de ces modèles ont été calculées pour différents niveaux d'absorption.

	AÉROSOLS		NUAGES
	Mode fin	Mode grossier	
Distribution verticale	Ajusté à partir du coefficient de rétrodiffusion du lidar		Couche homogène comprise entre 0 et l'altitude du sommet du nuage
Distribution en taille	Log normal		Loi gamma
	r_g (μm) : 0,06 à 0,16 (pas de 0,02)	r_{eff} (μm) : 0,35 (mode fin) 2,55 (mode grossier)	r_{eff} (μm) : 10
	σ_g (μm) : 0,4	σ_g (μm) : 0,4	v_{eff} (μm) : 0,06
Indice de réfraction $m = m_r - m_i$	1,47 – m_i de $m_{i,1} = 0,0000$ à $m_{i,1} = 0,05$ (pas de 0,0025)	1,47 – m_i $m_{i,490\text{nm}} = 0$ à 0,004 (pas de 0,0005) $m_{i,865\text{nm}} = 0,0007$	1,338 (490nm) 1,330 (865nm)

Tableau II.3 : Caractéristiques des modèles d'aérosols et de nuages utilisés pour les calculs des flux avec GAME. Les symboles r_g , σ_g , r_{eff} et v_{eff} représentent respectivement le rayon granulométrique, l'écart-type géométrique (pour une loi log-normale et pour une distribution en nombre), le rayon effectif et la variance effective pour les gouttes nuageuses. Source : Peers (2015).

Les propriétés optiques des modèles d'aérosols présentés dans le Tableau II.3 ont été également calculés pour l'infrarouge thermique. Les calculs ont été réalisés avec la théorie de Mie pour les 6 modèles sphériques de particules du mode fin. Un profil d'extinction des aérosols a été intégré dans le code GAME pour les calculs dans l'infrarouge thermique. Cette étape n'avait pas

encore été prise en compte dans les versions précédentes du code. Les calculs réalisés dans la suite de la thèse montrent que les particules de feux de biomasse sont trop petites pour avoir un impact significatif dans l'infrarouge thermique.

Il convient de noter que cette remarque est valable pour les particules de feux de biomasse observées pendant AERO-CLO-sA qui étaient quasiment uniquement présentes dans le mode fin des aérosols. Des particules grossières ont parfois été observées dans des panaches de fumée (végétaux partiellement brûlés ou poussières arrachées au sol). Pour ces cas, il serait nécessaire de mener des études dans l'infrarouge thermique.

Les données recueillies par les instruments de mesures in situ UHSAS-A et la FSSP ont permis d'observer la distribution en taille des particules (Figure II.19a et II.19b.). Les mesures in-situ acquises pendant la campagne AERO-CLO-sA présentées ici ont été acquises à une altitude de 3 km (Formenti et al., 2019). Une modélisation a été réalisée à l'aide d'une loi log-normal (courbe en bleu clair). Des résultats obtenus pour la campagne SAFIRI réalisée en 2000, dans la même région, ont également été reportés. Cette comparaison montre les variations des distributions de taille observées dans différentes conditions atmosphériques et pour différentes campagnes sur la région d'étude. Voir les Figures II.19.

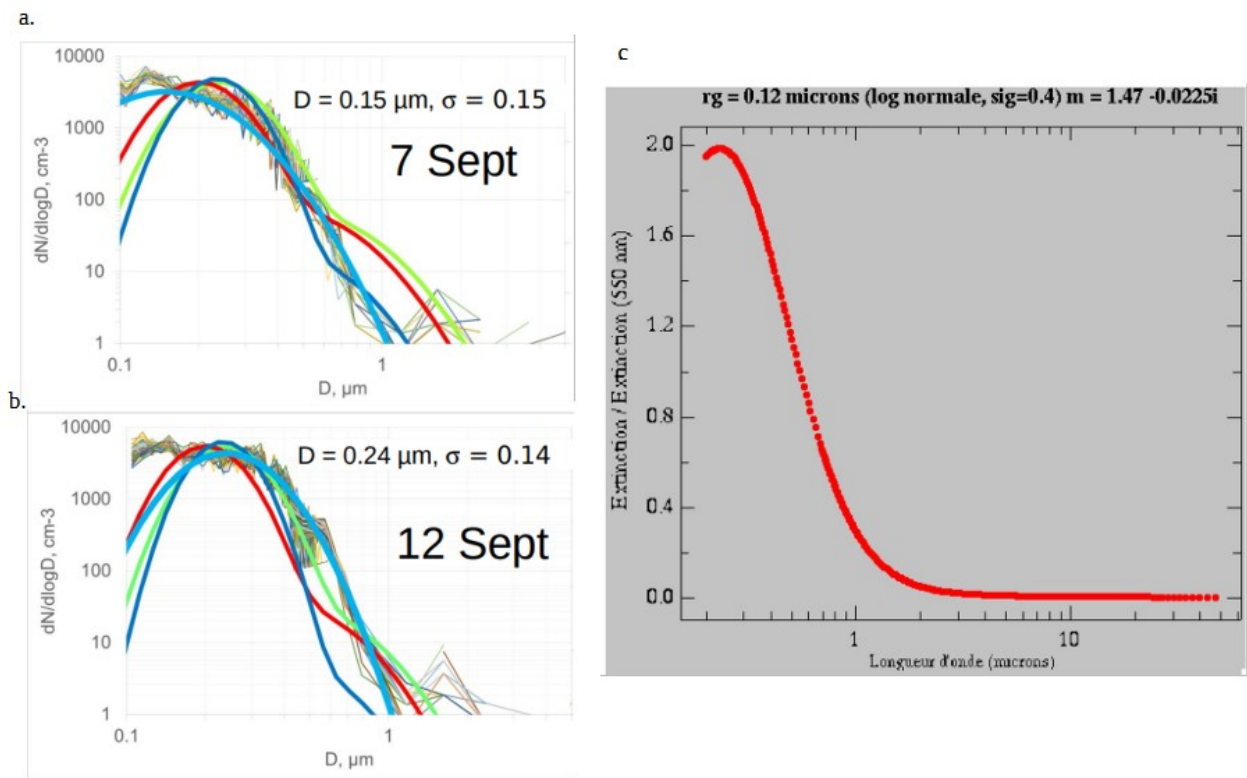


Figure II.19 : Les figures a. et b. représentent la distribution de la taille des particules issues de mesures in situ pour les vols du 7 et du 12 septembre 2017 (courbes bruitées). Une modélisation log-normal a été appliquée aux données (courbe bleu clair). Les paramètres obtenus sont reportés sur les figures. D est le diamètre géométrique et σ est la variance. (Source : Formenti et al., 2019). La figure c. représente le coefficient d'extinction des aérosols normalisé à 550 nm. Les calculs ont été réalisés avec la théorie de Mie pour des aérosols d'indice complexe : $1,47 - 0,025i$. Une loi log-normal a été utilisée pour la distribution en taille (rayon granulométrique : 0,12 microns et la variance est égale à 0,4).

En examinant les données de la campagne SAFARI de 2000 et celles de la campagne AEROCLOSA, il apparaît que la distribution de taille des particules est typiquement représentative du mode fin des aérosols.

Concernant l'effet des aérosols dans l'infrarouge thermique (IRT), les résultats présentés sur la Figure III.19c montre que le coefficient d'extinction des aérosols pour la gamme de taille considérée diminue rapidement avec la longueur d'onde et atteint des valeurs très faible dans l'infrarouge thermique. Cela indique que ces particules interagissent très peu avec le rayonnement thermique. Leur effet est très faible, voire négligeable, dans l'infrarouge thermique, en raison de leur petite taille.

De par leur taille et leurs propriétés d'absorption, les poussières minérales modifient le bilan radiatif à la fois sur les spectres solaire et thermique et des effort devront être menés pour ajouter un modèle réaliste de ces particules dans la base de données utilisées pour nos calculs de flux et de taux.

II.7 MÉTHODOLOGIE MISE EN PLACE

II.7.A Méthodologie mise en place

La méthode élaborée pour quantifier l'impact radiatif des aérosols repose sur une approche intégrant des mesures et de restitutions obtenues lors de la campagne aéroportée en tant que données d'entrée pour le code de transfert radiatif GAME. Les données de validation sont celles fournies par le photomètre permettant de valider les profils d'extinction et de vapeur d'eau, ainsi que les mesures fournies par les fluxmètres pour la validation des flux et des taux d'échauffement obtenues dans lors des descentes.

Les instruments de mesure, tels que le lidar, le photomètre OSIRIS, les pyrgeomètres et les pyranomètres, ainsi que les sondes, ont permis de collecter des données essentielles sur les profils d'aérosols, les profils de nuages, les flux radiatifs et les profils thermodynamiques. Ces données serviront de paramètres d'entrée pour le code GAME, qui simule les flux et les taux d'échauffement à différents niveaux dans l'atmosphère. Voir le Tableau II.4.

Au cœur de la méthode, les instruments passifs et actifs, respectivement OSIRIS et le lidar LNG, permettent de tester la capacité des capteurs spatiaux équivalents à estimer les taux d'échauffement atmosphériques. Les propriétés des aérosols sont fournies par OSIRIS (épaisseur optique, distribution en taille et absorption, avec une hypothèse sur la partie réelle de l'indice de réfraction des aérosols). Le profil d'extinction restitué par le lidar à 1064 nm est utilisé pour distribuer les propriétés des aérosols verticalement. Nous supposons ici que les propriétés intrinsèques des aérosols présents (au-dessus des nuages) ne dépendent pas de l'altitude. Le profil d'extinction du lidar est réajusté de la façon suivante :

$$ext_{1064nm}(z) = ext_{1064nmlidar}(z) * \frac{\tau_{1064nm OSIRIS}}{\tau_{1064nmlidar}} \quad (\text{eq. II.18})$$

Avec τ l'épaisseur optique en aérosol intégrée pour la colonne d'atmosphère situé au-dessus du nuage.

Cette procédure assure une cohérence entre les propriétés optiques restituées par le lidar et celles fournies par OSIRIS. Après intégration du coefficient d'extinction exprimé ci-dessus (eq. II.18), nous retrouvons l'épaisseur optique estimée par OSIRIS à 1064 nm. Nous utilisons les restitutions d'OSIRIS pour l'épaisseur optique totale en partant du principe que la méthode lidar utilise des hypothèses sur certains paramètres (taille et absorption pour le rapport lidar) tandis que ces paramètres sont restitués par le polarimètre.

INSTRUMENTS	GRANDEURS
Polarimètre OSIRIS	<ul style="list-style-type: none"> - Épaisseur optique nuage à 550nm - Épaisseur optique aérosol à 865nm <ul style="list-style-type: none"> - Absorption des aérosols - Taille des aérosols
Lidar	<ul style="list-style-type: none"> - Coefficient d'extinction à 1064nm - Altitude
Photomètre PLASMA	<ul style="list-style-type: none"> - Contenu en vapeur d'eau - Altitude
Dropsonde	<ul style="list-style-type: none"> - Température - Pression - Humidité relative - Altitude
Fluxmètre	<ul style="list-style-type: none"> - Épaisseur optique des nuages à 550nm

Tableau II.4 : Paramètres, et instruments associés, utilisés en d'entrée du code GAME pour le calcul des flux et des taux d'échauffement.

Pour la vapeur d'eau, les données des sondes placées sur l'avion ou des drop-sondes sont utilisées pour déterminer le profil d'humidité spécifique. Celles-ci sont complétées par les mesures de PLASMA, qui permettent de compléter les données de vapeur d'eau pour la partie de l'atmosphère située au-dessus de l'avion. Dans le cadre d'une application spatiale de la méthode, un profil de réanalyse météorologique serait utilisé. Nous évaluons dans la suite l'impact du choix d'un profil de ré-analyse par rapport à un profil réel mesuré. A l'heure actuelle, il n'existe pas de méthode pour restituer un profil d'humidité spécifique au-dessus d'un nuage depuis l'espace. La même remarque peut être faite pour la restitution du contenu intégré en vapeur d'eau. Nous allons tester une version alternative de notre méthode dans laquelle nous utilisons les profils d'extinction des aérosols pour prédire le profil de vapeur en partant de l'hypothèse que les concentrations en vapeur d'eau et en aérosols sont corrélées comme cela a été observé dans des études précédentes (Deaconu et al., 2019, Chauvigné et al., 2021).

Enfin, l'épaisseur optique du nuage sera estimée à l'aide de données du fluxmètre avec une méthode décrite dans la suite. Une comparaison sera également réalisée avec l'épaisseur optique du nuage fournie par l'algorithme développé pour OSIRIS.

Les différents instruments, cités précédemment, et les différentes grandeurs utilisées en entrée du code, sont résumés dans le tableau ci-dessus.

Pour valider la fiabilité de cette méthodologie, des mesures de flux ont été recueillies lors des descentes en boucle effectuées pendant les vols. Ces données vont permettre d'estimer la distribution des flux et des taux d'échauffement en fonction de l'altitude. La comparaison entre les résultats obtenus à l'aide du code de transfert radiatif et les mesures de flux permet d'évaluer l'exactitude des simulations. Les mesures d'épaisseur optique en aérosols et de vapeur d'eau effectuées pendant les boucles permettront de valider les profils d'extinction et d'humidité spécifique utilisés pour obtenir ces taux.

Enfin, une méthode alternative à l'utilisation du lidar et du polarimètre pour le calcul des taux d'échauffement sera également testée. Cette méthode utilise uniquement les données de mesures de flux solaire et les données de l'instrument PLASMA (épaisseur optique spectrale). En outre, pour estimer les taux, la méthode nécessite d'ajuster le niveau d'absorption des aérosols, ce qui permet d'obtenir une deuxième estimation de ce paramètre à comparer avec celle fournie par l'instrument OSIRIS. Le bien fondé de cette méthode repose sur l'étude de sensibilité présentée dans la suite, soit à la section II.9.B.

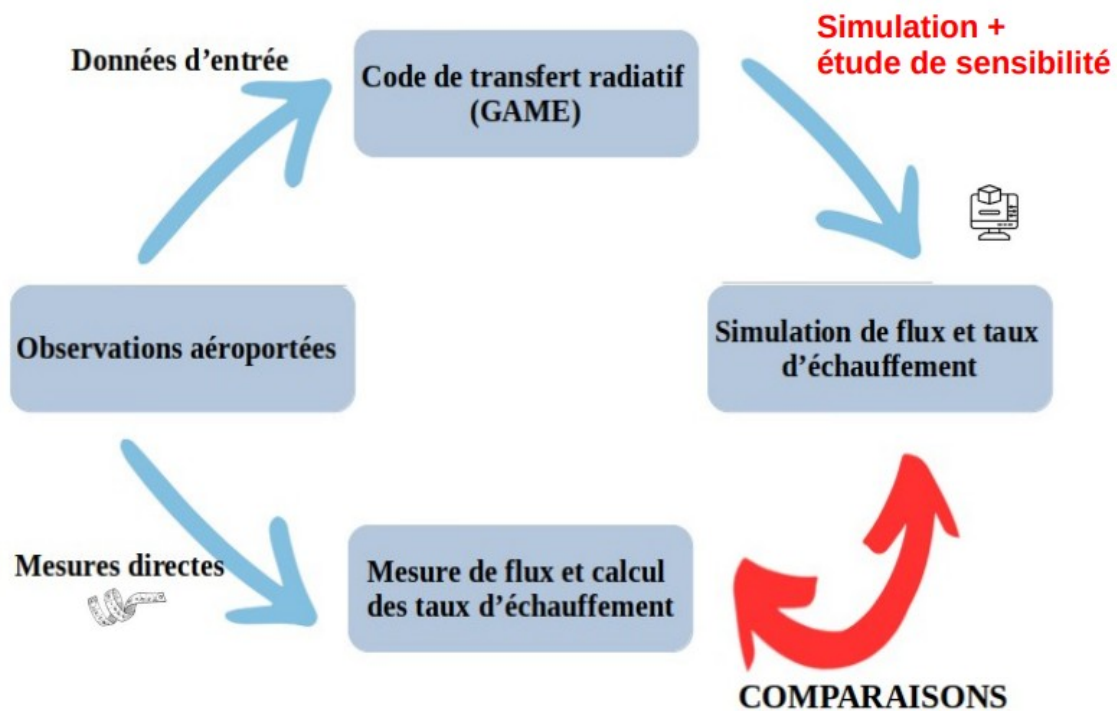


Figure II.20 : Méthode mise en place pour l'étude de l'impact radiatif des aérosols sur la couche atmosphérique. Les données aéroportées sont utilisées en tant que données d'entrée afin de modéliser les flux et les taux d'échauffements. Ces modélisations sont ensuite comparées aux mesures aéroportées afin d'améliorer le codes de transfert radiatif.

II.7.B Prise en compte de la distance terre-soleil dans les simulations.

La distance entre la Terre et le Soleil varie, ce qui affecte le flux solaire estimé au sommet de l'atmosphère (avec une variation de quelques pourcents en fonction du moment de l'année). Par conséquent, une correction doit être appliquée aux mesures ou aux simulations afin de les comparer de manière appropriée.

Dans le code GAME, le flux solaire est estimé pour une distance Terre-Soleil moyenne. Nous avons choisi d'appliquer cette correction sur les simulations plutôt que sur les mesures afin de simuler des flux et des taux correspondant aux conditions d'observation de la campagne.

Lorsque la Terre est plus éloignée du Soleil, c'est le cas en septembre, les flux solaires enregistrés sont plus faibles. La correction est appliquée sur les flux solaires montants et descendants. Pour le flux descendant, la correction s'écrit :

$$F_{SwDown} = F_{SW}(\theta_s^{PR}) * 0,985 \quad (\text{eq. II.19})$$

La même correction est également appliquée sur les flux montants.

II.7.C Bilan d'erreurs sur les simulations

Le code GAME est également utilisé pour réaliser un calcul de propagation d'erreurs afin de fournir un espace de solutions possibles pour les estimations des flux et des taux. L'incertitude est calculée de la façon suivante, en prenant en compte les erreurs associées à chaque paramètre d'entrée du modèle, telles que les mesures de flux, les profils d'aérosols, ...

$$\sigma_{Flux}(z) = \sqrt{\sum_i \left(\frac{\partial Flux(z, Xi)}{\partial X} * \sigma_{Xi} \right)^2} \quad (\text{eq. II.20})$$

Les termes σ_{Xi} représentent l'écart type associé à chaque paramètre qui contrôle le calcul du flux. Le terme qui contient une dérivée correspond à la sensibilité du flux par rapport au paramètre Xi . Les erreurs sont supposées décorréliées dans cette formule.

Les termes d'erreur associés aux propriétés des aérosols ont été évalués en se basant sur les travaux de Chauvigné et al., (2021). L'erreur relative est estimée à 10 % sur l'épaisseur optique Aerosol (AOT estimée par OSIRIS) à 865nm (exprimée en valeur relative). L'erreur sur l'absorption est de 0,005 et l'erreur sur la taille des aérosols (le rayon) est de 0.02 microns. Il n'est pas facile de valider les restitutions de l'épaisseur des nuages, donc l'erreur a été estimée à 2 sur l'épaisseur optique du nuage.

En plus de ces incertitudes sur les propriétés des aérosols et des nuages, d'autres termes d'erreur ont été pris en compte pour représenter la variabilité de la quantité de vapeur d'eau intégrée dans l'atmosphère (erreur de 0,3 g/kg). Ainsi que l'erreur sur la taille des gouttelettes de nuages (erreur de 2 μm).

II.8 ÉTUDE DE SENSIBILITÉ

L'étude de sensibilité constitue une étape importante de notre étude, visant à évaluer l'influence de différents paramètres sur les taux d'échauffement des aérosols atmosphériques. Dans cette section, nous présenterons les paramètres clés que nous avons pris en compte et les analyses effectuées pour évaluer leur impact. Les calculs sont réalisés pour les flux montant et descendant dans le spectre visible et infrarouge thermique, en fonction de l'altitude. Les taux d'échauffement sont également calculés.

Pour mener à bien cette étude de sensibilité, un cas de référence a été défini. Le profil d'humidité spécifique adopté correspond à un profil atmosphérique typique des régions tropicales, avec un nuage situé à une altitude de 1 km. Les valeurs de référence utilisées pour les paramètres des aérosols comprennent une épaisseur optique du nuage (COT) de 11,69, une épaisseur optique aérosol (AOT) de 0,43 à 865 nm et un niveau d'absorption des aérosol de 0,03. Ces données correspondent aux données obtenues juste avant la descente en boucle réalisée lors du vol du 8 septembre et ces calculs sont donc représentatifs des conditions expérimentales associées aux mesures analysées dans la suite (i.e. aérosols du mode fin très absorbants localisés entre 1 et 6 km au-dessus d'un nuage dont le sommet se trouve à 1 km).

II.8.A Angle zénithal

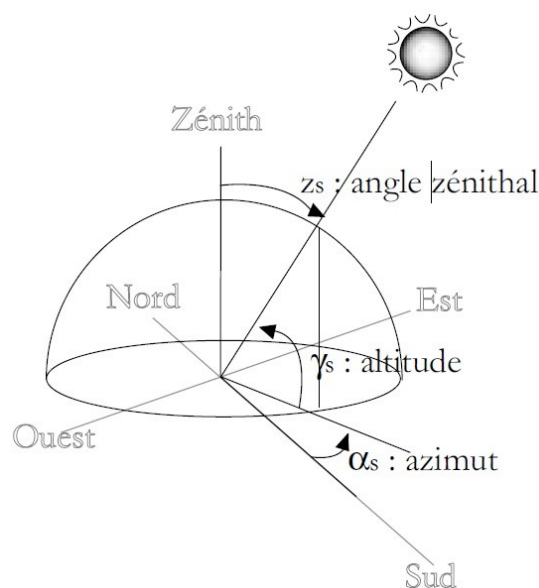


Figure II.21 : La localisation du soleil est déterminée sur chaque site à l'aide de conventions angulaires classiques

Le premier paramètre testé est l'angle zénithal solaire qui contrôle la quantité d'énergie mesurée par le fluxmètre au sommet de l'atmosphère. Voir la Figure II.20.

Il est observable dans la Figure II.22 que le flux décroît à mesure que l'angle zénithal augmente comme attendu. Le flux est maximal pour le flux descendant et à haute altitude. Le flux solaire montant dépend évidemment de l'angle solaire et de façon beaucoup moins marquée. On peut noter que l'amplitude du flux descendant varie rapidement avec l'angle solaire. Entre le début de la descente en boucle et la fin de la boucle, l'angle solaire va varier et cet effet doit être pris en compte dans les simulations. Les simulations sont réalisées pour deux angle solaires et une interpolation linéaire est réalisée (pour les flux montant et descendant). La correction de l'AMF peut ensuite être appliquée sur les simulations et sur les mesures de flux.

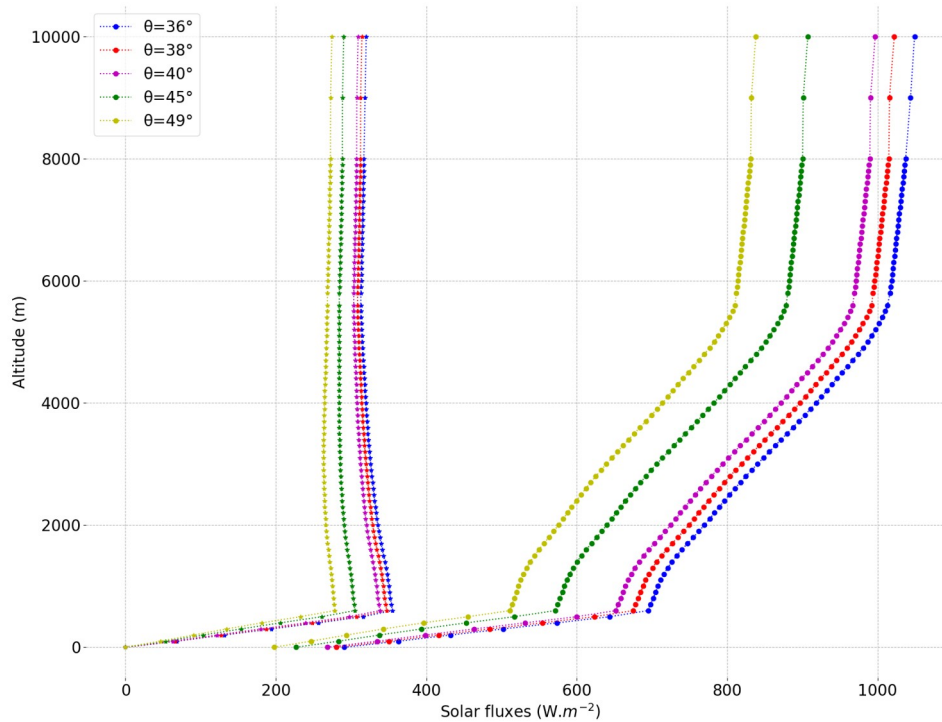


Figure II.22 : Variation du flux solaire descendant (en point à droite du graphique) et du flux solaire montant (en étoile à gauche du graphique) en fonction de l'altitude pour différents angles zénithales.

II.8.B Propriétés des aérosols

La Figure II.23 présente les principaux effets observés sur les flux et les taux en fonction des propriétés des aérosols et des nuages sélectionnées. On présente ici tout d'abord les résultats obtenus pour le spectre solaire.

Pour l'épaisseur optique des aérosols (AOT), les flux descendants et montants sont tous les deux impactés et diminuent à mesure que l'épaisseur optique en aérosols augmentent (Figure II.23 a et d). Les taux d'échauffement augmentent avec l'épaisseur optique en aérosols. Des valeurs particulièrement fortes de taux d'échauffement sont observées (+8 $K.d^{-1}$), celles-ci seront par la

suite confirmées par les mesures. Nous remarquons que les effets sur les flux et les taux sont observés là où est placée la couche d'aérosols dans le modèle (entre 1 km et un peu moins de 6 km en altitude).

L'absorption des aérosols constitue un autre paramètre examiné. Les simulations montrent que les flux (montant et descendant) diminuent à mesure que l'absorption augmente (Figure II.23 c et f). Les taux d'échauffement augmentent également avec le niveau d'absorption des aérosols comme attendu. Avec un niveau d'absorption nul, les taux restent positifs (effet de réchauffement résiduel liée à la vapeur d'eau) et sont très faibles. Ces simulations confirment que l'absorption des aérosols joue un rôle crucial dans la modulation des flux radiatifs et des taux. Ce paramètre doit donc être absolument restitué précisément en plus de l'épaisseur optique des aérosols pour une estimation fine des taux d'échauffement atmosphériques.

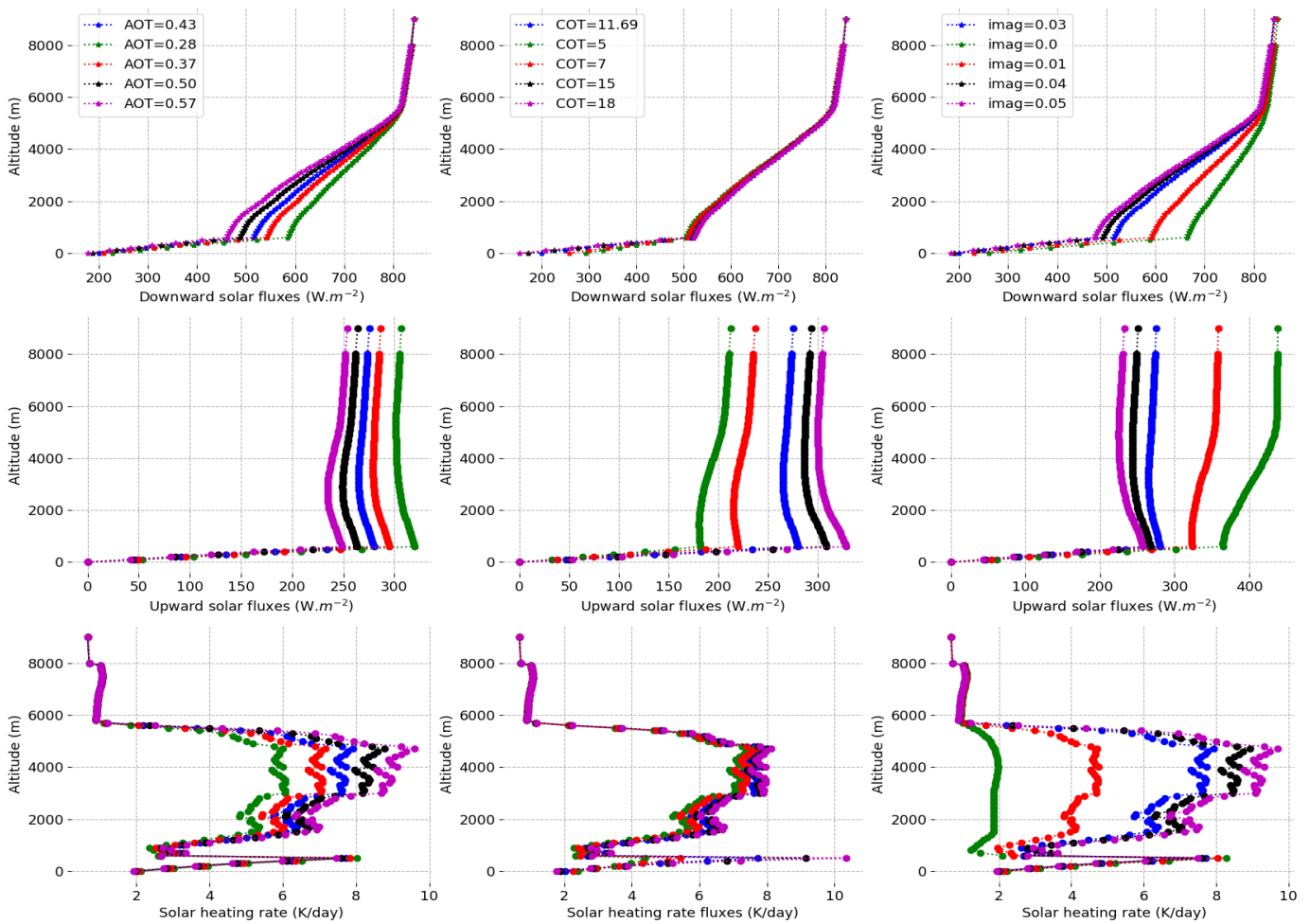


Figure II.23 : Effet des modifications des paramètres des aérosols et des nuages sur le rayonnement solaire : flux montant, descendant et taux d'échauffement. L'étude de l'épaisseur optique des aérosols (AOT) est présentée dans les cadres a et d. Les résultats pour l'épaisseur optique du nuage (COT) sont illustrées dans les cadres b et e. Les variations de l'absorption en aérosol sont exposées dans les cadre c et f. La courbe bleue représente la situation de référence. La troisième ligne correspond à la variabilité du taux d'échauffement pour chaque paramètre.

II.8.C Propriétés des nuages

Ce facteur concerne la présence de nuages situés sous les aérosols et est principalement caractérisé par l'albédo du nuage. Les résultats obtenus mettent en évidence que l'influence de l'épaisseur optique des nuages (COT) sur le flux solaire descendant est faible. Cependant, son impact est prédominant sur le flux solaire montant, en raison de la capacité réfléchissante significative des nuages (Figure II.23.b et e). En revanche, l'effet du choix de l'épaisseur optique du nuage sur le calcul des taux d'échauffement, sans être négligeable, est moins déterminant que la connaissance de l'épaisseur optique des aérosols et leurs absorption.

Ces résultats sont exploités dans la méthode alternative à l'utilisation d'OSIRIS et du lidar LNG. Les mesures de flux descendant étant quasiment insensibles aux propriétés des aérosols, et l'épaisseur optique étant connue précisément grâce aux mesures de PLASMA, la modélisation des flux descendants doit permettre d'accéder au niveau d'absorption des aérosols (supposé spectralement neutre). Le niveau d'absorption étant déterminé, le flux montant doit ensuite pouvoir être utilisé pour évaluer l'épaisseur optique du nuage. L'ensemble de paramètres étant déterminé (AOT spectrale, absorption et COT), les flux et les taux sont simulés également. Cette méthode dite « photomètre+fluxmètre » sera également évaluée dans la suite.

II.8.D Contenu en vapeur d'eau

Nous analysons les variations des flux en fonction de la concentration en vapeur d'eau, en mettant en évidence l'importance de considérer cet aspect dans nos calculs car la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre majeur qui interagit avec le rayonnement solaire et thermique. Ses propriétés influencent considérablement les taux de chauffage (ou de refroidissement) atmosphériques.

L'exploration de la sensibilité des flux à ce paramètre est réalisée comme précédemment pour les conditions expérimentales similaires à celles observées lors de la descente en boucle réalisée le 8 septembre. Différents profils d'humidité spécifique sont reportés sur la Figure II.24. Les profils obtenus par la sonde aéroportée, par une dropsonde, et fourni par une ré-analyse météorologique y sont représentés. Le profil de réanalyse correspond à la même région géographique et à la même plage horaire que la portion de vol considérée.

Les résultats illustrés sur les Figures 24.c et 24.d soulignent l'importance de prendre en compte un profil mesuré pour la vapeur d'eau dans le modèle de transfert radiatif. Les flux solaires descendants sont sensibles au profil de vapeur d'eau choisi. Nous comparons les résultats obtenus avec les profils de ré-analyse et le profil mesuré avec la sonde aéroportée. Nous distinguons des différences dans la partie de l'atmosphère située entre 1 et 6 km, pour le flux solaire descendant. Cela s'explique par les différences observées entre les profils d'humidité spécifique. À haute altitude (> 6 km), la quantité de vapeur présente dans l'atmosphère devient faible sur l'ensemble du profils.

Cependant, des distinctions se dessinent sur les flux simulés à environ 8 km d'altitude en utilisant les données de ré-analyse ou les mesures directes. Le contenu intégré de vapeur d'eau au-dessus de cette altitude diffère pour les deux profils étudiés. Bien que ces quantités soient relativement faibles, ces divergences entre les profils suffisent à expliquer les écarts observés dans les flux solaires descendants simulés à cette altitude. La présence de vapeur d'eau au-dessus de l'avion induit une diminution du rayonnement solaire descendant. Ainsi, même une faible quantité de vapeur d'eau localisée au-dessus doit être précisément prise en compte dans les simulations. Dans la suite de notre analyse, les données de PLASMA sont exploitées pour caractériser ce contenu spécifique. Les résultats obtenus dans l'infrarouge thermique révèlent une sensibilité encore plus marquée des flux à la vapeur d'eau. Il devient donc impératif, pour le calcul des taux d'échauffement atmosphériques des panaches de fumée (aérosol + vapeur d'eau), de disposer d'une connaissance précise de la distribution verticale de la vapeur d'eau.

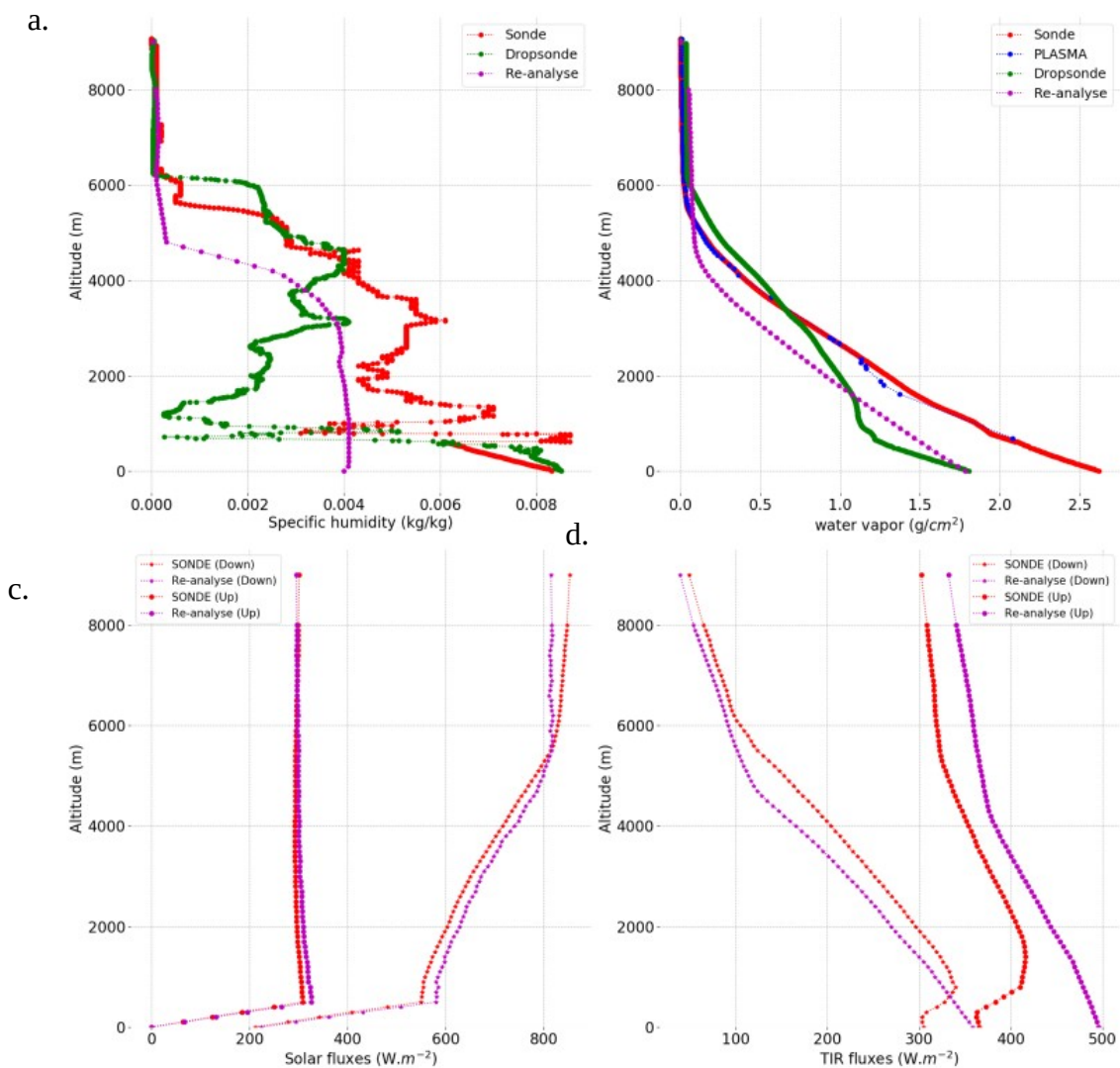


Figure II.24 : Variation du profil d'humidité spécifique (a.) et du profil de vapeur d'eau (b.) en fonction de l'altitude pour une sonde avion, une dropsonde et une réanalyse. Les graphiques c. et d. correspondent à l'impact de ces profils sur le flux solaire (c.) et thermique (d.).

II.9 RESTITUTION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE DU NUAGE ET DE L'ABSORPTION DES AÉROSOLS

II.9.A Restitution de l'épaisseur optique nuageuse

Les observations présentées sur la Figure II.25 montrent le flux solaire montant acquis lors d'une descente en boucle. Des variations abruptes surviennent dans les données. Sur le flux descendant, il y a peu d'effets de ce type. Notre analyse précédente a mis en évidence que le paramètre de l'épaisseur optique du nuage a un impact significatif sur le flux montant. Il est important de noter que lors des descentes en boucle, le diamètre parcouru est d'environ quinze kilomètres. Cette variation dans la distance parcourue peut entraîner des différences dans les propriétés de la couche nuageuse échantillonnée le long de la trajectoire. Cette hypothèse constitue le fondement de notre méthode de restitution des épaisseurs optiques des nuages (COT) réalisées avec les mesures de flux.

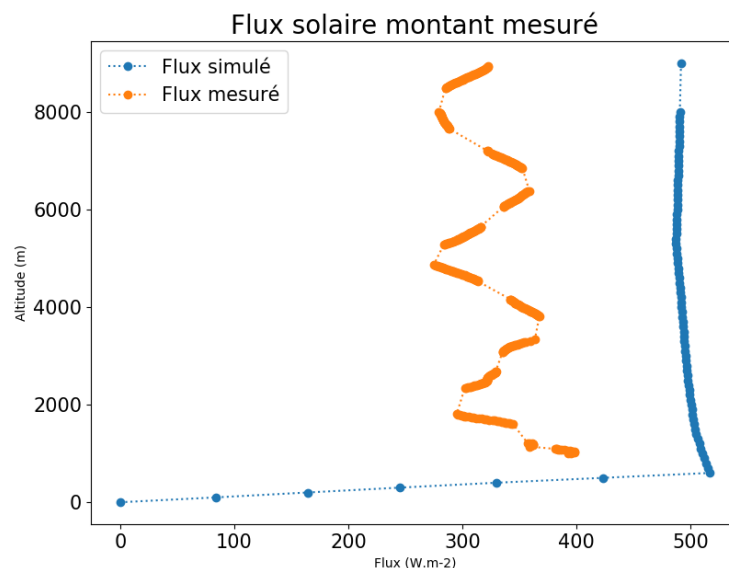


Figure II.25 : Flux solaire montant en fonction de l'altitude. Le flux a été mesuré lors de la descente réalisée du vol du 12 Septembre 2017 (courbe orange). Le flux simulé pour une valeur unique de l'épaisseur optique nuageuse (COT) est représenté en bleu.

La méthode que nous avons élaborée est détaillée dans la Figure II.26. Les simulations issues de cette méthode sont appelées "simulation ajustée". La méthode d'inversion est basée sur le principe des LUT (Look Up Tables), un tableau de calculs de flux est réalisé.

Des simulations ont été réalisées en prenant en compte les propriétés optiques des aérosols et des nuages, ainsi que les conditions atmosphériques spécifiques du vol. À chaque variation de paramètre (COT, AOT, absorption des aérosols, taille des gouttelettes de particules, ...), les flux solaires montants et descendants ont été calculés.

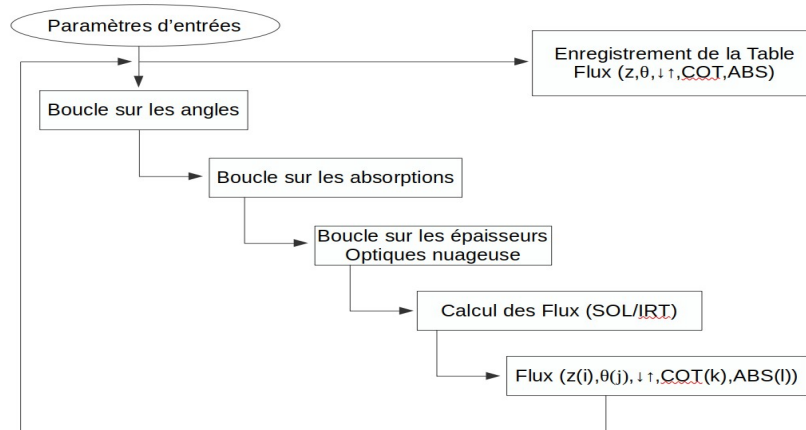


Figure II.26 : Méthode de restitution de l'épaisseur optique du nuage et de l'absorption des aérosols à partir des données de flux collectées lors de la campagne AEROCLO-sA : schéma de principe.

Les résultats de chaque simulation ont été enregistrés pour chaque type de flux (montant et descendant) et pour chaque altitude. En conséquence, un tableau de données a été construit en regroupant les valeurs de flux correspondant à chaque paramètre et à chaque altitude étudiée.

Des processus d'interpolation sont considérés pour tenir compte de l'effet de paramètres des aérosols issus d'OSIRIS, tel que l'épaisseur optique et l'absorption, ainsi que l'effet de l'angle solaire sur les simulations des flux. Un tableau est réalisé pour l'un des 6 modèles de taille de particules utilisés en entrée de GAME et le choix de la taille est effectué en fonction des restitutions d'OSIRIS.

La comparaison entre les mesures réelles de flux (flux solaire solaire) et les valeurs prédites dans le tableau permet de déterminer l'épaisseur optique des nuages (COT). Pour ce faire, une méthode des moindres carrés est utilisée afin de déterminer la valeur de COT qui minimise les écarts entre les mesures et les simulations à chaque altitude.

II.9.B Restitution de l'absorption des aérosols

Dans le cadre de la méthode alternative combinant les mesures de PLASMA et du fluxmètre, une approche de minimisation est appliquée pour estimer deux paramètres clés : l'épaisseur optique du nuage et l'absorption des aérosols. Cette méthode s'appuie sur les mesures de flux solaire descendant et montant pour contraindre les calculs sur les mesures spectrales de PLASMA.

PLASMA, en fournissant des mesures précises de l'épaisseur optique spectrale des aérosols permet de contraindre la taille et la charge des particules d'aérosols présents au-dessus des nuages. La Figure II.27 illustre un exemple d'épaisseur optiques spectrales mesurées par PLASMA lors d'un profil.

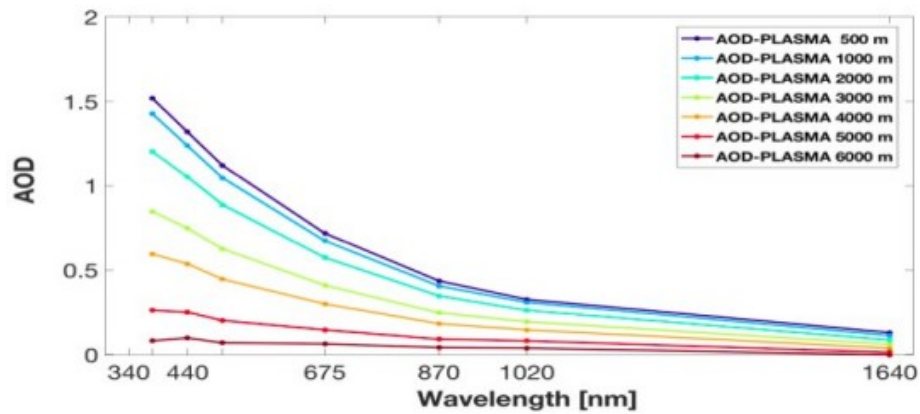


Figure II.27 : Épaisseur optique des aérosols (notée ici AOD) en fonction de la longueur d'onde. Mesures effectuées par le photomètre PLASMA lors d'un profil effectué le 8 septembre 2017.

Les mesures des flux solaires descendants ont été exploitées pour estimer l'absorption des aérosols. En observant la diminution du flux solaire causée par la présence des aérosols, l'effet de la charge en aérosols étant déjà pris en compte, nous avons pu restituer l'absorption des aérosols, supposée constante sur la verticale et supposée spectralement neutre. Un exemple de résultat pour la modélisation des flux est illustrée sur la Figure II.28.

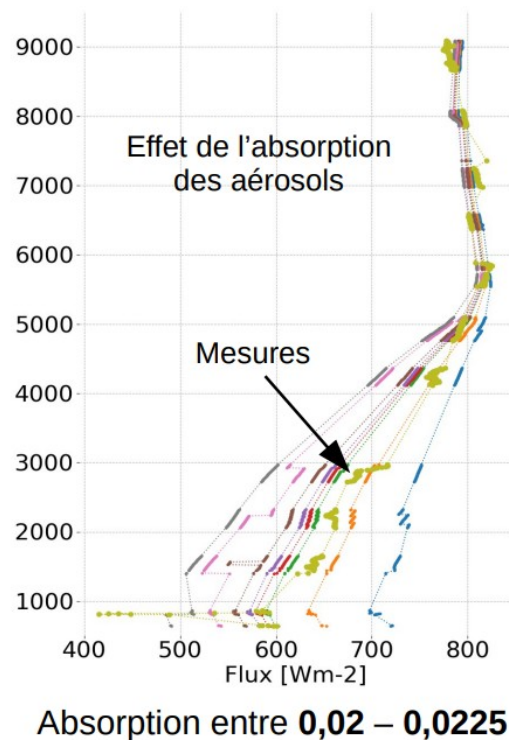


Figure II.28 : Le graphique illustre différentes courbes de flux descendant en fonction de l'altitude pour différentes valeurs d'absorption (entre 0,0005 et 0,05). La courbe en vert clair représente le flux mesuré en fonction de l'altitude. Le meilleur niveau en termes d'absorption des aérosols se situe entre 0,02 et 0,025 sur cet exemple.

Quant aux flux solaires montants, ils ont été utilisés pour la restitution des épaisseurs optiques des nuages, en utilisant l'approche décrite au chapitre précédent. En combinant ces différentes approches, cette méthodologie alternative offre une méthode complète pour caractériser les propriétés des aérosols au-dessus des nuages et les propriétés des nuages sous-jacents, nécessaires aux calculs des flux et taux d'échauffement.

CHAPITRE III :

ÉVALUATION DE LA MÉTHODOLOGIE PROPOSÉE

Dans cette section, nous évaluons la capacité de la méthode combinant les mesures passives du polarimètre OSIRIS et les mesures actives du lidar LNG à fournir les profils de flux et de taux d'échauffement atmosphérique. À terme, cette méthode sera applicable à des données satellites, par exemple celle fournies par des instruments POLDER et CALIOP. Cette méthode est évaluée ici principalement à l'aide des mesures de flux obtenues lors des descentes réalisées dans les panaches de fumée observés en Namibie. Nous évaluerons ici la précision et la robustesse des simulations réalisées avec cette méthode et la cohérence des bilans d'erreurs associés à ces simulations. La seconde méthode, celle combinant des mesures de flux et des mesures du photomètre PLASMA, sera également utilisée et comparée avec la première approche. Cette méthode considérée pour convertir les mesures de flux en taux d'échauffement. La restitution de l'épaisseur optique des nuages a été réalisée à l'aide de deux méthodes différentes dans cette thèse (i.e. restitutions réalisés à partir des données de l'instrument OSIRIS ou réalisée à partir des données de fluxmètres). Ces restitutions de l'épaisseur optique des nuages et les comparaisons associées feront également l'objet d'une section dédiée.

III.1 EXPLOITATION DES MESURES DE FLUX AÉROPORTÉES POUR LE CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT

III.1.A Analyse des propriétés radiatives des scènes nuageuses et conséquences sur les calculs de taux d'échauffement

Lors des descentes en boucle réalisées au-dessus des nuages, les propriétés radiatives des scènes nuageuses survolées, leur albédo, (c'est-à-dire leur épaisseur optique au premier ordre) varient continuellement durant la descente et de façon plus ou moins importante en fonction de la scène nuageuse étudiée. Nous pouvons considérer que les termes $dF_{net}(z) / dz$, qui interviennent dans le calcul des taux d'échauffement, peuvent être calculés de la façon suivante :

$$\frac{dF_{net}(z)}{dz} = \frac{F_{net}(z_2, \rho_{surf2}) - F_{net}(z_1, \rho_{surf1})}{z_2 - z_1} \quad (\text{eq.III.1})$$

avec $\rho_{\text{surf}1}$ et $\rho_{\text{surf}2}$, les albédos des scènes nuageuses associées aux mesures de flux réalisées aux altitudes z_1 et z_2 , respectivement.

Nous considérons le cas théorique d'une couche d'aérosols, localisée au-dessus d'une surface sombre et pour laquelle le terme de l'équation précédente est nul ce qui implique un taux d'échauffement également nul pour cette couche (voir formule du taux d'échauffement, chapitre I.3.B). Si des mesures de flux sont réalisées pour cette même couche placée cette fois au-dessus de deux scènes nuageuses associées à des albédos différents, correspondant respectivement aux altitudes z_1 et z_2 , le taux de chauffage calculé ne sera pas nul. Ce taux non nul est lié à une modification des propriétés radiatives de la cible sous-jacente à la couche d'aérosols et ne doit être, en aucun cas, considéré comme étant lié aux propriétés radiatives de cette couche (capacité des aérosols à refroidir au réchauffer).

Comme rappelé précédemment, les mesures de flux aéroportés réalisés au-dessus des nuages lors des descentes en boucles sont associés à des cibles nuageuses différentes. Ainsi, les taux d'échauffement calculés à partir des mesures de flux considérés dans cette étude sont liées à des variations des propriétés radiatives de l'atmosphère et également à des variations des propriétés radiatives de la couche nuageuse sous-jacente. Ces taux ne peuvent pas être considérés comme les taux d'échauffement « propres » aux couches d'aérosols que nous cherchons à calculer et à quantifier. Cependant, en intégrant la variabilité de l'albédo de la cible dans les simulations, les taux d'échauffement estimés à partir des mesures deviendront comparables à ceux simulés. Même si ces derniers ne reflètent pas les propriétés intrinsèques de l'atmosphère, si notre approche théorique, à savoir les simulations, est en mesure de reproduire les taux d'échauffement mesurés au-dessus de cibles nuageuses changeant à chaque niveau d'altitude z : a fortiori, elle sera également capable de prédire ces taux si la cible nuageuse reste fixe (cas plus simple). La comparaison directe des flux mesurés et simulés dans les boucles sera donc effectuée dans une perspective de validation. En ce qui concerne les taux d'échauffement et les bilans d'erreur associés, cette comparaison sera réalisée en tenant compte de la limitation précédemment mentionnée concernant l'interprétation de ces taux. Une fois cette comparaison effectuée, nous obtiendrons les taux d'échauffement atmosphériques dits "réels" pour l'ensemble de la campagne (calculés au-dessus d'une cible fixe), ces taux seront ensuite et analysés dans le dernier chapitre de cette thèse.

III.1.B Optimisation des calculs de taux d'échauffement : défis, solutions et choix méthodologiques

De multiples difficultés sont à considérer pour le calcul du profil des taux d'échauffement à partir des mesures de flux aéroportées. Le terme $dF_{\text{net}}(z)/dz$, impliqué dans le calcul du taux d'échauffement, est dérivé des mesures de flux réalisées à différentes altitudes. Le calcul d'un profil de taux d'échauffement nécessite un échantillonnage vertical fin et régulier de l'atmosphère. Les segments de vol associés à des valeurs élevées de tangage et de roulis sont exclues (Chapitre II.5.C). Cette manipulation engendre des lacunes dans le profil de données, et le niveau de bruit lié aux estimations des taux d'échauffement constitue aussi une limite à la quantification d'un taux d'échauffement réaliste. L'application de la formule du taux d'échauffement aux mesures conduit généralement à des résultats caractérisés par un niveau de bruit significatif, ce qui rend la quantification d'un taux d'échauffement réaliste plus difficile.

Un exemple de calcul des taux d'échauffement est illustré dans la Figure III.1. Les dérivées $dF_{net}(z)/dz$, obtenues directement à partir des mesures de flux réalisées à deux altitudes différentes, présentent une variabilité importante. Cette variabilité se traduit par des valeurs de taux d'échauffement calculées qui fluctuent rapidement, affichant à la fois des valeurs positives et négatives. Ce comportement n'est pas conforme aux attentes pour cette grandeur radiative.

L'évaluation des taux de chauffage à une échelle verticale fine s'avère difficile sans l'application d'un traitement visant à réduire le bruit observé. Afin d'obtenir une tendance générale dans la zone atmosphérique étudiée, nous avons employé un processus de lissage basé sur une modélisation polynomiale, déjà utilisé dans une étude antérieure. Cette approche a notamment été utilisée pour calculer les taux d'échauffement atmosphérique lors de la campagne ChArMEx. Où les mesures de flux ont été réalisées à bord de l'avion ATR-42 en mer Méditerranée (Mallet et al. 2016).



Figure III.1 : Un résultat du calcul du taux d'échauffement obtenu à partir des mesures de flux est représenté en bleu. La courbe orange est obtenue à l'aide d'une méthode de modélisation polynomiale. Les mesures ont été acquises lors de la descente en boucle réalisée le 8 septembre 2017. Cette descente a été réalisée au-dessus d'une scène nuageuse, située au large des côtes namibiennes.

III.1.B.a Optimisation du profil de flux net : Analyse approfondie de la méthode des polynômes pour le lissage et le calcul des taux d'échauffement

L'application d'une modélisation polynomiale sur le profil de flux net se révèle efficace. Les calculs effectués avec le code GAME démontrent que cette approche permet de reproduire précisément les simulations d'un profil de flux net, du moins dans le cas d'une scène homogène en termes de propriétés pour l'atmosphère et la cible sous-jacente. De plus, la modélisation polynomiale rend possible la création d'un échantillonnage fin sur les flux nets, facilitant ainsi le calcul des taux d'échauffement.

Le choix de la méthode de lissage des flux peut avoir un impact potentiel sur les résultats du calcul des taux d'échauffement. Afin d'obtenir des calculs les plus précis possibles et d'explorer l'effet de la méthode de lissage sur les résultats, nous avons décidé d'explorer plusieurs approches alternatives.

Trois approches principales ont été examinées :

- La première consiste à appliquer un unique polynôme sur la totalité du profil de flux mesuré. Cette approche vise à ajuster un polynôme global aux données dans le but de capturer la tendance générale de l'évolution des flux.

- La seconde consiste à diviser la zone en quatre segments et à appliquer un polynôme distinct à chaque segment. La seconde méthode adoptée implique la segmentation des données en plusieurs segments. Cette segmentation est effectuée en suivant des tendances, des droites ou même des regroupements de données présentant des similitudes pour des altitudes proches. L'idée est de découper le jeu de données en segments verticaux plus petits, chaque segment étant modélisé individuellement. Cette approche permet de mieux capturer les variations locales et les caractéristiques spécifiques de chaque segment.

- Une troisième option explorée implique l'utilisation de la moyenne glissante pour effectuer un lissage. La méthode de la moyenne glissante est une technique fréquemment employée pour lisser et atténuer les fluctuations ou le bruit dans une série de données temporelles ou spatiales. Cette approche a été considérée comme une option pertinente pour réduire le bruit dans les données de flux radiatifs solaires, visant ainsi à obtenir des taux d'échauffement plus représentatifs. Par conséquent, nous l'avons soumise à des tests approfondis pour évaluer son efficacité dans notre contexte.

Plusieurs essais ont été réalisés pour chaque méthode, afin de déterminer celle qui offre les résultats les plus cohérents compte tenu des conditions spécifiques de notre étude. Voir la Figure III.2.

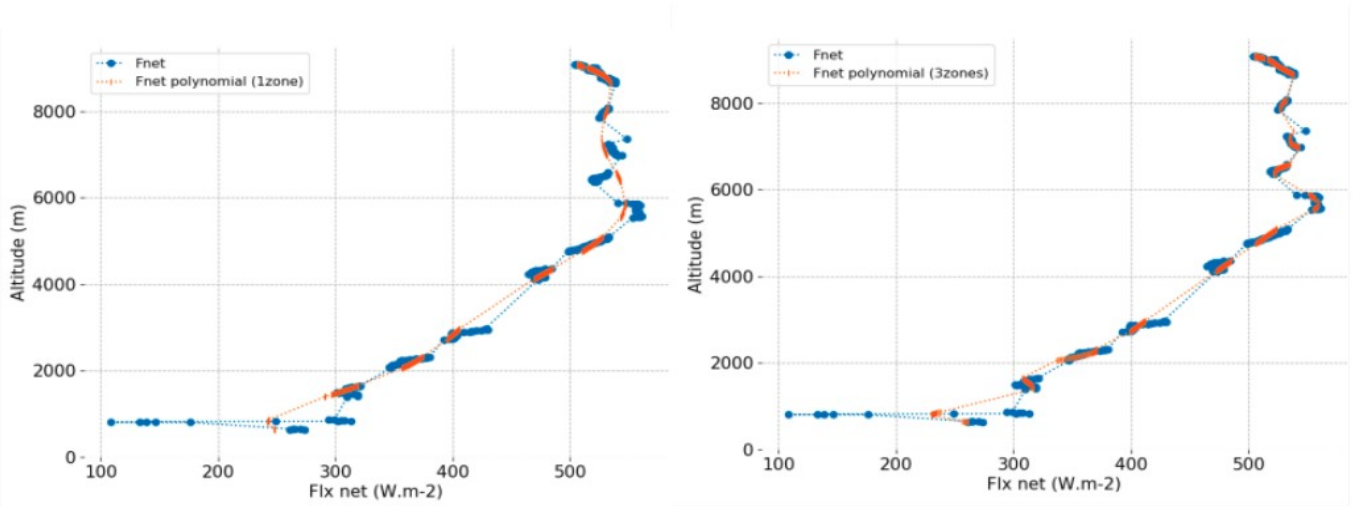


Figure III.2 : Sur les graphiques, la courbe bleue représente le flux net initial, qui a été corrigé et filtré en fonction de l'altitude de l'avion. La courbe orange correspond au flux ajusté à l'aide d'un polynôme. À droite, le schéma montre le résultat avec trois polynômes utilisés sur trois zones distinctes ; à gauche, un seul polynôme est utilisé pour modéliser l'ensemble du profil.

La Figure III.2 expose des résultats de la modélisation des flux nets à l'aide d'un polynôme, comparés à ceux obtenus avec plusieurs polynômes. Dans les deux cas, une reproduction précise des flux est observée, montrant une concordance étroite entre les simulations et les mesures de base. Cependant, les résultats illustrés dans la Figure III.4, qui représentent l'analyse des taux d'échauffement obtenus avec ces différentes méthodes révèle des différences significatives entre les approches.

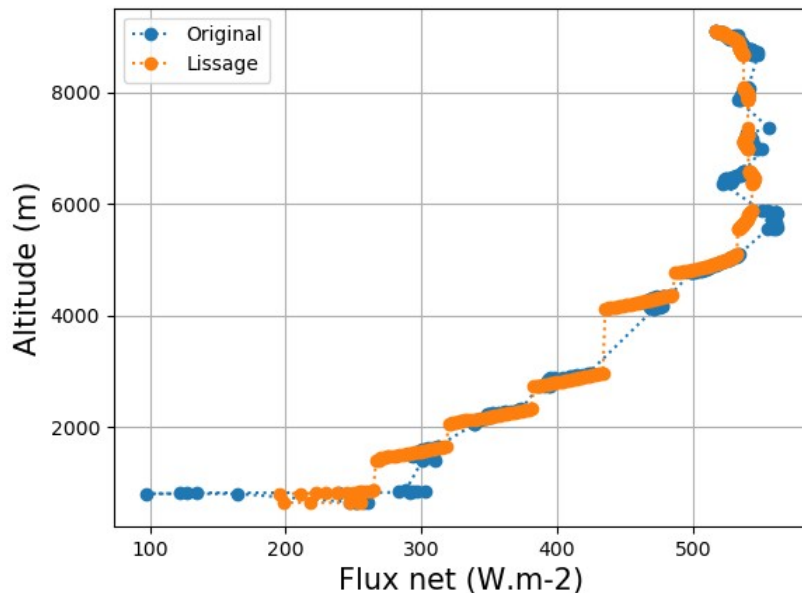


Figure III.3 : Le graphique présente deux courbes distinctes : la courbe en bleu représente le flux net, tandis que la courbe en orange montre le flux qui a été soumis à un traitement par la moyenne glissante.

La méthode qui implique plusieurs zones pour la régression polynomiale capture efficacement certaines variations abruptes observées dans les flux nets. Néanmoins, ces transitions brusques se reflètent également dans le calcul du taux d'échauffement, entraînant des fluctuations qui semblent peu réalistes par rapport aux simulations.

Le taux d'échauffement, calculé à partir d'une modélisation utilisant un unique polynôme (en orange), présente un comportement en bon accord avec la variabilité attendue pour cette quantité dans l'atmosphère

Sur la Figure III.4, la courbe en rouge représente le calcul des taux d'échauffement obtenus à partir du flux net ajusté et lissé grâce à la méthode des moyennes glissantes. Bien que la courbe obtenue présente une allure similaire à un taux d'échauffement simulé avec le code GAME (en vert), elle ne suit pas exactement les mêmes évolutions. La méthode des moyennes glissantes pose deux difficultés. Tout d'abord, le choix de la longueur de l'intervalle pour le calcul de la moyenne glissante impacte le résultat et reste arbitraire. De plus, cette méthode ne permet pas d'obtenir un profil de flux nets continu.

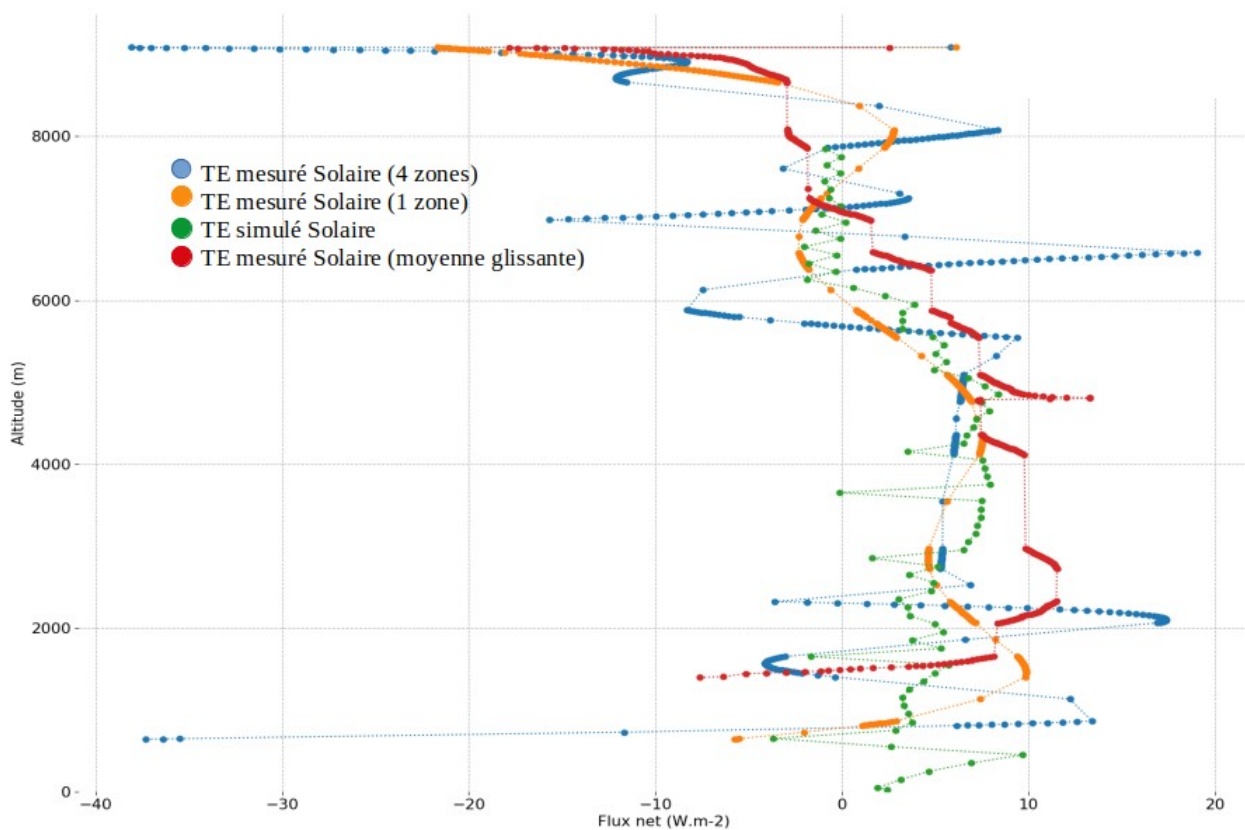


Figure III.4 : Graphique illustrant les divers calculs de taux d'échauffement estimés par différentes méthodes de lissage. TE : Taux d'échauffement ; "4 zones" : modélisation polynomiale avec 4 polynômes (en bleu), "1 zone" : modélisation polynomiale avec un polynôme (en orange), et calculs réalisés avec une moyenne glissante (en rouge). Chaque résultat est comparé à un calcul de taux d'échauffement de référence simulé avec le code GAME (en vert) à partir des données d'OSIRIS et du lidar LNG. Les données ont été acquises lors de la boucle du 8 septembre 2017.

III.1.B.b Réduction du bruit de mesures associés aux flux nets. Comparaison des méthodes.

Le choix du modèle de régression polynomiale (le degré du polynôme) repose sur une approche classique visant à minimiser le coefficient de corrélation. Divers tests ont été effectués, démontrant que les modélisations avec des polynômes de degré 6 à 8 présentent des résultats pratiquement similaires en termes de minimisation du coefficient de corrélation et, par conséquent, de précision dans la modélisation des mesures de flux nets acquises lors des descentes. Au-delà du degré 8, les profils de taux d'échauffement ne montrent plus de variations significatives. Cependant, les taux d'échauffement obtenus pour les degrés 6 et 8 présentent des variations substantielles. Ainsi, nous avons choisi de fournir une gamme de valeurs possibles pour le taux d'échauffement en combinant les résultats des polynômes de degré 6 à 8. Comme illustré sur la Figure III.5, l'incertitude liée au choix du polynôme (6, 7 ou 8) entraîne une variation d'environ 1 K à 1,5 K sur le taux d'échauffement.

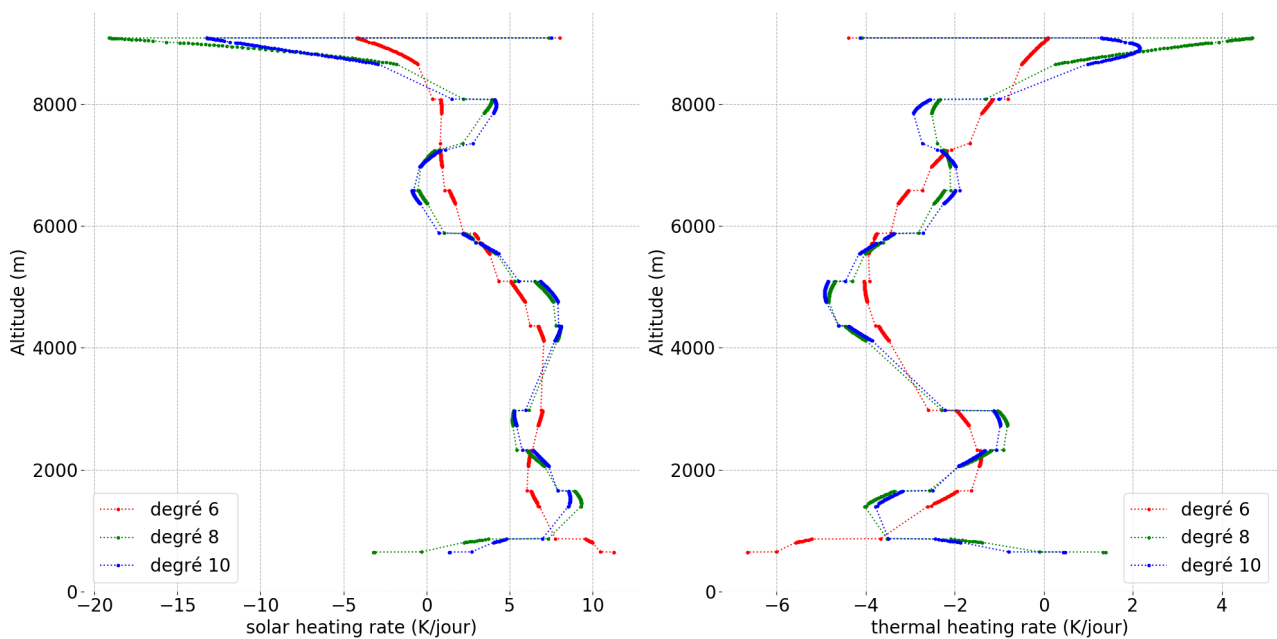


Figure III.5 : Taux d'échauffement calculés à partir de flux nets mesurés et modélisés à l'aide d'une régression polynomiale en fonction du degré de la régression polynomiale choisi. Les taux d'échauffement sont présentés à partir des mesures de flux réalisées sur le spectre solaire (à gauche) et sur l'infrarouge thermique (à droite). Ces données correspondent aux mesures acquises lors de la descente en boucle réalisée lors du vol du 8 Septembre.

III.2 RESTITUTION DE L'ÉPAISSEUR OPTIQUE DU NUAGE

III.2.A Comparaison des épaisseurs optiques nuageuses à partir des mesures de flux

Dans cette section, nous présentons les résultats obtenus avec la méthode de restitution de l'épaisseur optique nuageuse basée sur l'analyse de mesures de flux acquises sur le spectre solaire.

Cette approche repose sur la construction d'un tableau de données de flux comprenant divers paramètres. Celle-ci n'est pas complètement indépendante des mesures de l'instrument OSIRIS. La restitution des propriétés nuageuses par télédétection passive dans le cas de scènes de type « aérosols au-dessus des nuages » nécessite de prendre en compte la présence de la couche d'aérosols dans les simulations afin de restituer précisément les propriétés des nuage (voir le Chapitre II). La table de simulation contient les variables suivantes : l'angle zénithal, le COT (Cloud Optical Thickness), l'AOT (Aerosols Optical Thickness), le niveau d'absorption des aérosols. La distribution en taille des aérosols est fixée à partir du modèle de particules restitué par OSIRIS pour le vol considéré. La distribution verticale de l'extinction des aérosols suit celle donnée par le lidar. Des interpolations sont réalisées sur les flux simulés à partir des restitutions d'OSIRIS pour les propriétés des aérosols.

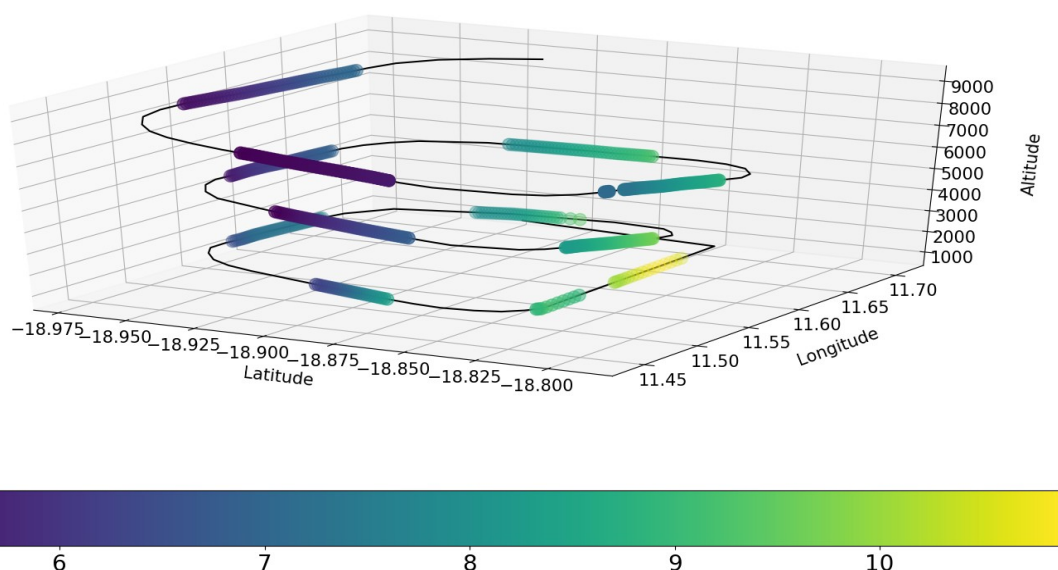


Figure III.6 : Trajectoire de l'avion lors d'une descente en boucle. Distribution spatiale de l'épaisseur optique des nuages (COT) restituée à partir de l'analyse des mesures de flux. Les données correspondent à la descente en Boucle du Vol du 12 Septembre 2017.

La méthode consiste à ajuster l'épaisseur optique du nuage pour reproduire les flux montants à l'aide d'une méthode des moindres carrés. Les profils de flux sont stockés et les calculs sont

également interpolés en fonction de l'altitude de l'avion. La méthode peut ainsi être appliquée pour les mesures acquises dans les descentes boucles ou lorsque l'avion suit un axe de vol constant à haute altitude (7-10 km).

Sur la Figure III.6, nous avons reporté la trajectoire de l'avion effectuée lors d'une descente en boucle et les épaisseurs optiques nuageuses restituées avec la méthode précédemment décrite (échelle de couleur). Cette figure illustre la distribution spatiale de l'épaisseur optique des nuages (COT) le long de la trajectoire de descente en boucle du vol du 12 septembre 2017, pendant la campagne AEROCLO-sA. Nous rappelons que ces restitutions ne sont réalisées que pour les portions de la descente correspondant à des valeurs de tangage et de roulis minimisés. Dans la Figure III.6, il est évident que la couche nuageuse présente une hétérogénéité spatiale forte. Du « côté droit » de la trajectoire de vol, les valeurs d'épaisseur optique des nuages (COT) dépassent 8, tandis que du « côté gauche » de la boucle, les valeurs COT sont inférieures à 8. Ce net contraste dans la distribution du COT met en évidence la non-uniformité de la couche nuageuse le long de la trajectoire de vol. Les valeurs COT plus élevées observées indiquent la présence de scènes nuageuses plus épaisses optiquement et plus brillantes. À l'inverse, les valeurs de COT plus faibles indiquent des couches nuageuses optiquement plus minces.

Ces données sont essentielles pour réaliser des simulations précises et obtenir des résultats comparables aux mesures effectuées à l'altitude de l'avion.

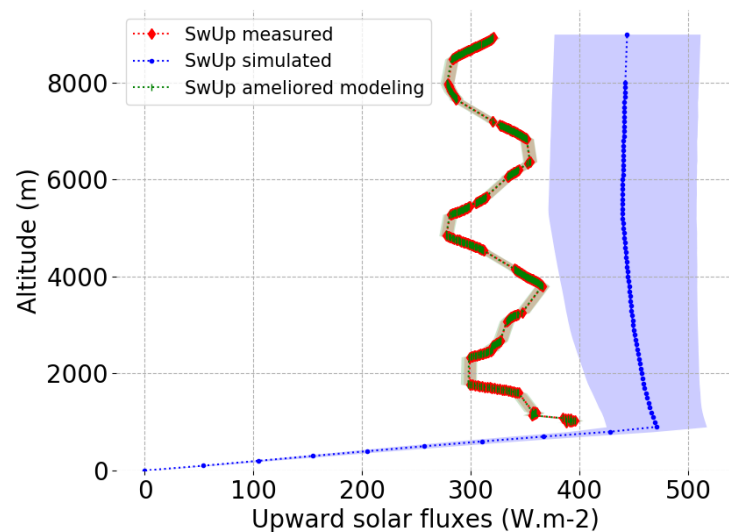


Figure III.7 : Représentation du flux montant solaire en fonction de l'altitude, pendant la descente en boucle du vol du 12 septembre. En bleu, nous avons le flux simulé avec sa barre d'erreur. En rouge, nous avons la mesure du flux obtenue pendant la campagne. Celle-ci est parfaitement superposée à la courbe vert qui correspond au flux simulé ajusté par la méthode du restitution du COT. Les barres d'erreurs sont décrites en détails dans le chapitre II.5.c.b pour les mesures. Pour les simulations, les barres d'erreurs sont décrites dans le chapitre II.7.C.

Sur la Figure III.7, nous avons tracé le profil de flux montant mesuré ainsi que deux simulations de flux réalisées. La première simulation (en bleu) a été effectuée pour une épaisseur

optique nuageuse restituée par OSIRIS à quelques kilomètres de la zone échantillonnée lors de la boucle. L'impact sur la simulation de l'incertitude associée au COT a également été représenté (zone bleutée). La simulation qui prend en compte la variabilité spatiale des propriétés nuageuses est indiquée en vert sur la figure. Ce flux simulé ajusté se superpose parfaitement au flux mesuré.

La méthode appliquée aux axes de vol réalisés à haute altitude suit une approche similaire à celle utilisée pour les boucles, nécessitant cependant la collecte de données (données d'OSIRIS pour les aérosols, du lidar, etc.) à chaque instant du vol. Un exemple de résultats obtenus pour un axe de vol réalisé, à haute altitude et à altitude constante, est présenté sur la Figure III.8. Le flux montant simulé reproduit remarquablement la courbe du flux mesuré. Les augmentations du flux simulé correspondent bien à une augmentation de l'épaisseur optique du nuage dans les restitutions, traduisant l'augmentation de l'albédo de la scène nuageuse survolée. La cohérence des résultats obtenus pour ces deux types de séquence de vol montre la capacité de notre méthode à simuler les flux et à fournir des estimations cohérentes du COT pour des conditions expérimentales différentes.

En explorant plus en profondeur les résultats de la restitution des épaisseurs optiques des nuages et en cherchant à comprendre l'écart important entre les mesures OSIRIS et les résultats de cette restitution, nous nous tournons maintenant vers l'examen du biais plan parallèle. Cette étape d'analyse nous permettra de disséquer les différentes sources de variation et d'erreur qui pourraient contribuer à cette divergence entre les données observées et simulées. En mettant en évidence ces aspects, nous visons à renforcer notre approche méthodologique.

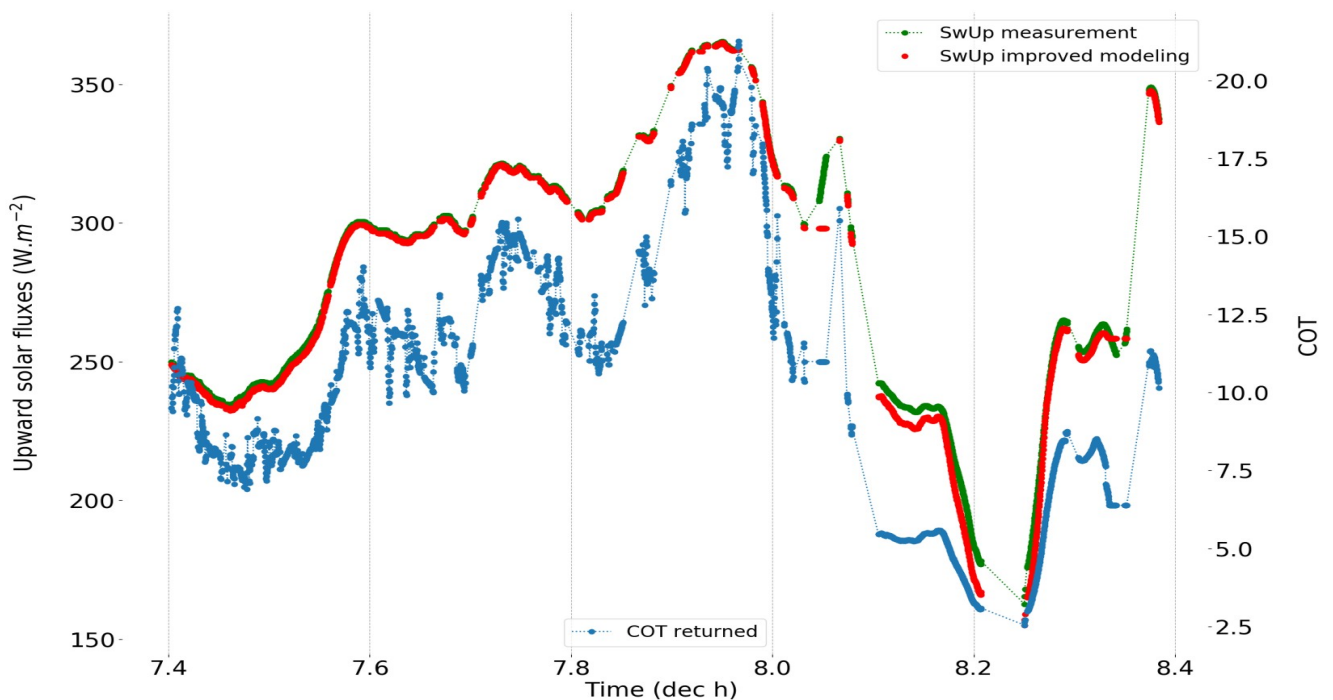


Figure III.8 : Comparaison du flux montant mesuré et simulé en fonction de l'heure d'acquisition. Résultats obtenus pour un axe de vol réalisé le 12 septembre 2017 à haute altitude au-dessus des nuages. La courbe du flux montant mesuré (représentée en vert) est comparée à la courbe du flux montant simulé (représentée en rouge). De plus, l'épaisseur optique du nuage (COT) est tracée (courbe en bleu) également en fonction de l'heure.

III.2.B Comparaison des épaisseurs optiques nuageuses restituées à l'aide des mesures d'OSIRIS et du fluxmètre.

III.2.B.a Restitution des épaisseurs optique nuageuses

L'estimation de l'épaisseur optique de la scène nuageuse sous-jacente à la couche d'aérosol est essentielle pour le calcul des taux d'échauffement. Deux estimations de cette épaisseur optique sont à notre disposition : celle obtenue par la méthode décrite précédemment pour l'analyse des mesures de flux et celle dérivée des restitutions effectuées à partir des mesures de l'instrument OSIRIS (Chauviné et al., 2021). Nous évaluons les différences observées entre les restitutions fournies par ces deux approches.

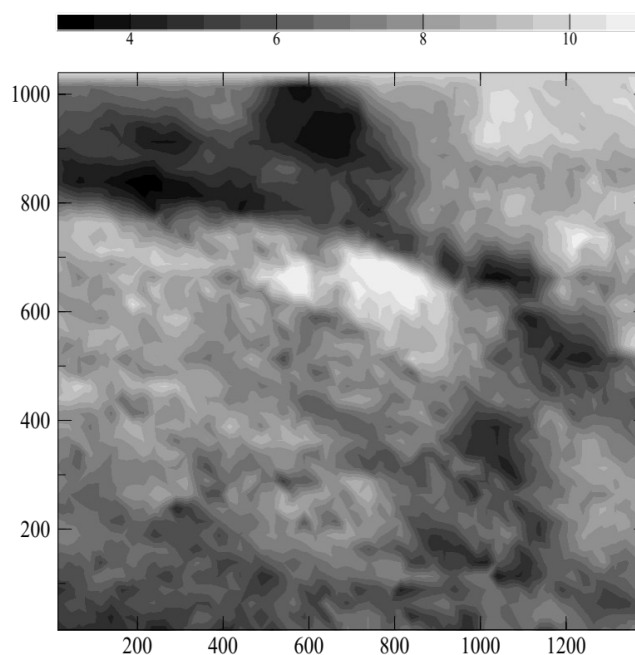


Figure III.9 : Épaisseur optique des nuages restituées par OSIRIS à 550 nm pour un image acquise lors de la descente en boucle réalisée lors du vol du 12 septembre 2017. L'épaisseur optique est représentée en fonction des numéros de lignes et de colonnes, associés à l'image d'OSIRIS.

Nous rappelons que la méthode employée par Chauviné et al. (2021) a permis de restituer les propriétés moyennes des aérosols au-dessus des nuages à la résolution de l'image d'OSIRIS (environ 20 km sur 10 km). En ce qui concerne les nuages, seule l'épaisseur optique a été estimée, évaluée à la résolution du pixel du détecteur visible d'OSIRIS (environ 20 m²). Cette approche, qualifiée de « bi-spectrale », repose sur les mesures de luminances acquises à 670 et 865 nm. Il est essentiel de rappeler que cette méthode avait principalement pour objectif la restitution de l'absorption des aérosols et, de manière moins spécifique, la caractérisation fine des propriétés des nuages. Les restitutions de l'épaisseur optique des nuages effectuées avec OSIRIS ont exclusivement été réalisées dans le plan principal (c'est-à-dire le plan contenant le soleil). En outre, seule l'épaisseur

optique du nuage restituée au centre de l'image a été préservée et mise à disposition en tant que produit opérationnel pour la campagne AEROCLO-sA. Voir la Figure III.9.

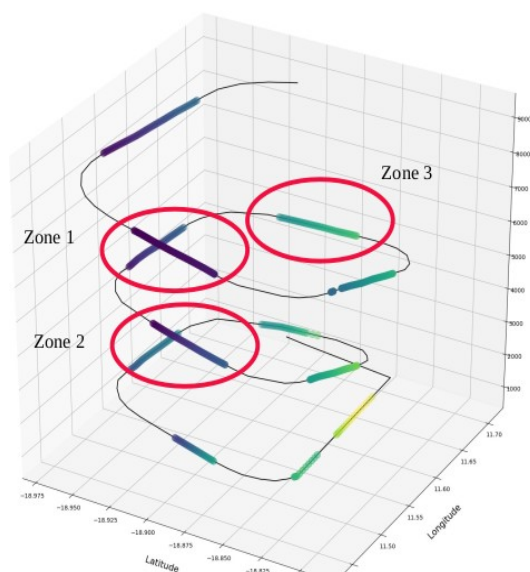


Figure III.10 : Visualisation des zones sélectionnées pour comparaison des épaisseurs optiques du nuage. Vol du 12 Septembre.

Pendant la descente en boucle du vol du 12 septembre, les données ont été analysées dans deux zones spécifiques (la zone 1 et 3, comme indiqué sur la Figure III.10, à l'aide du code développé pour OSIRIS. Ce code a été adapté pour fonctionner sur un grand nombre de pixels d'image permettant ainsi d'obtenir des informations sur la distribution spatiale des propriétés des nuages survolés. Les calculs de transfert radiatif ont utilisé les propriétés des aérosols estimées selon la méthode décrite dans Chauvigné et al. (2021), tandis que l'épaisseur optique du nuage est restituée à partir de la luminance acquise à 865 nm pour une géométrie d'observation donnée. Il est important de souligner que la distribution en taille des gouttes est préalablement fixée à un rayon effectif de 10 microns, une valeur moyenne observée pour les stratocumulus. La variabilité des propriétés nuageuses restituées pour la zone 1 lors du vol du 12 septembre est illustrée dans la figure suivante. Les restitutions n'ont pas été réalisées pour l'ensemble des pixels de l'image d'OSIRIS afin de réduire le temps de calcul, et une méthode de lissage est employée pour la présentation des résultats.

Zones	Heure	Altitude	COTmoyen
Zone 1	8,4575 – 8,4389	7419,1 – 7967,5	5
Zone 3	8,5633 – 8,5461	4599,3 – 5023,9	8

Tableau III.1 : Récapitulatif des données des différentes zones sélectionnées pour le vol du 12 septembre. Les données incluent les restitutions de l'épaisseur optique des nuages (COT), réalisées avec les mesures de flux (valeurs moyennes sur la zone), l'heure et les altitudes associées aux différentes zones sélectionnées. Ces zones sont représentées par des cercles sur la Figure III.10.

Afin d'analyser la variation des valeurs de COT pour les deux zones d'études, nous avons construit un histogramme (Figure III.11). Les restitutions de COT obtenues avec la méthode développée pour l'analyse des mesures de flux sont également reportées. Les deux scènes sélectionnées (zone 1 et 3) et les informations associées sont reportées dans le Tableau III.1. Dans le cas de la zone 3, les valeurs de COT sont plus élevées et indique que la couche nuageuse dans cette région est plus réfléchissante.

Les résultats de cette analyse montrent que les valeurs de COT restituées par OSIRIS sont systématiquement plus élevées que celles restituées avec les mesures de flux. Pour la zone1, les valeurs de COT varient principalement autour de 5 pour des estimations obtenues à partir des flux, tandis que pour les inversions OSIRIS, ces valeurs varient de 5 à 8. Les différences observées augmentent avec la valeur de l'épaisseur optique. Du point de vue qualitatif, une cohérence émerge entre les résultats obtenus par les deux méthodes. Les valeurs de l'épaisseur optique des nuages (COT) restituées par chaque approche sont significativement plus élevées pour la scène 3 et plus faibles pour la scène 1.

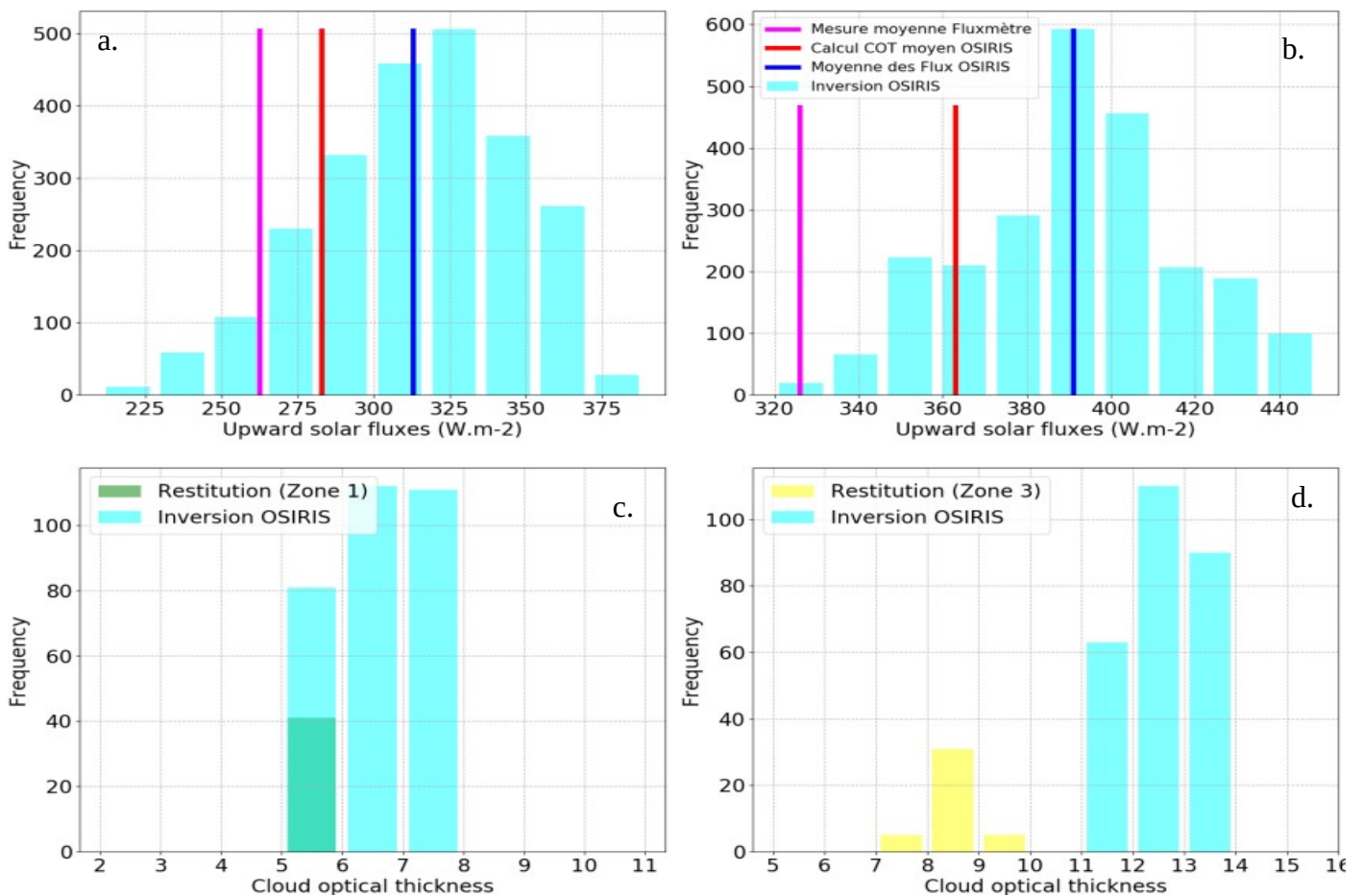


Figure III.11 : Les histogrammes présentant les épaisseurs optiques des nuages (COT) et les flux à travers les différentes zones d'études de la descente en boucle du vol du 12 septembre. Sur les graphiques c et d : les histogrammes des COT restitués à partir des mesures de l'instrument OSIRIS (en bleu) et des mesures de flux (en vert à gauche pour la zone 1, en jaune à droite pour la zone 3). Sur les graphiques a et b : histogrammes des flux calculés à partir des valeurs de COT estimées sur l'image fournie par OSIRIS (en bleu). Le flux moyen mesuré sur le tronçon en rouge.

Le flux calculé pour la valeur de COT mesurée au centre de l'image par OSIRIS est en bleu et le flux calculé à partir de l'épaisseur optique moyenne calculée pour l'ensemble des données de COT estimées sur l'image OSIRIS est en magenta.

III.2.B.b. Biais Plan-Parallèle dans la restitution des épaisseurs optiques nuageuses

La différence observée entre les données de COT collectées avec les mesures de flux et celles de l'instrument OSIRIS est en grande partie attribuable à l'existence du biais plan parallèle. Le « biais plan parallèle » fait référence à un concept en imagerie ou en télédétection passive désignant un effet qui se produit dans la restitution des propriétés des nuages et qui est lié à la présence d'hétérogénéités dans la scène nuageuse. L'échelle spatiale à laquelle les mesures de télédétection sont réalisées joue également un rôle et introduit des différences entre les capteurs dans la restitution de l'épaisseur optique du nuage. La relation reliant les luminances et, par la suite, les flux, à l'épaisseur optique du nuage est non linéaire.

Cette observation est illustrée sur la Figure III.12 et constitue le fondement du problème. Du point de vue théorique, les valeurs de l'épaisseur optique des nuages (COT1 et COT2), respectivement égales à 5 et 15, comme indiqué sur la figure, représentent des restitutions d'un capteur donné pour deux pixels distincts. Un deuxième capteur observe la même scène nuageuse avec une résolution deux fois plus grossière que le premier. La zone observée recouvre les deux pixels précédents. La mesure de flux associée au capteur de résolution plus grossière sera la moyenne des flux mesurés. Ce flux moyen correspondra à une épaisseur optique nuageuse plus faible que la moyenne des valeurs de COT1 et COT2. Cet effet est clairement lié au comportement linéaire précédemment évoqué ; il sera nul dans le cas d'une scène nuageuse idéalement homogène et augmentera, à l'inverse, avec le degré d'hétérogénéité de la scène.

Afin de prendre en compte cet effet dans notre analyse, nous avons calculé les flux pour chaque épaisseur optique restituée par OSIRIS sur une image donnée. L'histogramme des flux obtenus montre des valeurs bien supérieures à la valeur moyenne mesurée à l'aide du fluxmètre sur la même zone. Cela est attendu étant donné que les épaisseurs optiques restituées par OSIRIS sont plus importantes que celles restituées avec les mesures de flux (Figure III.15). Par la suite, nous avons calculé une épaisseur optique moyenne sur l'image d'OSIRIS, et cette valeur a été utilisée pour estimer un "flux moyen" pour la scène à partir des données d'OSIRIS.

Avec cette dernière approche, les valeurs obtenues pour le "flux moyen" calculé se rapprochent davantage du flux moyen mesuré. Ainsi, une partie des écarts observés dans la restitution des COTs peut être attribuée à la différence de résolution entre les deux capteurs et à l'hétérogénéité des scènes nuageuses survolées. Il est pertinent de souligner que la résolution spatiale associée aux mesures de flux n'est pas définie de la même manière que celle d'OSIRIS. Les flux résultent de l'intégration des luminances sur chaque hémisphère, celle-ci peut être considérée comme théoriquement considérée comme infinie. En réalité, les contributions des luminances liées aux géométries les plus rasantes ont moins d'impact sur les flux mesurés (car plus atténuées), et les mesures de flux intègrent les contributions radiatives des nuages provenant d'une scène spatialement étendue, ce qui est difficile à définir sans l'utilisation de codes de transfert radiatif tridimensionnels.

En conclusion, l'utilisation des épaisseurs optiques nuageuses restituées à l'aide du fluxmètre a été privilégiée dans la suite de cette étude. Actuellement, l'épaisseur optique fournie par OSIRIS (de manière opérationnelle avec une résolution de 20 m²) est uniquement disponible au centre de l'image. Comme illustré sur la Figure III.12, cette valeur semble peu représentative des propriétés radiatives moyennes des scènes nuageuses survolées. Les mesures de flux intègrent des contributions provenant d'une scène spatialement étendue, les rendant plus adaptées pour définir l'albédo moyen de la scène nuageuse survolée.

Le choix de l'albédo de la cible sous-jacente à la couche d'aérosols a un impact sur le calcul des taux d'échauffement, comme démontré dans les simulations présentées dans le chapitre II. Cependant, cet effet est nettement moins prononcé que dans le cas du calcul du forçage direct des aérosols au-dessus des nuages. À titre d'exemple, De Graaf et al. (2021) ont comparé les résultats des calculs de forçage des aérosols au-dessus des nuages réalisés avec les instruments spatiaux POLDER et SCHIAMACHY. Les écarts résiduels entre les estimations fournies par ces deux capteurs, qui présentent des résolutions spatiales différentes (c'est-à-dire 6 km² pour POLDER et 40 km² pour SCHIAMACHY, respectivement), sont largement attribuables à l'estimation de l'épaisseur optique du nuage et à la différence de résolution entre les deux capteurs. Bien que l'étude du biais "plan-parallèle" ne soit pas directement l'objectif de cette thèse, l'impact du choix de l'épaisseur optique nuageuse à utiliser pour le calcul des effets radiatifs des aérosols au-dessus des nuages demeure un sujet de débat.

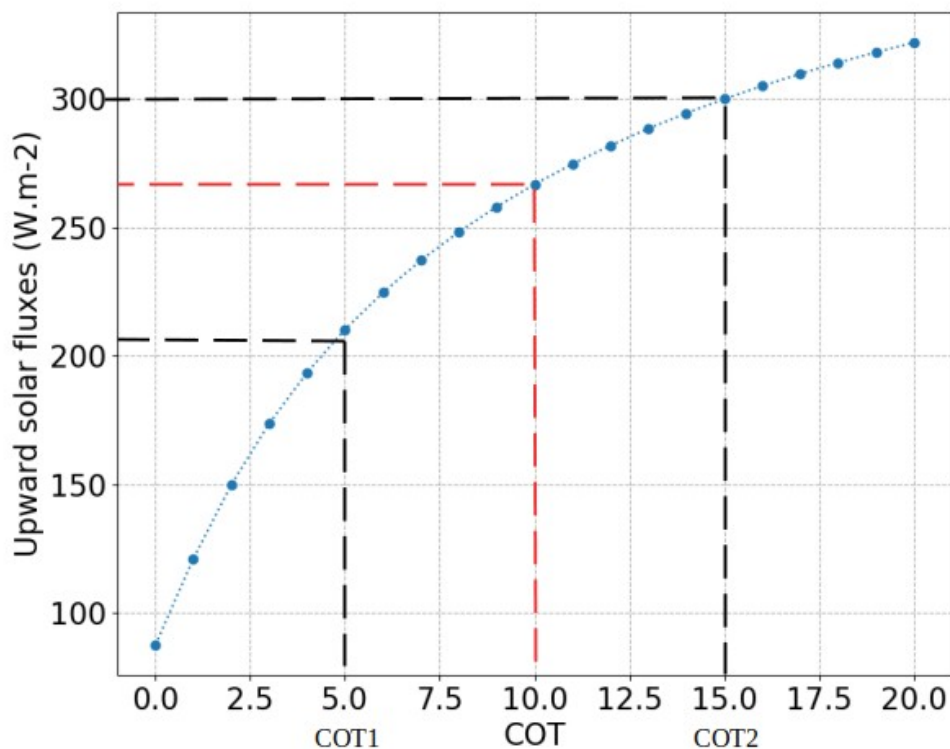


Figure III.12 : Relation entre le flux montant (composante solaire) et l'épaisseur optique du nuage (COT). Calculs réalisés à 5 km d'altitude et pour les conditions rencontrées lors de la descente en boucle réalisée le 12 septembre 2023.

III.3 ÉTUDE DE CAS : VALIDATION DES SIMULATIONS DE FLUX ET DE TAUX D'ÉCHAUFFEMENT RÉALISÉS AU-DESSUS DES NUAGES.

Dans cette section, nous allons entreprendre une comparaison approfondie entre les mesures effectuées lors de la campagne (lors des descentes en boucles) et les simulations que nous avons réalisées. Cette comparaison nous permettra d'évaluer la performance de nos méthodes et de déterminer dans quelle mesure nos simulations reproduisent fidèlement les données de flux observées sur le terrain. Nous allons examiner les flux descendants et montants dans les domaines spectraux du solaire et de l'infrarouge. De plus, nous allons également nous intéresser aux taux d'échauffement calculés à partir des mesures et des simulations. Cette étape comprend également la validation des paramètres des aérosols (extinction, absorption, ...) et des grandeurs thermodynamiques qui interviennent également dans les calculs (profils de température, humidité, ...). Les vols comportant une descente en boucle ayant été réalisée au-dessus d'une scène nuageuse sont les vols du 7, 8 et 12 septembre.

III.3.A Vol n°11 – 8 Septembre 2017

Le vol numéro 11, effectué le 8 septembre, se présente comme un cas privilégié pour la validation rigoureuse de notre méthode (Tableau III.2). La descente de ce vol offre une moindre variabilité dans les propriétés de la couverture nuageuse par rapport aux deux autres vols étudiés. De plus, des restitutions d'OSIRIS et du lidar sont disponibles juste avant le début de la descente, permettant une validation directe des flux simulés avec le lidar et le polarimètre par rapport aux mesures.

Le 8 septembre présente également une particularité avec une épaisseur optique en aérosols (due aux feux de biomasse) exceptionnellement élevée mesurée au-dessus des nuages le long de la côte namibienne, atteignant environ 0,4 à 865 nm. La perturbation radiative induite par cette couche d'aérosols revêt une signification importante pour l'analyse.

L'exploration des données acquises lors des autres descentes en boucle vise à approfondir et à valider la méthodologie proposée, en tenant compte de conditions atmosphériques et de cibles nuageuses présentant des caractéristiques sensiblement différentes. Cette approche renforcera la robustesse et la généralisation de notre méthode dans des contextes variés.

Numéro du vol	Date du vol	Zone du vol	Heure de la descente en boucle	Angle zénithal lors de la descente en boucle
11	08/09/2017	Océan et côte Namibien	8h15 – 8h33	50,50 – 46,20

Tableau III.2 : Récapitulatif des données du vol du 8 septembre 2017 de la campagne.

III.3.A.a Profils thermodynamiques

La caractérisation précise des profils thermodynamiques, comprenant la distribution verticale de la vapeur d'eau, de la température et de pression dans l'atmosphère est cruciale pour le calcul des taux d'échauffement et des flux radiatifs. Les instruments utilisés pour obtenir ces profils thermodynamiques doivent fournir des données fiables et cohérentes. Se référer à la section II.4.

En ce qui concerne les profils de pression et de température, le modèle standard d'atmosphère, de type tropical, est utilisé dans le code de transfert radiatif. Les profils de pression et de température associé à ce modèle présentent un très bon accord avec les profils équivalents mesurés avec les sondes situées sur l'avion ou à l'aide des dropsondes, en tout cas, pour les altitudes à laquelle les mesures ont été réalisées (altitude inférieure à 9 km). Ce résultat est valable pour les autres vols réalisés entre le 5 et le 12 septembre 2017 au large des côtes namibiennes. Ce modèle d'atmosphère standard sera utilisé dans la suite pour les calculs pour les profils de pression (Figure III.13).

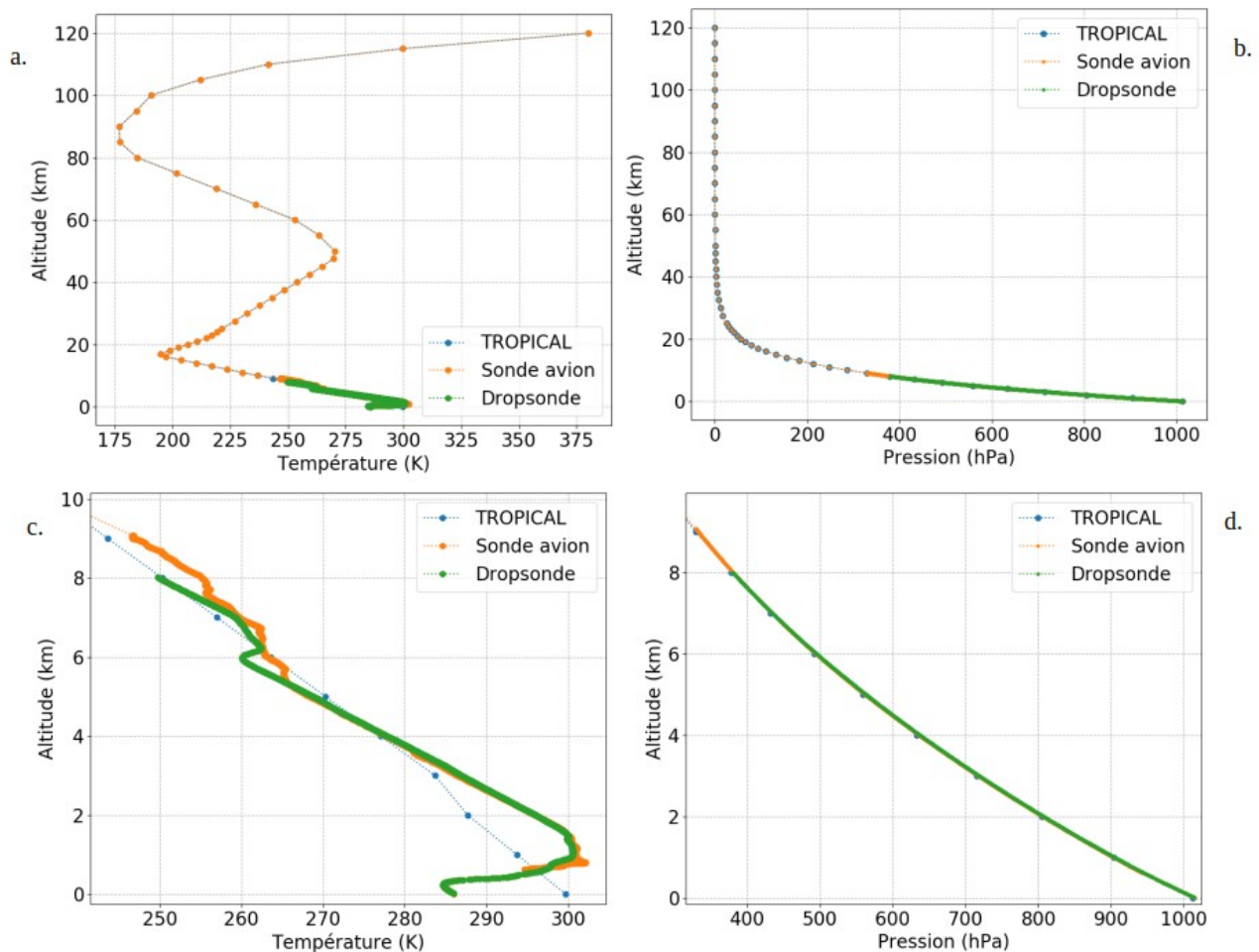


Figure III.13 : Graphique des profils de température, de pression. Comparaison entre la dropsonde (vert), les mesures avion (orange) et le profil standard tropical (bleu). Les graphiques a. et b. représentent la pression et la température pour des altitudes allant du sol à 120 km. Les graphiques c. et d. représentent les mêmes grandeurs et valeurs pour des altitude du sol à 10km.

Dans le cadre de la campagne AERO-CLO-sA, la détermination de la distribution verticale de la vapeur d'eau au sein des panaches de fumée (pour toutes les sections de vol) s'avère constituer un défi majeur. Sur la Figure III.14, nous avons représenté les données issues de quatre dropsondes qui ont été utilisées durant une portion de vol du 8 septembre d'environ 15 minutes. À partir de ces données, nous avons calculé le contenu intégré sur la colonne en vapeur d'eau. Ces figures montrent la variabilité de la distribution verticale en vapeur d'eau au sein des panaches de fumée observés en Namibie (entre 1 et 6 km). La quantité de vapeur d'eau intégrée sur la colonne montre moins de variabilité et fluctue toutefois entre 1.5 et 2.0 g/cm² sur les cas sélectionnés. D'une journée d'études à une autre, la variabilité sur ces paramètres est également importante et celle-ci sera caractérisée dans le chapitre suivant.

Nous avons ensuite réalisé une comparaison entre les données obtenues à partir des dropsondes, des sondes situées sur l'avion et des données de vapeur d'eau fournies par l'instrument PLASMA. L'objectif était d'examiner la fiabilité et la cohérence de ces différentes données.

Premièrement, trois sondes installées sur l'avion permettent d'obtenir des informations sur la vapeur d'eau. Dans le texte, ainsi que sur les légendes des figures présentées, les sondes numérotées 18, 23 et 25 correspondent aux sondes nommées "CR2", "Mirror1011C" et "HUMAERO" dans la nomenclature utilisée par l'unité SAFIRE.

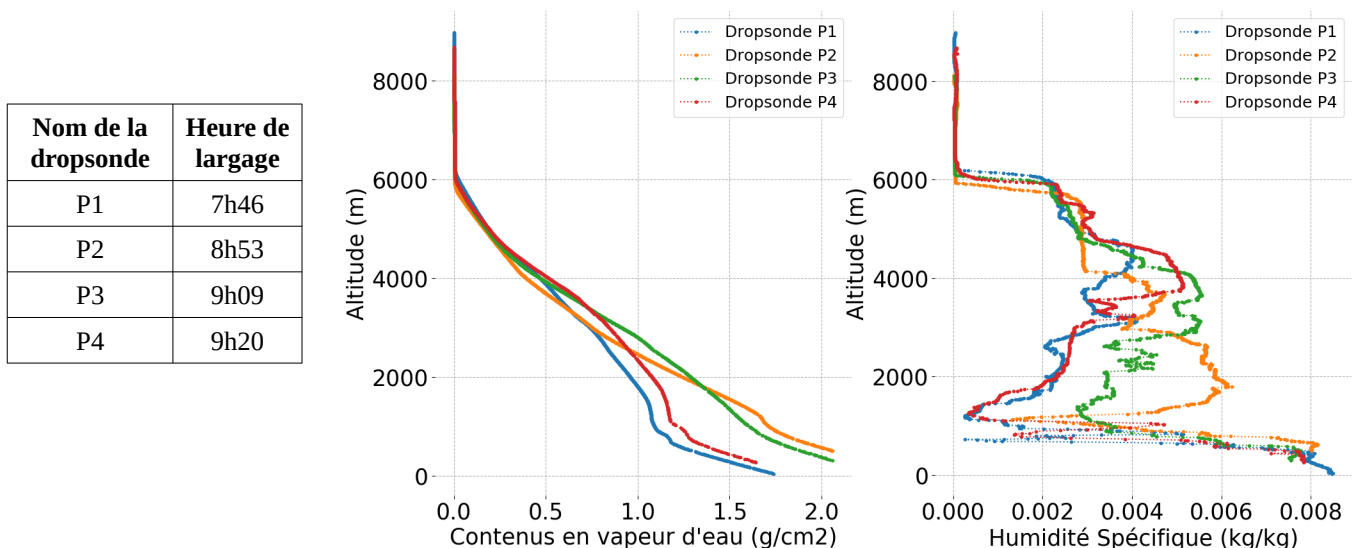


Figure III.14 : Représentation des contenus en vapeur d'eau (à gauche) et des profils d'humidité spécifique (à droite) des différentes dropsondes. (Vol11 – 08/09/17).

La Figure III.15 présente les profils d'humidité obtenus avec ces trois sondes pour le 8 septembre. Les profils de vapeur d'eau issus des différentes sondes présentent des disparités. Les données de la sonde 23 révèlent des fluctuations abruptes considérées comme non-physiques. En se basant sur les informations de SAFIRE, nous constatons que cette sonde présente un temps de réponse trop lent, ne permettant pas des mesures précises lors des descentes. Les profils obtenus avec les sondes 18 et 25 sont plus cohérents entre eux. Il est à noter qu'un biais positif apparaît dans les données de vapeur d'eau obtenues à haute altitude (au-dessus de 6 km), en particulier pour la sonde 25. Par la suite, nous avons corrigé ce biais sur l'ensemble des profils. Les mesures effectuées

par PLASMA ont confirmé que le contenu en vapeur d'eau intégré au-dessus de l'avion à haute altitude était très faible pour l'ensemble des vols, et nous l'avons donc considéré comme nul au-dessus de l'avion. Il devient essentiel de modéliser précisément le profil de vapeur à haute altitude afin de simuler avec précision les flux solaires descendants, car ces derniers sont directement influencés par la composition de l'atmosphère au-dessus de l'avion (effets d'atténuation).

Par la suite, nous avons employé les profils d'humidité spécifique dérivés des données de la sonde 25 (après correction du biais). Ces mesures obtenues par les sondes aéroportées sont réalisées simultanément aux mesures des flux, les rendant ainsi particulièrement pertinentes pour la simulation des flux.

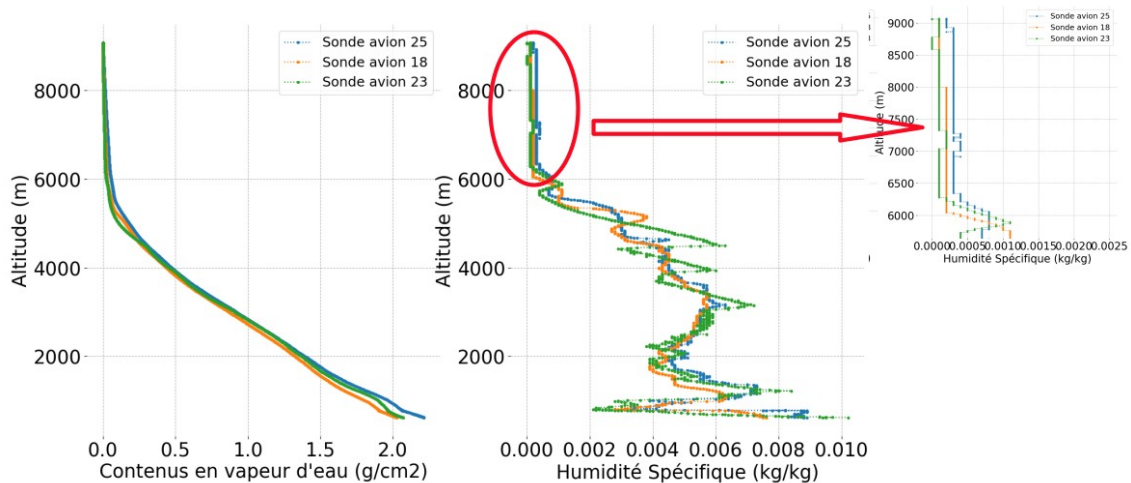


Figure III.15 : Représentation des contenus en vapeur d'eau (à gauche) et des profils d'humidité spécifique (à droite) des différentes dropsondes. (Vol11 – 08/09/17). Le troisième graphique représente un agrandissement du profil d'humidité spécifique entre 6km et 9km d'altitude.

Les profils de vapeur d'eau et de température ont été complétés en intégrant les données des dropsondes, étant donné que celles-ci traversent les nuages bas et atteignent parfois la surface. La mesure de la dropsonde est utilisée pour fixer l'allure qualitative du profil d'humidité spécifique dans le nuage bas et une hypothèse simple est considérée pour obtenir la continuité du profil, voir la Figure III.16.b. La dropsonde la plus proche disponible est typiquement utilisée. Nous nous sommes limités à l'utilisation des dropsondes larguées au-dessus de l'océan, par soucis de cohérence avec les scènes principalement traitées dans notre étude (i.e. aérosols au-dessus de stratocumulus marins).

Une comparaison des données issues des dropsondes, des sondes avion et de PLASMA est représentée sur la Figure III.16.a. Sur cette dernière, les données issues des réanalyses et de la dropsonde sont celles géographiquement et temporellement le plus proches disponibles. Les résultats montrent que le profil de vapeur d'eau calculé avec les données de la sonde (après avoir appliqué les modifications précédemment décrites) permet de reproduire fidèlement la mesure du photomètre pour une altitude supérieure à 1 km (altitude minimale de l'avion atteinte pour ce

profil). Les données de réanalyse et de la dropsonde sous-estiment le contenu en vapeur d'eau et ne permettent pas reproduire de façon précise la distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

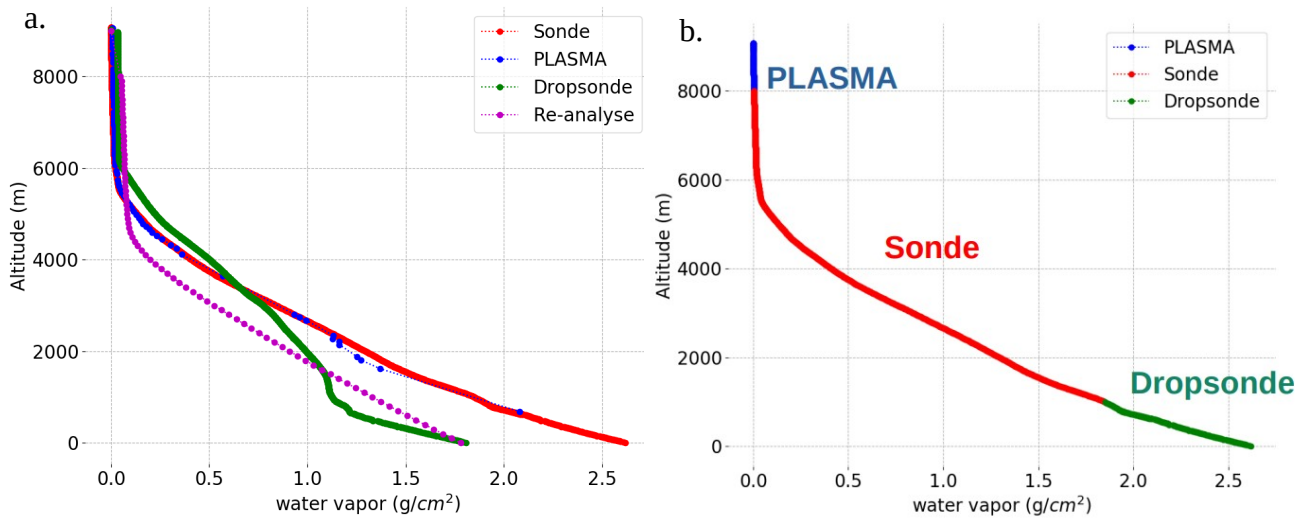


Figure III.16 : le graphique a. représente le contenu intégré en vapeur d'eau sur la colonne d'atmosphère en fonction de l'altitude pour la descente en boucle réalisée pour le vol du 8 septembre. La mesure fournie par le photomètre PLASMA lors de la descente est représentée en bleu, les autres courbes ont été obtenues par calculs à partir des mesures de la sonde aéroportée (en rouge), de la dropsonde (en vert) et de données de re-analyse météorologique (en violet). Le graphique b. représente le profil reconstruit.

En cas de dysfonctionnement ou de calibrage incorrect d'un instrument, la présence de multiples profils de vapeur d'eau s'est révélée avantageuse. En effet, les données obtenues à partir des autres instruments restent exploitables, assurant ainsi la robustesse de l'analyse malgré la présence d'un appareil défectueux. Cette approche de comparaison croisée des profils a joué un rôle dans l'évaluation de la qualité des données et dans la garantie de la fiabilité des résultats.

III.3.A.b Extinction des aérosols

Dans cette section, nous validons les propriétés d'extinction des aérosols à partir des données de l'instrument PLASMA. La Figure III.17 présente le coefficient d'extinction restitué à 1064 nm à partir des données du lidar LNG.

Pour rappel, pour ce cas d'études, les données de coefficient de rétrodiffusion atténué et d'extinction ont déjà été présentées dans le chapitre 2 dans la section dédiée à la présentation du lidar LNG. Sur la figure III.17, le cercle rouge indique une zone avec un concentration élevée d'aérosols (8.10- 8.20 UTC) et correspond aux données acquises juste avant la descente en boucle qui débute vers 8.20 UTC. Les aérosols sont alors principalement localisés entre 1.5 et 5 km d'altitude. Le sommet du nuage bas est situé bien en dessous de 1 km. Dans le but de simuler les

flux mesurés lors la descente en boucle, nous avons utilisé les profils d'extinction obtenus juste avant le début de la descente et un profil moyen a été calculé.

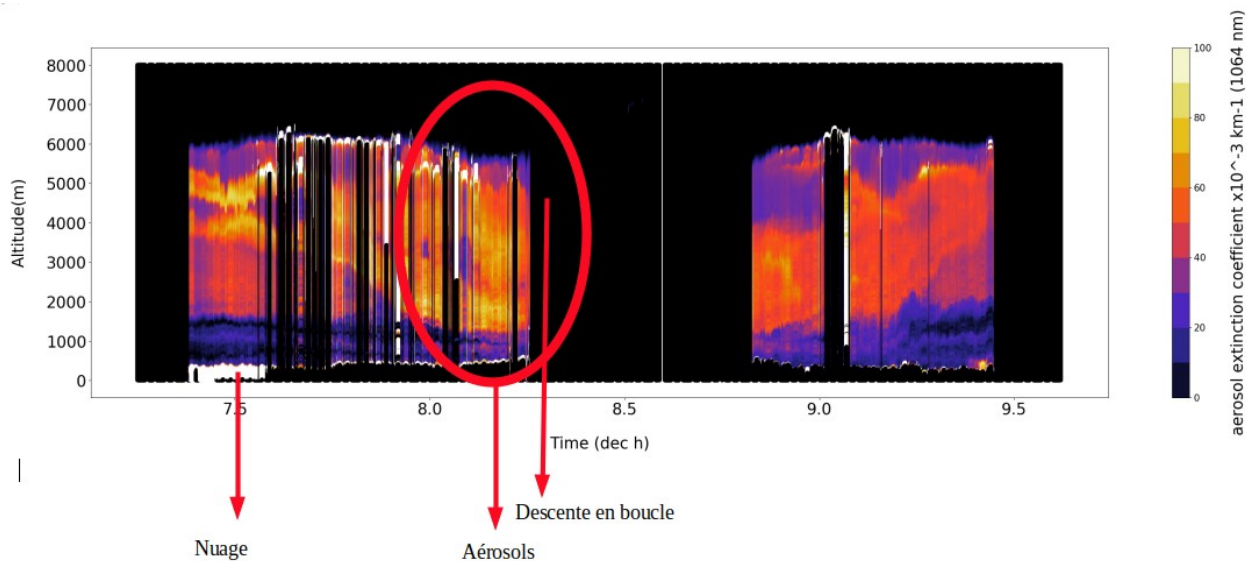


Figure III.17 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 8 septembre 2017, au cours de la campagne AERO-CLO-sA. Dans ce graphique, le cercle rouge délimite la zone d'étude où la concentration d'aérosols est particulièrement élevée. Il est à noter que la descente en boucle a été réalisée immédiatement après ce vol. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.

III.3.A.c Données OSIRIS

D'autres données essentielles sont également utilisées en entrée pour le code GAME et celles-ci proviennent de l'instrument OSIRIS. Ces données comprennent des informations concernant les propriétés des aérosols dans l'atmosphère. L'épaisseur optique d'extinction des aérosols (AOT), l'absorption des aérosols et la taille de l'aérosol (rayon effectif) sont fixés à partir de restitutions obtenues avec les mesures de l'instrument OSIRIS (Chauvigné et al., 2021). La Figure III.18 offre une illustration des données obtenues pour le vol du 8 septembre. Les données sont filtrées en fonction de différents critères (exemple : qualité de la modélisation des mesures d'OSIRIS ...). Les données sont également filtrées lorsqu'il y a des nuages hauts ce qui explique l'existence de « manque » dans l'échantillonnage temporel. Toutefois, pour la période entre 8.10 et 8.20 UTC, on peut noter que les propriétés des aérosols restituées sont assez stables.

La moyenne de chaque grandeur a été réalisée sur une plage de cinq minutes avant l'entame de la descente en boucle. Ces données ont donc été moyennées (AOT=0.45 à 865 nm et absorption moyenne égale à 0.025) et utilisées afin de simuler les flux mesurés lors de la descente en boucle.

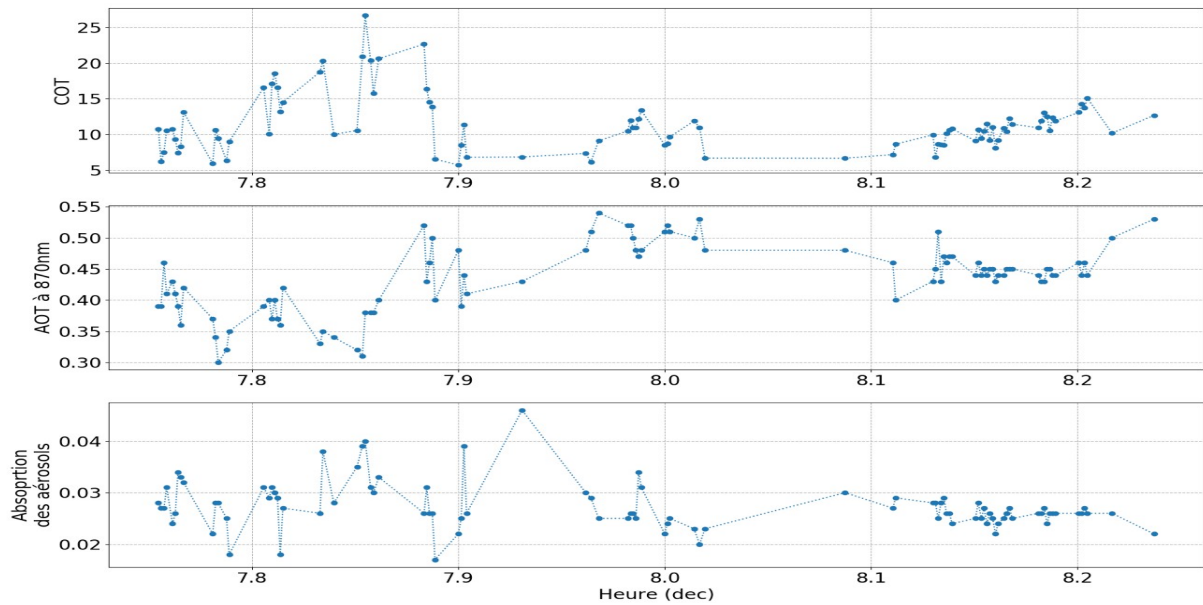


Figure III.18 : Propriétés des aérosols obtenues à l'aide de l'algorithme d'inversion développé pour le polarimètre OSIRIS (Chauvigné et al., 2021) en fonction du temps d'acquisition. L'épaisseur optique en aérosol est donnée à 865 nm (AOT) et l'absorption est supposée constante spectralement. Données du vol du 8 septembre 2017 acquises lors de la campagne AERO-CLO-S-A.

III.3.A.d Utilisation de PLASMA

La Figure III.19 représente l'évolution de l'épaisseur optique mesurée au-dessus de l'avion par le photomètre PLASMA en fonction de l'altitude pour la descente en boucle étudiée (en vert). Nous avons également reporté la même quantité utilisée dans le code GAME pour le calcul des flux (en rouge). Pour rappel, le profil d'extinction utilisé dans GAME est celui fourni par le lidar LNG corrigé d'un « facteur de mise à l'échelle » pour que l'épaisseur optique intégrée sur la colonne soit égale à celle restituée par OSIRIS. Le profil de départ et le profil corrigé sont respectivement représentés en bleu et en vert sur la figure. La différence est ici faible. Il est toutefois important de noter que l'épaisseur optique est ici donnée à 865 nm. Le lidar LNG ne fournit pas de restitution de l'extinction à cette longueur d'onde. La longueur d'onde de référence pour l'extinction du lidar est 1064 nm. Les données du lidar ont donc été extrapolées à 865 nm à partir du modèle de particules restitués par OSIRIS. L'excellent accord obtenu entre le profil mesuré par PLASMA à 870 à nm et celui prédit à 865 nm à l'aide des données du lidar et d'OSIRIS confirme également que la taille des aérosols est bien restituée, ce dernier paramètre contrôlant au premier ordre la dépendance spectrale de l'extinction des aérosols.

Enfin, nous avons appliqué la méthode combinant uniquement les mesures du photomètre PLASMA et les mesures de flux solaires afin d'estimer le niveau d'absorption des aérosols de façon indépendante à l'instrument OSIRIS. Dans cette approche, le profil d'épaisseur optique utilisé dans le code de transfert radiatif est directement celui mesuré par PLASMA lors de la descente en boucle. La précision sur l'AOT est de 0.01-0.02 pour ce photomètre, et l'épaisseur optique d'extinction des aérosols est donc précisément connue dans le code. Il est à noter que la taille des particules (rayon effectif) est celle fournie par OSIRIS et, si besoin, cette estimation du rayon

effectif des aérosols aurait pu être retrouvé grâce à l'analyse de la dépendance spectrale des épaisseurs optiques mesurées par PLASMA. La dépendance spectrale de l'AOT mesurée par PLASMA est ici bien reproduite par le modèle d'aérosols fourni par OSIRIS. Les mesures de flux solaire montants et descendants sont simulés pour différentes valeurs d'absorption et différentes valeurs d'épaisseur optique pour les nuages. L'absorption de l'aérosol est supposée constante sur la verticale et également supposée spectralement neutre. Le résultat obtenu avec cette méthode « photomètre+fluxmètres » indique qu'un niveau d'absorption de 0.025 permet de modéliser les mesures de flux solaires de la façon la plus précise possible sur ce cas. Il est intéressant de noter que cette estimation confirme celles fournies par OSIRIS juste avant le début de la boucle (Figure II.19). Les résultats obtenus avec cette méthode « alternative » en termes de modélisation des flux sont quasiment identiques à ceux obtenus par la méthode « lidar+polarimètre » et sont présentés dans la section suivante.

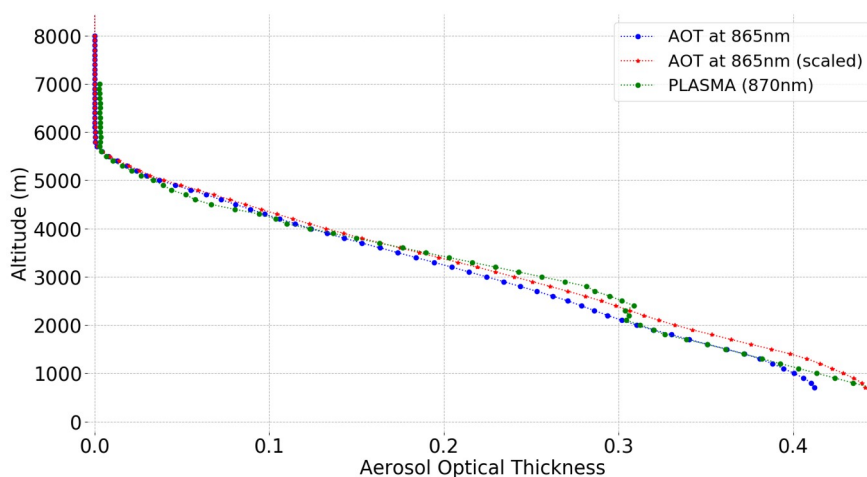


Figure III.19 : Profil d'épaisseur optique aérosol en fonction de l'altitude : mesures photométriques de PLASMA à 870 nm (en vert), profil calculé à 865 nm à partir des restituions du lidar couplées avec le modèle de particules estimé avec OSIRIS (en bleu), même calcul et le profil est corrigé d'un facteur permettant d'obtenir une épaisseur optique intégrée sur la colonne rigoureusement égale à celle donnée par OSIRIS à 865 nm.

III.3.A.e Analyse des flux et taux d'échauffement

La Figure III.20 montre les résultats obtenus pour la comparaison des flux et des taux d'échauffement mesurés et simulés pour le cas d'étude du 8 septembre 2017. Les flux simulés (en bleu) sont présentés avec leurs barres d'erreurs associées. Ces valeurs proviennent des calculs de propagation d'erreurs liés aux incertitudes associées aux paramètres des aérosols restitués par OSIRIS (Chapitre 2). Les mesures sont également représentées avec leurs incertitudes.

Nous constatons un excellent accord entre les simulations et les mesures pour ce cas, tant pour les flux solaires que thermiques. En examinant la Figure III.20, il est notable que le flux montant mesuré sur le spectre solaire présente des variations importantes (courbe rouge). Ces variations, comme expliqué précédemment, sont attribuables à la variabilité des propriétés de la scène nuageuse sous l'avion. La courbe verte correspond aux calculs de flux solaire effectués à partir de la valeur moyenne de l'épaisseur optique du nuage restituée avec OSIRIS juste avant le début de la

descente en boucle. Les propriétés des nuages changent spatialement trop rapidement et doivent être ré-estimées pour chaque scène échantillonnée. Sur la courbe bleue, la restitution des épaisseurs optiques du nuage avec les mesures de flux a été effectuée pour chaque palier.

Les variations dues à la présence de la scène nuageuse ont été capturées de manière précise avec cette dernière méthode, comme le montre notre comparaison graphique.

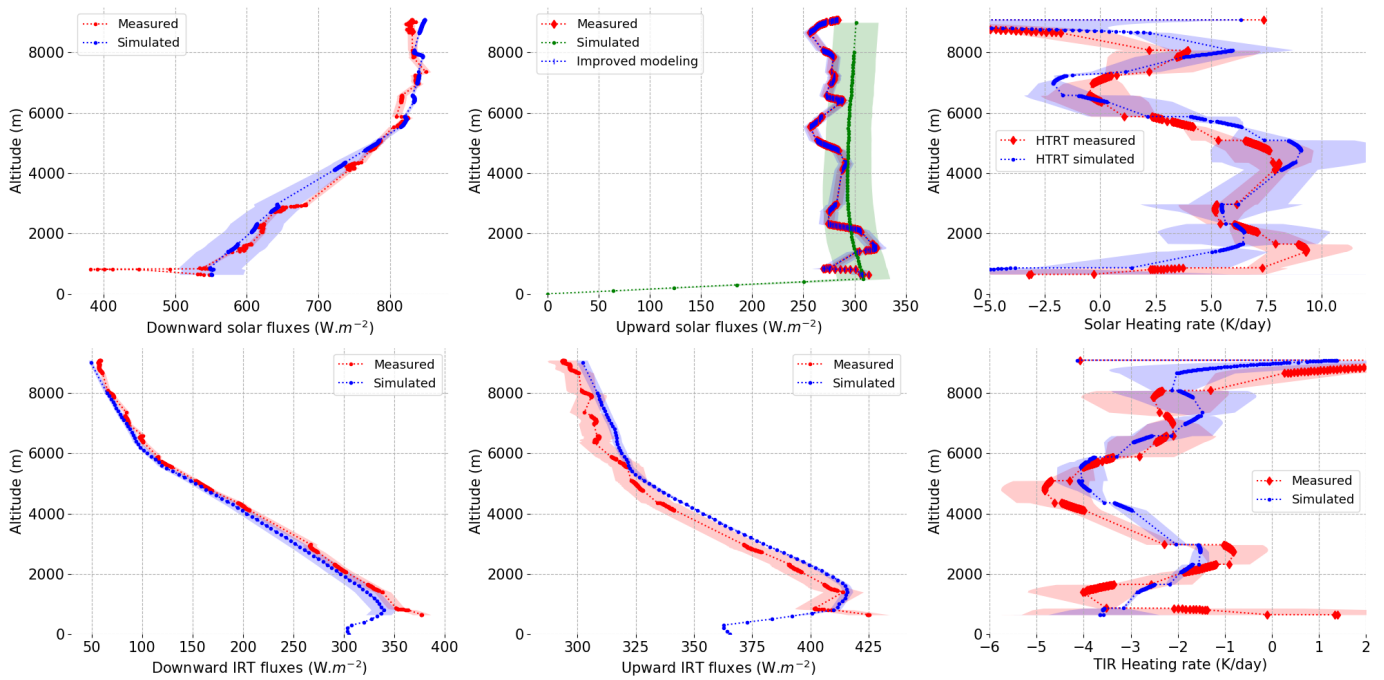


Figure III.20 : Flux et des taux d'échauffement en fonction de l'altitude pour les domaines de l'infrarouge thermique et du solaire. Mesures et calculs réalisées pour la descente en boucle effectuée lors du vol du 8 Septembre 2017. Les courbes bleues représentent les simulations, tandis que les courbes rouges correspondent aux mesures effectuées lors de la campagne aéroportée. Les « zones » représentées en rouge et en bleu correspondent respectivement aux barres d'erreur associées respectivement aux mesures et aux simulations. La courbe verte correspond à une simulation alternative du flux solaire montant réalisée pour une épaisseur optique du nuage unique alors que ce paramètre est ajusté pour le flux solaire montant (courbe bleu se superposant rigoureusement à la mesure de flux solaire montant).

Dans le domaine de l'infrarouge thermique, nos simulations parviennent également à reproduire les flux observés de manière satisfaisante. Les écarts faible entre les flux mesurés et les flux simulés en grande partie être expliqués par les incertitudes de mesure. Sur cette gamme spectrale, la distribution de la vapeur d'eau et le profil de température jouent un rôle important. Ces résultats indiquent que des paramètres sont bien pris en compte dans nos calculs.

Enfin, la comparaison a été menée également pour les taux d'échauffement. Nous rappelons que les fluctuations observées sur les taux calculés ici ne peuvent considérés comme associées

uniquement à la variabilité des propriétés de l'atmosphère. L'approche de la modélisation polynomiale a été appliquée à la fois sur les flux nets mesurés et simulés, déduits des flux montants et descendants présentés sur la Figure III.20. Cette approche permet de prendre en compte le fait que l'albédo de la cible présente sous la couche d'aérosol n'est pas le même entre les altitudes z_1 et z_2 . En appliquant cette approche, les taux calculés à partir des mesures et des simulations deviennent comparables. Les résultats obtenus pour la comparaison des taux sont qualitativement et quantitativement satisfaisants sur ce cas d'étude. Pour la gamme d'altitudes associée à la présence d'aérosols, les différences entre taux mesurés et simulés n'excèdent pas 2 K/jour et ces différences sont comprises dans les barres d'erreur associées aux taux calculés. Nous pouvons noter que ces barres d'erreur calculées semblent tout à fait réalistes par rapport à la variabilité observées sur les taux estimés à partir des mesures.

III.3.B Vol n°14 – 12 Septembre 2017

Pour le vol du 12 septembre, il apparaît que la zone où la boucle a été réalisée ne se trouve pas exactement au-dessus de la zone échantillonnée par OSIRIS lors de la portion de vol effectuée à haute altitude, pouvant être exploitée avec cet instrument (8-9 km). Les propriétés des nuages diffèrent significativement entre les deux zones. En comparant les données d'OSIRIS et de PLASMA, il y a également une différence significative pour l'épaisseur optique des aérosols entre ces deux zones. Pour ces raisons, il n'a pas été possible de comparer directement les flux mesurés pendant la boucle et ceux estimés par la combinaison des mesures active et passive. Seule, la méthode dite alternative combinant les mesures de flux et celles du photomètre a donc été utilisée sur ce cas d'étude.

III.3.B.a. Caractérisation de la scène nuageuse

Pour le vol en question, un total de huit dropsondes ont été déployées, ce qui est illustré dans la Figure III.21. La descente en boucle s'est déroulée de 8h24 à 8h56. Ce vol a permis de mettre en évidence que chaque instrument utilisé au cours de la campagne AERO-CLO-SA était correctement paramétré. Les données recueillies se révèlent cohérentes entre elles. Les profils de vapeur d'eau présentent des contenus très similaires, indiquant une bonne concordance entre les différentes sources de données. Le profil d'humidité spécifique a été construit de manière similaire au vol du 8/09, en combinant les profils de la sonde 25 et en complétant avec les données de la dropsonde P4.

Numéro du vol	Date du vol	Zone du vol	Heure de la descente en boucle	Angle zénithal de la descente en boucle
14	12/09/2017	Océan – Cote et Terre	8h24 – 8h56	47,31 – 43,62

Tableau III.3 : Récapitulatif des données du vol du 12 septembre 2017 de la campagne.

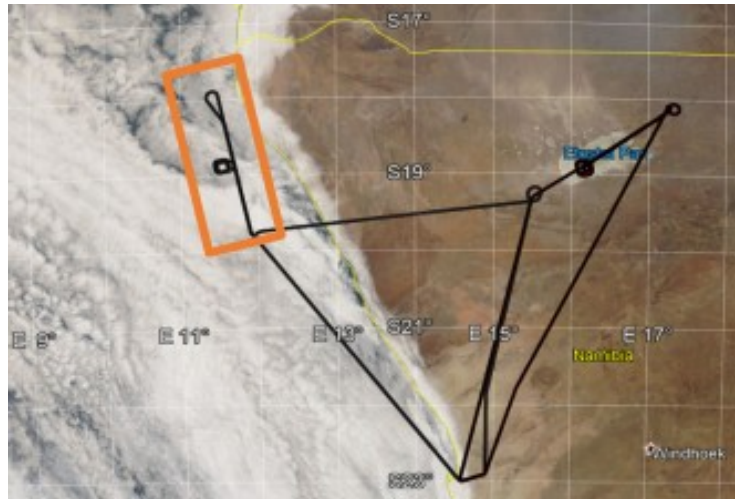


Figure III.21 : Plan de vol lors de la boucle réalisée le 12 septembre 2017

Les profils de vapeur d'eau présentent des contenus relativement similaires pour ce vol. Lors de la descente en boucle effectuée le 12 septembre, nous avons décidé de lancer une dropsonde juste avant d'entamer la boucle (dropsonde P4). Les données obtenues avec les sondes aéroportées (Figure III.23) présentent des caractéristiques similaires à celles du vol du 08/09 en termes de qualité et de défauts.

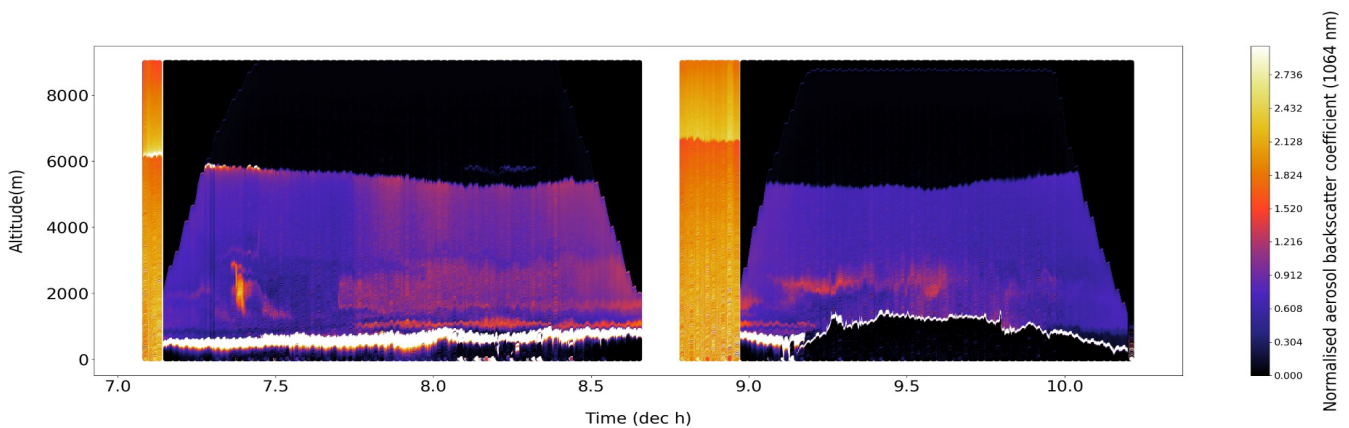


Figure III.22 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 12 septembre 2017, au cours de la campagne AEROCLO-sA. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.

Le profil d'humidité spécifique a été construit de manière analogue au vol du 8/09, combinant les profils de la sonde 25 et complétant avec les données de la dropsonde P4. Une autre modification a également été apportée. Lors de la descente, les sondes indiquent une augmentation brusque de la quantité de vapeur d'eau vers 6 km d'altitude dès que la sonde pénètre dans la couche de fumée.

Dans le code, il est essentiel d'éviter de juxtaposer une couche sans vapeur d'eau à une autre couche très riche en vapeur d'eau. Cette augmentation dans le contenu en vapeur se produit sur quelques centaines de mètres, voire moins. Dans le code de transfert radiatif, de résolution verticale égale à 100 mètres (entre 0 et 8 km), le profil a été modifié pour inclure une transition progressive pour la concentration en vapeur d'eau entre la zone sans vapeur d'eau et la première couche d'entrée dans le panache de fumée. En l'absence de cette modification, des variations brutales (des pics) peuvent être observées dans les taux d'échauffement au niveau de l'altitude du sommet de la couche. Les résultats obtenus pour les taux d'échauffement restent plus cohérents par rapport aux observations en effectuant cet ajustement.

Le profil vertical de l'épaisseur optique en aérosol utilisé dans le code est représenté sur la Figure III.24. Le coefficient d'extinction fourni par le lidar, obtenu à proximité de la zone de la descente en boucle, a été « ajusté » à partir des épaisseurs optiques en aérosols fournies par PLASMA. Cette substitution des données d'AOT d'OSIRIS par celles de PLASMA permet une représentation plus précise des propriétés des aérosols, améliorant la précision des calculs radiatifs.

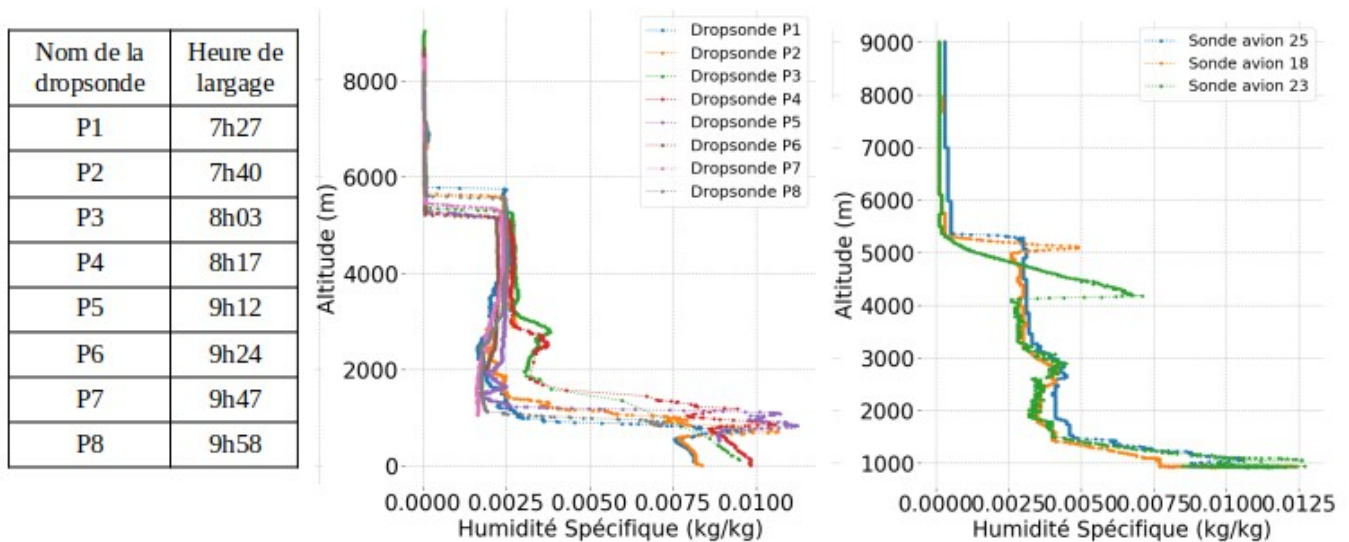


Figure III.23 : Représentation de l'humidité spécifique en fonction de l'altitude pour les différentes sondes avion (à gauche) et pour les dropsondes (à droite).

Enfin, il est à noter la présence d'une épaisseur optique résiduelle en aérosols au-dessus de 8 km. Lors du vol du 12 septembre, une couche d'aérosol optiquement fine et localisée à très haute altitude a été confirmée à l'aide des mesures du lidar spatial CATS (communication personnelle : A. Chauvigné). Dans nos calculs, une couche d'aérosols supplémentaire a été ajoutée entre 12 et 14 km dans le code. L'origine de cette couche n'est pas clairement identifiée. Les informations de PLASMA indiquent que les aérosols observés appartiennent au mode fin des aérosols. Pour des raisons de simplicité, le même modèle d'aérosol est considéré pour les particules de feux de biomasse et pour les particules de la couche optiquement fine observée à haute altitude.

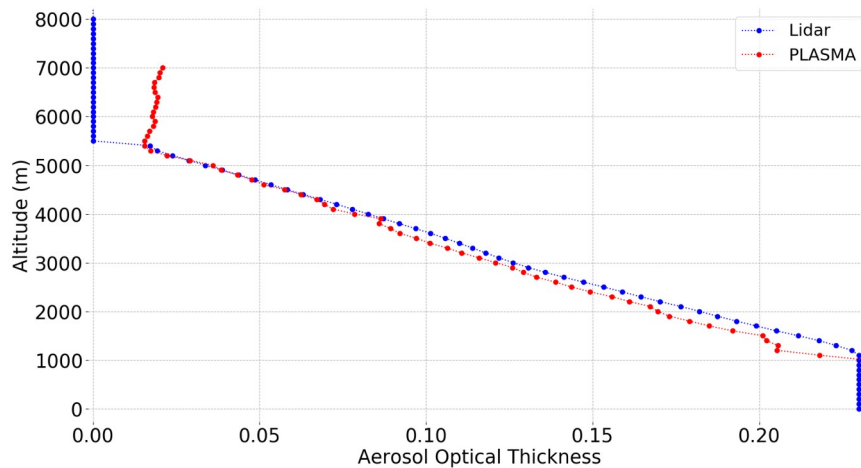


Figure III.24 : Analyse des profils verticaux de l'épaisseur optique aérosol à 865 nm en fonction de l'altitude pour le photomètre PLASMA et celle issue du LIDAR après application d'un facteur correctif permettant, après intégration du profil d'extinction corrigé, d'obtenir une épaisseur optique en aérosols rigoureusement égale à celle mesurée par PLASMA à 865 nm. Le profil d'extinction du lidar initialement fourni à 1064 nm a été extrapolé à 865 nm à l'aide du modèle d'aérosol fourni par OSIRIS (rayon effectif).

III.3.B.b. Analyse des flux et taux d'échauffement

Les comparaisons des flux et des taux calculés et mesurés sont représentés sur la figure III.25 pour le vol du 12/09.

Dans le domaine solaire, le flux montant est remarquablement bien reproduit, après ajustement de l'épaisseur optique du nuage. Cependant, des variations et des écarts plus importants entre mesures et simulations sont observés pour le flux solaire descendant entre 5 et 8 km d'altitude. La source de ces fluctuations n'est pas clairement identifiée. En se référant aux données présentées pour le cas d'étude du 08/09, on peut avancer l'hypothèse que ces variations pourraient être liées à la zone échantillonnée. Les tentatives pour reproduire ces fortes variations en faisant varier les profils d'humidité spécifique n'ont pas permis de recréer ces comportements. Il est possible que d'autres paramètres encore non identifiés puissent être en jeu.

Notre principale hypothèse porte sur la variabilité spatiale des propriétés de l'atmosphère pour la partie de l'atmosphère localisée au-dessus de l'avion. Le rayon de la boucle reste large, des variations dans la distribution spatiale de la vapeur d'eau au-dessus de l'avion, et potentiellement la présence de nuages hauts, pourraient expliquer ce type de fluctuations. Des erreurs dans les corrections appliquées aux mesures de flux ne peuvent pas être exclues. En moyenne, la simulation du flux descendant se situe entre les valeurs maximum et minimum des flux mesurés. On peut noter un très bon accord entre les taux issus des mesures et de simulations pour les calculs sur spectre solaire, malgré de fortes fluctuations observées sur les profils.

Pour ce qui concerne le domaine de l'infrarouge thermique, les flux mesurés et simulés affichent une proximité remarquable, présentant un ordre de grandeur cohérent. Le taux d'échauffement simulé montre également un bon accord en termes d'ordre de grandeur avec les taux issus des mesures. Cependant, une différence significative de l'ordre de 2 K/jour entre les taux d'échauffement simulé et mesuré est observée entre 4 et 6 km.

Cette disparité significative peut être attribuée aux écarts observés dans les flux montant et descendant, mesurés et simulés, pour cette plage d'altitudes. Les écarts non négligeables entre les flux montant et descendant, mesurés et simulés, dans cette tranche d'altitude, notamment vers 5 km induisent des différences dans les calculs de taux d'échauffement, même si ces variations restent cohérentes avec les comportements généraux observés.

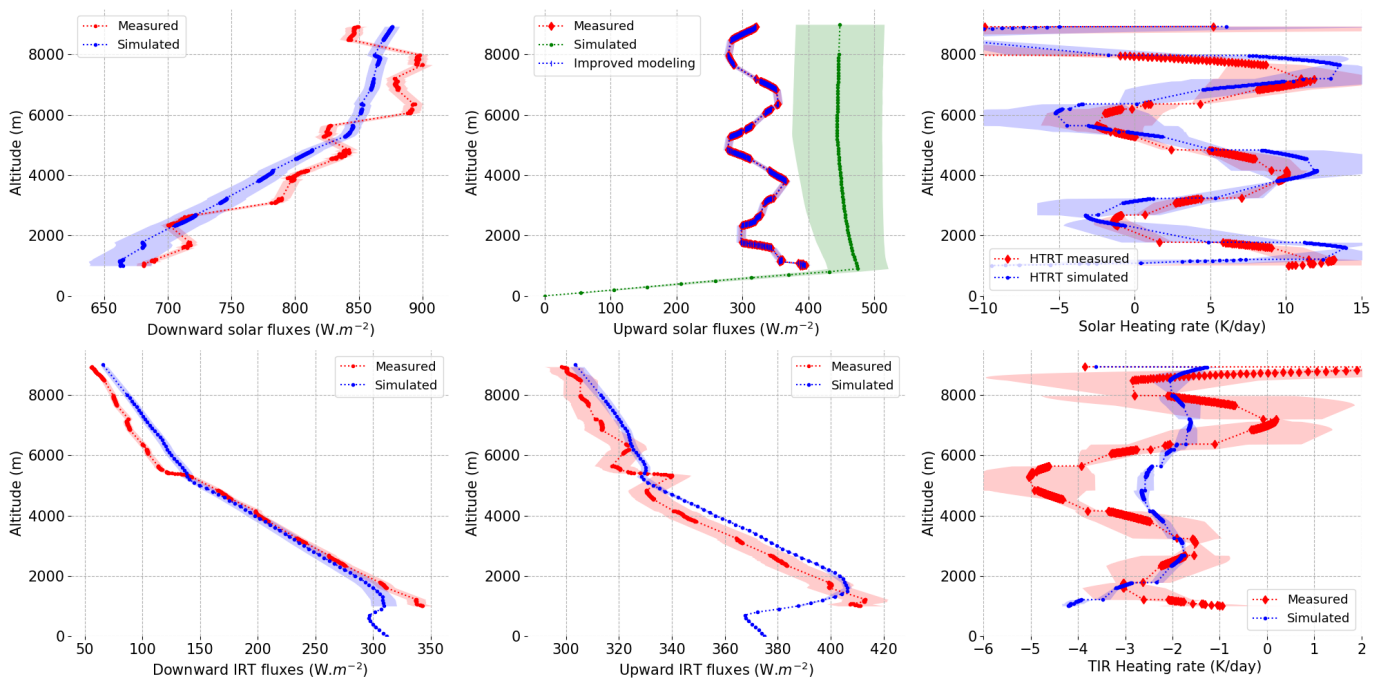


Figure III.25 : Comparaison des flux et taux d'échauffement en fonction de l'altitude, Vol du 12 Septembre pour les domaines spectraux du solaire et de l'infrarouge thermique. Les courbes rouges représentent les résultats obtenus à partir des mesures de flux issus de la campagne aéroportée, tandis que les courbes bleues représentent les simulations.

III.3.C Vol n°10 – 7 Septembre 2017

III.3.C.a. Caractérisation de la scène nuageuse

Le vol du 7 septembre présente une caractéristique particulière avec une couche d'aérosols clairement distincte et éloignée du nuage, et une autre plus proche du sommet du nuage et potentiellement en contact avec le nuage. Voir le tableau III.4.

Numéro du vol	Date du vol	Zone du vol	Heure de la descente en boucle	Angle zénithal de la descente en boucle
10	07/09/2017	Océan	10h36 – 10h57	27,82 – 26,40

Tableau III.4 : Récapitulatif des données du vol du 7 septembre 2017 de la campagne.

L'observation de la Figure III.26. révèle que la première couche d'aérosols se situe entre 3 et 5 km d'altitude, tandis qu'une autre couche se trouve à environ 1 km. La présence du nuage est initialement observée autour de 400 m au début du vol et se développe progressivement jusqu'à atteindre environ 1 km avant la descente en boucle. Cette configuration spécifique du vol du 7 septembre se caractérise donc par la présence de ces deux couches distinctes d'aérosols et par la juxtaposition d'une zone dépourvue d'aérosols, visible en noir sur la Figure III.26.

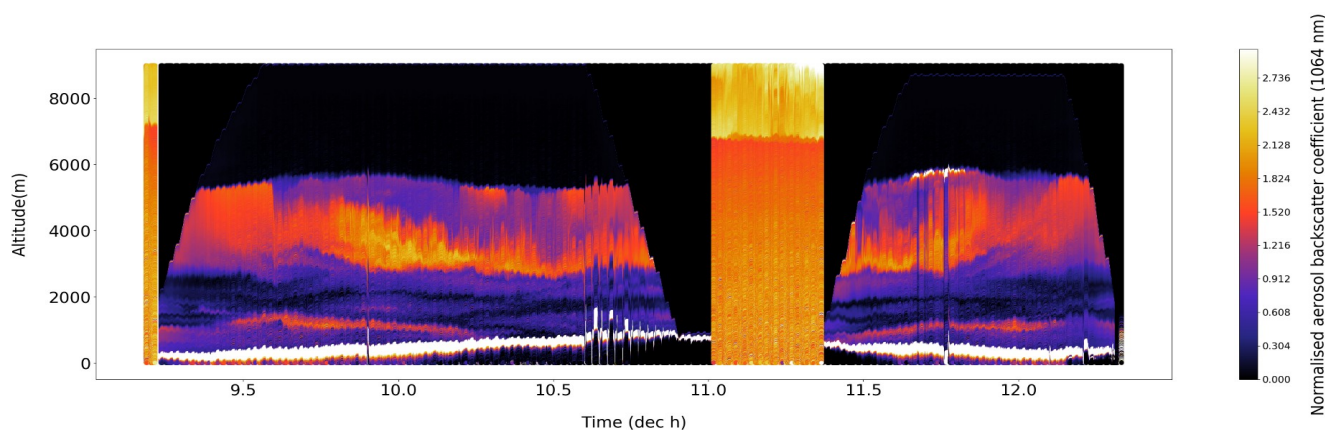


Figure III.26 : Représentation d'une coupe obtenue à l'aide du LIDAR lors du vol du 7 septembre 2017, au cours de la campagne AEROCLO-sA. Cette coupe LIDAR offre un aperçu précieux de la distribution des aérosols dans l'atmosphère avant et après la descente en boucle.

Ce vol s'est déroulé uniquement au-dessus de l'océan (voir la carte des plans de vol, Figure II.1.b). Les données des dropsondes et des sondes avion disponibles, indiquent que les grandeurs thermodynamiques ont connu peu de variations significatives. En particulier, le profil d'humidité ne présente pas de fluctuations marquées sur l'ensemble du vol, comme illustré dans la Figure III.27. L'absence de variations significatives dans le profil d'humidité indique que la distribution verticale de la vapeur d'eau était relativement homogène.

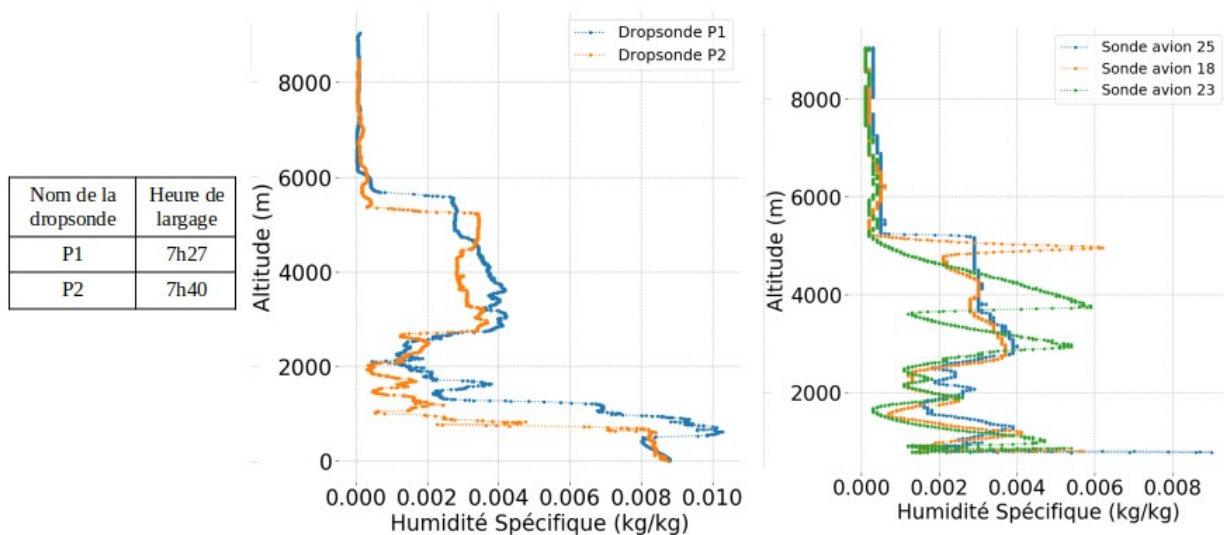


Figure III.27 : Représentation de l’humidité spécifique en fonction de l’altitude pour les différentes sondes avion (à gauche) et pour les dropsondes (à droite).

III.3.C.b. Analyse des flux et taux d’échauffement

Les résultats du vol du 7 septembre sont comparables à ceux du vol du 12 septembre. Voir la Figure III.28. Dans le domaine solaire, nous observons un très bon accord entre flux mesurés et simulé sur le spectre solaire en particulier dans la partie de l’atmosphère comportant les aérosols. Au-dessus de cette partie (>6 km), comme pour le vol du 12/09, on note de fortes variations brusques du flux descendant pour une petite portion de données qui semblent aberrantes par rapport aux simulations (données centrées sur 6 km et au-dessus de 8 km) et au reste des mesures de flux. Ces données semblent correspondre à une scène différente.

Qualitativement, les flux et les taux d’échauffement présentent des ordres de grandeur conformes aux mesures et sont bien reproduits par les simulations. Au-dessus de 5 km, les taux issus des mesures et des simulations pour gamme spectrale du solaire sont différents et cela s’explique par les écarts observés sur les flux précédemment mentionnés. La méthode de lissage basé sur une modélisation polynomiale n’est pas réellement applicable ici étant donné les fluctuations observées sur les flux mesurés au-dessus de 5 km. En-dessous de 5 km d’altitude, les flux solaires sont modélisés de façon satisfaisante et les différences entre les taux mesurés et simulés sont de l’ordre de 2 K.j^{-1} .

Pour la gamme de l’infrarouge thermique, on notera des écarts significatifs sur le flux montant. Les profils modélisés et simulés suivent la même tendance et sont environ décalés de 20 w.m^{-2} . Cet écart est difficile à expliquer. Le taux d’échauffement est toutefois bien modélisé soulignant le fait que des compensations d’erreur interviennent parfois dans les calculs des taux d’échauffement.

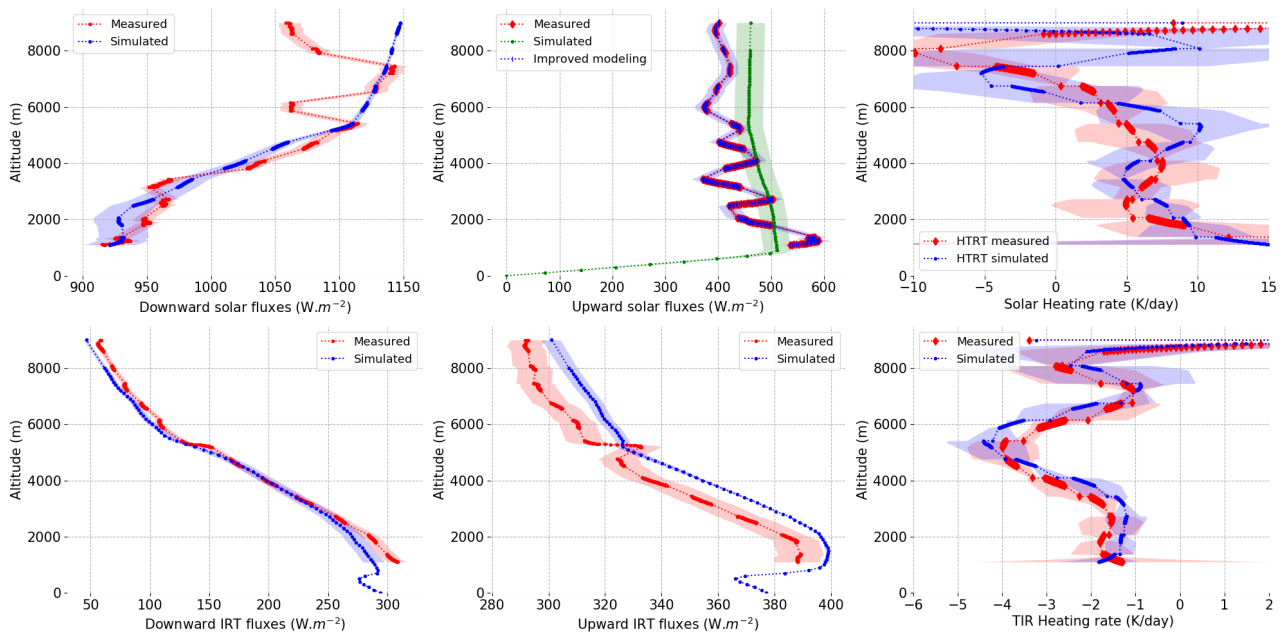


Figure III.28 : Flux et taux d'Échauffement en fonction de l'altitude, boucle réalisée lors du Vol du 7 septembre, pour les mesures (en rouge) et les simulations (en bleu). En vert, simulation obtenue pour une épaisseur optique du nuage unique.

III.3.D Comparaison des taux globaux simulés et mesurés lors des descentes en boucle réalisé pendant la campagne.

Nous examinons dans cette section la comparaison des taux d'échauffement globaux mesurés et simulés.

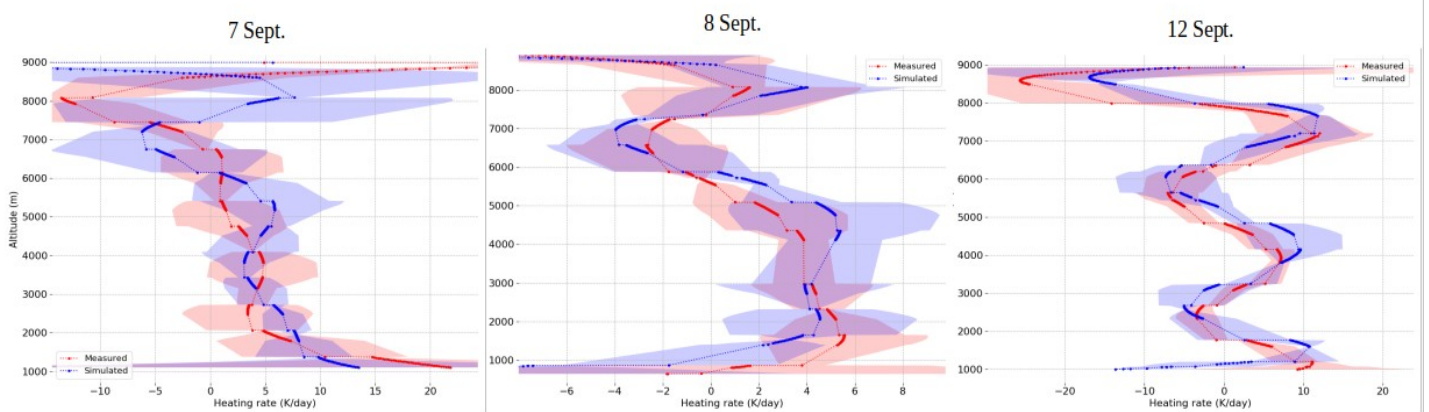


Figure III.29 : Taux d'échauffement globaux (solaire + infrarouge thermique) : mesures et Simulations. Ce graphique illustre pour les descentes en boucle réalisée lors des vols des 7, 8 et 12 septembre. Les courbes représentent les résultats obtenus à partir des mesures (en rouge) et des simulations basées sur les propriétés optiques des nuages et des aérosols restituées par nos méthodes (en bleu).

Le taux d'échauffement global englobe les effets de tous les principaux processus radiatifs, y compris ceux induits par les aérosols et par la vapeur d'eau, avec des processus qui peuvent potentiellement se compenser. Par exemple, dans nos calculs, la vapeur d'eau contribue à refroidir l'atmosphère dans l'infrarouge thermique et inversement pour les données acquises sur le spectre solaire.

La Figure III.29, qui illustre le taux d'échauffement global en fonction de l'altitude pour les descentes en boucle réalisée lors des vols des 7, 8 et 12 septembre. Les taux d'échauffement globaux, calculés et mesurés, sont un très bon accord pour les vols du 12/09 et du 08/09. Pour les vols du 12/09 et du 08/09, les simulations suivent qualitativement l'allure des taux mesurés et quantitativement, on observe bon un recouvrement des taux mesurés et simulés et de leurs barres d'incertitudes respectives.

Suite à l'analyse des données recueillies lors du vol du 07/09, il est apparu que les fluctuations observées sur les mesures ne permettent pas une application rigoureuse de notre méthode de comparaison, Voir la Figure III.28. Face à ces défis, plusieurs hypothèses et pistes d'amélioration ont été identifiées pour mieux comprendre et corriger ces variations :

- Il est possible qu'il y ait des facteurs qui ne soient pas pris en compte dans nos simulations. Par exemple, nous supposons que l'absorption des aérosols est constante sur la colonne atmosphérique. Sur ce cas d'étude, cette hypothèse pourrait ne pas être correcte. Deux couches de particules bien séparées verticalement sont repérables pour cette journée sur les données du lidar LNG (voir le chapitre IV). Ces deux couches pourraient avoir des propriétés d'absorption différentes.
- Il serait pertinent d'examiner attentivement les images capturées par OSIRIS pour détecter la présence éventuelle de nuages hauts ou d'autres structures atmosphériques qui pourraient impacter nos mesures de flux. L'analyse de ces données complémentaires pourrait fournir des indices précieux sur les conditions atmosphériques lors du vol.
- Une approche alternative serait d'exclure les valeurs les plus aberrantes dans les données et de procéder à une nouvelle analyse des flux. En éliminant, par exemple, les données très fluctuantes observées sur les flux solaires descendants à haute altitude (Figure III.28), nous pourrions obtenir des résultats plus fiables et cohérents, permettant ainsi une comparaison plus précise avec nos modèles théoriques.

III.4 ÉTUDE DE CAS : ANALYSE DES FLUX ASSOCIÉ À UNE SCÈNE DÉSERTIQUE.

Pour le deuxième vol du 12 septembre, réalisé dans l'après-midi, une descente en boucle a été effectuée au-dessus du désert de l'Etosha Pan, une surface désertique particulièrement brillante. Le Tableau III.5 présente les informations du vol du 12 septembre au-dessus du désert. Ce cas d'étude est ici utilisé pour illustrer la possibilité de généraliser les méthodes développées précédemment pour le calcul des flux et des taux d'échauffement aux dessus des surfaces terrestres en ciel clair (sans nuage). Cette particularité a nécessité des ajustements spécifiques dans le code de transfert radiatif, notamment en ce qui concerne les paramètres tels que l'albédo de la surface.

Numéro du vol	Date du vol	Zone du vol	Heure de la descente en boucle	Angle zénithal de la descente en boucle
15	12/09/2017	Désert	12h51 – 13h19	38,39 – 42,30

Tableau III.5 : Récapitulatif des données du vol du 12 septembre 2017 au-dessus du Désert.

En principe, les méthodes précédemment décrites sont transposables pour l'analyse de mesures de flux acquises au-dessus d'un désert, à condition de prendre en compte la variabilité spatiale de l'albédo des surfaces survolées lors de la descente. Dans les tableaux de calculs, il s'agit donc de remplacer la variable de l'épaisseur optique nuageuse par des valeurs d'albédo de surface variées.

Dans le code de transfert radiatif GAME, des valeurs d'albédos (et leurs dépendances spectrales) ont été préalablement codées pour représenter notamment des scènes océaniques, végétale ou désertiques. Ces réflectances sont représentées sur la Figure III.30. La figure présente l'albédo de la surface en fonction de la longueur d'onde, pour une plage de longueurs d'onde allant du visible à l'infrarouge.

Pour la scène végétale (courbe en orange), nous observons typiquement une réflectivité élevée à 865 nm puis une décroissance dans le proche infrarouge et des valeurs d'albédo faibles dans le visible. Pour la scène désertique de référence (courbe en bleu), on observe une réflectivité qui augmente avec la longueur et reste forte et quasi constante du proche-infrarouge au moyen-infrarouge.

L'albédo de la scène désertique étudiée a été estimé à l'aide des mesures de l'instrument OSIRIS. La courbe en violet représente une restitution de l'albédo de la surface réalisée à l'aide des données d'OSIRIS. L'atmosphère a été modélisée à partir de la connaissance a priori des propriétés des aérosols et de mesures du photomètre PLASMA pour l'épaisseur optique des aérosols. Un algorithme basé sur une méthode d'estimation optimale (Waquet et al., 2009) a été utilisé pour restituer la BRDF de surface à partir des mesures de luminance et par suite l'albédo spectral de la scène survolée. Comme le montre la figure III.30, les restitutions d'OSIRIS indique une diminution de l'albédo de la scène dans le moyen-infrarouge à 2200 nm, par rapport au profil de référence utilisé dans le code. Cet effet est peut-être dû à un niveau d'humidité plus important. Nous avons utilisé les données fournies par OSIRIS.

Un processus d'interpolation a été utilisé dans le code de transfert radiatif afin de pouvoir renseigner les données pour chaque plage spectrale considérée. Au-delà de la longueur d'onde égale à 2200 nm, l'albédo de la scène est supposé être identique à la l'albédo estimé à 2200 nm. Pour générer les tableaux de calculs, cet albédo spectral est multiplié par un facteur qui permet de moduler le niveau de brillance de la scène. Nous conservons ainsi la dépendance spectrale donnée par OSIRIS, tandis que le facteur multiplicatif est introduit pour prendre en compte les variations du niveau de brillance de la surface désertique observée au-dessus de l'Etosha pan. Cette hypothèse « simplificatrice » est « pratique » pour nos calculs, il est probable que la dépendance spectrale de l'albédo de la surface évolue également très probablement spatialement en fonction des propriétés changeantes de la surface.

A l'heure actuelle, il n'existe pas encore de produits opérationnels pour les aérosols dérivés des données d'OSIRIS acquises au-dessus des surfaces terrestres lors de la campagne AERO-CLO-sA. Pour obtenir des informations sur l'extinction des aérosols, nous avons utilisé les données du LIDAR, combinées avec celles de PLASMA. De façon habituelle, le profil d'extinction fourni par le lidar a été légèrement corrigé en fonction des données de PLASMA. Les profils thermodynamiques ainsi que des profils d'extinction des aérosols ont été analysés et sont reportés en Annexe H. Les calculs de flux ont été effectués pour différents niveaux d'absorption.

La Figure III.31 montre une première modélisation des flux mesurés lors de la descente réalisée au-dessus du désert de l'Etosha Pan. Un niveau d'absorption des aérosols réaliste a été choisi pour modéliser les flux et ce paramètre n'a pas encore été restitué sur ce cas d'étude.

Les simulations obtenues permettent de reproduire l'allure générale des données observées. Le bon accord qualitatif entre mesures et simulations confirme l'efficacité de cette méthode pour saisir les variations et les tendances des flux d'énergie solaire montant dans l'atmosphère pour une scène désertique.

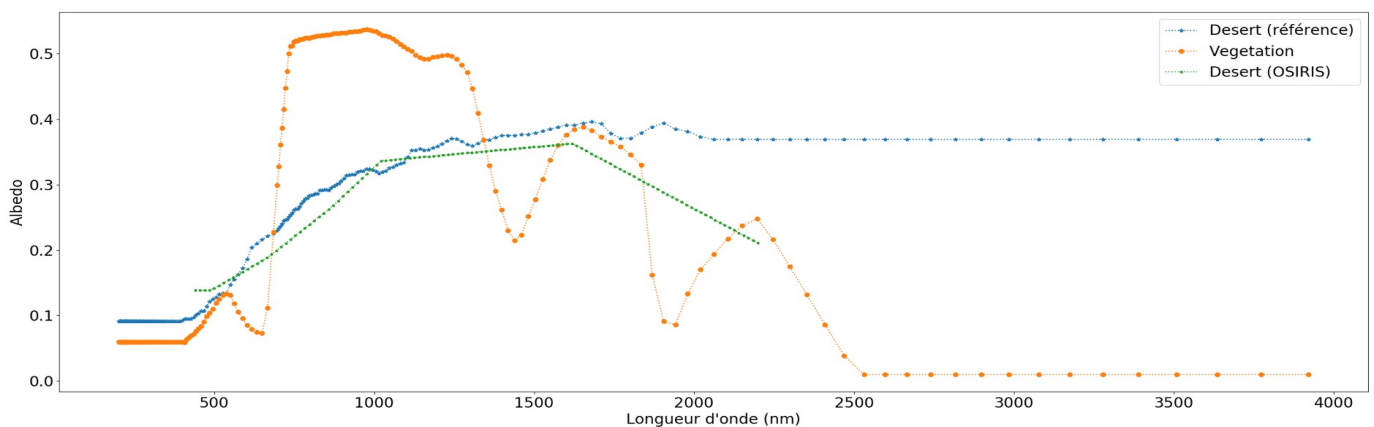
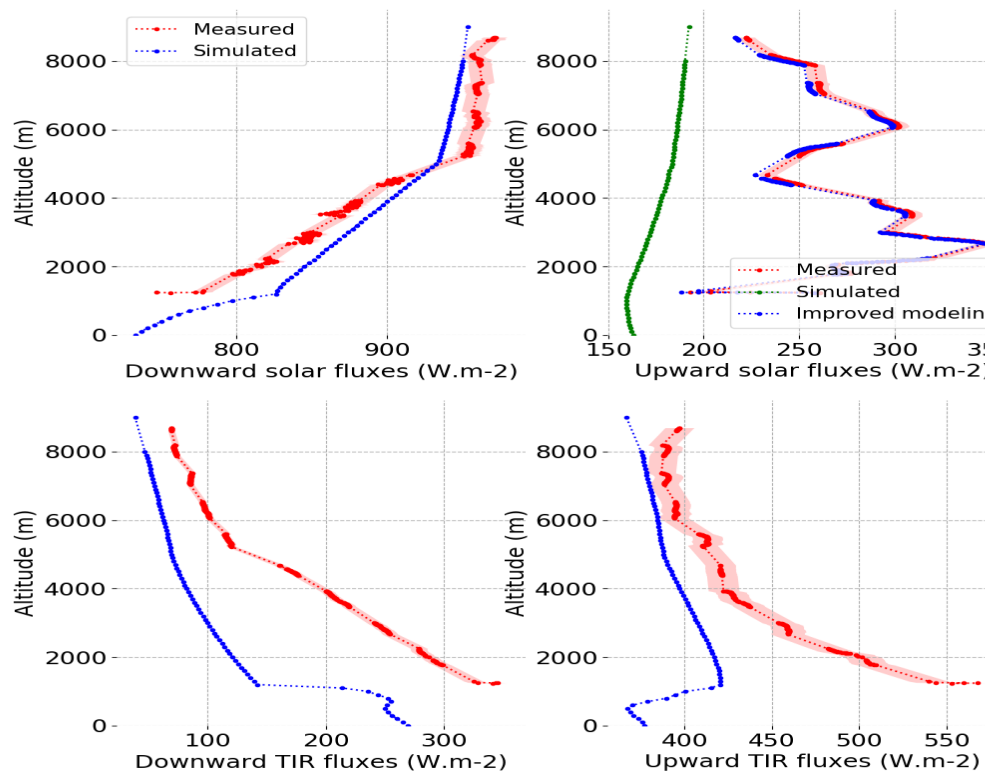


Figure III.30 : Variation de l'albédo de surface en fonction de la longueur d'onde pour différentes scènes : une surface végétale (en orange) et une surface désertique (en bleu). Ces valeurs d'albédo sont par défaut disponible dans le code de transfert radiatif GAME. La courbe en violet correspond à l'albédo de la surface désertique restitué par OSIRIS lors d'un survol de l'Etosha Pan.

Pour les flux montants, la modélisation prenant en compte la variabilité de l'albédo de la surface permet de rendre compte des principales variations mesurées sans toutefois reproduire exactement les flux mesurés. Pour les flux solaires descendants, nous pouvons noter des écarts non négligeables pour les portions de l'atmosphère situées au-dessus de la couche d'aérosols (> 5-6 km) et également là où la couche d'aérosols réside (1-5 km). Il faut rappeler que pour les scènes terrestres, il y a une plus grande sensibilité des flux solaires descendants aux propriétés des aérosols que dans les cas des scènes nuageuses océaniques et que certaines propriétés des aérosols (absorption et potentiellement un mode grossier de poussières) n'ont pas été ajustés ici. De plus, certaines modifications à effectuer dans le code n'ont pas encore été réalisées, notamment la prise en compte de l'altitude de la surface. L'Etosha Pan se situant à environ 1000 mètres d'altitude, cela nécessite une modification des profils thermodynamiques dans le code. Dans les calculs présentés ici, la contribution des molécules situées dans les basses couches de l'atmosphère aux différents

processus radiatifs (diffusion, absorption ...) n'est pas finement modélisée. Pour ces différentes raisons, nous n'avons pas procédé aux calculs des taux d'échauffement.

Enfin, les résultats obtenus dans l'infrarouge thermique montrent un désaccord important entre mesures et simulations. Pour les flux montants, l'émissivité de la surface désertique doit être prise en compte, ce qui n'est pas le cas ici. C'est un paramètre très variable qui dépend beaucoup du type et de l'état de la surface. Des bases de données existent et ce paramètre aurait pu être tabulé et ajusté. Pour le rayonnement descendant, les écarts observés entre mesures et simulations suggèrent plutôt un problème de modélisation dans les propriétés de l'atmosphère (profil d'humidité, de



température, ...), les simulations des flux descendants sous-estimant largement les flux mesurés.

Figure III.31 : Comparaison des flux et taux d'échauffement simulés et mesurés dans le domaine solaire et de l'infrarouge thermique en fonction de l'altitude. Ce graphique illustre la comparaison des mesure (en rouge), des simulations ajustée (en bleu) et la simulation de « référence » (en vert). La simulation de référence est réalisée pour une surface dont les propriétés radiatives sont fixées. La simulation «ajustée» utilise le même albédo et prend en compte la possibilité de faire varier le niveau de brillance de la scène survolée par l'avion lors de la descente en boucle. Mesures obtenues pour la descente en boucle réalisée lors du deuxième vol du 12 septembre au-dessus du désert du pan de l'Etosha en Namibie.

En résumé, l'étude du vol effectué au-dessus du désert a permis d'obtenir des résultats encourageants grâce à la méthode mise en place. Cependant, il convient de considérés ces résultat

comme des avancées intermédiaires et non finalisées. Ce premier résultat démontre toutefois le potentiel de la méthode pour des calculs de taux d'échauffement au-dessus des surfaces désertiques et a permis d'identifier les principaux points et paramètres à améliorer dans la méthodologie proposée.

CHAPITRE IV :

RÉSULTATS ET CALCUL DU TAUX D'ÉCHAUFFEMENT

Dans ce chapitre, nous présentons les taux d'échauffement calculés au-dessus des nuages pour l'ensemble de la campagne aéroportée AEROCLO-sA. Nous présentons les résultats obtenus pour les taux d'échauffement atmosphériques et également les résultats obtenus les taux d'échauffement estimés uniquement pour les aérosols. Les contributions de la vapeur d'eau et des aérosols à l'échauffement sont évaluées de façon distincte notamment à l'aide des mesures obtenues dans les descentes en boucle. Enfin, une approche alternative est proposée pour améliorer la prise en compte de la distribution verticale de la vapeur d'eau au-dessus des nuages dans les calculs de flux et de taux d'échauffement.

IV.1 CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT DANS LES DESCENTES EN BOUCLE.

Les profils d'extinction des aérosols et les profils de vapeur d'eau sont parfaitement connus pour les séquences de vol de la campagne correspondant à des descentes en boucle. Ces profils ont été analysés et validés en utilisant notamment les mesures du photomètre PLASMA (voir le chapitre précédent). Ces connaissances précises de la distribution de l'extinction des aérosols et de la vapeur d'eau dans l'atmosphère doivent permettre un calcul précis des impacts radiatifs propres à chaque composant. Dans cette section, nous procédons aux estimations des taux calculés au-dessus des nuages à partir des calculs réalisés avec GAME et des données fournies par le lidar, le polarimètre OSIRIS, les fluxmètres (pour l'épaisseur optique du nuage) et les sondes aéroportées pour la vapeur d'eau et la température.

Nous présentons ci-dessous les résultats obtenus avec une méthode que nous avons appelée «ajustée», adaptée au calcul des taux d'échauffement atmosphérique à l'aide des données acquises lors des descentes en boucle. Les taux d'échauffement sont calculés avec l'ensemble des données précédentes et pour différentes valeurs d'épaisseur optique nuageuse. Un tableau de calculs est généré et une interpolation est réalisée en fonction de l'épaisseur optique nuageuse restituée à partir des mesures du pyranomètre.

Il est important de noter que cette approche diffère de la méthode présentée dans le chapitre précédent. Nous parlons ici de l'approche décrite dans le chapitre III qui a permis de reproduire les flux et les taux mesurés à l'aide des pyranomètres dans les descentes. Dans le chapitre III, les taux d'échauffement ont été calculés à partir de mesures de flux réalisées à différentes altitudes, z_1 et z_2 , correspondant respectivement à des scènes nuageuses différentes, correspondant à des épaisseurs

optiques nuageuses différentes. Avec la méthode « optimisée », les taux d'échauffement sont calculés à partir de flux obtenus à des altitude z_1 et z_2 différentes, mais ces flux sont désormais calculés pour une même valeur d'épaisseur optique nuageuse. Cette distinction peut paraître subtile, elle conduit à des calculs rigoureux des taux d'échauffement atmosphériques et à des résultats très différents pour les taux d'échauffement. Nous parlons ici des taux d'échauffement calculés sur le spectre solaire.

Comme montré dans l'étude de sensibilité (dans la section II.8.e, sur la Figure II.24.e, figure centrale, ligne du bas), les taux d'échauffement des aérosols au-dessus des nuages dépendent peu des propriétés radiatives du nuage sous-jacent (supposées spatialement homogènes) et de son épaisseur optique. L'épaisseur optique du nuage contrôle principalement la quantité de lumière réfléchi par le nuage vers l'espace. Lorsque la couche d'aérosols absorbants est placée au-dessus d'un nuage très brillant, il y a un peu plus de lumière réfléchi par le nuage, et une plus grande quantité de rayonnement pouvant être absorbée par les aérosols contribuant ainsi à augmenter le taux d'échauffement. Comme montré dans l'étude de sensibilité, cet effet est faible par rapport à l'impact d'autres paramètres (absorption des aérosols ...) mais non négligeable, et c'est ce dernier effet qui est pris en compte par la méthode dite « ajustée ».

Comme montré dans la suite, les taux d'échauffement calculés avec la méthode « ajustée » sont corrélés avec les propriétés de l'atmosphère (profils de vapeur d'eau et d'extinction des aérosols) ce qui est attendu et sont décorrélés des effets liés à variabilité spatiale de la cible sous-jacente à la couche d'aérosols.

Le taux d'échauffement « spécifique » aux aérosols quantifie la contribution spécifique des aérosols au chauffage de l'atmosphère. Il ne peut être estimé que par un calcul de transfert radiatif. Les calculs sont réalisés deux fois, avec et sans aérosols. Le taux d'échauffement calculés en présence d'aérosols est corrigé du calcul réalisé sans aérosol fournissant dans la suite ce que nous appelons le taux de d'échauffement des aérosols. Comme discuté dans le chapitre II, section II.6, l'effet des aérosols de feux de biomasse peut être qualifié de « transparent » dans l'infrarouge thermique. Cela est essentiellement lié à la taille des particules (très petites, de l'ordre du dixième de microns) observées pendant la campagne dans les panaches de fumée. L'effet spécifique des aérosols ne sera donc pas discuté dans l'infrarouge thermique. L'effet de la vapeur d'eau présente dans ces couches de fumée sera discuté à la fois pour les calculs réalisés dans le spectre solaire et dans l'infrarouge thermique.

Nous analysons dans la suite, les résultats obtenus pour les trois descentes en boucle réalisées au-dessus des nuages pendant la campagne.

Analyse du vol du 7 Septembre :

La Figure IV.1 présente les profils des taux d'échauffement atmosphériques calculés pour le vol du 7 septembre au moment de la descente en boucle. Le premier graphique (a) illustre les taux d'échauffement calculés sur le spectre solaire pour l'atmosphère et pour les aérosols. Le deuxième graphique (b) montre le taux d'échauffement calculé dans l'infrarouge thermique. Le troisième graphique (c) présente le taux d'échauffement global de l'atmosphère, calculé à partir de la somme des flux solaire et infrarouge. Le quatrième graphique (d) montre les profils l'extinction des aérosols et le profil d'humidité spécifique. Ces deux derniers profils permettent de repérer la position du panache de fumée dans l'atmosphère. Cette présentation est reprise dans la suite pour les deux autres cas d'étude.

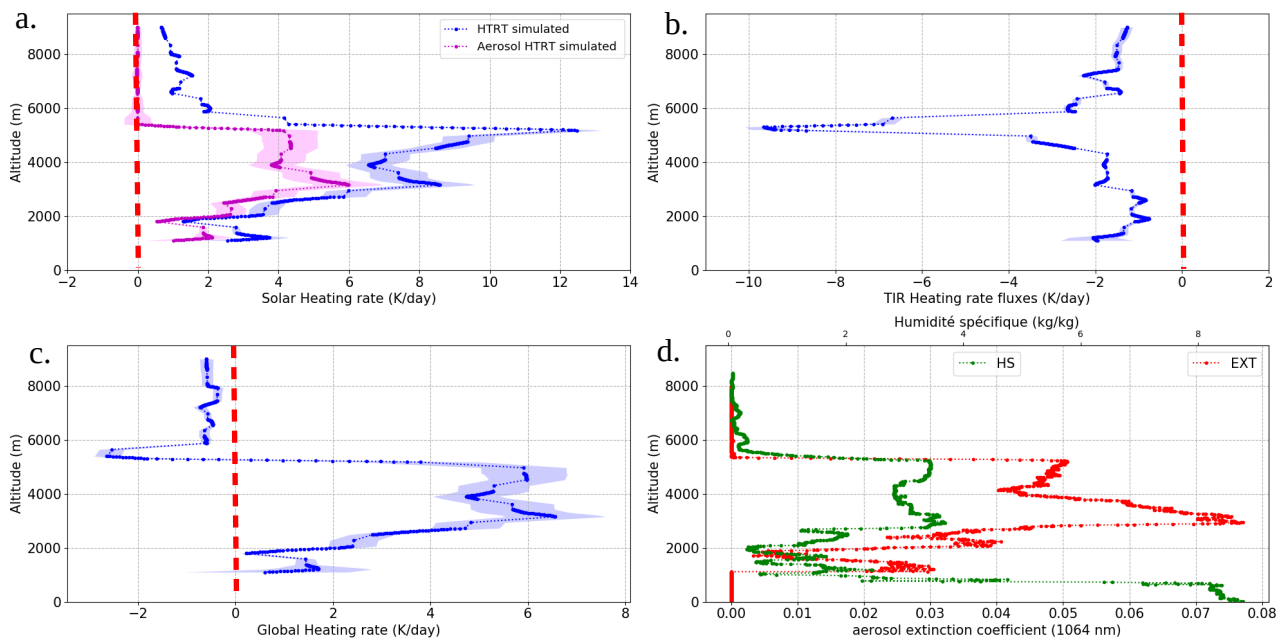


Figure IV.1 : Profils des taux d'échauffement des aérosols et de l'atmosphère calculés pour la descente en boucle réalisée lors du vol du 7 septembre. **a.** taux d'échauffement calculé sur le spectre solaire pour l'atmosphère (en bleu) et les aérosols uniquement (en violet). **b.** Taux d'échauffement calculé dans l'infrarouge thermique pour l'atmosphère. **c.** Taux d'échauffement global (solaire + infrarouge thermique) pour l'atmosphère. **d.** Profils d'extinction des aérosols à 1064 nm (en rouge) et profil d'humidité spécifique (en vert).

Selon les observations de la Figure IV.1, les impacts des aérosols et de la vapeur d'eau sur le bilan radiatif sont manifestes. De façon générale, nous pouvons noter une forte corrélation entre les profils de vapeur d'eau, d'extinction des aérosols et les taux calculés.

L'extinction en aérosols (représentée par la courbe rouge) nous rappelle la distribution verticale des aérosols pour ce cas d'étude. Cette quantité est directement corrélée avec le taux d'échauffement propre aux aérosols. Les aérosols sont localisés entre le sommet du nuage (vers environ 1 km d'altitude) et le sommet de la couche localisé un peu en dessous de 6 km. Nous pouvons observer un maximum d'extinction pour la couche d'aérosols principale localisée entre 2,5 et 5.5 km. Le taux d'échauffement propre aux aérosols varie entre ces altitudes entre des valeurs min et max de l'ordre de 2 à 6 K/jour.

La variabilité observée sur les taux d'échauffement atmosphériques calculés sur le spectre solaire est en grande partie liée la variabilité de l'extinction de l'aérosol combinée à celle de la vapeur d'eau. Entre 6 et 8 km, les valeurs de taux d'échauffement sont modulées par la présence d'un résidu de vapeur d'eau localisé au-dessus de la couche de fumée principale (voir la courbe d'humidité spécifique entre 6 et 8 km). Au-dessus de 6 km d'altitude, il n'y a pas plus d'aérosols et les taux d'échauffement (ou de refroidissement) sont contrôlés par la vapeur d'eau résiduelle et le reste des autres composés atmosphériques (gaz). Pour le taux global (solaire + infrarouge thermique), au-dessus de 6 km, on observe des taux de refroidissement nul ou légèrement négatifs, traduisant une atmosphère se refroidissant au-dessus de la couche de fumée.

Sur le spectre solaire, la présence de vapeur d'eau dans la couche de fumée augmente les taux d'échauffement (en moyenne de 2K/jour par rapport au taux calculé pour l'aérosol seul). Le

maximum remarquable, situé à 12 K/jour entre 5 et 6 km, suggère une forte absorption radiative, qui est ici associée au sommet de la couche de fumée et qui est clairement lié à la présence de la vapeur d'eau.

Il est intéressant de noter que le taux d'échauffement dans l'infrarouge thermique est généralement négatif dans le panache de fumée, indiquant un refroidissement de l'atmosphère. La variabilité observée sur ce taux dépend fortement de celle observée sur le profil d'humidité spécifique et traduit l'effet de refroidissement de la vapeur d'eau dans l'infrarouge thermique. Le minimum marqué à -10K/jour à une altitude de 5.5 km est une observation significative et correspond au sommet (approximativement) de la couche de fumée chargée en aérosol et vapeur d'eau.

Le bilan radiatif total, combinant les contributions du rayonnement solaire et du rayonnement thermique indique un taux d'échauffement positif au-dessus du nuage et 5 km d'altitude. Le réchauffement est de l'ordre de 5 à 6 K/jour et est essentiellement localisé entre 2.5 et 5 km, là où est localisée la couche d'aérosols principale. Nous pouvons noter des valeurs de taux négatives dans la partie haute de la couche de fumée de l'ordre de -2K/jour pour une couche géométriquement fine localisée au sommet du panache de fumée (à une altitude légèrement supérieure à celles associées aux valeurs maximale, +12 K/jour, et minimale, -10 K/jour, observées précédemment respectivement sur les taux d'échauffement solaire et infrarouge). Ce résultat indique que cette couche d'atmosphère localisée au sommet de la couche d'aérosol se refroidit. Cela n'est pas contradictoire avec les observations de la campagne indiquant, à plusieurs reprises, la formation de nuage d'eau liquide au sommet des couches de feux de biomasse.

Comparons le taux d'échauffement propre aux aérosols (calculé sur le spectre solaire) et le taux d'échauffement global (solaire + thermique), nous constatons que ces taux sont relativement proches, à l'exception du refroidissement se produisant au sommet de la couche d'aérosols pour le taux global. Pour ce cas d'étude, nous concluons que les effets de réchauffement de la vapeur d'eau sur le spectre solaire sont en grande partie compensés par les effets de refroidissement de la vapeur d'eau dans l'infrarouge-thermique.

Analyse du vol du 12 Septembre :

La Figure IV.2 présentent les résultats obtenus pour le vol du 12 septembre.

Pour le vol du 12 septembre, nous rappelons que les concentrations en aérosols étaient plus faibles que pour les autres journées. La quantité de vapeur d'eau associée au panache de fumée est également plus faible que pour les autres journées. Pour le vol du 12 septembre, la structure verticale des couches d'aérosols est également plus simple que sur les autres vols. Nous distinguons deux couches principales sur le coefficient d'extinction, distribuées entre 1 km (correspondant approximativement au sommet du nuage) et 2.5 km et entre 2.5 et 5.5 km. Il en résulte un taux d'échauffement des aérosols assez homogène verticalement associé à des valeurs variant entre 2,5 et 3 K/jour. Au sommet de la couche la couche de fumée, nous observons, comme pour le cas précédent, une augmentation forte des taux d'échauffement calculés sur le spectre solaire et une diminution dans l'infrarouge thermique en lien avec la vapeur d'eau. Comme précédemment, la vapeur d'eau contribue à augmenter les taux d'échauffement calculés sur le spectre solaire (+2K/jour pour rapport au taux calculé pour l'aérosol seul) et de façon encore plus marquée au sommet de la couche (+3K/jour pour rapport au taux calculé pour l'aérosol seul). Sur l'ensemble des spectres solaire et infrarouge, taux global, les effets de la vapeur d'eau se compensent dans l'ensemble.

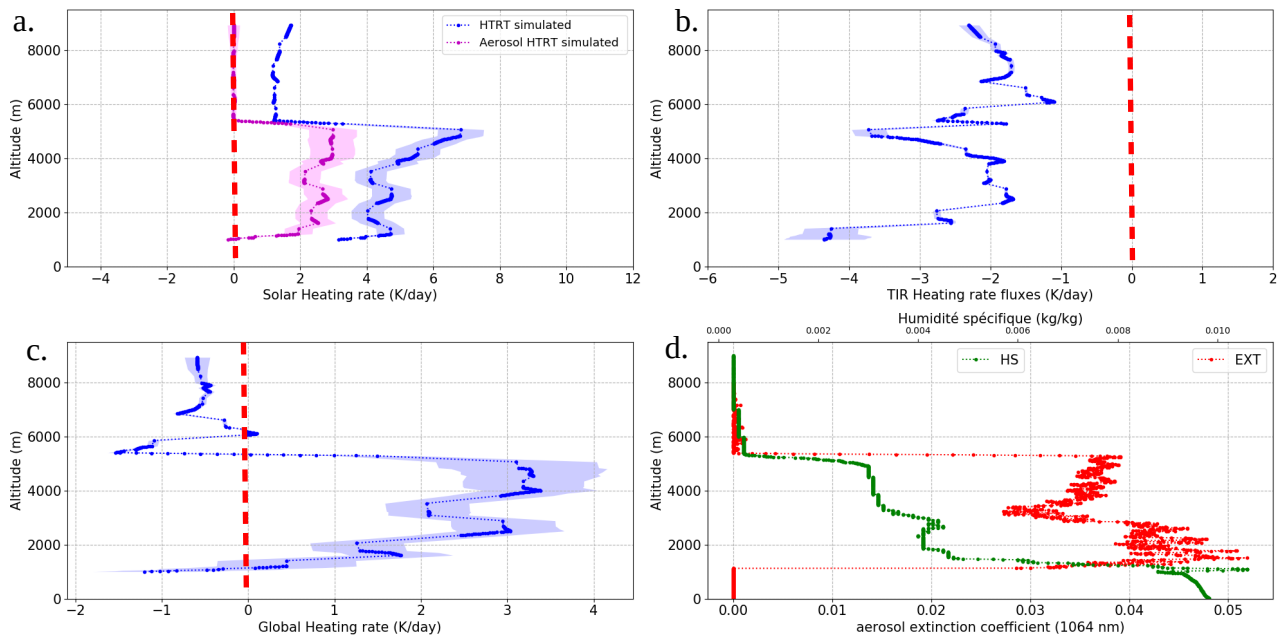


Figure IV.2 : Caractérisation des processus de réchauffement atmosphérique et de l'impact des aérosols à différentes altitudes appliqué au vol du 12 septembre. Même légende que pour la figure IV.1.

Analyse du vol du 8 Septembre :

Les résultats obtenus pour le vol du 8 septembre confirment les tendances observées pour les deux vols précédents (Figure IV.3). La concentration en aérosols et le contenu en vapeur d'eau étaient plus importants pour cette journée. La structure verticale pour les couches d'aérosols est également plus complexe que sur le cas précédent. Deux maximums d'extinction sont observés, le premier à 3.9 km d'altitude, et le second à 1.8 km d'altitude. Une couche d'aérosols principale avec des valeurs d'extinction fortes est aisément repérable entre 2 et 5 km d'altitude. Cette observation se reflète également sur le taux d'échauffement des aérosols, qui présente des valeurs supérieures à 4 K/jour sur cette plage d'altitude. Pour le taux d'échauffement global, au sommet de la couche, la valeur du taux obtenue est de nouveau négative (-2 K/jour), puis elle augmente pour atteindre 4 K/jour à 3 km d'altitude. Enfin, elle diminue de nouveau pour atteindre -2 K/jour à 1 km d'altitude au niveau du nuage bas.

En résumé, la perturbation radiative de la couche de fumée au sens « aérosol + vapeur d'eau » est clairement mise en évidence sur ces cas d'études. Ces premiers résultats indiquent un réchauffement important dû aux aérosols au-dessus du nuage généralement répartis sur l'ensemble de la couche d'aérosols (entre 1 et 6 km en fonction de cas). Au-dessus de 6 km, on observe des valeurs de taux d'échauffement faiblement négatifs. La vapeur d'eau impacte les rayonnements solaire et infrarouge et c'est son effet sur le taux d'échauffement global (solaire + infrarouge thermique) est relativement faible (effet de compensation) sauf au sommet de la couche de fumée où la tendance est au refroidissement.

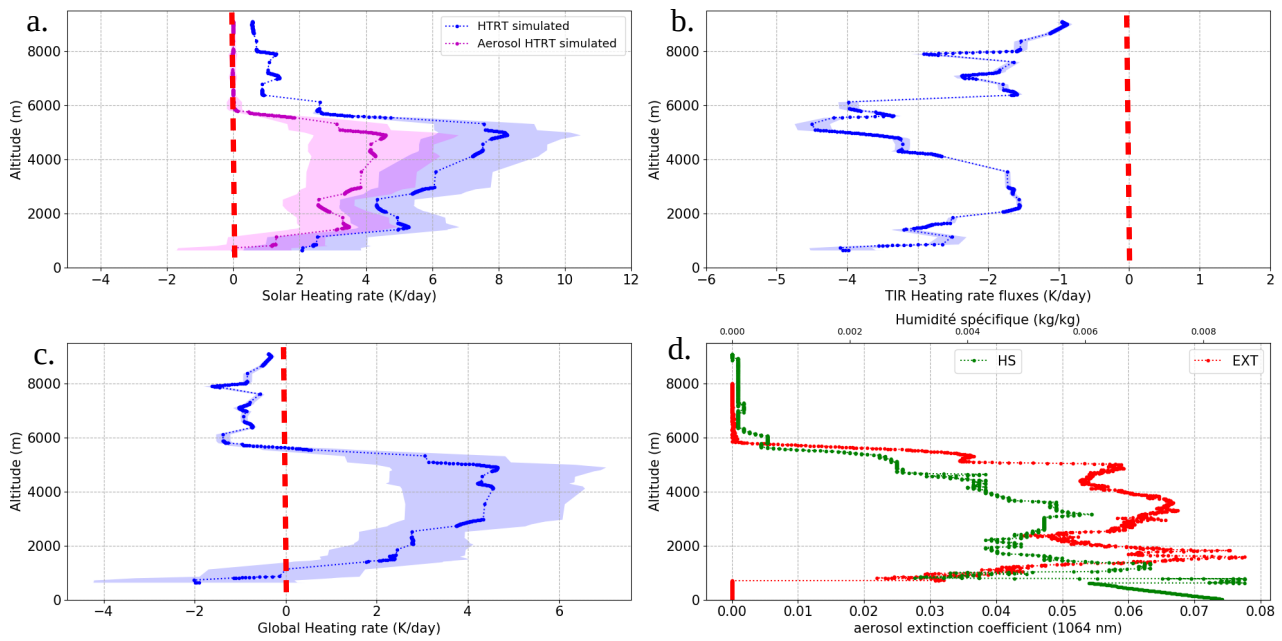


Figure IV.3 : Taux d'échauffement atmosphériques calculés pour la descente en boucles réalisée lors du vol du 8 septembre. Même légende que pour la figure IV.1.

IV.2 CALCUL DES TAUX D'ÉCHAUFFEMENT SUR L'ENSEMBLE DE LA CAMPAGNE.

Dans cette section, nous calculons les taux d'échauffement à partir des données fournies par le lidar et l'instrument OSIRIS obtenues lors des portions de vol réalisées à haute altitude (8-10 km). Les résultats présentés ici sont similaires à ce que pourrait fournir un lidar et un polarimètre spatial. Nous pouvons noter quelques différences entre notre approche et une version qui serait uniquement basée sur des données spatiales. L'épaisseur optique du nuage est celle restituée par le fluxmètre et n'est pas celle fournie par le radiomètre. Les profils de vapeur d'eau et de température sont ceux fournis par la dropsonde (ou par plusieurs dropsondes). Dans une version spatiale de la méthode, des réanalyses météorologiques devraient être utilisées, la restitution du contenu en vapeur n'étant pas encore réalisée depuis l'espace en atmosphère nuageuse. Les calculs sont réalisés en temps réel avec le code GAME pour chaque profil d'extinction fourni par le lidar et lorsque les données d'OSIRIS sont disponibles.

La Figure IV.4 montre les taux d'échauffement obtenus avec cette approche en fonction du temps d'acquisition pour le vol du 8 septembre. Nous avons reporté les données de rétrodiffusion atténuée fournies par le lidar LNG, ainsi que le profil d'extinction des aérosols restitués à 1064 nm afin de faciliter la compréhension des résultats. Dans l'ensemble, nous constatons une bonne homogénéité spatiale dans les résultats des taux calculés à la fois pour l'atmosphère et pour les aérosols, à l'exception de quelques « trouées » dans les données dues à la présence de nuages hauts.

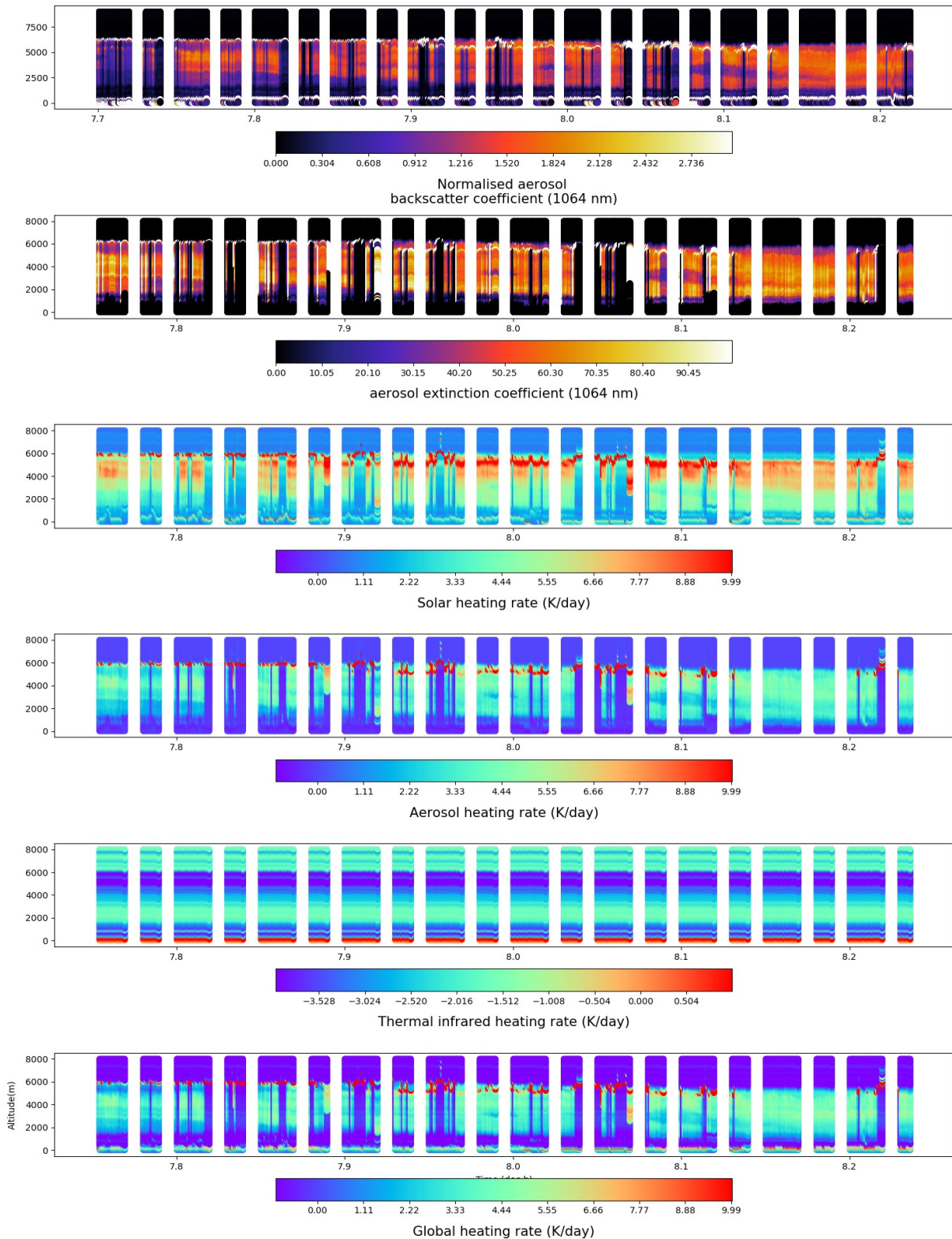


Figure IV.4 : Taux d'échauffement calculés au-dessus des nuages en fonction de l'heure d'acquisition pour le vol du 8 septembre 2017 et données correspondantes fournies par le lidar LNG. (a) Coefficient de rétrodiffusion atténué mesuré à 1064 nm, (b) coefficient d'extinction des aérosols restitués par le lidar à 1064 nm. (c) taux d'échauffement atmosphériques calculés sur le spectre solaire (d) taux d'échauffement des aérosols calculés sur le spectre solaire (e) taux d'échauffement (refroidissement) calculé dans l'infrarouge thermique et (f) taux d'échauffement atmosphérique global (solaire + infrarouge thermique).

Le principal défaut observable dans ces résultats est la présence de fortes valeurs de taux d'échauffement présentent au sommet de la couche d'aérosol et que nous retrouvons sur l'ensemble des calculs de taux (> 10 K/jour). Cela correspond à des nuages qui se forment au sommet de la couche d'aérosol. Nous observons sur le coefficient de rétrodiffusion du lidar (en blanc) la présence de cette couche nuageuse fine au sommet de la couche d'aérosols. Ces nuages n'ont pas été filtrés dans le produit du coefficient de rétrodiffusion. L'objectif était de garder un maximum de données disponibles. Lorsque le nuage est trop épais, le signal lidar ne pénètre pas la couche et le profil d'extinction des aérosols, comme les taux d'échauffement, ne peuvent pas être restitués correctement. Dans le cadre du développement d'un produit spatial opérationnel, ces valeurs devraient être filtrés des taux d'échauffement. Ce problème disparaît entre 8.15 et 8.2 (heure décimale UTC).

Sur le spectre solaire, nous retrouvons l'ordre de grandeur des taux d'échauffement estimés lors de la descente en boucle, présenté dans la section précédente. C'est en particulier le cas sur la fin de l'axe qui correspond à la section de vol réalisée juste avant la descente en boucle. Pour les taux atmosphériques calculés sur le spectre solaire, nous notons des valeurs plus importantes dans le sommet de la couche de fumée qui s'expliquent par la vapeur d'eau, comme expliqué dans la section précédente. Pour les taux d'échauffement des aérosols, nous constatons des valeurs assez homogènes sur la verticale de l'ordre de 4 à 5 K/jour entre 1 km et 6 km environ.

Les profils des taux d'échauffement dans l'infrarouge thermique ne présentent pas de variabilité en fonction du temps d'acquisition. Un seul et unique profil d'humidité spécifique est utilisé pour les calculs et ce dernier qui fixe la variabilité verticale sur ce paramètre.

Nous rappelons que l'effet des aérosols de feux de biomasse est quasi négligeable dans l'infrarouge thermique. Les seules variations spatiales possibles sont ici liées aux propriétés du nuage bas (épaisseur optique et altitude du sommet du nuage). L'altitude du sommet du nuage joue légèrement sur les calculs des flux dans l'infrarouge et impacte finalement assez peu les calculs de taux d'échauffement réalisés au-dessus du nuage.

Nous constatons que, pour l'infrarouge thermique, les taux échauffement calculés sont très proches des taux d'échauffement estimés à partir des mesures. Par exemple, le taux de refroidissement calculé dans la partie haute de la couche (-4 K/jour) est bien visible sur les taux estimés à l'aide du pyrgéomètre pour des altitudes similaires et montrés dans le Chapitre IV. (environ -5 K/jour vers 5.5 km, voir la Figure IV.4).

La Figure IV.5 rassemble les résultats et observations équivalents obtenus pour les vols effectués les 5, 7, 8, 9 et 12 septembre. Les taux calculés dans l'infrarouge thermique n'ont pas été reportés pour des raison pratiques. Ils sont observables plus en détails dans la suite.

Nous retrouvons les tendances observées précédemment. Les taux d'échauffement globaux (solaire + thermique) et le taux calculé uniquement pour les aérosols (sur le spectre solaire) sont très proches, ce qui confirme que la vapeur a un effet global assez neutre pour le calcul des taux d'échauffement au-dessus des nuages. La forte corrélation est à noter entre l'augmentation du taux d'échauffement des aérosols et la localisation précise dans les zones chargées en aérosols comme attendu. Les taux atmosphériques calculés sur le spectre solaire présentent une variabilité verticale plus complexe qui est due en grande partie à l'effet de la vapeur d'eau. Dans l'ensemble, les taux calculés présentent une bonne homogénéité à la fois en fonction du temps et sur la verticale, ce qui est très encourageant dans le cadre du développement d'un produit spatial opérationnel pour le taux d'échauffement des aérosols.

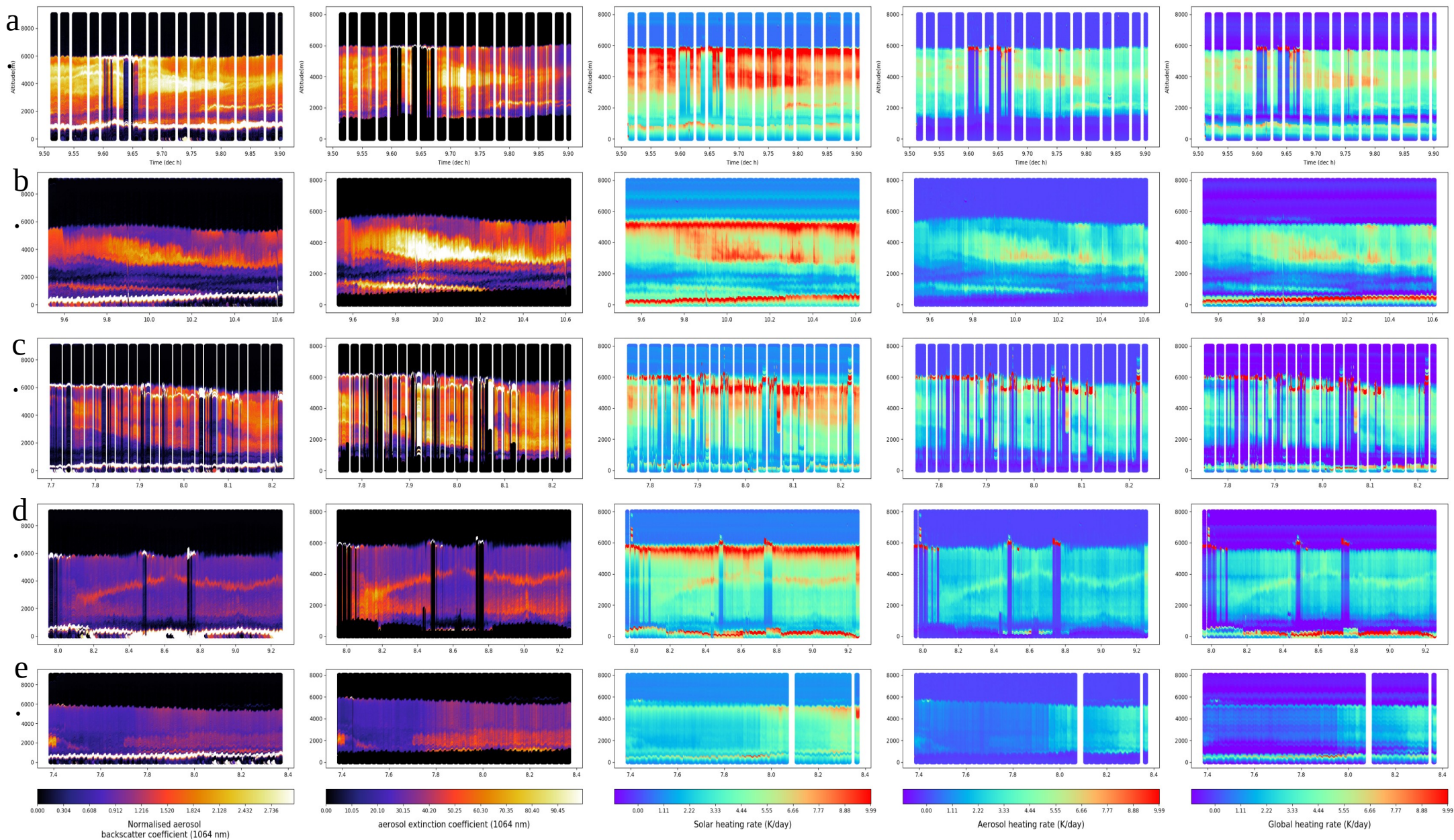


Figure IV.5 : Récapitulatif des profils de coefficient de rétrodiffusion, d'extinction, taux d'échauffement solaire, taux d'échauffement spécifique aux aérosols et le taux d'échauffement thermique en fonction du temps d'acquisition de chaque vol. Chaque ligne correspond à un vol, il y a le vol du 5 (a.), 7 (b.), 8 (c.), 9 (d.) et le 12 (e.) Septembre.

Ces vols ont permis d'explorer divers scénarios liés à la présence d'aérosols issus de feux de biomasse au-dessus des nuages. Parmi les points remarquables :

Dans le vol du 7 septembre, notons la présence de deux couches d'aérosols bien distinctes sur la première partie du tronçon, dont une couche est en contact avec le sommet du nuage vers 1 km. La couche principale de particules est-elle localisée entre 4 et 6 km. La zone de transition (zone d'air plus propre) entre les deux couches d'aérosols est bien repérable dans les profils du taux d'échauffement des aérosols avec une zone entre 2 et 4 km associée à des valeurs de taux beaucoup plus faibles.

Concernant le vol du 12 septembre, la couche d'aérosol « débute » dès le sommet du nuage qui se situe vers 1 km d'altitude approximativement, d'après le signal lidar. Cela suggère la présence potentielle d'aérosols dans le nuage ou au minimum d'un scénario de contact par le sommet.

La dynamique des couches observée pour le vol du 9 septembre est intéressante. Une couche d'aérosols géométriquement fine (associée aux plus fortes d'extinction) voit son altitude varier de façon très marquée. Comme expliqué dans la suite, l'humidité spécifique suit également cette évolution de l'extinction des aérosols avec l'altitude ce qui souligne la forte corrélation qui existe entre concentration en aérosols et concentration en vapeur d'eau dans ces panaches. Les taux d'échauffement semblent être assez stables sur le tronçon suggérant que d'autres processus dynamiques sont mis en jeu.

Pour le cas du 7 septembre et pour la première partie de l'axe de vol et pour le cas du 12 septembre, le réchauffement de l'atmosphère dû aux aérosols se produit juste au-dessus de la couche nuageuse. Dans la majorité des cas, le maximum de réchauffement se produit à plus haute altitude et il y a généralement une zone de transition (zone sans aérosol ou avec peu d'aérosol) assez marquée entre le sommet du nuage et la base de la couche.

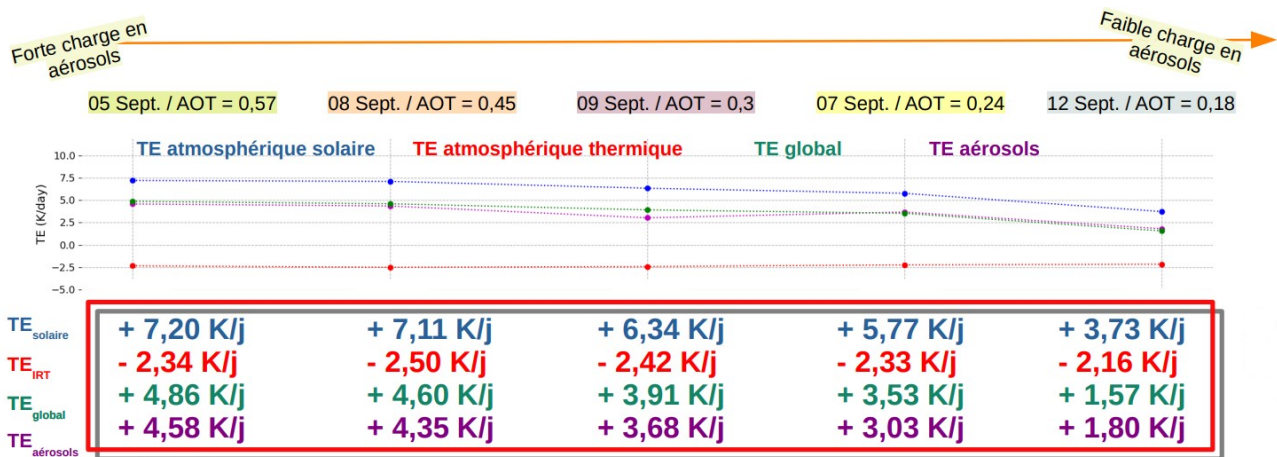


Figure IV.6 : Présentation des valeurs moyennes des taux d'échauffement solaire (en bleu), thermique (en rouge), global (en vert) et spécifique aux aérosols (en violet) pour l'ensemble de chaque vol de la campagne AERO-CLO-S-A. Ces valeurs sont représentées en fonction du AOT.

La contribution propre aux taux d'échauffement estimés au-dessus des nuages varie dans une fourchette allant de 2 à 5 K/jour en fonction des journées d'observation. Sur la figure IV.6, nous pouvons observer les valeurs moyennes des taux d'échauffement solaire, thermique, global et

spécifique aux aérosols pour l'ensemble de chaque vol de la campagne. Ces valeurs sont mises en relation avec la charge en aérosol, représentée par l'épaisseur optique des aérosols.

Les taux d'échauffement propres aux aérosols ou les taux globaux calculés dans notre étude sont très proches. Ces deux quantités peuvent donc être utilisés pour contraindre l'échauffement de panaches de feux de biomasse observé pendant AEROCLO-sA. Cela confirme un effet global (solaire + infrarouge thermique) assez neutre de la vapeur d'eau sur les spectres du rayonnement solaire et de l'infrarouge thermique, en tous cas en moyenne sur la verticale. Localement, comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, la vapeur d'eau peut accentuer le refroidissement se produisant au sommet de la couche d'aérosols. Pour les vols du 5 et du 7 septembre, on peut noter une légère augmentation des taux globaux par rapport au taux calculés uniquement pour les aérosols, suggérant un bilan légèrement positif pour la vapeur d'eau sur ces cas.

IV.3 MÉTHODE ALTERNATIVE POUR LA PRISE EN COMPTE DU PROFIL D'HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DANS LES CALCULS DE TAUX D'ÉCHAUFFEMENT.

Dans la perspective de transposer cette méthode aéroportée de calculs des taux d'échauffement atmosphériques à une approche satellitaire, la prise en compte du profil de vapeur d'eau dans les calculs a fait l'objet d'une étude spécifique.

Dans le cadre d'une version spatiale de la méthode, des données de réanalyse doivent être nécessairement considérées pour estimer le profil d'humidité spécifique au-dessus du nuage. La comparaison des profils d'humidité spécifiques issus des ré-analyses et avec les profils fournis par les sondes aéroportées a révélé des similitudes en termes d'ordre de grandeur. Un exemple de comparaison est reporté sur la Figure IV.7 pour le vol du 12 septembre. Dans les détails, les données de réanalyses ne permettent pas de prédire précisément la distribution verticale de la vapeur d'eau dans ces panaches.

Dans la plupart des cas étudiés pendant AEROCLO-sA (au-dessus des nuages), il existe une dynamique similaire entre les profils d'humidité spécifique et les profils d'extinction des aérosols (Figure IV.8). Cette corrélation suggère une possible influence des aérosols sur la distribution verticale de la vapeur d'eau dans la région étudiée. Cette corrélation n'est pas systématique et elle a été observée dans les données des campagnes aéroportées (Pistone et al., 2023, Chauvigné et al., 2021). L'origine de ces corrélations est très probablement liée à la météorologie. La région des sources des feux étant également associée à des contenus importants en vapeur d'eau (forêt tropicale du Congo ...), la circulation météorologique régionale serait responsable du transport de ces masses d'air, riches à la fois en aérosol et vapeur d'eau, au-dessus des nuages couvrant l'Atlantique sud-est. La réaction de combustion génère également de la vapeur d'eau, ce qui pourrait expliquer la corrélation entre charge en aérosols et vapeur d'eau. Dans ce scénario l'intensité des feux contrôle alors la quantité de particules et aussi la quantité de vapeur d'eau injectée dans l'atmosphère.

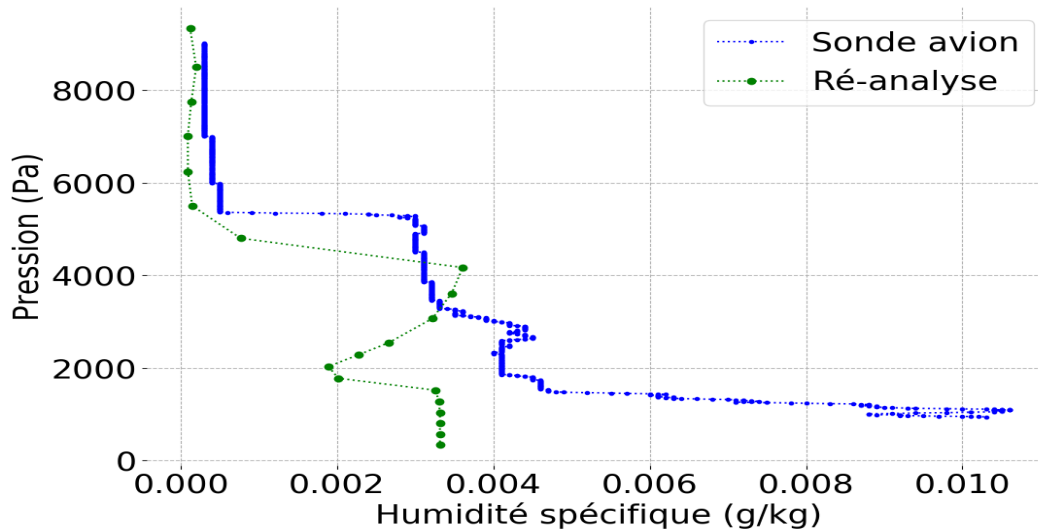


Figure IV.7 : Profil d'humidité spécifique enregistré lors du vol du 12 septembre, obtenu à partir de la sonde avion au cours de la campagne. La comparaison est établie avec le profil de ré-analyse envisagé pour des mesures satellitaires.

Notre méthode alternative tire profit de cette corrélation pour déduire des profils de vapeur d'eau à partir des profils d'extinction en aérosols, ce qui permet d'obtenir des informations sur la distribution verticale de la vapeur d'eau en temps réel. Nous avons appelé cette méthode « proxy », car elle fournit un profil approximatif pour l'humidité spécifique. En d'autres termes, les profils d'extinction servent de substituts indirects pour estimer la variabilité verticale de la vapeur d'eau dans les panaches.

Le profil d'extinction des aérosols fourni à 1064 nm par le lidar est normalisé par l'épaisseur optique en aérosol intégrée sur la colonne à la même longueur d'onde. Après application de cette procédure, l'intégrale de ce profil entre les altitudes basse et haute de la couche d'aérosols donne donc l'unité. Il faut multiplier ensuite le profil obtenu par la quantité totale de vapeur d'eau intégrée sur la colonne (en g/cm^2). Le profil final nous donne la quantité de vapeur d'eau pour chaque couche (d'altitude z) dans le code de transfert radiatif. On peut également recalculer un profil d'humidité spécifique à partir de ces informations. Notons ici que la méthode « proxy » permet de redistribuer verticalement la quantité de vapeur d'eau totale présente sur la colonne. Celle-ci ne donne pas le contenu intégré en vapeur sur la colonne. Le contenu en vapeur d'eau total a été fourni par la dropsonde.

Nous faisons l'hypothèse que le contenu en vapeur d'eau total au-dessus du nuage ne varie pas sur le vol considéré et sa répartition verticale peut varier. Enfin, la quantité totale de vapeur d'eau considérée n'est pas celle calculée entre la surface de l'océan et le sommet de l'atmosphère, celle-ci est calculée entre les altitudes de la base et le sommet de la couche d'aérosols. Cela permet d'exclure la quantité de vapeur d'eau présente dans le nuage bas qui n'est pas lié à la couche d'aérosol de feux de biomasse. Un exemple de résultat obtenu avec la méthode proxy est représenté sur la Figure IV.9.

Nous pouvons voir que le profil d'humidité spécifique obtenu avec la méthode dite du « proxy » permet de reproduire de façon satisfaisante le profil mesuré par la sonde. Nous observons un maximum entre 3 et 4 km d'altitude, témoignant d'une simultanéité d'augmentation tant dans l'humidité spécifique que dans l'extinction des aérosols. Le profil « proxy » permet de reproduire très précisément cette augmentation dans le profil d'humidité mesuré. Au-dessus de 4 km, aérosols et vapeur d'eau sont parfaitement corrélés.

Dans la partie basse de la couche, les profils sont anti-corrélés, on observe une augmentation de l'extinction des aérosols et une diminution simultanée de la vapeur d'eau. En-dessous de 3 km d'altitude, le profil de vapeur d'eau « approché » surestime le profil de vapeur d'eau mesuré. Le profil « approché » est en général, sur nos cas d'études, plus réaliste que le profil fourni par une réanalyse. Cette méthode offre ainsi une alternative précieuse pour estimer la distribution verticale de la vapeur d'eau au-dessus des nuages dans le cas des situations présentant des aérosols de feux de biomasse transportés au-dessus des nuages.

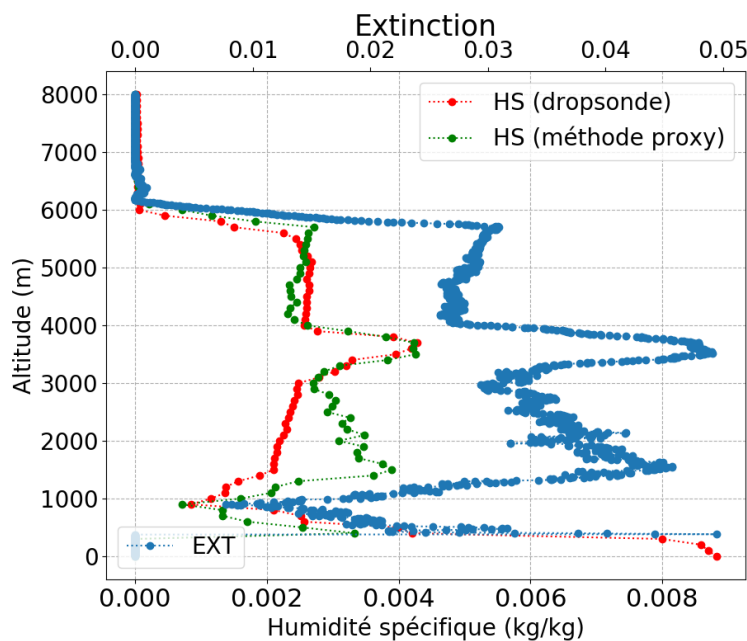


Figure IV.8 : Profil d'extinction des aérosols et profil d'humidité spécifique. Observations relatives au vol du 9 septembre. La courbe rouge correspond à l'humidité spécifique obtenue par une dropsonde, la courbe verte représente le profil d'humidité spécifique obtenu avec la méthode dite du « proxy », c'est à dire obtenu à partir du profil d'extinction et d'une connaissance a priori du contenu intégré en vapeur d'eau.

Cette méthode expérimentale a été appliquée aux données du vol du 5 Septembre ainsi que du vol du 9 Septembre pour le calcul des taux d'échauffement dans l'infrarouge thermique (Figure IV.9). Sur cette figure, on a également reporté les résultats obtenus avec un profil d'humidité fixe issu d'une dropsonde larguée pendant le vol.

Sur les deux exemples, nous noterons la présence de nuages hauts, aisément repérables sur les mesures du lidar et qui perturbent les résultats. Dans un cadre opérationnel, ces données seraient éliminées. L'avantage de cette technique « approchée » est qu'elle permet d'avoir une dynamique sur

l'évolution verticale et spatiale (représentée ici par l'évolution du temps d'acquisition) des taux d'échauffement calculés dans l'infrarouge.

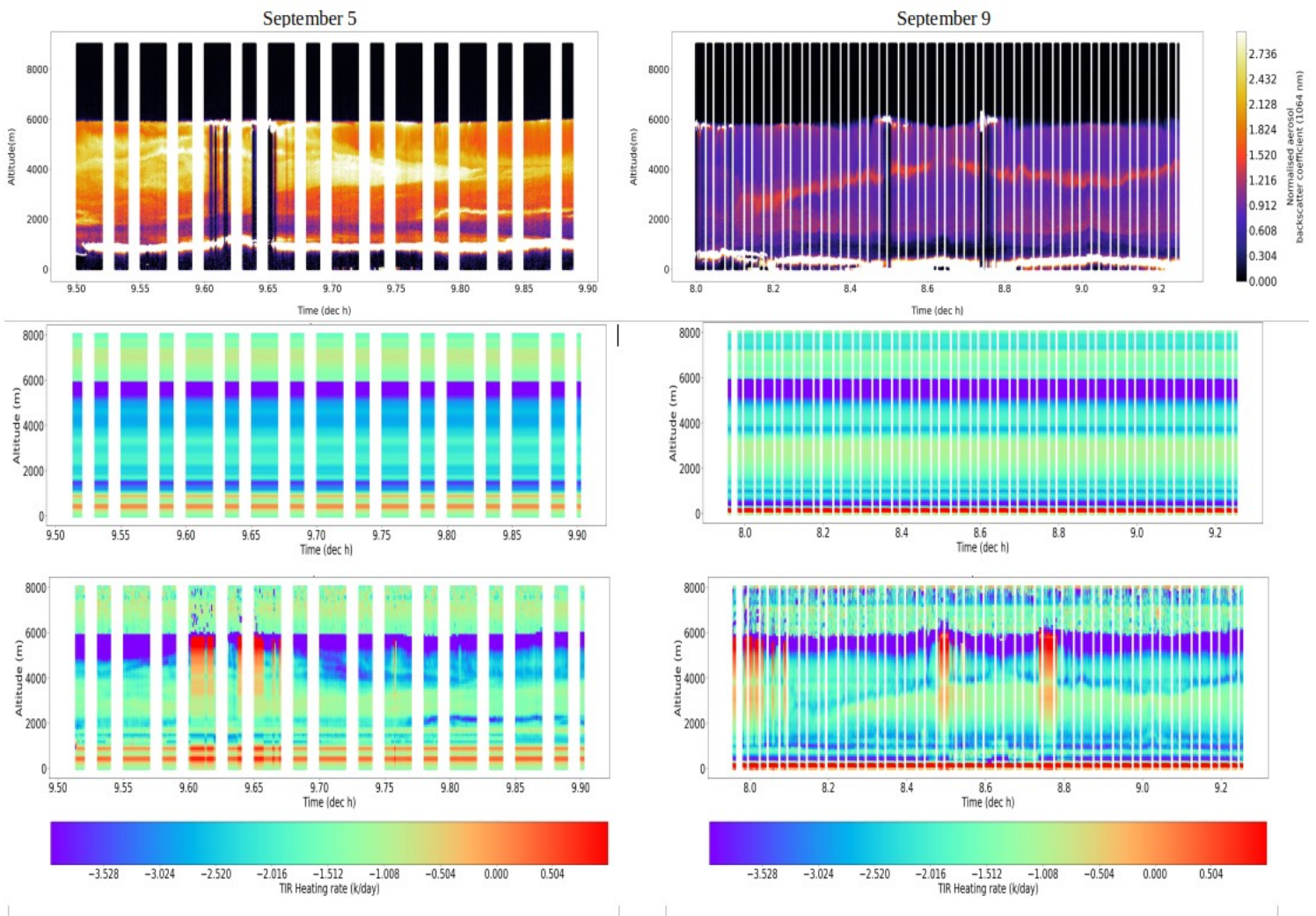


Figure IV.9 : Profil vertical du coefficient de rétrodiffusion atténué des aérosols à 1064 nm. Lignes 2 : Taux d'échauffement atmosphérique (ou de refroidissement) calculé dans l'infrarouge thermique. Ligne 3 : Même quantité que précédemment et calculé avec un profil d'humidité spécifique déduit du profil d'extinction des aérosols.

Pour le cas du 9 septembre (les figures de droite de la Figure IV.9), nous observons que le panache d'aérosol est repérable et associé à un refroidissement dans l'infrarouge thermique qui suit la distribution verticale complexe du panache. Plusieurs dropsondes ont été larguées pendant ce vol et ont confirmé la forte augmentation d'humidité associée à cette couche d'aérosols, observée ici vers 2 km puis 4 km et enfin 5 km en altitude. Dans le cadre d'un calcul de taux global, l'utilisation sur ce cas de la méthode approchée permettrait de réaliser un meilleur bilan radiatif sur la verticale.

Les résultats ne sont pas les mêmes pour le vol du 5 septembre (Figure IV.9). Le calcul est efficacement réalisé et les observations ont montré une moins bonne corrélation entre la vapeur d'eau les aérosols pour cette journée. Cette journée (le 5 septembre) est associée à un transport continental des aérosols (voir Chapitre 2) ce qui n'est pas le cas pour les autres journées d'étude d'AEROCLO-sA ce qui pourrait potentiellement expliquer cette observation. Une analyse plus avancée sur la corrélation entre les aérosols et la vapeur d'eau dans ces panaches permettrait de préciser si cette approche doit être privilégiée ou non de façon systématique.

Malgré les variations observées entre les vols, la méthode proxy reste une bonne alternative lorsque données issues des dropsondes ou lorsque les données obtenues lors les descentes en boucle ne sont pas disponibles. En l'absence de ces données, la méthode proxy offre une approche pratique pour obtenir des informations sur la vapeur d'eau à partir des profils d'extinction en aérosol, contribuant ainsi à mieux comprendre les processus radiatif dans l'atmosphère pour le domaine de l'infrarouge thermique principalement.

CHAPITRE V :

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

V.1 CONCLUSION

La présente thèse avait pour objectif principal le développement d'une méthode permettant la caractérisation des taux d'échauffement des aérosols de feux de biomasse au-dessus des nuages, ainsi que des taux d'échauffement atmosphériques combinant aérosols et vapeur d'eau. Cette méthode innovante repose sur la combinaison de mesures passives et actives, et nécessite l'utilisation conjointe d'un lidar et d'un polarimètre.

L'enjeu majeur de cette recherche résidait dans l'évaluation de cette méthode en vue de la perspective d'une utilisation spatiale ; les méthodes de télédétection spatiales actuelles ne permettant pas d'obtenir des taux d'échauffement des aérosols au-dessus des nuages à l'échelle globale. Les connaissances des taux d'échauffement des aérosols, en particulier dans le cas des aérosols localisés au-dessus des nuages est importante. Celle-ci est importante, non seulement pour la compréhension des effets des aérosols sur la dynamique des nuages bas, et également pour une modélisation précise du transport des panaches de particules de brûlis. En effet, la dynamique de ces panaches, incluant leur distribution verticale et leur transport, dépendrait étroitement de l'échauffement atmosphérique engendré par les aérosols.

Dans le cadre de cette thèse, la problématique posée a été adressée de manière satisfaisante grâce à l'élaboration d'une méthode robuste et complète. La combinaison des données issues du lidar et du polarimètre a permis de calculer efficacement les taux d'échauffement des aérosols et de l'atmosphère (aérosols + vapeur d'eau et autres gaz), offrant ainsi une approche novatrice pour réaliser un bilan radiatif complet pour les aérosols présents au-dessus des nuages.

La méthodologie développée a démontré son efficacité en fournissant des taux d'échauffement détaillés des aérosols au-dessus des nuages, ainsi que des taux d'échauffement atmosphériques intégrant la vapeur d'eau.

Un deuxième objectif était la validation de la méthode développée, en s'appuyant sur des mesures aéroportées obtenues lors de la campagne AEROCLO-sA. Pendant cette campagne, des instruments tels qu'OSIRIS, le lidar LNG, et des mesures de flux ont été déployés pour recueillir des données. Ces dispositifs ont permis de recueillir une gamme étendue de données, englobant la concentration et la taille des particules d'aérosol, les propriétés optiques de ces aérosols, les caractéristiques des nuages, les flux radiatifs, et les profils des grandeurs thermodynamiques dans l'atmosphère.

Les descentes en boucle effectuées ont permis d'acquérir des profils détaillés de flux, d'épaisseur optique en aérosol (mesurée par PLASMA), et de vapeur d'eau directement au sein des panaches. Ces mesures ont été essentielles pour permettre un calcul des taux d'échauffement, basé uniquement sur des mesures, permettant une validation d'une dimension unique de la méthodologie. Pour la première fois, des taux d'échauffement atmosphériques calculés à l'aide d'un code de transfert radiatif ont été comparés à des taux mesurés dans l'atmosphère.

Au-dessus des nuages, l'estimation des taux d'échauffement sur le spectre solaire à partir des mesures a présenté des défis, en raison de la variation rapide des propriétés de la cible sous-jacente (le nuage). Cependant, la comparaison entre les taux issus des mesures et ceux estimés à partir de la synergie entre OSIRIS, le lidar LNG, a pu être menée, et les mesures de flux ont permis d'évaluer la robustesse de la méthode.

Dans l'ensemble, les résultats ont montré un bon accord entre les taux et leurs incertitudes issus des mesures et des calculs (recouvrement des barres d'erreurs). Les écarts observés, minutieusement détaillés dans le chapitre 3, ont permis d'estimer la précision de la méthode, soulignant la cohérence entre les deux approches malgré la complexité des conditions atmosphériques rencontrées.

Il convient de souligner l'importance accordée à la réalisation des descentes en boucle lors des vols. Une attention particulière a été portée à la minimisation des tangages, des roulis lors des sections de descentes en boucles. Par exploiter ces mesures particulières, il est également nécessaire d'avoir des conditions atmosphériques homogènes. A posteriori, l'analyse des données obtenues permet de sélectionner là où les descentes atteignent des objectifs scientifiques recherchés.

Les corrections appliquées aux flux ont également joué un rôle déterminant dans l'obtention de résultats fiables. Le « protocole » mis en place permet d'améliorer l'exploitation scientifique de ces données.

Une étude de sensibilité approfondie a été entreprise pour évaluer l'impact de différents paramètres atmosphériques sur les flux radiatifs. L'absorption des aérosols et leur épaisseur optique ont été identifiées comme des facteurs cruciaux influençant ces flux radiatifs.

Par ailleurs, l'analyse approfondie de la vapeur d'eau a révélé son impact sur les processus radiatifs se produisant dans ces panaches de fumée et nécessite de bien prendre en compte, dans les calculs, la vapeur d'eau résiduelle pouvant être située au-dessus de la couche d'aérosols. Souvent négligée, cette composante atmosphérique s'avère jouer un rôle essentiel dans la modulation des flux radiatifs au sein de la région étudiée. La validation du profil de vapeur d'eau sur l'ensemble de la colonne, réalisée par l'instrument PLASMA, s'est révélée particulièrement utile.

Un autre objectif majeur de cette thèse était d'estimer les taux d'échauffement des aérosols pendant la campagne AERO-CLO-SA, en tenant compte des conditions spécifiques d'observations associées aux panaches de feux de biomasse observés en Namibie.

Les observations ont révélé la présence d'aérosols très absorbants, avec une valeur moyenne d'absorption optique de 0.03. Les AOT élevées ont été enregistrées sur la plupart des vols, créant des conditions propices à des effets radiatifs significatifs. Les taux d'échauffement des aérosols (valeurs instantanées) ont été estimés à différentes altitudes, révélant une variabilité marquée entre les valeurs minimales de 2K/Jour à 5 K/Jour, pour la contribution propre des aérosols. Ces conclusions pourraient évidemment différer dans d'autres régions de l'Atlantique sud-est. Ces valeurs sont très proches de celles obtenues pendant la campagne ORALES (2-8 K/Jour, Marquardt et al., 2020).

Il est important de souligner le rôle essentiel de la vapeur d'eau dans ces panaches, avec une variabilité notable observée dans différentes observations. Les conclusions tirées de notre analyse révélant que, sur l'ensemble des cas d'étude de la campagne AEROCLO-sA, les effets radiatifs de la vapeur d'eau dans le spectre solaire (provoquant un réchauffement moyen de +2K/Jour) et dans le thermique (induisant un refroidissement moyen de -2K/Jour) se compensent en moyenne. Pour tenir compte de ces effets radiatifs sur la verticale, il est nécessaire de disposer d'un profil de vapeur précis. L'analyse des données de la campagne a permis de mettre en évidence une forte corrélation entre les aérosols et la vapeur d'eau dans les panaches observés. Une corrélation qui peut être exploitée pour améliorer la prise en compte de la vapeur d'eau dans les calculs de taux d'échauffement.

La méthode appelée « méthode proxy » offre une perspective prometteuse pour une meilleure prise en compte de la vapeur d'eau dans les calculs pour les panaches de fumée en utilisant le coefficient d'extinction des aérosols. Lorsque les concentrations aérosols et la vapeur d'eau ne sont pas parfaitement corrélés, la méthode est évidemment moins précise mais cela est à mettre en balance avec l'utilisation de données de réanalyse météorologiques, seule alternative possible. Ces données de réanalyse pour la vapeur d'eau se sont révélées peu réaliste sur nos cas d'études. Cette approche « proxy » devra être testée avec d'autres données aéroportées et sur d'autres régions (c.f. campagnes ORACLES, CLARIFY).

De plus, une méthode alternative a été développée pour renforcer la robustesse des estimations de taux d'échauffement. En combinant les mesures du photomètre PLASMA et des fluxmètres pour restituer l'épaisseur optique des nuages et l'absorption des aérosols, cette approche offre une simulation précise des taux et des flux, représentant une approche certainement novatrice. Cette méthode pourrait être appliquée à l'avenir lors nombreuses campagnes aéroportées, étant donné que les instruments utilisés (fluxmètre et photomètre) sont des instruments de petite taille et facilement intégrable dans les avions de recherche. Il convient toutefois de noter que ces conclusions pourraient évidemment différer dans d'autres régions de l'Atlantique sud-est.

V.2 PERSPECTIVES

À court terme, l'analyse des données acquises lors de la campagne AERO-HDF, qui s'est déroulée en juillet 2023 dans les Hauts-de-France avec l'avion ATR-42 (Waquet et Chiapello, 2023), représente une opportunité de valider nos méthodes pour des conditions atmosphériques et des zones géographiques très différentes. Durant cette campagne, des mesures de flux et des mesures photométriques aéroportées ont été réalisées. L'ATR-42 était principalement équipé du polarimètre OSIRIS et la plateforme instrumentée AVIRAD (du laboratoire LISA), permettant des mesures in situ et des prélèvements. Des descentes en boucle ont été réalisées au-dessus de la Manche et de la mer du Nord pour des conditions polluées. Même en l'absence d'un lidar à bord de l'avion, il sera intéressant de tester la méthode combinant les mesures photométriques et les flux pour calculer les taux de réchauffement (ou de refroidissement) dans le cadre d'observations obtenues au-dessus de surfaces spatialement homogènes (surface océanique sans nuage) et dans le cas de particules très probablement essentiellement diffusantes.

Une perspective à court terme est la généralisation de la démarche proposée dans cette thèse à l'ensemble des scènes, englobant ainsi les scènes océaniques et les scènes terrestres sans nuage. Dans le cadre de la campagne, ce travail implique de réaliser une analyse quantitative des données d'OSIRIS acquises au-dessus des déserts afin de restituer à la fois les propriétés radiatives de la surface et les propriétés des aérosols à l'aide d'un algorithme tel que GRASP (Dubovik et al., 2011). Les données d'OSIRIS n'ont pas encore été exploitées pour restituer la microphysique des nuages (distribution en taille et nombre de gouttes). Ces développements restent à réaliser pour étudier pleinement les effets des aérosols sur les nuages et leurs impacts radiatifs à partir de données de la campagne AERO-CLO-sA.

Une étude récente, basée sur le modèle Meso-NH, a montré l'importance des taux d'échauffement sur la dynamique des panaches des aérosols de feux de biomasse observés lors de la campagne AERO-CLO-sA (Chaboureau et al., 2022). Il serait particulièrement intéressant d'ajuster les taux d'échauffement dans le modèle à partir de nos résultats afin de vérifier si le modèle reproduit plus finement les structures des couches d'aérosols observées. Ces travaux pourraient permettre une meilleure modélisation du transport des aérosols dans cette région. En améliorant la précision des prévisions liées aux aérosols, nous pourrions non seulement mieux appréhender leur dispersion dans l'espace, mais aussi évaluer de manière plus précise leurs impacts radiatifs et leurs effets sur les nuages.

Un aspect essentiel à poursuivre est la prise en compte et la caractérisation plus précise de la vapeur d'eau présente dans ces panaches transportés au-dessus des nuages. En développant des méthodes et des techniques plus avancées pour caractériser la vapeur d'eau dans l'atmosphère, en présence de nuages, nous pourrions mieux modéliser son impact sur les flux radiatifs et, par conséquent, sur les taux d'échauffement. Des travaux ont déjà débuté au LOA dans le cadre de la mission spatiale CIEL du CNES (Thèse de Raphaël Peroni, soutenue en décembre 2023, LOA).

De façon plus générale, des mesures de flux réalisées sur des bandes spectrales plus étroites pourraient être réalisées à bord de l'avion ATR-42. Ce type de mesures permettrait d'estimer l'absorption des aérosols de façon spectrale à l'aide de la combinaison mesures photométriques et des mesures de flux acquises lors des descentes en boucle. Les bandes spectrales pour la mesure des flux pourraient être choisies en fonction de celles utilisées pour l'instrument PLASMA afin de favoriser cette synergie instrumentale.

L'exploration approfondie des effets des aérosols générés par les feux de forêt sur les taux d'échauffement a ouvert de nouvelles perspectives. Il devient maintenant essentiel d'étendre la méthodologie à d'autres types d'aérosols, notamment les poussières minérales, afin de capturer une signature radiative très différente.

À plus long terme, la généralisation de cette méthode au niveau global représente notre perspective majeure. Le développement d'une application globale, utilisable avec des données satellitaires, est possible. Il existe cinq années de données des propriétés des aérosols au-dessus des nuages, issues des données de la mission POLDER/PARASOL, utilisables en synergie avec les données du lidar CALIOP. Le profil d'extinction des aérosols est désormais fourni à 1064 nm, de façon globale, grâce aux observations du lidar CALIOP, ce qui rend possible une application directe de notre méthode de calculs. De futures missions européennes et de la NASA projettent également d'associer des instruments passifs et actifs dans l'espace. Nos méthodes pourront également être appliquées à ces futures missions.

En appliquant cette méthode à des régions variées, au-dessus des nuages, de l'océan, de la terre et même des déserts, celle-ci contribuera à une compréhension plus approfondie des effets des aérosols sur le climat. Ces avancées ouvriront de nouvelles perspectives passionnantes pour la recherche climatique, les prévisions atmosphériques et la gestion des impacts environnementaux à l'échelle mondiale.

ANNEXE A : Corrections sur les mesures de flux liées aux mouvements de l'avion. (développements théoriques)

Source : Gérard Brogniez, LOA, communication personnelle.

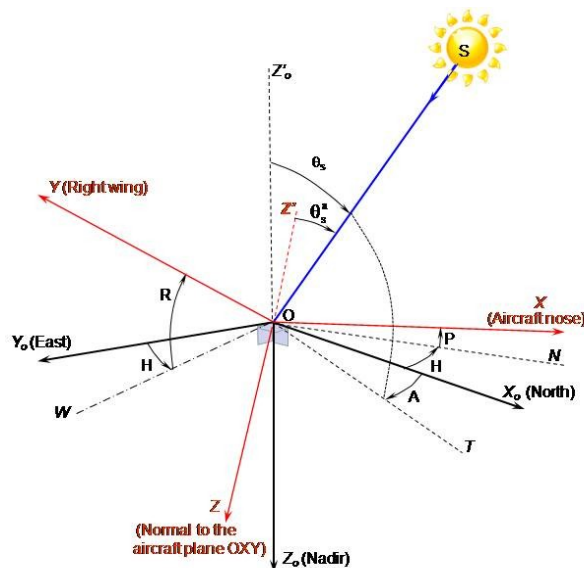


Figure A.1 : Représentation de l'attitude de l'aéronef - tangage (P) et roulis (R) - par rapport au plan horizontal, la direction du vol - angle de cap (H) - et la position du soleil - angles zénith (θ_s) et azimut (A). L'angle d'incidence par rapport à la normale du plan de l'aéronef est également représenté.

Dans le référentiel terrestre $OX_0Y_0Z_0$, tel qu'illustré à la Figure A.1 dans le texte principal, et à la Figure A.2 avec les vecteurs unitaires correspondants $(\vec{i}_0, \vec{j}_0, \vec{k}_0)$, le vecteur unitaire \vec{u} porté par la direction du rayonnement solaire incident est exprimé comme suit :

$$\vec{u} = -\cosh \cos A \vec{i}_0 - \cosh \sin A \vec{j}_0 + \sinh \vec{k}_0 \quad (\text{e.q. A.1})$$

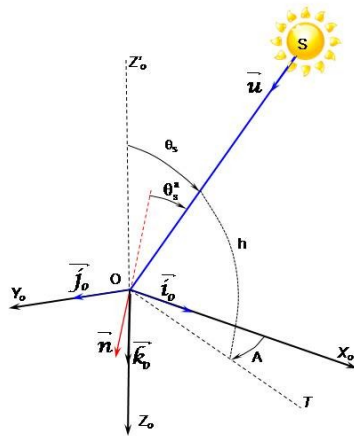


Figure A.2 : Certains éléments de la géométrie du système.

Si nous considérons les vecteurs unitaires du repère de l'avion OXYZ (voir la Figure A.1), et la matrice de rotation qui permet d'exprimer la base $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ par rapport à la base $(\vec{i}_o, \vec{j}_o, \vec{k}_o)$, nous obtenons :

$$\begin{pmatrix} \vec{i} \\ \vec{j} \\ \vec{k} \end{pmatrix} = [M] \begin{pmatrix} \vec{i}_o \\ \vec{j}_o \\ \vec{k}_o \end{pmatrix} \quad (\text{e.q. A.2})$$

où la matrice M s'écrit : (e.q. A.3)

$$[M] = \begin{pmatrix} \cos P \cos H & \cos P \sin H & -\sin P \\ -\cos R \sin H + \sin P \sin R \cos H & \cos R \cos H + \sin P \sin R \sin H & \cos P \sin R \\ \sin R \sin H + \sin P \cos R \cos H & -\sin R \cos H + \sin P \cos R \sin H & \cos P \cos R \end{pmatrix}$$

Cependant, étant donné que le vecteur unitaire \vec{n} , normal au capteur, n'est généralement pas dirigé le long de la normale OZ du plan de l'aéronef, nous définissons \vec{n} dans le système de coordonnées B par les coordonnées sphériques (γ, ϕ) , comme présenté à la Fig. A.3 :

$$\vec{n} = \sin \gamma \cos \phi \vec{i} + \sin \gamma \sin \phi \vec{j} + \cos \gamma \vec{k} \quad (\text{e.q. A.3})$$

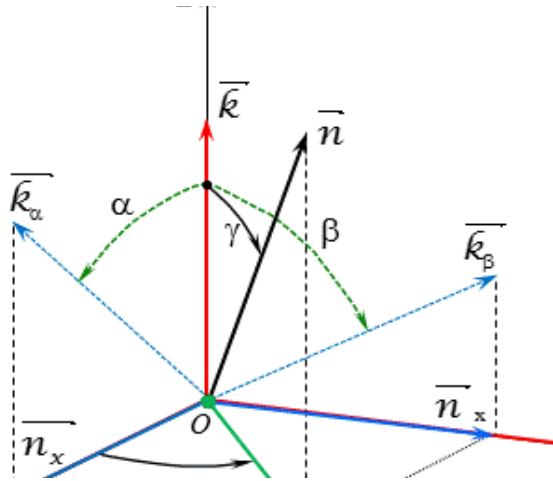


Figure A.3 : Composantes du vecteur unitaire \vec{n} normal au capteur dans le repère de l'avion OXYZ

À partir de la Figure A.4, l'angle γ représente la différence entre les angles α et β . L'orientation de n résulte de deux rotations orthogonales de R . Comme nous le verrons plus tard, il est particulièrement intéressant d'exprimer ces rotations dans les mêmes plans que les plans de tangage et de roulis. Nous introduisons donc les deux rotations : (i) α dans le plan XOZ, et (ii) β dans le plan YOZ. Comme α et β sont des constantes, dans la suite, elles seront considérées comme des décalages sur le tangage et le roulis, et seront nommées δP et δR , respectivement.

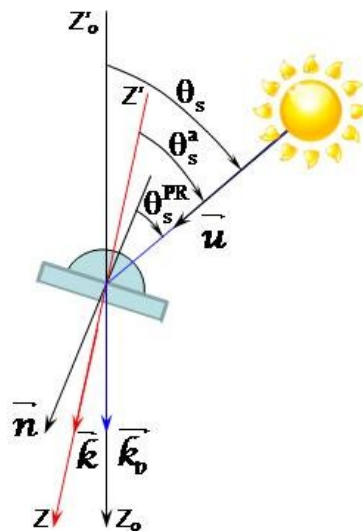


Figure A.4 : Géométrie de la position du capteur par rapport à la direction du soleil (représentation plane). (i) Les directions du soleil et du nadir sont caractérisées par les vecteurs unitaires \vec{u} et \vec{k}_0 , respectivement. L'angle (\vec{k}_0, \vec{u}) est l'angle zénithal solaire θ_s .

Ces rotations produisent les vecteurs unitaires \vec{k}_α et \vec{k}_β , dont les projections sur OX et OY donnent respectivement : $\vec{n}_x = \vec{i} \sin \delta P$ et $\vec{n}_y = \vec{j} \sin \delta R$. Ainsi, les composantes de \vec{n} dans la base $(\vec{i}, \vec{j}, \vec{k})$ sont :

$$\begin{aligned} n_x &= \sin \delta P \\ \vec{n} &= [n_y = \sin \delta R \\ n_z &= (1 - \sin^2 \delta P - \sin^2 \delta R)^{1/2} \end{aligned} \quad (\text{e.q. A.4})$$

Ensuite, afin d'obtenir l'expression du coefficient de correction d'attitude, la matrice de rotation M est utilisée pour écrire le vecteur unitaire \vec{n} dans la base $(\vec{i}_0, \vec{j}_0, \vec{k}_0)$. À partir de l'équation A.1, nous avons $n = M \cdot n'$. Enfin, nous obtenons le facteur de correction d'attitude :

$$a_c = \vec{n} \cdot \vec{\xi} \quad (\text{e.q. A.5})$$

$$\begin{aligned} \xi_x &= -\frac{1}{\tanh} [\cos P \cos(A-H)] - \sin P \\ \vec{\xi} &= [\xi_y = -\frac{1}{\tanh} [\sin P \sin R \cos(A-H) + \cos R \sin(A-H)] + \cos P \sin R \\ \xi_z &= -\frac{1}{\tanh} [\sin P \cos R \cos(A-H) - \sin R \sin(A-H)] + \cos P \cos R \end{aligned} \quad (\text{e.q. A.6})$$

Dans l'approximation des petits angles P, R, δP , δR , limités au premier ordre, nous avons :

$$\begin{aligned} \xi_x &= -\frac{\cos(A-H)}{\tanh} - P \\ \vec{n} &= [\begin{aligned} n_x &= \delta P \\ n_y &= \delta R \\ n_z &= 1 \end{aligned} \quad \vec{\xi} = [\begin{aligned} \xi_y &= -\frac{\sin(A-H)}{\tanh} + R \\ \xi_z &= -\frac{1}{\tanh} [P \cos(A-H) - R \sin(A-H)] + 1 \end{aligned} \end{aligned} \quad (\text{e.q. A.7})$$

Avec les quatre cas particuliers suivants : $A-H = 0, \pi, \pi/2, \text{ and } -\pi/2$, nous obtenons successivement les expressions simplifiées qui dépendent uniquement de P et δP , ou de R et δR :

$$\left[\begin{aligned} a_c(\pi \text{ or } 0) &= 1 \pm \frac{P + \delta P}{\tanh} \quad (+ \text{ for } \pi, - \text{ for } 0) \\ a_c(\pi/2 \text{ or } -\pi/2) &= 1 \pm \frac{R - \delta R}{\tanh} \quad (+ \text{ for } +\pi/2, - \text{ for } -\pi/2) \end{aligned} \right. \quad (\text{e.q. A.8})$$

ANNEXE B : Développements théoriques (suite)

Considérons des mesures de l'irradiance descendante à ondes courtes avec un angle d'incidence solaire θ_s^{PR} sur le capteur (c'est-à-dire un angle d'incidence solaire θ_s perturbé par le tangage et le roulis de l'avion).

I. Mesures directes de l'irradiance descendante sur le spectre solaire.

Soit $F_{SW}^{dir\downarrow}(\theta_s)$ la valeur de l'irradiance descendante directe avec un angle d'incidence solaire θ_s , et $F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s)$ les mesures correspondantes. En tenant compte de la correction relative de la réponse au cosinus du pyrgéomètre $c(\theta_s)$, nous avons $F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s) = [1 - c(\theta_s)] F_{SW}^{dir\downarrow}(\theta_s)$.

Cependant, $F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s^{PR})$ et $F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s)$ les mesures de l'irradiance descendante directe avec les angles d'incidence solaire θ_s^{PR} et θ_s respectivement, sont liées par :

$$F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s^{PR}) = a_c F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s) \quad (\text{e.q. B.1})$$

où

$$a_c = \frac{\cos \theta_s^{PR}}{\cos \theta_s} \quad (\text{e.q. B.2})$$

Finalement, nous obtenons les mesures (sous l'angle d'incidence solaire θ_s^{PR}) à partir de l'irradiance descendante directe réelle sous l'angle d'incidence solaire θ_s :

$$F_{SW}^{dirM\downarrow}(\theta_s^{PR}) = a_c [1 - c(\theta_s)] F_{SW}^{dir\downarrow}(\theta_s) \quad (\text{e.q. B.3})$$

II. Mesures de l'irradiance descendante diffuse sur le spectre solaire.

Considérons des mesures de l'irradiance diffuse à ondes courtes corrigées par la correction de la réponse au cosinus. En supposant une radiance diffuse incidente isotrope L_{SW}^{dif} , nous avons :

$$F_{SW}^{difM\downarrow}(\theta_s^{PR}) = 2\pi L_{SW}^{dif} \int_0^1 [1 - c(\theta)] \cos\theta d(\cos\theta) \quad (\text{e.q. B.4})$$

Étant donné que $F_{SW}^{dif\downarrow} = \pi L_{SW}^{dif}$, et en posant $D = 2 \int_0^1 [1 - c(\theta)] \cos\theta d(\cos\theta)$, nous obtenons :

$$F_{SW}^{difM\downarrow}(\theta_s^{PR}) = DF_{SW}^{dif\downarrow} \quad (\text{e.q. B.5})$$

III. Mesures de l'irradiance globale descendante sur le spectre solaire.

L'irradiance globale mesurée descendante à ondes courtes est alors :

$$F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s^{PR}) = a_c [1 - c(\theta_s)] F_{SW}^{dir\downarrow}(\theta_s) + DF_{SW}^{dif\downarrow} \quad (\text{e.q. B.6})$$

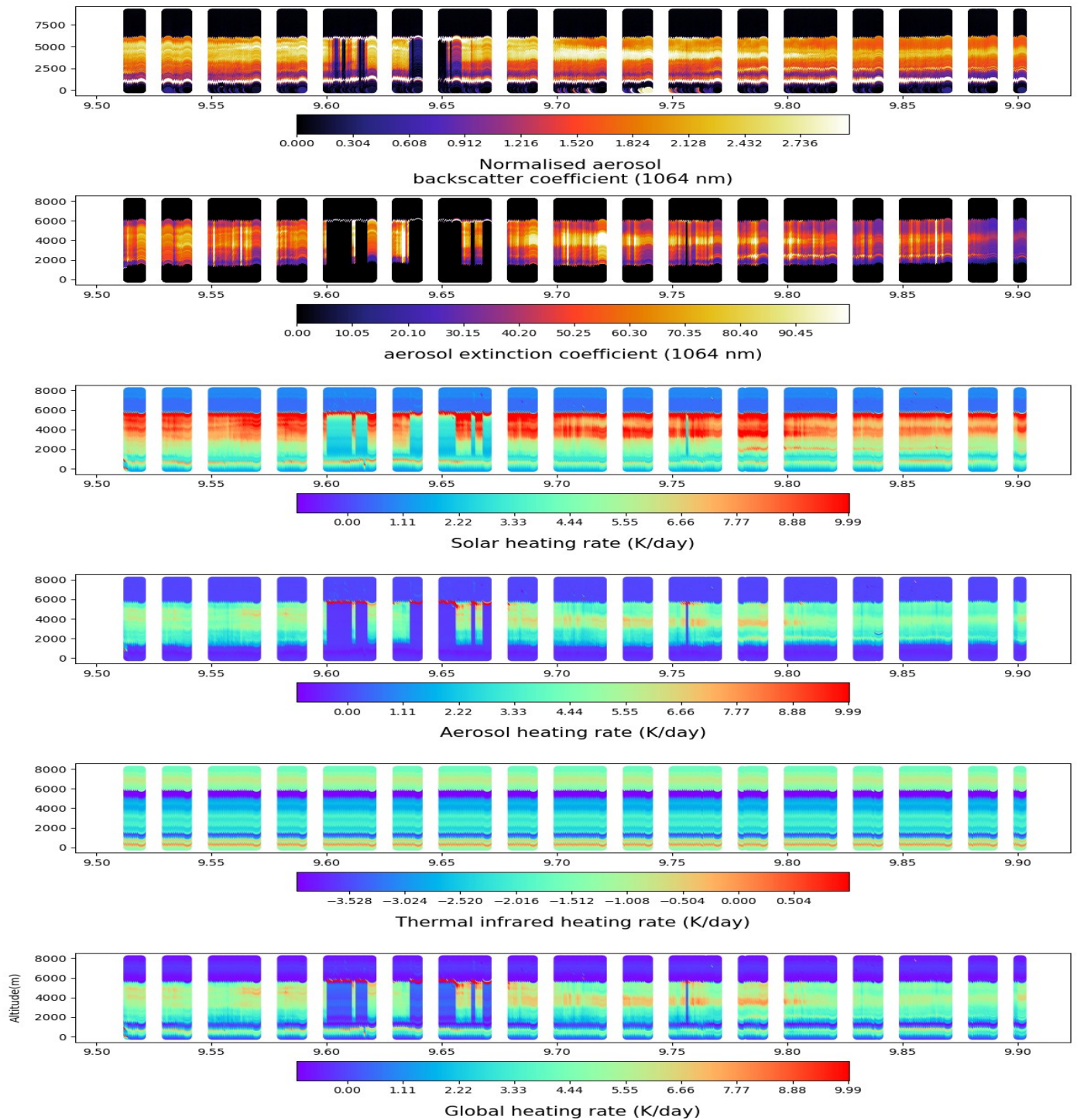
De plus, si nous introduisons $\varphi(\theta_s) = \frac{F_{SW}^{dir\downarrow}(\theta_s)}{F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s)}$, la proportion de l'irradiance directe dans l'irradiance globale, l'irradiance solaire globale sur un plan horizontal pour l'angle d'incidence solaire θ_s , est alors exprimée par :

$$F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s) = \frac{F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s^{PR})}{a_c \varphi(\theta_s) [1 - c(\theta_s)] + D [1 - \varphi(\theta_s)]} \quad (\text{e.q. B.7})$$

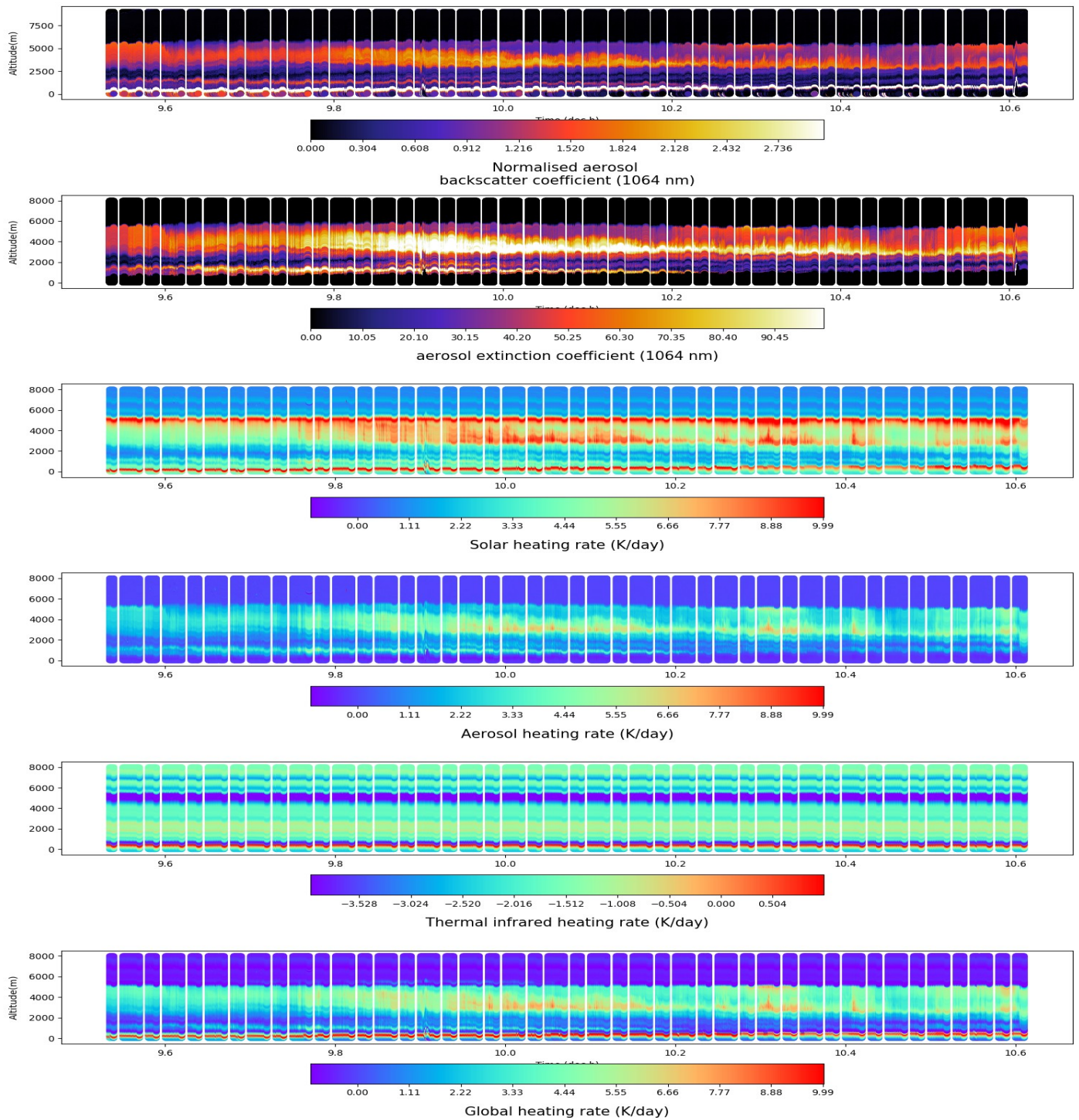
La mesure effectuée sous l'incidence solaire soumise aux angles de tangage et de roulis (c'est-à-dire θ_s^{PR}), est ainsi ramenée à la mesure qui aurait dû être effectuée sous l'incidence solaire θ_s . Dans des conditions de ciel dégagé, le rapport $\varphi(\theta_s)$ peut être estimé à l'aide de calculs de transfert radiatif. Typiquement, pour une atmosphère standard à une altitude de 5000 mètres au-dessus du niveau de la mer, et pour $\theta_s = 40^\circ$, nous obtenons $\varphi(\theta_s) = 0.96$. Pour des altitudes plus élevées, $\varphi(\theta_s)$ augmente et tend vers l'unité. Dans l'approximation $\varphi(\theta_s) = 1$, nous obtenons :

$$F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s) = \frac{F_{SW}^{G\downarrow}(\theta_s^{PR})}{a_c [1 - c(\theta_s)]} \quad (\text{e.q. B.8})$$

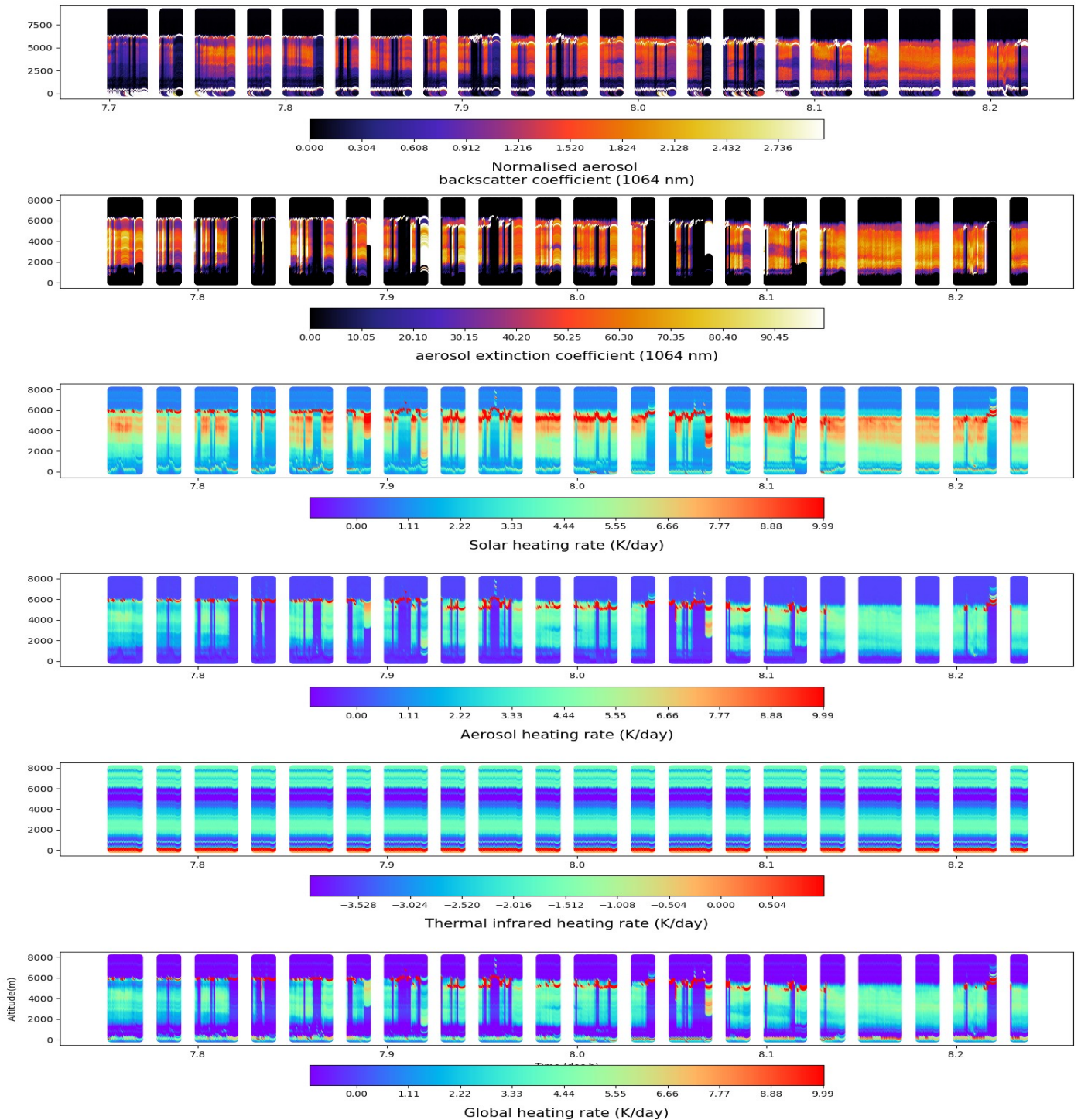
ANNEXE C : Récapitulatif du 5 Septembre



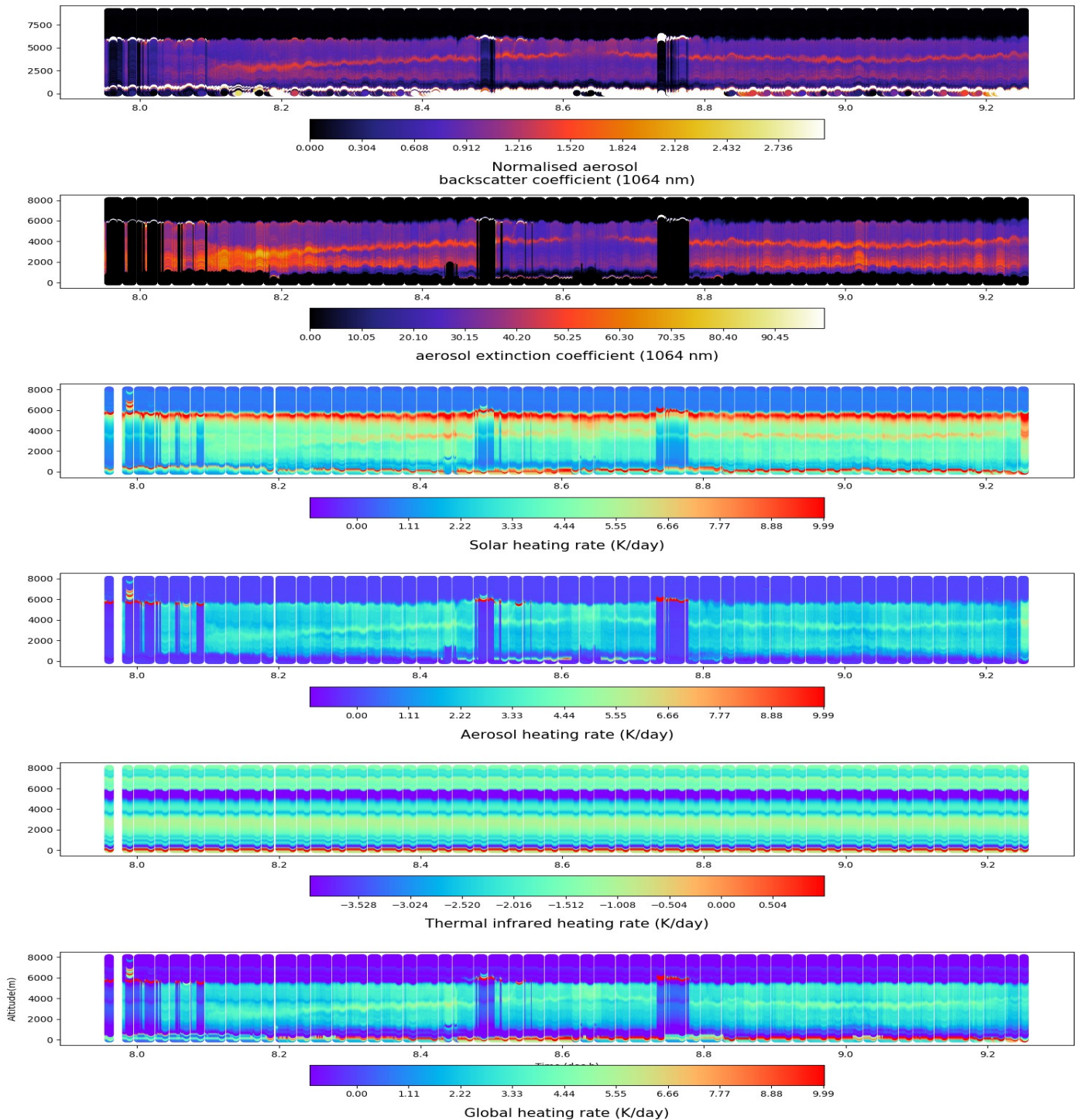
ANNEXE D : Récapitulatif du 7 Septembre



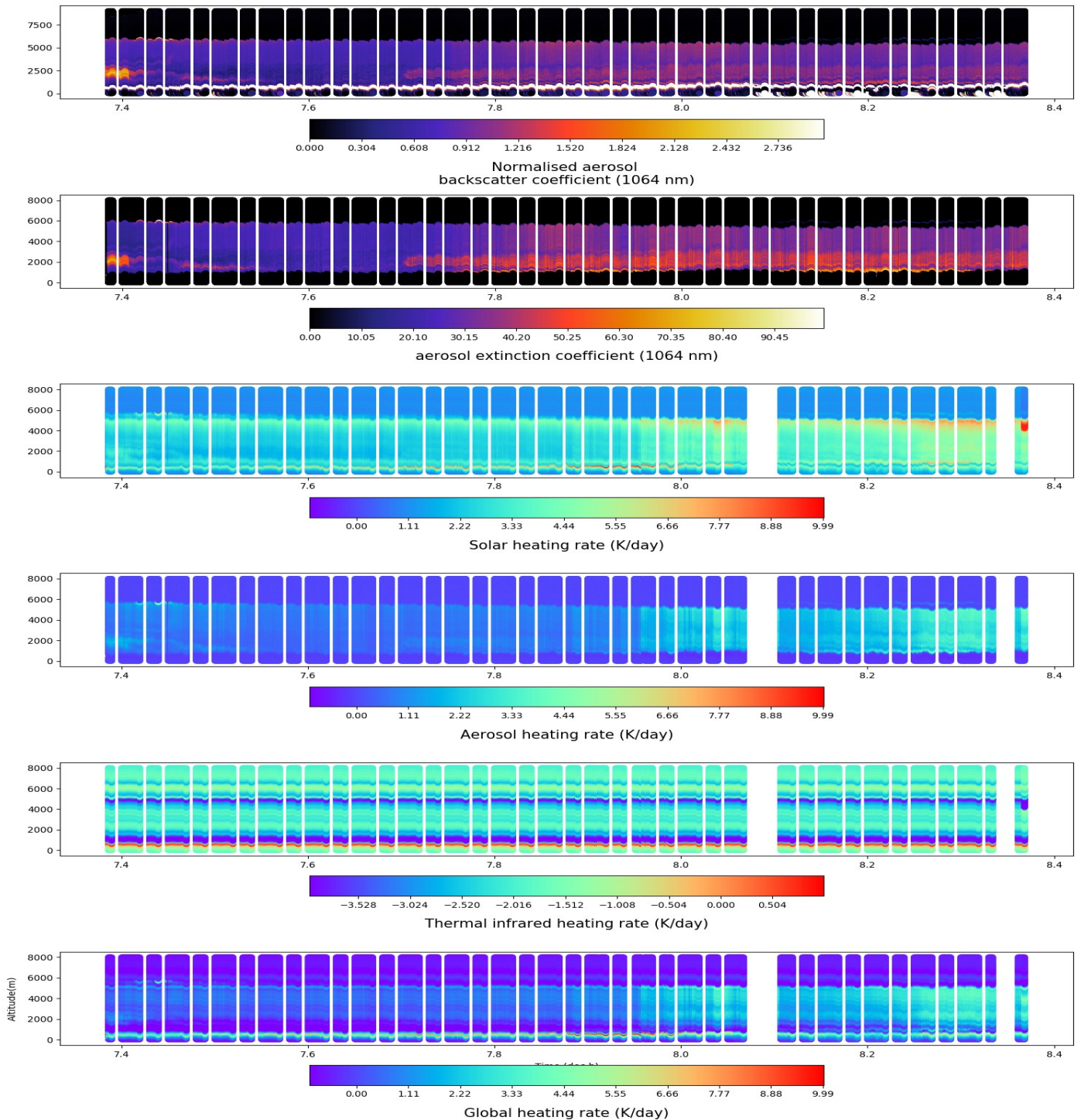
ANNEXE E : Récapitulatif du 8 Septembre



ANNEXE F : Récapitulatif du 9 Septembre



ANNEXE G : Récapitulatif du 12 Septembre



ANNEXE H : Récapitulatif du 12 Septembre – au-dessus du Désert

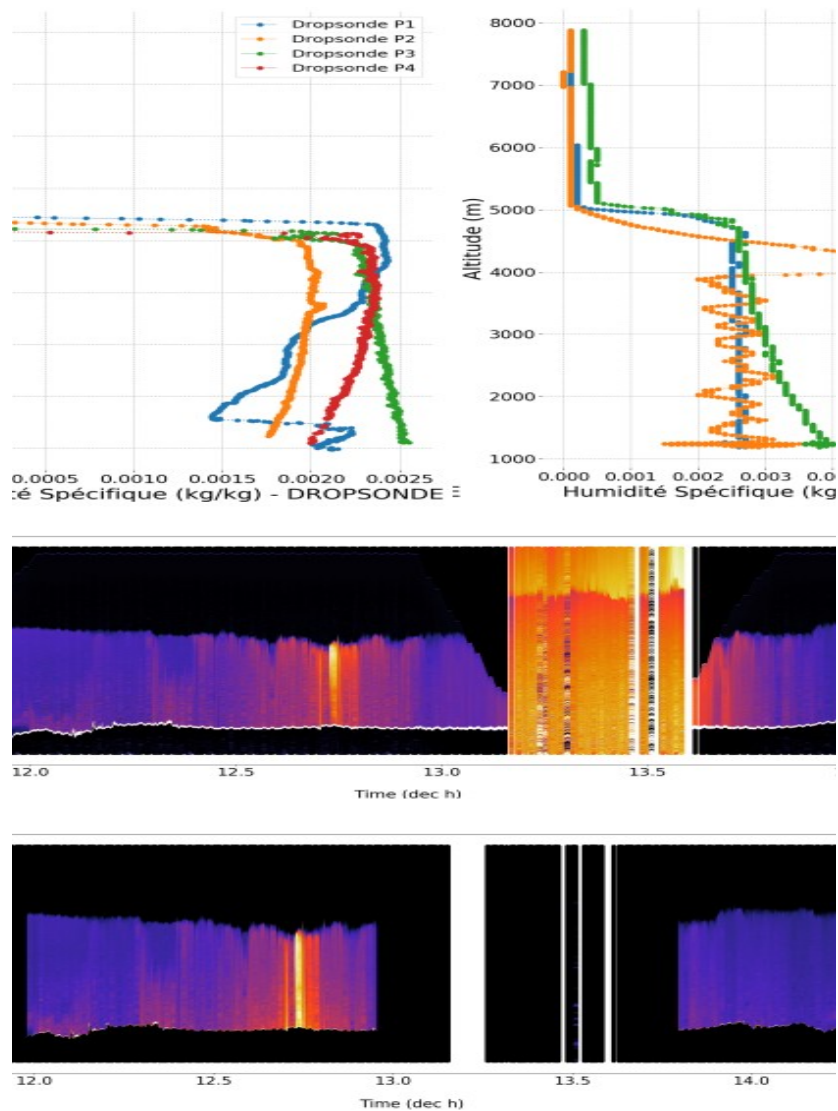


Figure H.1 : Analyse radiative dans un environnement désertique : Profils d'Humidité et Caractéristiques des Aérosols. Les graphiques (a) et (b) tracent la variation de l'humidité spécifique en fonction de l'altitude pour diverses données de dropsonde (a) et de sondes avions (b). Dans le même temps, le graphique (c) présente une section transversale lidar du coefficient de rétrodiffusion, tandis que le graphique (d) illustre le coefficient d'extinction des aérosols.

RÉFÉRENCES :

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V. and Welton, E. J.: Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science* (80-.), 288(5468), 1042–1047, [doi:10.1126/science.288.5468.1042](https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1042), 2000.
- Aitchison, John, et James AC Brown. 1957. « The lognormal distribution with special reference to its uses in economics ».
- Albrecht, Bruce A. 1989. « Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness ». *Science* 245 (4923): 1227-30. <https://doi.org/10.1126/science.245.4923.1227>.
- Ahn, C., Torres, O., Jethva, H., Tiruchirapalli, R., & Huang, L.-K. (2021). Evaluation of aerosol properties observed by DSCOVR/EPIC instrument from the Earth-Sun Lagrange 1 Orbit. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126, e2020JD033651. <https://doi.org/10.1029/2020JD033651>
- Andreae, Meinrat O. 1991. « Biomass Burning - Its History, Use, and Distribution and Its Impact on Environmental Quality and Global Climate ». *Global Biomass Burning - 220 Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications*. http://inis.iaea.org/Search/search.aspx?orig_q=RN:24010477.
- Andreae, Meinrat O., et P. Merlet. 2001. « Emission of Trace Gases and Aerosols from Biomass Burning ». *Global Biogeochemical Cycles* 15 (4): 955-66. <https://doi.org/10.1029/2000GB001382>.
- Andreae, Meinrat O. 2019. « Emission of Trace Gases and Aerosols from Biomass Burning – an Updated Assessment ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 19 (13): 8523-46. <https://doi.org/10.5194/acp-19-8523-2019>.
- Apte, Joshua S., Michael Brauer, Aaron J. Cohen, Majid Ezzati, et C. Arden Pope. 2018. « Ambient PM2.5 Reduces Global and Regional Life Expectancy ». *Environmental Science & Technology Letters* 5 (9): 546-51. <https://doi.org/10.1021/acs.estlett.8b00360>.
- Bellouin, N., Quaas, J., Gryspeerdt, E., Kinne, S., Stier, P., Watson-Parris, D., Boucher, O., Carslaw, K.S., Christensen, M., Daniau, A.-L., Dufresne, J.-L., Feinglod, G., Fiedler, S., Forster, P., Gettelman, A., Haywood, J.M., Lohmann, U., Malavelle, F., Maurotsen, T., McCoy, D.T., Myhre, G., mülmenstädt, J., Neubauer, D., Possner, A., Rugenstein, M., Sato, Y., Schulz, M., Scharfs, S.E., Sourdeval, O., Storelvmo, T., Toll, V., Winker, D., Stevens, B. (2020). Bounding global aerosol radiative forcing of climate change. *Rev. Geophys.*, 58(1), e2019RG000660.
- Bian, Huisheng, Mian Chin, Didier A. Hauglustaine, Michael Schulz, Gunnar Myhre, Susanne E. Bauer, Marianne T. Lund, et al. 2017. « Investigation of Global Particulate Nitrate from the AeroCom Phase III Experiment ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 17 (21): 12911-40. <https://doi.org/10.5194/acp-17-12911-2017>.

- Bond, T. C., S. J. Doherty, D. W. Fahey, P. M. Forster, T. Berntsen, B. J. DeAngelo, M. G. Flanner, et al. 2013. « Bounding the Role of Black Carbon in the Climate System: A Scientific Assessment: BLACK CARBON IN THE CLIMATE SYSTEM ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118 (11): 5380-5552. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50171>.
- Boucher, Olivier, et D. Tanré. 2000. « Estimation of the aerosol perturbation to the Earth's Radiative Budget over oceans using POLDER satellite aerosol retrievals ». *Geophysical Research Letters* 27 (avril): 1103-6. <https://doi.org/10.1029/1999GL010963>.
- Boucher, Olivier. 2012. « Les aérosols atmosphériques ». In *Aérosols atmosphériques: Propriétés et impacts climatiques*, édité par Olivier Boucher, 7-16. Ingénierie et développement durable. Paris: Springer Paris. https://doi.org/10.1007/978-2-8178-0055-4_2.
- Boucher, Olivier. 2015. « Atmospheric Aerosols ». In *Atmospheric Aerosols: Properties and Climate Impacts*, édité par Olivier Boucher, 9-24. Dordrecht: Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-9649-1_2.
- Bovchaliuk, Valentyn. 2016. "Aerosols properties as retrieved from the GARRLIC synergetic approach applied to multi wavelength Raman LiDAR observations performed over Lille and Dakar sites". Thèse, Lille 1. <http://www.theses.fr/2016LIL10145>
- Brioude, J., Cooper, O., Feingold, G., Trainer, M., Freitas, S., Kowal, D., Ayers, J., Prins, E., Minnis, P., McKeen, S., et al. (2009). Effect of biomass burning on marine stratocumulus clouds off the california coast. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9(22) :8841–8856.
- Chaboureau, J.-P., Labbouz, L., Flamant, C., and Hodzic, A.: Acceleration of the southern African easterly jet driven by the radiative effect of biomass burning aerosols and its impact on transport during AEROCLO-sA, *Atmos. Chem. Phys.*, 22, 8639–8658, <https://doi.org/10.5194/acp-22-8639-2022>, 2022
- Chauvigné, A. and Waquet, F. and Auriol, F. and Blarel, L. and Delegove, C. and Dubovik, O. and Flamant, C. and Gaetani, M. and Goloub, P. and Loisil, R. and Mallet, M. and Nicolas, J.-M. and Parol, F. and Peers, F. and Torres, B. and Formenti, P., Aerosol above-cloud direct radiative effect and properties in the Namibian region during the AEROSOL, RadiatiON, and CLOUDS in southern Africa (AEROCLO-sA) field campaign -- Multi-Viewing, Multi-Channel, Multi-Polarization (3MI) airborne simulator and sun photometer measurements, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 21, 2021, 10, 8233-8253, <https://doi.org/10.5194/acp-21-8233-2021>
- Ciais, Philippe, Christopher Sabine, Govindasamy Bala, Laurent Bopp, Victor Brovkin, Josep Canadell, Abha Chhabra, Ruth DeFries, James Galloway, et Martin Heimann. 2014. « Carbon and other biogeochemical cycles ». In *Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 465-570. Cambridge University Press.
- Cochrane, S. P., Schmidt, K. S., Chen, H., Pilewskie, P., Kittelman, S., Redemann, J., LeBlanc, S., Pistone, K., Segal Rozenhaimer, M., Kacenelenbogen, M., Shinozuka, Y., Flynn, C., Ferrare, R., Burton, S., Hostetler, C., Mallet, M., and Zuidema, P.: Biomass burning aerosol heating

- rates from the ORACLES (ObseRvations of Aerosols above CLouds and their intEractionS) 2016 and 2017 experiments, *Atmos. Meas. Tech.*, 15, 61–77, <https://doi.org/10.5194/amt-15-61-2022>, 2022.
- Cornet, C., C.-Labonnote, L., Waquet, F., Szczap, F., Deaconu, L., Parol, F., Vanbauce, C., Thieuleux, F. & Riedi, J. (2018). Cloud heterogeneity on cloud and aerosol above cloud properties retrieved from simulated total and polarized reflectances. *Atmos. Meas. Tech.*, 11(6), 3627-3643. [10.5194/amt-11-3627-2018](https://doi.org/10.5194/amt-11-3627-2018)
- Curry J. A., Herman G. F., *Infrared Radiative Properties of Summertime Arctic Stratus Clouds*, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1985\)024<0525:IRPOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1985)024<0525:IRPOSA>2.0.CO;2)
- Deaconu, Lucia T., Nicolas Ferlay, Fabien Waquet, Fanny Peers, François Thieuleux, et Philippe Goloub. 2019. « Satellite Inference of Water Vapour and Above-Cloud Aerosol Combined Effect on Radiative Budget and Cloud-Top Processes in the Southeastern Atlantic Ocean ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 19 (17): 11613-34. <https://doi.org/10.5194/acp-19-11613-2019>.
- De Graaf, M., Schulte, R., Peers, F., Waquet, F., Tilstra, L. G., and Stammes, P.: Comparison of south-east Atlantic aerosol direct radiative effect over clouds from SCIAMACHY, POLDER and OMI–MODIS, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 6707–6723, <https://doi.org/10.5194/acp-20-6707-2020>, 2020. <https://acp.copernicus.org/articles/20/6707/2020/>
- De Graaf, M., de Haan, J. F., and Sanders, A. F. J.: TROPOMIATBD Aerosol Layer Height, issue 2.4.0, 2022-04-08, S5P-KNMI-L2-0006-RP, CI-7430-ATBD_Aerosol_Layer_Height, <https://sentinel.esa.int/documents/247904/2476257/Sentinel-5P-TROPOMI-ATBD-Aerosol-Height>, last access: 1 September 2022.
- Dennekamp M, Straney LD, Erbas B, Abramson MJ, Keywood M, Smith K, Sim MR, Glass DC, Del Monaco A, Haikerwal A, Tonkin AM. Forest Fire Smoke Exposures and Out-of-Hospital Cardiac Arrests in Melbourne, Australia: A Case-Crossover Study. *Environ Health Perspect.* 2015 Oct;123(10):959-64. [doi:10.1289/ehp.1408436](https://doi.org/10.1289/ehp.1408436). Epub 2015 Mar 20. PMID: 25794411; PMCID: PMC4590745.
- Derimian, Y., Choël, M., Rudich, Y., Deboudt, K., Dubovik, O., Laskin, A., Legrand, M., Damiri, B., Koren, I., Unga, F., Moreau, M., Andreae, M.O., Karnieli, A. (2017). Effect of sea breeze circulation on aerosol mixing state and radiative properties in a desert setting. *Atmos. Chem. Phys.*, 17(18), 11331–11353.
- Dubovik, O., Herman, M., Holdak, A., Lapyonok, T., Tanré, D., Deuzé, J. L., Ducos, F., Sinyuk, A. and Lopatin, A. (2011). Statistically optimized inversion algorithm for enhanced retrieval of aerosol properties from spectral multi-angle polarimetric satellite observations. *Atmos. Meas. Tech.*, 4(5), 975–1018, [doi:10.5194/amt-4-975-2011](https://doi.org/10.5194/amt-4-975-2011), 2011.
- Dubuisson, P., J. C. Roger, M. Mallet et O. Dubovik (2006). “A code to compute the direct solar radiative forcing : application to anthropogenic aerosols during the Escompte experiment”. In

: Proc. International Radiation Symposium (IRS 2004) on Current Problems in Atmospheric Radiation, edited by : Fischer, H., Sohn, B.-J., and Deepak, A., Hampton, p. 127–130.

Ehrlich, A., Wendisch, M., Reconstruction of high-resolution time series from slow-response broadband terrestrial irradiance measurements by deconvolution, *Atmos. Meas. Tech.*, AMT, 8, 9, 3671-3684, 2015, Copernicus Publications, <https://doi.org/10.5194/amt-8-3671-2015>

Feingold, G., Jiang, H., and Harrington, J. Y. (2005). On smoke suppression of clouds in amazonia. *Geophysical Research Letters*, 32(2).

Formenti, P. D'Anna, B., Flamant, C., Mallet, M., Piketh, S.J., Schepanski, K., et al (2019). The aerosols, radiation and clouds in southern Africa field campaign in Namibia: Overview, illustrative observations, and way forward. *Bull. Am. Met. Soc.*, 100(7), 1277–1298.

Forster, P., V. Ramaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D.W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D.C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz and R. Van Dorland, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Forster, Piers, Venkatachalam Ramaswamy, Paulo Artaxo, Terje Berntsen, Richard Betts, David W Fahey, James Haywood, Judith Lean, David C Lowe, et Gunnar Myhre. 2007. « Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2 ». In *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*.

Fougnie, B., G. Bracco, B. Lafrance, C. Ruffel, O. Hagolle et C. Tinel (2007). “PARASOL in-flight calibration and performance”. In : *Applied optics* 46.22, p. 5435–5451.

Hansen, J.E., Travis, L.D. (1974). Light scattering in planetary atmospheres. *Space Sci. Rev.*, 16(4), 527–610.

Haywood, Jim M., Simon R. Osborne, Pete N. Francis, Andreas Keil, Paola Formenti, Meinrat O. Andreae, et Paul H. Kaye. 2003. « The mean physical and optical properties of regional haze dominated by biomass burning aerosol measured from the C-130 aircraft during SAFARI 2000 ». *Journal of Geo*

Herman, M., Deuzé, J.-L., Marchand, A., Roger, B., Lallart, P. (2005). Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110(10), 1–11

Herreras-Giralda, M., Litvinov. P., Dubovik, O., Derimian, Y., Lapyonok, T., Fuertes, D., Sourdeval, O., Preusker, R., Fischer, J. (2022b). Thermal emission in the Successive Orders of Scattering (SOS) radiative transfer approach. *JQRST* in review.

Hill, A. A., Dobbie, S. and Yin, Y.: The impact of aerosols on non-precipitating marine

stratocumulus. I: Model description and prediction of the indirect effect, Q. J. R. Meteorol. Soc., 134(634 A), 1143–1154, [doi:10.1002/qj.278](https://doi.org/10.1002/qj.278), 2008.

Huneus, N., M. Schulz, Y. Balkanski, J. Griesfeller, J. Prospero, S. Kinne, S. Bauer, et al. 2011. « Global Dust Model Intercomparison in AeroCom Phase I ». Atmospheric Chemistry and Physics 11 (15): 7781-7816. <https://doi.org/10.5194/acp-11-7781-2011>.

IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp., [doi:10.1017/9781009325844](https://doi.org/10.1017/9781009325844).

Jethva, Hiren, Omar Torres, Fabien Waquet, Duli Chand, et Yongxiang Hu. 2014. « How Do A-Train Sensors Intercompare in the Retrieval of above-Cloud Aerosol Optical Depth? A Case Study-Based Assessment: A-TRAIN ABOVE-CLOUD AEROSOL OPTICAL DEPTH ». Geophysical Research Letters, 41, (1): 186-92. <https://doi.org/10.1002/2013GL058405>.

Johnson, B., Shine, K., and Forster, P. (2004). The semi-direct aerosol effect : Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 130(599) :1407–1422.

Kanakidou, M, J H Seinfeld, S N Pandis, I Barnes, F J Dentener, M C Facchini, R Van Dingenen, et al. 2005. « Organic Aerosol and Global Climate Modelling: A Review ». Atmos. Chem. Phys., 71.

Keil, Andreas, et Jim M. Haywood. 2003. « Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI 2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties ». Journal of Geophysical Research: Atmospheres 108 (D13). <https://doi.org/10.1029/2002JD002315>.

Klett, J. D., “Stable Analytical Inversion Solution for Processing Lidar Returns,” Applied Optics, vol. 20, pp. 211–220, 1981. <https://doi.org/10.1364/AO.20.000211>

Koch, D., et A. D. Del Genio. 2010. « Black Carbon Semi-Direct Effects on Cloud Cover: Review and Synthesis ». Atmospheric Chemistry and Physics 10 (16): 7685-96. <https://doi.org/10.5194/acp-10-7685-2010>.

Knorr, Wolfgang, Frank Dentener, Jean-François Lamarque, Leiwen Jiang, et Almut Arneth. 2017. « Wildfire Air Pollution Hazard during the 21st Century ». Atmospheric Chemistry and Physics 17 (14): 9223-36. <https://doi.org/10.5194/acp-17-9223-2017>.

Koren, I., Martins, J. V., Remer, L. A., and Afargan, H. (2008). Smoke invigoration versus inhibition of clouds over the amazon. Science, 321(5891) :946–949.

Labonnote, L.-C., G. Brogniez, M. Doutriaux-Boucher, J.-C. Buriez. J.-F. Gayet et H. Chepfer

- (2000). “Modeling of light scattering in cirrus clouds with inhomogeneous hexagonal monocrystals. Comparison with in-situ and ADEOS-POLDER measurements.” In: *Geophysical research letters* 27.1, p. 113-116.
- Labonne, Mathieu, François-Marie Bréon, et Frédéric Chevallier. 2007. « Injection height of biomass burning aerosols as seen from a spaceborne lidar ». *Geophysical Research Letters* 34 (11). <https://doi.org/10.1029/2007GL029311>.
- Lenoble, J., D. Tanre, P. Y. Deschamps, et M. Herman. 1982. « A Simple Method to Compute the Change in Earth-Atmosphere Radiative Balance Due to a Stratospheric Aerosol Layer ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 39 (11): 2565-76. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1982\)039<2565:ASMTCT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1982)039<2565:ASMTCT>2.0.CO;2)
- Lenoble, J., Herman, M., Deuzé, J.L, Lafrance, B., Santer, R., Tanré, D. (2007). A successive order of scattering code for solving the vector equation of transfer in the earth’s atmosphere with aerosols. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transf.*, 107(3), 479–507.
- Liu, D., Whitehead, J., Alfarra, M.R., Reyes-Villegas, E., Spracklen, D.V., Reddington, C.L., Kong, S., Williams, P.I., Ting, Y-C, Haslett, S., Taylor, J.W., Flynn, M.J., Morgan, W.T., McFiggans, G., Coe, H., Allan, J.D. (2017). Black-carbon absorption enhancement in the atmosphere determined by particle mixing state. *Nature Geosci.*, 10(3), 184–188.
- Mallet, M., Dulac, F., Formenti, P., Nabat, P., Sciare, J., Roberts, G., Pelon, J., Ancellet, G., Tanré, D., Parol, F., Denjean, C., Brogniez, G., di Sarra, A., Alados-Arboledas, L., Arndt, J., Auriol, F., Blarel, L., Bourriane, T., Chazette, P., Chevallier, S., Claeys, M., D’Anna, B., Derimian, Y., Desboeufs, K., Di Iorio, T., Doussin, J.-F., Durand, P., Féron, A., Freney, E., Gaimoz, C., Goloub, P., Gómez-Amo, J. L., Granados-Muñoz, M. J., Grand, N., Hamonou, E., Jankowiak, I., Jeannot, M., Léon, J.-F., Maillé, M., Mailler, S., Meloni, D., Menut, L., Momboisse, G., Nicolas, J., Podvin, T., Pont, V., Rea, G., Renard, J.-B., Roblou, L., Schepanski, K., Schwarzenboeck, A., Sellegri, K., Sicard, M., Solmon, F., Somot, S., Torres, B., Totems, J., Triquet, S., Verdier, N., Verwaerde, C., Waquet, F., Wenger, J., and Zapf, P.: Overview of the Chemistry-Aerosol Mediterranean Experiment/Aerosol Direct Radiative Forcing on the Mediterranean Climate (ChArMEx/ADRIMED) summer 2013 campaign, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 455-504, [doi:10.5194/acp-16-455-2016](https://doi.org/10.5194/acp-16-455-2016), 2016.
- Marle, Margreet J. E. van, Silvia Kloster, Brian I. Magi, Jennifer R. Marlon, Anne-Laure Daniau, Robert D. Field, Almut Arneeth, et al. 2017. « Historic Global Biomass Burning Emissions for CMIP6 (BB4CMIP) Based on Merging Satellite Observations with Proxies and Fire Models (1750–2015) ». *Geoscientific Model Development* 10 (9): 3329-57. <https://doi.org/10.5194/gmd-10-3329-2017>.
- Marquardt Collow, A. B., Miller, M. A., Trabachino, L. C., Jensen, M. P., and Wang, M.: Radiative heating rate profiles over the southeast Atlantic Ocean during the 2016 and 2017 biomass burning seasons, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 10073–10090, <https://doi.org/10.5194/acp-20-10073-2020>, 2020.

- Meloni, D., di Sarra, A., Brogniez, G., Denjean, C., De Silvestri, L., Di Iorio, T., Formenti, P., Gómez-Amo, J. L., Gröbner, J., Kouremeti, N., Liuzzi, G., Mallet, M., Pace, G., and Sferlazzo, D. M.: Determining the infrared radiative effects of Saharan dust: a radiative transfer modelling study based on vertically resolved measurements at Lampedusa. *Atmos. Chem. Phys.*, 18, 4377-4401. <https://doi.org/10.5194/acp-18-4377-2018>, 2018.
- Meyer, K., Platnick, S. and Zhang, Z.: Simultaneously inferring above-cloud absorbing aerosol optical thickness and underlying liquid phase cloud optical and microphysical properties using MODIS, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(11), 5524–5547, [doi:10.1002/2015JD023128](https://doi.org/10.1002/2015JD023128), 2015.
- Mie, G.: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen, *Ann. Phys.*, 330(3), 377–445, [doi:10.1002/andp.19083300302](https://doi.org/10.1002/andp.19083300302), 1908.
- Mishchenko, M.I., Zakharova, N.T., Khlebtsov, N.G., Wriedt, T., Videen, G. (2014). Comprehensive thematic T-matrix reference database: a 2013-2014 update. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 146, 349–354.
- Myhre, G., B. H. Samset, M. Schulz, Y. Balkanski, S. Bauer, T. K. Berntsen, H. Bian, et al. 2013a. « Radiative Forcing of the Direct Aerosol Effect from AeroCom Phase II Simulations ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (4): 1853-77. <https://doi.org/10.5194/acp-13-1853-2013>.
- Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestad, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang, 2013b: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Nadeau, J.P. and Puiggali, J.R. (1995) *Drying: Physical Processes to Industrial Processes*. Lavoisier, Paris.
- Naeher, Luke P., Michael Brauer, Michael Lipsett, Judith T. Zelikoff, Christopher D. Simpson, Jane Q. Koenig, et Kirk R. Smith. 2007. « Woodsmoke Health Effects: A Review ». *Inhalation Toxicology* 19 (1): 67-106. <https://doi.org/10.1080/08958370600985875>.
- Pan, Xiaohua, Charles Ichoku, Mian Chin, Huisheng Bian, Anton Darmenov, Peter Colarco, Luke Ellison, et al. 2019. « Six Global Biomass Burning Emission Datasets: Inter- Comparison and Application in One Global Aerosol Model ». Preprint. *Aerosols/Atmospheric Modelling/Troposphere/Physics* (physical properties and processes). <https://doi.org/10.5194/acp-2019-475>.
- Peers, F., F. Waquet, C. Cornet, P. Dubuisson, F. Ducos, P. Goloub, F. Szczap, D. Tanré, et F. Thieuleux. 2015. « Absorption of Aerosols above Clouds from POLDER/PARASOL,

- Measurements and Estimation of Their Direct Radiative Effect ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 15 (8): 4179-96. <https://doi.org/10.5194/acp-15-4179-2015>.
- Peers, Fanny. 2015. « Caractérisation des propriétés des aérosols au-dessus des nuages et de leur effet direct avec POLDER/PARASOL ». Thesis, Lille 1. <http://www.theses.fr/2015LIL10199>.
- Peers, F., Bellouin, N., Waquet, F., Ducos, F., Goloub, P., Mollard, J., Myhre, G., Skeie, R. B., Takemura, T., Tanré, D., Thieuleux, F., and Zhang, K.: Comparison of aerosol optical properties above clouds between POLDER and AeroCom models over the South East Atlantic Ocean during the fire season, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 3991–4000, <https://doi.org/10.1002/2016GL068222>, 2016.
- Penner, Joyce E. 2019. « Soot, Sulfate, Dust and the Climate — Three Ways through the Fog ». *Nature* 570 (7760): 158. <https://doi.org/10.1038/d41586-019-01791-6>.
- Pistone, K., Wilcox, E. M., Zuidema, P., Giordano, M., Podolske, J., LeBlanc, S. E., Kacenenbogen, M., Howell, S. G., and Freitag, S.: Vertical structure of a springtime smoky and humid troposphere over the Southeast Atlantic from aircraft and reanalysis, *EGUsphere* [preprint], <https://doi.org/10.5194/egusphere-2023-2412>, 2023.
- Putaud J, Raes F, Van Dingenen R, Brüeggemann E, Facchini M, Decesari S, Fuzzi S, Gehrig R, Hueglin C, Laj P, Lorbeer G, Maenhout W, Mihalopoulos N, Mueller K, Querol X, Rodriguez S, Schneider J, Spindler G, Ten Brink H, Toereth K, Wiedensohler A. A European Aerosol Phenomenology. Part 2: Chemical Characteristics of Particulate Matter at Kerbside, Urban, Rural and Background Sites in Europe.. *Atmospheric Environment* 38; 2004. p. 2579-2595. JRC27002
- Quééré, Corinne Le, Robbie M. Andrew, Pierre Friedlingstein, Stephen Sitch, Judith Hauck, Julia Pongratz, Penelope A. Pickers, et al. 2018. « Global Carbon Budget 2018 ». *Earth System Science Data* 10 (4): 2141-94. <https://doi.org/10.5194/essd-10-2141-2018>.
- Ramaswamy, V, C Leovy, H Rodhe, et K Shine. 1991. « Radiative Forcing of Climate », 32.
- Rayleigh, Lord: On the scattering of light by small particles, *Philos. Mag.*, 41(4), 447–454, 1871.
- Reid Colleen E., Brauer Michael, Johnston Fay H., Jerrett Michael, Balmes John R., et Elliott Catherine T. 2016. « Critical Review of Health Impacts of Wildfire Smoke Exposure ». *Environmental Health Perspectives* 124 (9): 1334-43. <https://doi.org/10.1289/ehp.1409277>.
- Reid, J. S., Koppmann, R., Eck, T. F., and Eleuterio, D. P.: A review of biomass burning emissions part II: intensive physical properties of biomass burning particles, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 799–825, <https://doi.org/10.5194/acp-5-799-2005>, 2005.
- Satheesh, S. K., et K. Krishna Moorthy. 2005. « Radiative effects of natural aerosols: A review ». *Atmospheric Environment* 39 (11): 2089-2110. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.029>.

- Schuster, G.L., Lin, B., Dubovik, O. (2009). Remote sensing of aerosol water uptake. *Geophys. Res. Lett.*, 36(3), L03814.
- Schuster, G.L., Dubovik, O., Arola, A. (2016). Remote sensing of soot carbon – Part 1: Distinguishing different absorbing aerosol species. *Atmos. Chem. Phys.*, 16(3), 1565–1585.
- Seinfeld, J.H. et Pandis, S.N. (2012) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley et Fils.
- Siméon, A., Waquet, F., Péré, J.-C., Ducos, F., Thieuleux, F., Peers, F., Turquety, S., and Chiapello, I.: Combining POLDER-3 satellite observations and WRF-Chem numerical simulations to derive biomass burning aerosol properties over the southeast Atlantic region, *Atmos. Chem. Phys.*, 21, 17775–17805, <https://doi.org/10.5194/acp-21-17775-2021>, 2021.
- Solomon, Susan, Martin Manning, Melinda Marquis, et Dahe Qin. 2007. *Climate change 2007- the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. Vol. 4. Cambridge university press.
- Stamnes, K., S.-C. Tsay, W. Wiscombe et K. Jayaweera (1988). “Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media”. In : *Applied optics* 27.12, p. 2502–2509.
- Stier, P., N. a. J. Schutgens, N. Bellouin, H. Bian, O. Boucher, M. Chin, S. Ghan, et al. 2013. « Host Model Uncertainties in Aerosol Radiative Forcing Estimates: Results from the AeroCom Prescribed Intercomparison Study ». *Atmospheric Chemistry and Physics* 13 (6): 3245-70. <https://doi.org/10.5194/acp-13-3245-2013>.
- Sullivan, R. C., Moore, M. J. K., Petters, M. D., Kreidenweis, S. M., Roberts, G. C. and Prather, K. A.: Effect of chemical mixing state on the hygroscopicity and cloud nucleation properties of calcium mineral dust particles, *Atmos. Chem. Phys.*, 9(10), 3303–3316, <https://doi.org/10.5194/acp-9-3303-2009>, 2009.
- Tang, M., Cziczo, D. J. and Grassian, V. H.: Interactions of Water with Mineral Dust Aerosol: Water Adsorption, Hygroscopicity, Cloud Condensation, and Ice Nucleation, *Chem. Rev.*, 116(7), 4205–4259, [doi:10.1021/acs.chemrev.5b00529](https://doi.org/10.1021/acs.chemrev.5b00529), 2016.
- Tanré, D., Bréon, F. M., Deuzé, J. L., Dubovik, O., Ducos, F., François, P., Goloub, P., Herman, M., Lifermann, A., and Waquet, F.: Remote sensing of aerosols by using polarized, directional and spectral measurements within the A-Train: the PARASOL mission, *Atmos. Meas. Tech.*, 4, 1383-1395, [doi:10.5194/amt-4-1383-2011](https://doi.org/10.5194/amt-4-1383-2011), 2011.
- Tian, Hanqin, Chaoqun Lu, Philippe Ciais, Anna M. Michalak, Josep G. Canadell, Eri Saikawa, Deborah N. Huntzinger, et al. 2016. « The Terrestrial Biosphere as a Net Source of Greenhouse Gases to the Atmosphere ». *Nature* 531 (7593): 225-28. <https://doi.org/10.1038/nature16946>.
- Trenberth, Kevin E., John T. Fasullo, et Jeffrey Kiehl. 2009. « Earth’s Global Energy Budget ».

Bulletin of the American Meteorological Society 90 (3): 311-24.
<https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>.

Turco, M., Rosa-Cánovas, J.J., Bedia, J. et al. Exacerbated fires in Mediterranean Europe due to anthropogenic warming projected with non-stationary climate-fire models. *Nat Commun* **9**, 3821 (2018). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06358-z>

Twomey, S.: Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, 8(12), 1251–1256, [doi:10.1016/0004-6981\(74\)90004-3](https://doi.org/10.1016/0004-6981(74)90004-3), 1974.

Twomey, S. 1977. « The Influence of Pollution on the Shortwave Albedo of Clouds ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 34 (7): 1149-52. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1977\)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1977)034<1149:TIOPOT>2.0.CO;2)

Umbria A., Galan M., Munoz M.J., Martin R., 2004, Characterization of atmospheric particles: analysis of particles in the Campo de Gibraltar

Unga, F., Choël, M., Derimian, Y., Deboudt, K., Dubovik, O., Goloub, P. (2018). Microscopic observations of core-shell particle structure and implications for atmospheric aerosol remote sensing. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 123(24), 13944–13962.

Van de Hulst, H. C., *Light scattering by small particles*, New York (John Wiley and Sons), London (Chapman and Hall), 1957. Pp. xiii, 470; 103 Figs.; 46 Tables. 96s. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 84: 198-199. <https://doi.org/10.1002/qj.49708436025>

Wall, Stephen M., John, Walter, Ondo, Joseph L., Measurement of aerosol size distributions for nitrate and major ionic species, *Atmospheric Environment* (1967), Volume 22, Issue 8, 1988, Pages 1649-1656, ISSN 0004-6981, [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(88\)90392-7](https://doi.org/10.1016/0004-6981(88)90392-7).

Waquet, F., Léon, J. F., Goloub, P., Pelon, J., Tanré, D. & Deuzé, J. L. (2005). Maritime and dust aerosol retrieval from polarized and multispectral active and passive sensors. *J. Geophys. Res.*, 110, D10S10. [10.1029/2004JD004839](https://doi.org/10.1029/2004JD004839)

Waquet, F., J. Riedi, L. C. Labonnote, P. Goloub, B. Cairns, J-L. Deuzé, et D. Tanré. 2009. « Aerosol Remote Sensing over Clouds Using A-Train Observations ». *Journal of the Atmospheric Sciences* 66 (8): 2468-80. <https://doi.org/10.1175/2009JAS3026.1> .

Waquet, F., C. Cornet, J-L. Deuzé, O. Dubovik, F. Ducos, P. Goloub, M. Herman, et al. 2013a. « Retrieval of Aerosol Microphysical and Optical Properties above Liquid Clouds from POLDER/PARASOL Polarization Measurements ». *Atmospheric Measurement Techniques* 6 (4): 991-1016. <https://doi.org/10.5194/amt-6-991-2013> .

Waquet, F., F. Peers, F. Ducos, P. Goloub, S. Platnick, J. Riedi, D. Tanré, et F. Thieuleux. 2013b. « Global analysis of aerosol properties above clouds ». *Geophysical Research Letters* 40 (21): 5809-14. <https://doi.org/10.1002/2013GL057482> .

Waquet, Fabien ; Chiapello, Isabelle. Aero-HdF : une campagne aéroportée dédiée aux aérosols et

à la préparation de la mission spatiale européenne 3MI. *La Météorologie*, 123, 7-8, 2023. [10.37053/lameteorologie-2023-0086](https://doi.org/10.37053/lameteorologie-2023-0086)

Wilcox, E. M.: Stratocumulus cloud thickening beneath layers of absorbing smoke aerosol, *Atmos. Chem. Phys.*, 10(23), 11769–11777, [doi:10.5194/acp-10-11769-2010](https://doi.org/10.5194/acp-10-11769-2010), 2010.

Zhang, Ying, Zhengqiang Li, Yuhuan Zhang, Donghui Li, Lili Qie, Huizheng Che, et Hua Xu. 2017. « Estimation of Aerosol Complex Refractive Indices for Both Fine and Coarse Modes Simultaneously Based on AERONET Remote Sensing Products ». *Atmospheric Measurement Techniques* 10 (9): 3203-13. <https://doi.org/10.5194/amt-10-3203-2017>.

Zuidema, Paquita, Ping Chang, Brian Medeiros, Ben P. Kirtman, Roberto Mechoso, Edwin K. Schneider, Thomas Toniazzo, et al. 2016a. « Challenges and Prospects for Reducing Coupled Climate Model SST Biases in the Eastern Tropical Atlantic and Pacific Oceans: The U.S. CLIVAR Eastern Tropical Oceans Synthesis Working Group ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 97 (12): 2305-28. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00274.1>.

Zuidema, Paquita, Jens Redemann, James Haywood, Robert Wood, Stuart Piketh, Martin Hipondoka, et Paola Formenti. 2016b. « Smoke and Clouds above the Southeast Atlantic: Upcoming Field Campaigns Probe Absorbing Aerosol's Impact on Climate ». *Bulletin of the American Meteorological Society* 97 (7): 1131-35. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00082.1>.

