

<logo de l'institut>

UNIVERSITÉ DE LILLE : SCIENCES ET TECHNOLOGIES

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

Unité de recherche **Laboratoire d'Optique Atmosphérique**

Thèse présentée par **Guillaume MERLIN**

Soutenue le **8 décembre 2016**

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille : Sciences et Technologies

Discipline **Physique**

Spécialité **Optique, Lasers, Physico-Chimie, Atmosphère**

Titre de la thèse

Préparation à l'exploitation des observations multi-spectrales, multi-angulaires et polarisées de l'instrument 3MI pour les atmosphères nuageuses

Thèse dirigée par Jérôme RIEDI directeur
Laurent C.-LABONNOTE co-directeur
Céline CORNET co-encadrant

Composition du jury

| | | | |
|----------------------------|----------------------|--|-------------------|
| <i>Rapporteurs</i> | Piet STAMMES | directeur de recherche au Royal Netherlands Meteorological Institute De Bilt | |
| | Cyrille FLAMANT | directeur de recherche au LATMOS | |
| <i>Examineurs</i> | Frédéric SZCZAP | MCF HDR au Laboratoire de Météorologie Physique | |
| | François-Marie BREON | directeur de recherche au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement | président du jury |
| | Julien DELANOE | MCF au LATMOS | |
| <i>Directeurs de thèse</i> | Jérôme RIEDI | professeur au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Laurent C.-LABONNOTE | MCF au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Céline CORNET | MCF HDR au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |

⟨logo de l'institut⟩

UNIVERSITÉ DE LILLE : SCIENCES ET TECHNOLOGIES

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

Unité de recherche **Laboratoire d'Optique Atmosphérique**

Thèse présentée par **Guillaume MERLIN**

Soutenue le **8 décembre 2016**

En vue de l'obtention du grade de docteur de l'Université de Lille : Sciences et Technologies

Discipline **Physique**

Spécialité **Optique, Lasers, Physico-Chimie, Atmosphère**

Titre de la thèse

Préparation à l'exploitation des observations multi-spectrales, multi-angulaires et polarisées de l'instrument 3MI pour les atmosphères nuageuses

Thèse dirigée par Jérôme RIEDI directeur
Laurent C.-LABONNOTE co-directeur
Céline CORNET co-encadrant

Composition du jury

| | | | |
|----------------------------|----------------------|--|-------------------|
| <i>Rapporteurs</i> | Piet STAMMES | directeur de recherche au Royal Netherlands Meteorological Institute De Bilt | |
| | Cyrille FLAMANT | directeur de recherche au LATMOS | |
| <i>Examineurs</i> | Frédéric SZCZAP | MCF HDR au Laboratoire de Météorologie Physique | |
| | François-Marie BREON | directeur de recherche au Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement | président du jury |
| | Julien DELANOE | MCF au LATMOS | |
| <i>Directeurs de thèse</i> | Jérôme RIEDI | professeur au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Laurent C.-LABONNOTE | MCF au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Céline CORNET | MCF HDR au Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |

<logo de l'institut>

UNIVERSITÉ DE LILLE : SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Doctoral School **Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement**

University Department **Laboratoire d'Optique Atmosphérique**

Thesis defended by **Guillaume MERLIN**

Defended on **8th December, 2016**

In order to become Doctor from Université de Lille : Sciences et Technologies

Academic Field **Physics**

Speciality **Optics, Atmosphere**

Thesis Title

**Preparation of the operation of the
multi-spectral multi-angular and
polarized observation of the
instrument 3MI for cloudy
atmospheres**

Thesis supervised by Jérôme RIEDI Supervisor
Laurent C.-LABONNOTE Co-Supervisor
Céline CORNET Co-Monitor

Committee members

| | | | |
|--------------------|----------------------|---|---------------------|
| <i>Referees</i> | Piet STAMMES | Senior Researcher at Royal Netherlands Meteorological Institute De Bilt | |
| | Cyrille FLAMANT | Senior Researcher at LATMOS | |
| <i>Examiners</i> | Frédéric SZCZAP | HDR Lecturer at Laboratoire de Météorologie Physique | |
| | François-Marie BREON | Senior Researcher at Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement | Committee President |
| | Julien DELANOE | Lecturer at LATMOS | |
| <i>Supervisors</i> | Jérôme RIEDI | Professor at Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Laurent C.-LABONNOTE | Lecturer at Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |
| | Céline CORNET | HDR Lecturer at Laboratoire d'Optique Atmosphérique | |

L'Université de Lille : Sciences et Technologies n'entend donner aucune approbation ni improbation aux opinions émises dans les thèses : ces opinions devront être considérées comme propres à leurs auteurs.

Mots clés: nuages, atmosphère, 3mi, satellite, télédétection

Keywords: clouds, atmosphere, 3mi, satellite, teledetection

Cette thèse a été préparée au

Laboratoire d'Optique Atmosphérique
U.F.R de Physique Fondamentale
Université de Lille : Sciences et Technologies
59655 Villeneuve d'Ascq France

PRÉPARATION À L'EXPLOITATION DES OBSERVATIONS MULTI-SPECTRALES, MULTI-ANGULAIRES ET POLARISÉES DE L'INSTRUMENT 3MI POUR LES ATMOSPHÈRES NUAGEUSES**Résumé**

Les nuages constituent une des principales sources d'incertitudes dans les modèles climatiques actuels. Ces incertitudes découlent de la difficulté à établir des paramétrisations permettant d'intégrer correctement les propriétés radiatives des nuages dans les modèles climatiques. Pour améliorer et optimiser ces paramétrisations il est nécessaire de collecter un grand nombre d'informations sur les grandeurs macrophysiques et microphysiques sur la totalité de l'atmosphère terrestre. Nous nous intéressons donc ici aux mesures satellitaires de détection passive, et plus particulièrement aux instruments POLDER, MODIS et 3MI, car ils permettent une vision globale de la planète. POLDER avait la particularité de réaliser des mesures multi-angulaires et polarisées pour plusieurs longueurs d'onde. Cette mission ayant été une réussite, une nouvelle génération est en cours de développement avec l'instrument 3MI, suite de l'instrument POLDER. Le but de ce travail est de déterminer en quoi et dans quelles proportions ces nouvelles mesures permettront de mieux décrire et mesurer les atmosphères nuageuses. Nous avons d'abord déterminé le contenu en information des mesures de 3MI sur les paramètres décrivant un nuage plan, parallèle et homogène, modèle généralement utilisé actuellement. Ce calcul de contenu en information a permis de montrer les avantages des mesures de 3MI à la restitution de ces paramètres. Le modèle de nuage plan, parallèle et homogène ne décrit pas les variabilités des paramètres nuageux horizontales et verticales. Nous avons ainsi développé un modèle de nuage verticalement hétérogène qui peut être décrit à partir de cinq paramètres : l'altitude et l'épaisseur géométrique du nuage, son épaisseur optique, son contenu en eau et un paramètre de forme. L'étude de contenu en information des mesures de 3MI ont démontré, dans tous les cas de nuages étudiés, que la restitution de ces paramètres est possible. Les mesures de cet instrument semblent donc permettre, dans une certaine mesure, de décrire verticalement un nuage.

Mots clés : nuages, atmosphère, 3mi, satellite, télédétection

PREPARATION OF THE OPERATION OF THE MULTI-SPECTRAL MULTI-ANGULAR AND POLARIZED OBSERVATION OF THE INSTRUMENT 3MI FOR CLOUDY ATMOSPHERES**Abstract**

Clouds are a major source of uncertainties in current climate models. These uncertainties arise from the difficulty to establish parametrizations to integrate properly the radiative properties of clouds in climate models. To improve and optimize these parametrizations, it is necessary to collect a large amount of information on macrophysical and microphysical cloud properties on the entire Earth atmosphere. We explore then the satellite passive measurements, and specifically the instruments POLDER, MODIS and 3MI. They allow a Earth global vision. POLDER's particularity was to perform multi-angular and polarized measurements in multiple wavelength. This mission has been a success and a new generation of instrument is developed with the instrument 3MI, follow-up of the instrument POLDER. This work aims to determine how the 3MI measurements could help to describe cloudy atmosphere the most properly. We determined the information content of 3MI measurements on parameters describing plane, parallel and homogeneous clouds. This information content computation allowed to show the advantages of 3MI measurements for the restitution of these parameters. The plane, parallel and homogeneous cloud model do not describe the vertical and horizontal variabilities of the clouds parameters. Then we developed a vertically heterogeneous clouds model depending on five parameters : the cloud top altitude, the cloud geometrical thickness, the optical thickness, the liquid water path and a form parameters. The information content study of the 3MI measurements showed, in all clouds cases studied, that the restitution of these parameters is possible. These measurements seem to allow a description of a vertically heterogeneous cloud.

Keywords: clouds, atmosphere, 3mi, satellite, teledetection

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

U.F.R de Physique Fondamentale – Université de Lille : Sciences et Technologies – 59655 Villeneuve d'Ascq France

Remerciements

Ces quelques paragraphes vont me permettre de remercier les personnes et les organismes qui ont, de près ou de loin, contribué à la réussite de ce travail de thèse.

Avant tout, je tiens à remercier les co-financeurs de cette thèse que sont le CNES et le conseil régional du Nord Pas-de-Calais.

Je voudrais apporter toute ma reconnaissance à Jérôme Riédi, Laurent Labonnote et Céline Cornet, respectivement directeur et encadrants de cette thèse, pour avoir encadré ces travaux et s'être assurés de son bon déroulement. Vous avez su, même si cela a pu être difficile parfois, me guider et me motiver dans les différentes étapes de cette thèse. Merci de m'avoir formé pendant ces quelques années.

Je tiens ensuite à remercier les membres du Jury d'avoir accepté de juger mon travail de thèse : Piet Stammes et Cyrille Flamant, les rapporteurs, ainsi que François-Marie Bréon, Frédéric Szczap et Julien Delanoë, les examinateurs. Merci d'avoir pris le temps de lire et de critiquer mon manuscrit ; vos commentaires ont été très utiles à l'amélioration et à l'enrichissement de celui-ci. Je vous remercie également de votre déplacement lors de ma soutenance et de vos commentaires qui m'ont été très utiles.

Je remercie également mes collègues au LOA pour leur aide et leur accueil durant ces trois années (voir quatre avec mon stage précédent). Je remercie particulièrement François Thieulieux, Romain de Filippi et Christine Deroo pour leur grande aide lors de mes nombreux problèmes informatiques et Nicolas Ferlay pour nos discussions très intéressantes sur la bande A qui m'ont grandement aidées.

Une pensée particulière à Anthony Davis qui m'a donné la chance de travailler avec lui au Jet Propulsion Laboratory. Ce fut une très belle aventure. J'ai beaucoup aimé nos discussions et elles m'ont été d'une très grande aide pour la suite de ma thèse.

Bien sûr, merci à mes collègues thésards, je pense à Quentin, Hélène et Pierre. Ca n'a pas été facile tout le temps et j'ai aimé déprimer avec vous. Une pensée également à tous mes amis que je n'ai pas le courage de citer qui m'ont permis de décompresser dans les moments difficiles.

Je termine enfin, et bien évidemment par ma famille, mes parents, ma soeur Pauline et mon frère Maxime : merci pour tout.

Sommaire

| | |
|--|------------|
| Résumé | xv |
| Remerciements | xvii |
| Sommaire | xix |
| Liste des tableaux | xxi |
| Table des figures | xxiii |
| I Introduction générale | 1 |
| 1 Généralités | 3 |
| 2 Problématique générale | 13 |
| II Instrumentation et méthodes utilisées | 17 |
| 3 Instrumentation | 19 |
| 4 Méthodes utilisées | 31 |
| 5 Théorie du contenu en information et méthode d'inversion | 41 |
| III Les nuages homogènes | 53 |
| 6 Inversion de COT, r_{eff} et v_{eff} | 55 |
| 7 Inversion de CTOP et CGT | 77 |
| IV Les nuages verticalement hétérogènes | 117 |
| 8 Modèle de nuage verticalement hétérogène | 119 |
| 9 Étude de sensibilité | 133 |

| | |
|---|------------|
| 10 Étude de contenu en information | 147 |
| Conclusion | 159 |
| A Adding doubling | 165 |
| B k-distribution | 169 |
| Bibliographie | 171 |
| Table des matières | 181 |

Liste des tableaux

| | | |
|-----|---|-----|
| 3.1 | Bandes spectrales de POLDER et leurs applications | 23 |
| 3.2 | Futures bandes spectrales de 3MI | 29 |
| 8.1 | Paramétrisations des sept cas de nuages étudiés | 131 |

Table des figures

| | | |
|-----|--|----|
| 1.1 | Classification des nuages (OMM) (source : Météo-France) | 6 |
| 1.2 | Classification des nuages (ISCCP) (Rossow and Schiffer, 1991) | 6 |
| 1.3 | Schématisation du cycle de l'eau et de ses différentes étapes (Marchant, 2009) . . | 8 |
| 1.4 | Évolution des précipitations mondiales (IPCC) (Stocker et al., 2013) | 8 |
| 1.5 | Effet radiatif qualitatif des nuages en fonction de l'altitude de leur sommet et de leur base (Marchant, 2009) | 10 |
| 1.6 | Forçage radiatif des différentes espèces atmosphériques (Stocker et al., 2013) . . . | 11 |
| 3.1 | Constellation de satellite A-Train (Source : NASA) | 22 |
| 4.1 | (a) Exemples de fonctions de phase normalisées; (b) exemples de degré de polarisation ($-f_{12} = \frac{P_{12}}{P_{11}}$); (c) identique à (a) pour $f_{44} = \frac{P_{44}}{P_{11}}$; identique à (a) pour $f_{+34} = \frac{P_{34}}{P_{11}}$ (Kokhanovsky et al., 2010) | 35 |
| 4.2 | Représentation des fonctions de phase des différents processus de diffusion. Le rayonnement incident est supposé provenir de la gauche. À gauche, le régime de Rayleigh avec une diffusion relativement isotrope. Au centre, la diffusion de Mie, qui diffuse fortement vers l'avant. À droite, la diffusion de Mie pour des particules encore plus grandes. | 35 |
| 6.1 | Luminances totales visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, de rayon effectif de $10\mu m$, de variance effective de 0.02, pour différentes épaisseurs optiques : COT = 2, 4, 8, 16 et 32. | 65 |
| 6.2 | Luminances totales visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40\mu m$ | 66 |
| 6.3 | Luminances totales SWIR (1600 et 2200 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, de rayon effectif de $10\mu m$, de variance effective de 0.02, pour différentes épaisseurs optiques : COT = 2, 4, 8, 16 et 32. | 67 |
| 6.4 | Luminances totales SWIR (1600 et 2200 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40\mu m$ | 68 |
| 6.5 | Graphique "type Nakajima and King" pour $vza = 50^\circ$, $vaa = 0^\circ$ et $sza = 30^\circ$. . . | 69 |

| | | |
|------|--|-----|
| 6.6 | Luminances polarisées visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu m$ | 70 |
| 6.7 | Luminances polarisées visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de rayon effectif de $10 \mu m$, et pour différentes variances effectives : $v_{eff} = 0.02, 0.04, 0.08$ et 0.16 | 71 |
| 6.8 | Degrés de liberté partiels sur COT, r_{eff} et v_{eff} (différentes lignes), la première ligne représentant l'ordre de sélection, décomposés selon les différentes longueurs d'onde (différentes colonnes) pour COT = 10 | 72 |
| 6.9 | Degrés de liberté partiels sur COT, r_{eff} et v_{eff} (différentes lignes), la première ligne représentant l'ordre de sélection, décomposés selon les différentes longueurs d'onde (différentes colonnes) pour COT = 2 | 73 |
| 6.10 | Graphique "type Nakajima and King" pour $vza = 35^\circ$, $vaa = 0^\circ$ et $sza = 30^\circ$ | 74 |
| 6.11 | Échantillonnages angulaires utilisés | 74 |
| 6.12 | Comparaison de l'information apportée par des mesures mono-angulaires (points) et multi-angulaires (lignes) sur COT (en rouge), r_{eff} (en bleu) et v_{eff} (en vert) . | 75 |
| | (a) AS 1 | 75 |
| | (b) AS 2 | 75 |
| | (c) AS 3 | 75 |
| 7.1 | Modèles de filtre de 3MI. La transmittance est indiquées par une ligne noire. La ligne verte représente le filtre 'out-band' (748.95 - 753.25 nm), la rouge, la 'broad-band' (745 - 785 nm), la bleue, la 'in-' de 3MI (758 - 768 nm), et la jaune, la 'in-band' de MSPI (762.5 - 764.9 nm). | 81 |
| 7.2 | Échantillonnages angulaires (AS) du choix des angles de vue de 3MI et MSPI. | 82 |
| 7.3 | Représentation basique de chemins optiques pour un photon réfléchi par le système atmosphère-surface jusqu'au capteur. La réflexion moléculaire, qui est faible, n'est pas représentée. | 83 |
| 7.4 | Effet d'une variation d'altitude de sommet du nuage (CTOP) sur le rapport de la bande A. CGT= 0.5 km, SZA = 30° , VAA = 0° , (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 100 |
| 7.5 | Effet d'une variation de l'épaisseur géométrique du nuage (CGT) sur le rapport de la bande A. SZA = 30° , VAA = 0° , CTOP = 6 km, (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 101 |
| 7.6 | Look Up Table (LUT) pour différentes CTOP et CGT des moyennes et écarts types angulaires du rapport de la bande A de 3MI. En rouge, valeurs de CTOP, et en noir, les valeurs de CGT (en km) : (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 102 |
| 7.7 | Identique à la figure 7.4 avec un albédo de surface de 0.2. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 103 |
| 7.8 | Identique à la figure 7.5 avec un albédo de surface de 0.2. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 104 |
| 7.9 | Identique aux figures 7.4 et 7.7 avec un albédo de surface de 0.8. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 105 |
| 7.10 | Identique aux figures 7.5 et 7.8 avec un albédo de surface de 0.8. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. | 106 |

| | | |
|------|---|-----|
| 7.11 | Comparaison de contenu en information pour 3MI et MSPI. Degrés de liberté partiels et erreurs a posteriori de la bande A de (a) 3MI avec la configuration utilisant thin-band sur broad-band, (b) 3MI avec la méthode in-band sur out-band, et (c) MSPI, utilisant la méthode in-band ou out-band avec un filtre différent, et 9 angles de vue au lieu de 14 pour 3MI. $COT = 16$, $r_{eff} = 12 \mu m$, $v_{eff} = 0.02$, $SZA = 30^\circ$, orbite/AS 1. | 107 |
| 7.12 | Comparaison entre les rapports de la bande A mono et multi-angulaires avec la configuration de MSPI : (a) DOF des mesures mono-angulaires ($VZA = 0^\circ$, nadir), (b) est la même que (a) avec une déviation standard a priori sur CTOP diminuée (0.5 km), et (c) semblable à (b) pour des mesures multi-angulaires (orbit/AS 1). $COT = 16$, $r_{eff} = 12 \mu m$, $v_{eff} = 0.02$, $SZA = 30^\circ$ | 108 |
| 7.13 | Contenu en information de la bande A de 3MI pour différentes épaisseurs optiques : (a) $COT = 1$, (b) $COT = 4$, (c) $COT = 16$. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite). | 109 |
| 7.14 | Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différents facteurs d'asymétrie : (a) $g = 0.5$, (b) $g = 0.7$, (c) $g = 0.9$. Degrés partiels de liberté (DOF) pour CTOP (à gauche) et pour CGT (droite). | 109 |
| 7.15 | Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différentes orbites, c'est à dire d'échantillonnage angulaire : (a) AS 1, (b) AS 2, (c) AS 3. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite). | 110 |
| 7.16 | Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différents angles zénithaux solaires : (a) $SZA = 0^\circ$, (b) $SZA = 30^\circ$, (c) $SZA = 60^\circ$. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite). | 111 |
| 7.17 | Identique à la figure 7.13 avec un albédo de 0.2. | 111 |
| 7.18 | Identique aux figures 7.13 et 7.17 avec un albédo de 0.8. | 112 |
| 7.19 | Contenu de la bande A et des luminances visibles totales et polarisées de 3MI pour différentes $COTs$: (a) $COT = 1$, (b) $COT = 4$, (c) $COT = 16$. DOFs partiels pour COT (gauche), CTOP (centre) et CGT (droite). | 113 |
| 7.20 | Même figure que la figure 7.19 avec une surface lambertienne d'albédo 0.2 | 114 |
| 7.21 | Même figure que les figure 7.19 et 7.20 mais avec une surface lambertienne d'albédo 0.8 | 115 |
| 8.1 | Profil vertical de LWC simulés (LES) (en rouge) et modèle de LWC en "triangle" (en rouge) | 125 |
| 8.2 | Profil de LWC en triangle (en rouge) vs. simulations (en noir) adapté de Pujol et al. (2007) | 126 |
| 8.3 | Profil de concentration en particules (a), de contenu en eau (b) et de rayon effectif (c) obtenu à partir d'un modèle de LES (Miller et al., 2016) | 127 |
| 8.4 | Profils moyens d'extinction obtenus à partir des mesures de Cloudsat pour les neuf types de nuages du classement de l'ISCCP (Henkel et al., 2013) | 129 |
| 8.5 | Représentation des profils de rayons effectifs (noir) et d'extinction (bleu) pour les sept cas de nuages étudiés à partir de la paramétrisation décrite précédemment. | 130 |
| 9.1 | Étude sensibilité à CGT. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour CGT = 0.2, 0.3, 0.4, 0.5 et 0.6 km. | 137 |

| | | |
|------|--|-----|
| 9.2 | Étude sensibilité à CTOP. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour CTOP = 1.2, 2, 3, 4, 5 et 6 km. | 139 |
| 9.3 | Étude sensibilité à COT. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour COT = 8, 10, 12, 14, 16 et 16.8 | 141 |
| 9.4 | Étude sensibilité à p. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour p = 0, 0.15, 0.25, 0.5, 0.75 et 1. | 144 |
| 9.5 | Étude sensibilité à LWP. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour LWP = 60, 100, 140, 160, 180 et 200 kg.m^{-2} | 146 |
| 10.1 | Étude du contenu en information des mesures de 3MI (I_{vis} , $L_{p,vis}$, I_{SWIR} , $L_{p,SWIR}$ et R_{Aband}) sur les cinq paramètres du modèle de nuage verticalement hétérogène (CGT, CTOP, COT, p et LWP) pour les sept cas de nuages étudiés (Altostratus (a), Altostratus (b), Nimbostratus (c), Cumulus (d), Stratocumulus (e), Stratus (f) et LES de Miller et al. (2016) (g) | 151 |
| 10.2 | Évolution des DOFs sur CGT, CTOP, COT, p et LWP avec le bruit supplémentaire du aux erreurs sur le modèle avec un bruit minimum de 10^{-4} | 155 |
| 10.3 | Évolution des DOFs sur CGT, CTOP, COT, p et LWP avec le bruit supplémentaire du aux erreurs sur le modèle avec un bruit minimum de 10^{-3} | 156 |
| A.1 | Schématisation des phénomènes de réflexion et de transmission dans une couche atmosphérique pour une luminance incidente au sommet et à la base de celle-ci. (Sourdeval, 2012) | 166 |
| A.2 | Schématisation du fonctionnement de la méthode Adding pour deux couches d'épaisseurs optiques 1 et 2. (Sourdeval, 2012) | 167 |

Première partie

Introduction générale

Généralités

1.1 Historique de la météorologie

La météorologie a toujours joué un rôle fondamental dans le déroulement de l'histoire de l'Humanité. Par exemple, lorsqu'il y a 12000 ans, à la fin de la dernière glaciation, des tribus d'Asie de chasseurs cueilleurs ont traversé le détroit de Béring et peuplé les amériques grâce au recul des glaciers. La planification des variations saisonnières a également permis le développement de l'agriculture et transforma les hommes de chasseurs-cueilleurs en agriculteurs sédentaires. Mais des épisodes de météo extrêmes ont également eu des effets néfastes sur l'Humanité. C'est une sécheresse catastrophique qui mit fin à l'une des premières civilisations, celles des Akkadiens de Mésopotamie, vers environ 2100 av. J.-C.. Lors des grandes campagnes militaires, la météo fut un élément déterminant. En 1274, un typhon fit échouer l'invasion mongole du Japon et en juin 1944, en Normandie, le mauvais temps détourna l'attention des Allemands et le débarquement allié put avoir lieu.

Il faut attendre l'apparition des premières civilisations et de l'écriture pour que soit établie l'influence du climat sur la société. Toutefois, les hommes ont toujours levé les yeux vers le ciel et observer les nuages et leurs mouvements. Les Romains allaient même jusqu'à décider de l'emplacement d'une ville ou de partir en guerre à partir de l'interprétation des éclairs par les augures. Les prévisions ont toujours été essentielles à ceux dont la survie en dépendait. Notre connaissance de la météorologie avant la révolution scientifique des *XVI^e* et *XVII^e* siècles

repose largement sur les observations faites par des hommes curieux et passionnés. En 350 av. J.-C., dans son traité *Meteorologica*, le philosophe Aristote décrit le cycle de l'eau. Cependant, ce n'est pas avant le *XVII^e* siècle que l'on se met à recueillir des informations scientifiques et quantitatives. Les premiers thermomètres et baromètres datent du milieu du *XVI^e* siècle, durant la révolution scientifique. La découverte des lois fondamentales de la physique par les plus remarquables scientifiques de l'époque ouvre la voie aux premières descriptions des phénomènes atmosphériques et océaniques.

La seconde moitié du *XIX^e* siècle voit la création des premiers services météo. Dès 1885, l'astronome français Le Verrier proposa de mettre en place un réseau de bulletins télégraphiques relayé par l'Observatoire de Paris, destiné à prévoir l'arrivée des tempêtes. Les premières cartes synoptiques sont élaborées en 1860 par le météorologue anglais Robert Fitzroy (1805-1865), et restent une référence. Au début du *XX^e* siècle, l'école norvégienne de météorologie, sous la conduite de Vilhelm Bjerknes (1862-1951), synthétise l'ensemble des informations et met en avant la notion de fronts et de masse d'air, et leurs impacts sur la météo. À la même époque, le physicien Lewis Fry Richardson (1881-1953) est le premier à appliquer des lois mathématiques aux prévisions météorologiques ; méthode qui est toujours employée aujourd'hui pour la modélisation.

Avec l'essor de l'aviation, mieux connaître l'atmosphère devient une priorité. Vers 1930, les premiers ballons-sondes sont utilisés pour transmettre des informations et pour comprendre le lien entre la circulation de l'air en altitude (courant jet) et les phénomènes de surface. Dans la période de l'après-guerre, le développement de l'informatique bouleverse les prévisions météorologiques. Depuis, un grand nombre de programmes internationaux de coopération, et le perfectionnement des ordinateurs, contribuent, toujours de nos jours, aux progrès de la météorologie.

La couverture nuageuse joue un grand rôle dans le système terre-atmosphère. Sans nuage, l'eau douce facilement accessible dans les lacs, les rivières et les nappes phréatiques disparaîtrait en quelques mois. La répartition de la chaleur entre l'équateur, les régions tempérées et les régions polaires serait modifiée. La terre deviendrait une planète aride, battue par des vents violents et affrontant des températures extrêmement contrastées, plus torrides dans les régions intertropicales, plus glaciales aux latitudes polaires et dans les régions actuellement tempérées.

L'étude et l'amélioration des mesures sur celle-ci est indispensable à une meilleure compréhension des phénomènes météorologiques et de l'évolution du climat.

1.2 Classification des nuages

Les nuages ont des formes multiples, contiennent des gouttelettes liquides ou des particules de glace, sont d'apparence paisible ou menaçante, apportent des pluies bienfaisantes, des averses violentes ou des orages destructeurs. Ces caractéristiques dépendent à la fois de leur altitude, de la stabilité de leur environnement et de la nature des mécanismes qui les ont engendrées. Il est ainsi possible de les classer selon leurs différents aspects et particularités.

Dès 1803, un nombre limité de formes caractéristiques était identifié par Luke Howard qui proposait une première classification des nuages (Howard, 1803). Le premier *Atlas international des nuages* a été publié en 1896 sous la direction de Léon Teisserenc de Bort. Des noms évocateurs y sont utilisés pour désigner les *principaux caractères* des nuages. Ainsi les termes "stratus" ou "strato-" (qui signifie étendu), "cumulus" ou "cumulo-" (qui signifie amas) et "cirrus" et "cirro-" (qui signifie filament) font référence à la forme du nuage et aux éléments qui le composent. Les termes "nimbus" (qui signifie nuage) ou "nimbo-" marquent l'aspect menaçant, alors que le préfixe "alto-" indique une altitude élevée.

L'Organisation Météorologique Mondiale (OMM), dans son édition la plus récente de l'Atlas se base sur l'altitude des nuages et en distingue dix types réparties dans trois niveaux de l'atmosphère (inférieur, moyen et supérieur) (Figure 1.1). Le classement des nuages suivant ces trois niveaux de l'atmosphère peut être assez complexe ; en effet, certains peuvent se retrouver dans plusieurs niveaux. Ainsi, les nimbostratus se trouvent dans le niveau moyen mais peuvent s'étendre vers le haut ou le bas. De même, les cumulonimbus et les cumulus, dont la base est toujours située dans la couche basse de l'atmosphère peuvent représenter des développements verticaux importants et s'étendre jusqu'aux couches hautes de la troposphère.

Ce classement, basé notamment sur l'aspect des nuages, est très utilisé cependant, pour les travaux scientifiques, une classification avec des critères de distinction précis est utile. Dans cette étude, nous serons donc amenés à utiliser la nomenclature établie par l'*International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP)* (Rossow and Schiffer, 1991). Celle-ci distingue neuf types

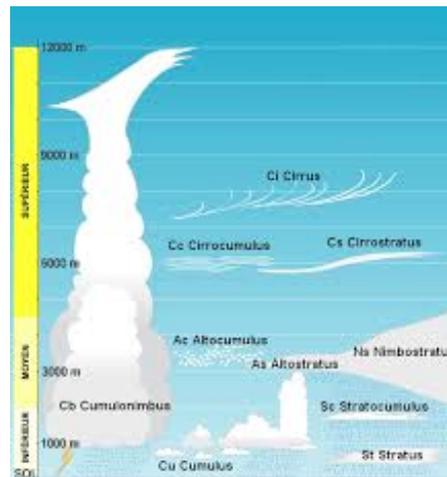


FIGURE 1.1 – Classification des nuages (OMM) (source : Météo-France)

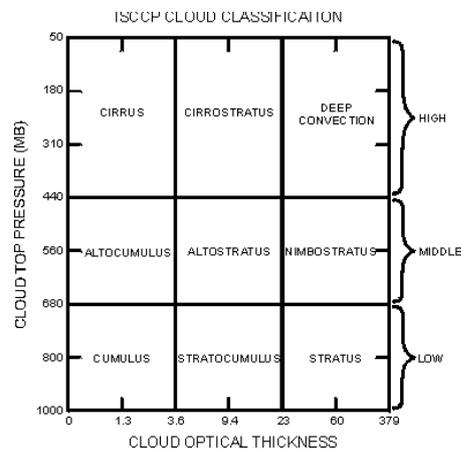


FIGURE 1.2 – Classification des nuages (ISCCP) (Rossow and Schiffer, 1991)

nuageux à nouveau répartis sur trois niveaux de l'atmosphère. Les différents types, rappelés sur la figure 1.2 sont distingués grâce à des critères sur la pression de sommet des nuages et leur épaisseur optique (cf 4.1.1).

1.3 Rôle des nuages dans le cycle hydrologique

Les nuages participent évidemment au cycle de l'eau permettant la répartition des réserves d'eau douce sur la planète. L'atmosphère contribue à la répartition spatiale des précipitations en favorisant le transport de l'eau depuis le sol ou les océans vers les strates moyennes et élevées de

la troposphère, des régions océaniques vers les régions continentales, puis de nouveau vers le sol par le biais des nuages et des précipitations.

Au total l'eau de notre planète occuperait, sous forme liquide, un volume d'environ 1.4 milliard de kilomètres cubes. Plus de 97% de cette eau est contenue dans les océans et dans les lacs salés. Moins de 3% se retrouve sous forme d'eau douce, dont la majeure partie est stockée dans les régions polaires ou dans les glaciers (plus de 75%) et dans les sols profonds (près de 25%) où elle reste difficile d'accès. L'eau douce facilement récupérable, celle que l'on trouve dans les rivières, les lacs, les retenues d'eau artificielles et les nappes phréatiques peu profondes, ne représente que 130 000 kilomètres cubes, soit environ 0.33% du total de l'eau douce.

La quantité d'eau, ramenée sous forme liquide, contenue dans l'atmosphère est encore plus faible et représente 12000 kilomètres cubes, soit à peine un cent millième de l'eau totale de notre planète. Cette quantité est faible par rapport à nos besoins mais elle est sans cesse renouvelée. Ce n'est pas un espace de stockage mais un espace de transition et de transport. Une molécule d'eau n'y séjourne en moyenne qu'une dizaine de jours (temps de cycle atmosphérique moyen). Pendant ce temps, elle subit toutes les transformations associées, en passant par des phases d'évaporation, de transport, de condensation et de précipitation (Figure 1.3). Malgré cette faible quantité d'eau contenue dans l'atmosphère, ce cycle est indispensable au renouvellement des sources d'eau douce. Sans les nuages et les précipitations, ces réserves d'eau douce s'épuiseraient en quelques mois et ne pourraient plus répondre à nos besoins.

Les équilibres qui assurent le maintien du climat actuel de la planète sont fragiles. Dans certaines régions du globe, l'homme a provoqué une désertification en modifiant les écosystèmes. De son côté le réchauffement climatique pourrait modifier fortement la répartition des précipitations et l'accès à l'eau douce dans certaines régions (Figure 1.4). C'est pourquoi l'étude et la mesure sur ce cycle de l'eau est importante pour la prévision de ces changements et pour prévenir du manque ou de surplus de précipitations sur le globe.

Les nuages jouent également un rôle déterminant sur le climat puisqu'ils sont les principaux modulateurs des rayonnements solaire et tellurique et qu'ils jouent un rôle de premier plan dans le bilan radiatif terrestre. Ils recouvrent en permanence les deux tiers de la planète et ont donc un effet important sur le bilan radiatif terrestre.

L'effet radiatif des nuages est défini comme la différence entre le flux radiatif réel au sommet

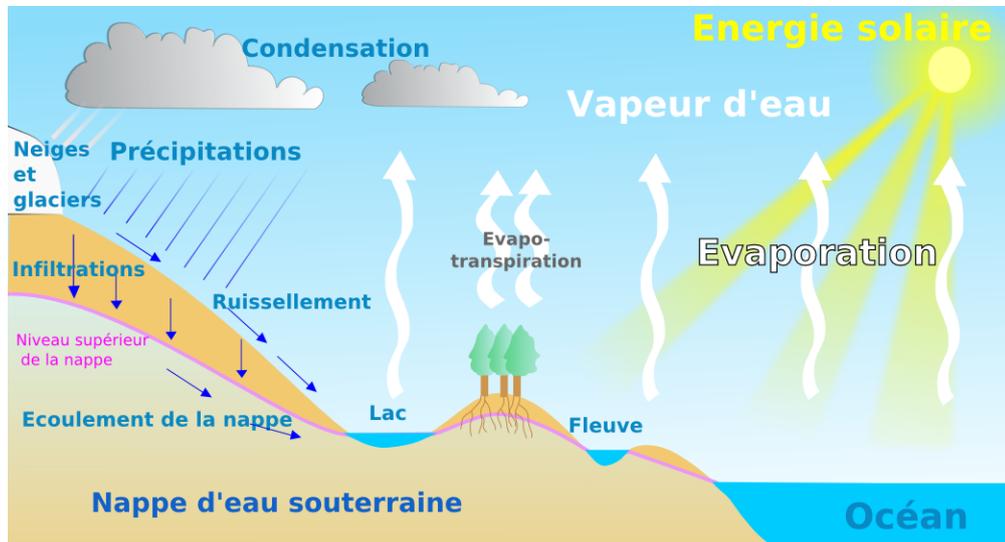


FIGURE 1.3 – Schématisation du cycle de l'eau et de ses différentes étapes (Marchant, 2009)

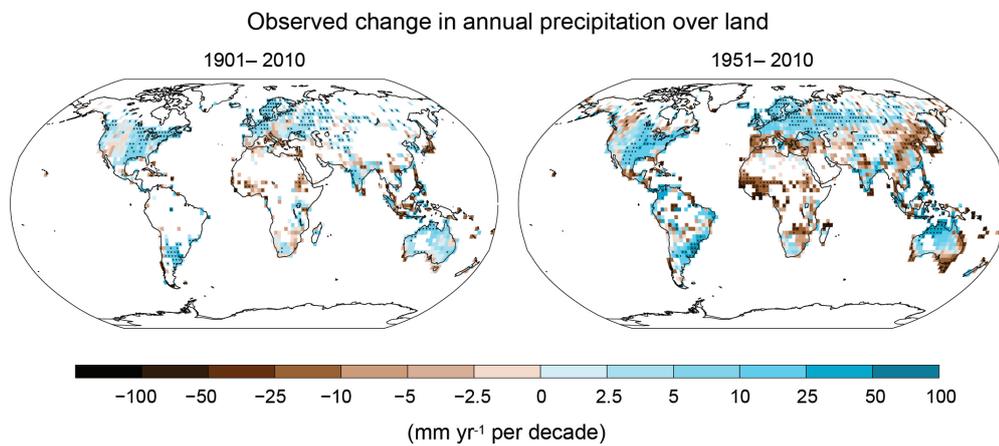


FIGURE 1.4 – Évolution des précipitations mondiales (IPCC) (Stocker et al., 2013)

de l'atmosphère (F) et ce qu'il serait s'il n'y avait pas de nuages (F_{clair}) (Ramanathan et al., 1989) et peut être estimé grâce à des mesures satellitaires en comparant les flux sortants au sommet de l'atmosphère par ciels clair et nuageux. Le forçage radiatif des nuages s'exprime sous la forme : $FRN = F_{clair} - F$, cependant on distingue généralement le forçage radiatif des nuages dans les ondes courtes (SW) et dans les longues (LW) :

$$FRN = FRN_{SW} + FRN_{LW} \quad (1.1)$$

Cette distinction s'explique par les deux effets antagonistes des nuages sur le rayonnement. D'une part, les nuages réfléchissent et absorbent une partie du rayonnement solaire visible (SW), ce processus, appelé *effet d'albédo*, diminue la quantité d'énergie qui atteint la surface. D'autre part, les nuages absorbent du rayonnement tellurique infrarouge (LW) qu'ils réémettent vers la surface (*effet de serre*) et l'espace. En moyenne, la perte de rayonnement en ondes courtes ($-47.5 \pm 3W m^{-2}$) est plus grande que la capture des ondes longues ($-26.4 \pm 4W m^{-2}$) (Stephens et al., 2012) et par conséquent les nuages ont un effet de forçage radiatif négatif (refroidissement) du système climatique. Cependant ces valeurs sont des moyennes et le bilan radiatif net des nuages varie fortement avec les latitudes et avec les saisons mais aussi selon les propriétés macrophysiques et microphysiques des nuages. Par exemple (Figure 1.5) les nuages hauts et fins sont transparents pour les ondes courtes et ont un faible effet d'albédo. Par contre, ils ont un fort effet de serre puisqu'ils absorbent fortement le rayonnement émis par la terre (infrarouge) et le réémettent vers le sol et l'espace. En effet, leur température étant éloignée de la température de surface, l'absorption des infra-rouges thermiques terrestres est important pour ces nuages hauts. Ce type de nuage a donc plutôt tendance à contribuer au réchauffement des basses couches de l'atmosphère, le forçage étant d'autant plus important que la différence de température entre le sol et le nuage est grande. En revanche, les nuages bas et épais, ont un effet d'albédo important c'est à dire réfléchissent le rayonnement solaire. De plus, ayant une température proche de celle du sol, ils contribuent peu à l'effet de serre. Ces nuages ont tendance à refroidir la planète (Figure 1.5). L'étendue verticale des nuages, ou leur épaisseur géométrique, a également son importance. Ainsi, les cumulonimbus ont une base basse, conduisant à un fort effet de serre réchauffant, et un sommet haut conduisant à un fort effet "parasol" refroidissant.

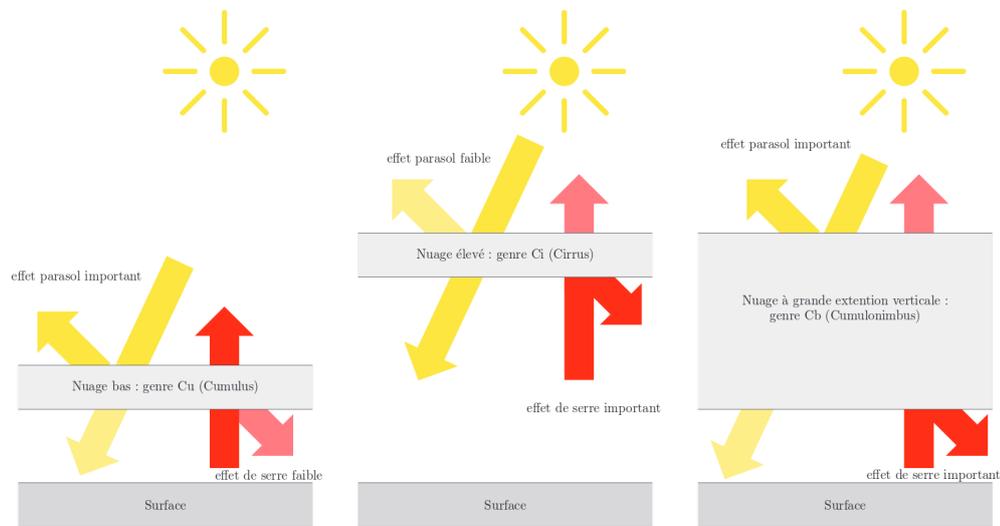


FIGURE 1.5 – Effet radiatif qualitatif des nuages en fonction de l’altitude de leur sommet et de leur base (Marchant, 2009)

Enfin, le rôle des nuages est d’autant plus complexe et important qu’ils sont le siège de rétroactions complexes. Ainsi, un changement de la température de surface, suite à une augmentation de la concentration d’un gaz à effet de serre par exemple, engendre des modifications de toutes les variables climatiques (vent, humidité, précipitations, couverture nuageuse, circulation troposphérique...). Or ces changements peuvent altérer la couverture nuageuse et ses propriétés radiatives, et donc le forçage radiatif des nuages, entraînant une modification de la température. Ces rétroactions sont considérées depuis plus de quinze ans comme l’une des principales sources d’incertitudes dans les prévisions du changement climatique (Stephens, 2005; Bony et al., 2006) (Figure 1.6), c’est pourquoi, la compréhension et l’évaluation des processus physiques qui gouvernent la réponse de la distribution des nuages et de leurs propriétés radiatives à un changement climatique est d’une importance capitale pour la prévision du climat.

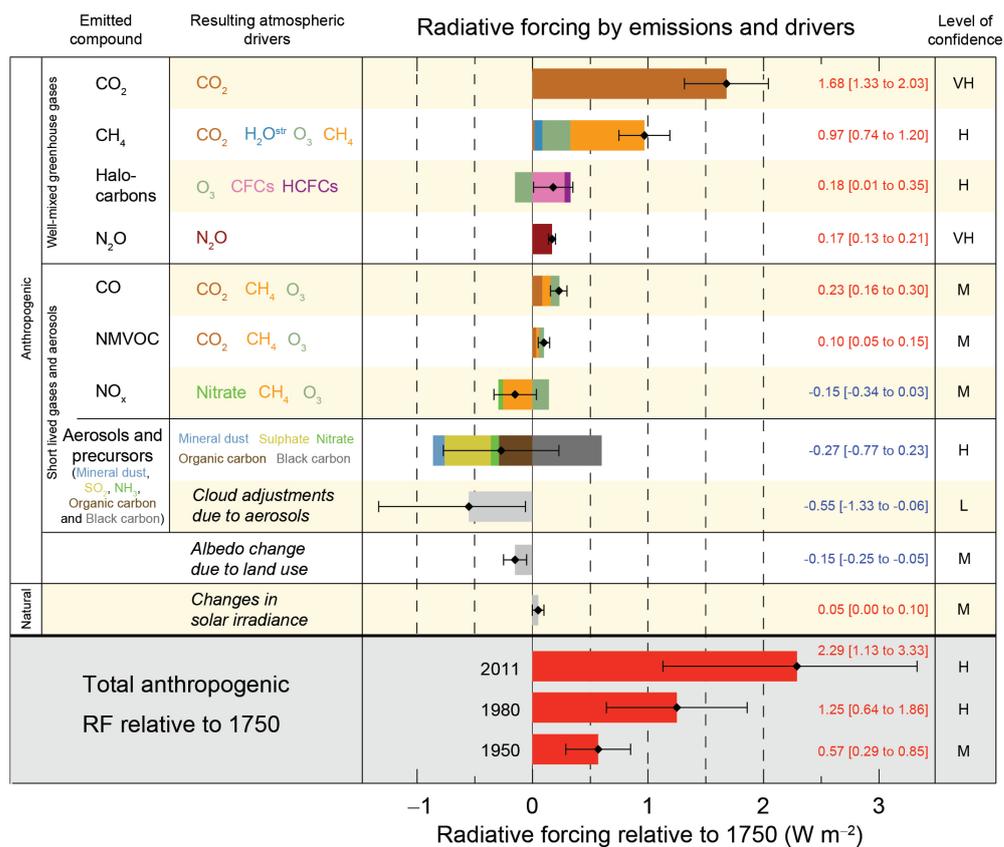


FIGURE 1.6 – Forçage radiatif des différentes espèces atmosphériques (Stocker et al., 2013)

Problématique générale

2.1 Description générale du problème

Il existe un important nombre d'études sur les nuages qui sont un paramètre clé du système climatique. Ces études concernent la modélisation à différentes échelles, les mesures in situ, aéroportées ou au sol... Nous nous intéressons ici aux mesures satellitaires de détection passive (dont la source de rayonnement est naturelle). En effet, celles-ci permettent une vision globale de la planète et ont une plus grande couverture que les mesures satellitaires de détection active (qui ont leur propre source). Dans cette optique l'observatoire spatiale franco-américain "A-Train" a été mis en place. Nous nous focalisons plus particulièrement sur l'instrument POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance) sur le satellite PARASOL (Polarisation et Anisotropie des Reflectances au sommet de l'Atmosphère), couplées avec un Satellite d'Observation emportant un Lidar. Cet instrument était dédié à l'étude des aérosols, des nuages et de la vapeur d'eau et a permis des mesures jusqu'en 2013. Il avait la particularité de réaliser des mesures multi-angulaires et polarisées pour plusieurs longueurs d'onde. Cette mission ayant été une réussite, une nouvelle génération est en cours de développement avec l'instrument 3MI (Multi-viewing, Multi-channel, Multi-polarisation Imager), suite de l'instrument POLDER, qui sera lancé à l'horizon 2020 sur la plateforme METOP-SG-A qui sera une des composantes spatiales de l'EPS-SG (EUMETSAT Polar System-Second Generation). 3MI effectuera le même

type de mesures que POLDER mais étendues au SWIR (Short Wave Infra-Red). Le but de notre travail est de déterminer en quoi et dans quelles proportions ces nouvelles mesures permettront de mieux décrire les atmosphères nuageuses.

À l'heure actuelle, la plupart des algorithmes restituant les paramètres nuageux et utilisant les mesures passives existantes, considère les nuages comme totalement homogènes. Ils permettent ainsi de restituer plusieurs paramètres (phase, taille des gouttelettes ou des cristaux, phase, épaisseur optique...) mais avec certaines limitations et de larges erreurs. On peut citer, par exemple, les incohérences entre les mesures passives et les mesures actives (Delanoë and Hogan, 2008). Ces dernières sont en général plus précises, particulièrement sur le profilage vertical des nuages, et ne donnent pas les mêmes résultats que les mesures passives sur la quantité d'eau dans les nuages (Seethala and Horvath, 2010; Borg and Bennartz, 2007). Il y a également un désaccord sur les inversions entre les différentes longueurs d'onde des instruments passifs du à leurs différentes sensibilités ; les valeurs des paramètres inversés sont parfois différentes suivant le canal utilisé pour ces inversions, comme pour la taille des gouttelettes nuageuses (Platnick, 2000; Zhang and Platnick, 2011; Seethala and Horvath, 2010). Ces incohérences sont principalement dues à l'hypothèse forte de nuage homogène horizontalement et verticalement. Des études récentes permettent de prendre en compte de manière analytique et simplifiée les hétérogénéités nuageuses comme le profil vertical qui ont été réalisées à partir de l'instrument MODIS (MODerate resolution Imaging Spectrometer) (Chang, 2003). Les futurs instruments comme 3MI devraient permettre une meilleure caractérisation des nuages de part leur plus grand nombre de mesure et leur précision. C'est l'objectif principal de ce travail de thèse.

2.2 Objectifs et approche de notre étude

L'instrument 3MI est principalement dédié à l'étude des aérosols mais certaines de ces caractéristiques et propriétés peuvent être très utiles à l'étude des nuages tout comme l'a été son prédécesseur POLDER. Par exemple, l'extension des mesures multi-angulaires et polarisées vers le SWIR devrait permettre d'apporter de l'information sur la taille des gouttelettes nuageuses complémentaires à celle apportée par la polarisation. Le but principal de cette thèse est donc de déterminer à quel point et comment cet instrument permettra de mieux contraindre un ensemble

de paramètres permettant de décrire de manière plus réaliste les propriétés de la couverture nuageuse.

Dans la première partie, nous décrirons les observatoires spatiaux "A-Train" et EPS-SG ainsi que leurs différents satellites et instruments. Certains instruments comme POLDER ou MODIS permettent d'avoir une idée de l'apport de l'instrument 3MI de par leurs caractéristiques communes avec ce dernier. Il est donc important de faire un bilan de ces deux missions. De plus l'instrument 3MI sera accompagné d'autres instruments sur la mission EPS-SG et la complémentarité de ceux-ci pourrait-être utile à l'étude des nuages. Il est donc important de connaître toutes les composantes de cette mission. Dans un deuxième temps, dans cette même partie, nous présenterons la méthode utilisée pour l'étude des mesures de 3MI et l'inversion permettant de déterminer les paramètres nuageux. Cette méthode, appelée méthode d' "estimation optimale", permet de décrire un contenu en information de mesures satellitaires sur des paramètres nuageux. Cette étude de contenu en information utilise le même formalisme que la méthode d'inversion ce qui nous permettra de tester et d'étudier quelques exemples d'inversions.

Dans la deuxième partie, nous étudierons les mesures de 3MI pour l'inversion des paramètres nuageux utilisant le modèle de nuage plan-parallèle et homogène. En effet, même en utilisant ce modèle, les mesures actuelles ne permettent pas de déterminer tous les paramètres dans tous les cas. L'extension des mesures multi-angulaires vers le SWIR pourrait permettre par exemple d'améliorer la détermination de la microphysique et de l'épaisseur optique nuageuse qui est difficile pour certaines géométries mono-angulaires. Cette caractéristique sera comparée aux mesures mono-angulaires de "type" 3MI. Nous étudierons également les capacités de cet instrument à restituer l'extension verticale du nuage. Nous utiliserons pour cela les mesures dans la bande A de l'oxygène qui ont les mêmes caractéristiques que celles de POLDER. La méthode d'estimation optimale nous permettra de développer une nouvelle méthode d'inversion de l'altitude, de l'épaisseur géométrique et optique de nuages.

Comme mentionné précédemment, l'hypothèse de nuage plan parallèle homogène pose quelques problèmes de cohérence entre les différentes longueurs d'onde. De plus, on peut remarquer de nombreuses incohérences entre les inversions des instruments passifs tels que MODIS ou POLDER sous cette hypothèse et celles des instruments actifs. On entrevoit donc la nécessité de complexifier ce modèle de nuage. Nous développerons dans la troisième partie une

première modélisation simple du profil vertical nuageux à partir des résultats de mesures actives et de simulations thermodynamiques de nuages. Ce modèle permet de décrire entièrement mais de façon approximative un nuage verticalement hétérogène avec cinq paramètres que nous présenterons. Suite au développement, nous testerons la sensibilité des mesures de 3MI à ces paramètres pour avoir une vision qualitative des capacités de 3MI à inverser un profil nuageux. Nous procéderons à une étude de contenu en information sur sept types de nuages correspondant au classement de l'ISCCP pour des nuages liquides et à un exemple de simulation de nuages résultant d'un modèle LES (Large-Eddy Simulation) (Miller et al., 2016). Nous mènerons une étude d'impact des erreurs liées à notre modèle sur le contenu en information. Nous discuterons ensuite des améliorations et des complexifications possibles de notre modèle pour qu'il soit plus proche de la réalité.

Nous présenterons dans un dernier chapitre les conclusions de ce travail de thèse et discuterons des différentes perspectives possibles.

Deuxième partie

**Instrumentation et méthodes
utilisées**

Instrumentation

De nombreux moyens de mesures de l'atmosphère, et plus particulièrement des nuages, sont à notre disposition. Nous pouvons séparer ces mesures en trois principaux groupes : les mesures au sol, aéroportées et satellitaires. Les premières peuvent être continues mais sont ponctuelles ; elles ne permettent pas une vision globale de la planète. Elles sont utiles pour des cas particuliers et permettent dans certains cas d'étalonner des satellites. Les mesures aéroportées radiométriques sont également très localisées et assez rares. Elles sont aussi utiles pour des études de cas, pour tester les futurs instruments satellitaires et permettent également de capter directement les particules atmosphériques. Ils existent aussi des mesures aéroportées in situ, qui sont complémentaires des précédentes.

Les mesures satellitaires, qui nous intéressent ici, peuvent également être réparties en sous-groupes. On peut tout d'abord distinguer les satellites géostationnaires et héliosynchrones. Les premiers sont en orbite à 36000 kilomètres d'altitude ce qui leur permet d'observer le même endroit sur la planète toute la journée. Ces satellites sont principalement utilisés en météorologie. Les satellites héliosynchrones sont en orbite entre 200 et 1680 km ; ils permettent de réaliser des mesures sur toute la planète en quelques jours.

Les instruments installés sur ces satellites peuvent également être divisés en deux groupes : les instruments actifs (ayant leur propre source de rayonnement comme le RADAR ou le LIDAR) et les instruments passifs (mesurant directement le rayonnement naturel issu ou réfléchi par

l'atmosphère). Les seconds, même s'ils induisent le plus souvent des incertitudes plus importantes sur les profils verticaux nuageux, permettent d'obtenir une plus large couverture spatiale et donc une représentativité statistique accrue.

3.1 Instruments actuels : A-Train

L'A-train (Afternoon Constellation) est une constellation de satellites devant comporter six satellites franco-américains d'observation de la Terre, en orbite héliosynchrone circulaire et quasi-polaire (inclinaison de 98.2°), situés à 705 km d'altitude et de période de rotation de 98.5 minutes, espacés de quelques secondes à quelques minutes d'intervalles. Chaque satellite avait une mission spécifique, mais leurs données combinées fournissent des informations exhaustives sur la constitution de l'atmosphère (nuages, gaz, molécules et aérosols) ainsi que sur l'évolution du climat. Les satellites présents dans cette constellation ont évolué au cours des années mais on peut citer :

- AQUA ou EOS/PM1 : Satellite de la NASA mis en orbite en 2002 et toujours en fonctionnement. Sa mission porte principalement sur l'étude du cycle de l'eau, c'est à dire des précipitations et des processus d'évaporation. Il transporte six instruments : l'AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-EOS), un radiomètre à micro-ondes ; MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer), un spectroradiomètre imageur à résolution modérée (cet instrument sera décrit plus précisément dans la suite) ; AMSU-A (Advanced Microwave Sounding Unit), un capteur micro-onde ; AIRS (Atmospheric Infrared Sounder), un capteur infrarouge ; HSB, un capteur utilisant la bande VHF ; CERES (Cloud's end the Earth's Radiant Energy System), un capteur mesurant les flux d'énergie radiative sur un large domaine de fréquence.
- CloudSat : Satellite de la NASA. Il a été lancé en 2006 et est toujours en fonctionnement. Sa principale mission est d'étudier les interactions entre la couverture nuageuse et le climat. Il utilise un radar pointé verticalement utilisant la fréquence de 94 Ghz. Cet instrument permet de sonder à la verticale sous le satellite et mesure la rétrodiffusion des nuages en fonction de la distance au satellite, donnant une coupe verticale de ceux-ci. Il permet ainsi d'étudier les profils verticaux des nuages pour détecter les différents types

de nuages et les précipitations.

- CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) : Satellite franco-américain (CNES et NASA) lancé en 2006. Sa mission est d'étudier les impacts des nuages et des aérosols sur le climat. L'instrument principal de CALIPSO est CALIOP, un Lidar à rétrodiffusion comportant deux canaux (532 nm et 1064 nm) équipé d'un télescope de 1 mètre de diamètre. Il comporte également deux autres instruments : une caméra fonctionnant en lumière visible à ouverture grand champ et un radiomètre imageur infrarouge à 3 canaux.
- PARASOL : Satellite lancé par le CNES en 2004, il a été sorti de son orbite en 2013. Sa mission était de caractériser les propriétés radiatives des nuages et des aérosols. PARASOL s'est appuyé sur son instrument POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances), un instrument développé par le CNES sur la base d'un concept développé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique. Cet instrument est un polarimètre multi-directionnel ayant des canaux allant de l'ultra-violet au proche infrarouge et permettant des mesures de polarisation pour certains canaux. Étant le prédécesseur de 3MI, nous décrirons plus précisément cet instrument dans la suite.
- Aura ou EOS CH-1 : Satellite de la NASA développé avec la participation d'autres pays. Lancé en 2004, ce satellite est toujours en activité. Sa mission est d'étudier la couche d'ozone, la qualité de l'air et le climat. Aura emporte quatre instruments pour l'étude de la chimie atmosphérique : HIRDLS (High Resolution Dynamics Limb Sounder), MLS (Microwave Limb Sounder), OMI (Ozone Monitoring Instrument), TES (Tropospheric Emission Spectrometer).
- OCO et OCO-2 (Orbiting Carbon Observatory) : Satellite de la NASA, son premier exemplaire a été perdu lors de son lancement en 2009, son deuxième exemplaire (OCO-2) a été placé en orbite en 2014. Sa mission principale est de mesurer la quantité de dioxyde de carbone présent dans l'atmosphère. Il ne comporte qu'un seul instrument qui est composé de trois spectromètres effectuant des mesures dans le proche infrarouge.
- Glory : Satellite de la NASA, il a été perdu lors de son lancement en 2011. Il avait pour but de déterminer les caractéristiques des aérosols présents dans l'atmosphère terrestre et de mesurer avec précision l'irradiance totale du soleil.

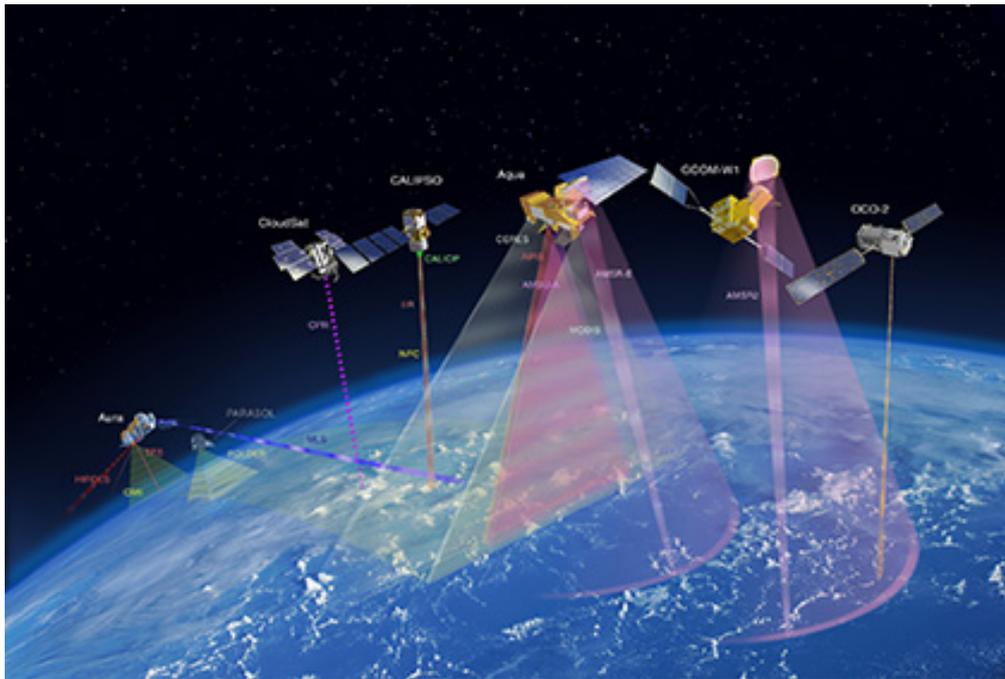


FIGURE 3.1 – Constellation de satellite A-Train (Source : NASA)

- GCOM-W1 (Global Change Observation Mission) : série de satellites japonaise successeur du satellite ADEOS 2 et de la mission Aqua. Elle est composée de deux satellites : GCOM-W dédié à l'observation du cycle de l'eau et GCOM-C à l'observation du climat. Il est prévu de lancer trois satellites pour chaque mission durant la prochaine décennie. GCOM-W a été lancé en 2012. Il transporte l'instrument AMSR2, le successeur de AMSR-E d'Aqua. GCOM-C1 est prévu pour cette année et transportera l'instrument SGLI (Second Generation GLObal Imager).

Parmi ces satellites et ces instruments nous décrivons particulièrement MODIS et POLDER. En effet, la complémentarité de ces deux instruments se rapprochent particulièrement du futur instrument 3MI étudié dans cette thèse. Ceci nous permettra ainsi une comparaison entre ces deux générations de satellite et une évaluation des améliorations apportées par 3MI.

3.1.1 POLDER

L'instrument POLDER (POLarization and directionnality of the Earth's Reflectance) était à bord du satellite PARASOL. Il permettait de mesurer les caractéristiques directionnelles et

| | Canaux (nm) | Polarisation (nm) | Applications |
|---------|-------------|-------------------|--|
| VIS-NIR | 443 | NON | aérosols, nuages et bilan radiatif |
| | 490 | OUI | aérosols, bilan radiatif et couleur de l'eau |
| | 565 | NON | couleur de l'eau |
| | 670 | OUI | végétation, aérosols, bilan radiatif, nuages |
| | 763 | NON | nuages et altimétrie |
| | 765 | NON | nuages et altimétrie |
| | 865 | OUI | aérosols, végétation, bilan radiatif et nuages |
| | 910 | NON | vapeur d'eau |
| SWIR | 1020 | NON | végétation, synergie avec le LIDAR CALIPSO |

TABLEAU 3.1 – Bandes spectrales de POLDER et leurs applications

la polarisation de la lumière réfléchiée par les surfaces terrestres et l'atmosphère. Celui présent sur la plateforme PARASOL est le troisième de sa génération, en effet POLDER-1 et POLDER-2 étaient embarqués sur les plateformes ADEOS-1 et ADEOS-2, mais à la suite d'une défaillance des plates-formes ADEOS, leur durée de mission furent très brèves (10 mois pour le premier et huit pour le second).

Les radiomètres POLDER utilisent une optique télécentrique grand champ couplée à une matrice rectangulaire de détecteurs CCD qui fonctionne dans le domaine visible. La conception en matrice permet de réaliser des mesures pluridirectionnelles d'une même cible. L'observation est donc faite suivant un angle solaire peu modifié ; par contre elle est réalisée jusqu'à 16 fois pour la même cible (pixel) mais sous différents angles de vue. La mesure spectrale dans neuf canaux utilise une roue porte filtre devant le détecteur. Certains canaux possèdent en plus des polariseurs (490, 670 et 865 nm). Le tableau 3.1 résume les différents canaux ainsi que leurs objectifs. Il a une résolution moyenne de 6 km.

L'analyse des images de POLDER montre des effets directionnels très significatifs. D'autre part ces signatures directionnelles elles-mêmes contiennent de l'information sur la structure des cibles et il est possible d'extraire certains paramètres de l'étude de la réflectance, spécialement pour la végétation, les aérosols et les nuages. De manière analogue, l'observation des signatures polarisées présente aussi un double avantage. Une caractérisation du signal atmosphérique grâce à la polarisation permet, d'une part une amélioration des corrections atmosphériques et d'autre part de retrouver certaines caractéristiques intéressantes des constituants atmosphériques comme les aérosols ou les nuages.

Les mesures POLDER ont ainsi produit de nombreuses données sur les nuages durant ces années de fonctionnement. Elles ont permis l'amélioration et l'élargissement des données et des restitutions de nombreux paramètres nuageux : la couverture nuageuse, la phase, des paramètres microphysique (taille des gouttelettes ou taille, forme et orientation des cristaux de glace) ou macrophysique (épaisseur optique et géométrique et altitude) (Buriez et al., 1997; Riedi and Goloub, 2001). Ces données, couplées avec les données sur les aérosols, ont permis d'améliorer notre compréhension des interactions entre les nuages et ces aérosols, principale incertitude sur le bilan radiatif terrestre (Stocker et al., 2013).

3.1.2 MODIS

L'instrument MODIS existe en deux exemplaires, l'un sur la plateforme EOS-Terra (lancée en avril 2002) et l'autre sur la plateforme EOS-Terra (lancée en décembre 1999). Les deux sont encore en activité. Cet instrument a été développé par la NASA. Ces deux plateformes sont héliosynchrones et situées à la même altitude, 705 km. Par contre, Terra survole le nœud descendant à 10h30 alors que Aqua survole le nœud ascendant à 13h30. Comme PARASOL, La plateforme Aqua fait partie de la constellation A-train ce qui permet des mesures collocalisées et quasi-simultanées des instruments POLDER et MODIS.

Tout comme POLDER, la couverture journalière par MODIS est quasi complète. Le balayage dans le sens perpendiculaire à la fauchée est assurée par un système mécanique et donc, contrairement à POLDER, MODIS ne réalise que des luminances totales (ni multidirectionnelles, ni polarisées). Par contre, il dispose de 36 bandes spectrales (de $0.405\mu\text{m}$ à $14.385\mu\text{m}$), dont sept dans le spectre VIS/NIR/SWIR sont particulièrement intéressantes pour l'étude des nuages (466, 553, 644, 855, 1632, 2119 et 3750 nm). Il y a également de nombreux autres canaux utiles à l'étude des nuages dans l'infrarouge thermique. Étudiant ici l'instrument 3MI (décrit ci-dessous), nous nous limiterons aux bandes spectrales visible et SWIR. Ces sept canaux permettent des observations à la résolution $250 * 250\text{m}$ (pour 644 nm et 855 nm), $500 * 500\text{m}$ (pour 466, 553, 1632 et 2119 nm) ou $1 * 1\text{km}$ (pour 3750 nm) au nadir, c'est à dire avec une résolution bien meilleure que celle de POLDER ($6 * 7\text{km}$). MODIS n'a donc pas du tout les mêmes points forts que POLDER : il dispose d'une meilleure résolution spatiale et de nombreux canaux dans les

domaines du SWIR et de l'infrarouge thermique ; ces deux caractéristiques rendent possible, par exemple, une détection fine des nuages que ne permet pas POLDER. Pour la détermination de la microphysique nuageuse, par exemple, les canaux du SWIR (1632, 2119 et 3750 nm) apportent une information très intéressante et complémentaire par rapport à l'instrument POLDER. Les mesures collocalisées de ces deux instruments, ayant des avantages différents et complémentaires, peuvent être et ont été très intéressantes pour l'étude des nuages (Riedi et al., 2010; Zhang et al., 2009). On peut également citer l'instrument CALIOP/CALIPSO, instrument actif qui apporte de l'information sur le profil vertical des nuages.

3.2 Futurs instruments

Dans les années à venir, le lancement d'une nouvelle mission est prévue. En effet certains instruments de l'A-Train ne sont plus en fonctionnement (comme POLDER), l'observation en continue de la couverture nuageuse, utile à l'étude du climat, nécessite donc d'envoyer de nouveaux satellites. De plus, le recul sur les mesures des instruments décrits précédemment a permis de déterminer les limites de ceux-ci, comme, par exemple, pour l'étude du profil vertical des nuages par les instruments passifs ou l'étude des couvertures nuageuses fractionnées (Marshak et al. (2006); Loeb and Davies (1996); Zinner et al. (2010); Platnick (2000); Seethala and Horvath (2010)...).

Il convient donc de lancer de nouveaux instruments permettant la continuité des mesures et leur amélioration. Nous nous intéressons particulièrement dans cette thèse à l'instrument 3MI qui est la suite de l'instrument POLDER et qui est en cours de développement pour faire partie de la mission EPS-SG.

3.2.1 la mission EPS-SG

La mission EPS-SG représente la contribution de l'Europe au futur Joint Polar System (JPS), qui est planifié par la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) des États-Unis. Elle consiste en deux séries parallèles de satellites (Metop-SG A et Metop-SG B) développés, ainsi que leurs instruments, par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) en partenariat avec le Centre National d'Études Spatiales (CNES) et l'agence spatiale allemande (DLR). Le lancement de ces

satellites sera opéré par EUMETSAT à l'horizon 2020. Trois satellites successifs seront mis en orbite de chacun des deux types (Metop-SG A et B) de durée de vie prévue de 7,5 années. La mission devrait donc durer approximativement vingt ans de 2020 à 2040.

Les satellites d'orbites polaires, grâce à leur couverture globale et à la variété de capteurs actifs et passifs qui peuvent être déployés sur les orbites basses terrestres, sont les plus adaptés à l'observation de l'atmosphère. Ce type de satellite a donc été choisi pour cette mission tout comme pour l'A-Train. Les deux satellites auront à leur bord chacun cinq instruments. Pour Metop-SG A :

- IASI-NG (Infrared Atmospheric Sounding Interferometer) : cet instrument est développé par le CNES. Il apportera des mesures hyperspectrales infrarouges de 645 à 2760cm^{-1} avec une résolution spectrale de 0.25cm^{-1} avec une résolution spatiale de 25 km. Il sera particulièrement dédié au profilage de température, de vapeur d'eau et d'autres gaz atmosphériques. Cet instrument se situe dans la continuité de IASI de la première mission EPS et d'AIRS.
- METImage (Visible/infrared Imager) : cet instrument est développé par la DLR. C'est un radiomètre utilisant vingt canaux spectraux, allant de 0.443 à $13.345\ \mu\text{m}$ avec une résolution spatiale de 250 à 500 m. Il fournira des informations sur les aérosols, les nuages et les variables des surfaces terrestres. Cet instrument se situe dans la continuité de MODIS et d'AVHRR .
- MWS (MicroWave Sounder) : Cet instrument est développé par l'ESA. C'est un sondeur micro-onde qui apportera des mesures de 23.4 à 229 GHz à une résolution spatiale de 17 à 40 km. Il aura pour mission de sonder l'humidité et la température de l'atmosphère. Cet instrument se situe dans la continuité des instruments AMSU-A et MHS.
- RO (Radio Occultation) : Cet instrument, développé par l'ESA, sera en deux exemplaires à bord des deux satellites Metop-SG A (mais aussi B). Il aura pour mission de faire des relevés de température et d'humidité à haute résolution verticale en utilisant la méthode de la radio occultation. Il se base sur l'instrument GRAS (Global Navigation Satellite System Receiver for Atmospheric sounding), instrument utilisé dans la mission Metop.
- 3MI (Multi-viewing, Multi-channel, Multi-polarization Imager) : cet instrument est développé par l'ESA. C'est un radiomètre à 12 canaux spectraux de l'ultra-violet ($0.41\ \mu\text{m}$)

au SWIR ($2.14\mu m$) avec une résolution spatiale de 4 km. Il se base sur l'instrument POLDER avec une extension vers quelques longueurs d'onde de MODIS.

- Sentinel-5 : Cet instrument est développé par l'ESA et le projet Copernicus (programme européen de surveillance de la Terre). C'est un sondeur hyperspectral de résolution spectrale de 0.065-1 nm pour une gamme de longueur d'onde allant de 0.27 à $2.44\mu m$, avec une résolution spatiale de 7 km. Il est l'héritage des satellites GOME-2 (Global Ozone Monitoring Experiment-2), SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Cartography) et OMI (Ozone Monitoring Instrument).

et pour METOP-SG B :

- SCA (Scatterometer) : cet instrument est développé par l'ESA. Il fournira des données sur les vecteurs de vent à la surface des océans et l'humidité des sols grâce à des mesures des signaux en rétrodiffusion dans la bande à 5.3 Ghz avec une résolution spatiale de 25 km. Il se base sur les caractéristiques de ASCAT (Advances Scatterometer), instrument de Metop.
- MWI (Microwave Imager) : cet instrument est développé par l'ESA. Il sera dédié à l'étude des nuages et des précipitations. Il permettra des mesures dans 18 canaux (huit avec de la polarisation) dans une gamme de fréquence allant de 18.7 à 183 Ghz, avec une résolution spatiale de 10 km (pour les plus hautes fréquences) à 50 km (pour les plus basses). Il se base sur les caractéristiques techniques de SSM/IS (Special Sensor Microwave Imager) et AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer - Earth Observing System) à bord de Aqua.
- ICI (Ice Cloud Imager) : cet instrument est développé par l'ESA. Il sera dédié à l'étude des nuages de glace et des précipitations neigeuses. Il réalisera des mesures dans 11 canaux (dont deux avec polarisation) dans la gamme de fréquence allant de 183 à 664 GHz à une résolution spatiale de 15 km. Il est la suite de MLS (Microwave Limb Sounder) à bord d'Aura et SMR (Submillimeterwave Radiometer).
- ADCS-4 (Advanced Data Collection) : cet instrument, développé par le CNES, sera dédié à la collection et la transmission des observations et des données provenant des autres moyens de mesures (ballons, mesures aéroportées, mesures au sol...)
- RO (tout comme sur Metop-SG A)

Cette mission EPS-SG a pour but d'observer les composants atmosphériques de façon globale sur la planète à partir de cette nouvelle génération de satellites. Nous nous intéresserons particulièrement à 3MI dans cette thèse et à son application à la mesure des paramètres nuageux principalement en phase liquide même si de nombreux résultats peuvent être facilement étendus aux nuages de glace.

3.2.2 3MI

Le radiomètre Multi-viewing, Multi-Channel, Multi-Polarization Imaging (3MI) est planifié comme faisant partie de la future génération de satellites polaires EUMETSAT, EPS-SG. Cet instrument a été développé pour la caractérisation des aérosols et des nuages pour la surveillance du climat, la composition atmosphérique, ainsi que la qualité de l'air et la prévision numérique du temps. C'est un polarimètre couvrant une large gamme de bandes spectrales (de 410 à 2130 nm) fournissant 14 angles de vue différents et mesurant la polarisation dans 9 des 12 canaux spectraux (Tableau 3.2). Le concept de 3MI a largement été inspiré par les trois précédentes missions POLDER et quelques limitations scientifiques ont été surmontées grâce à l'amélioration des capacités de l'instrument sur trois dimensions. Plus précisément, la gamme de longueur d'onde a été étendue pour couvrir des longueurs d'ondes plus courtes (410 nm) et plus longues (Shortwave infrared) (Tableau 3.2), la résolution spectrale a été améliorée à $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$ au nadir et le *swath* de l'instrument fournira une couverture quotidienne complète de la Terre depuis une orbite EPS-SG.

Même si quelques mesures apporteront de l'information redondante, le contenu en information des mesures de 3MI sur les propriétés nuageuses (tout comme pour l'inversion des aérosols atmosphériques et les études des interactions entre nuages et aérosols) devrait être très supérieur en comparaison des précédentes mesures de POLDER ou de MODIS. 3MI ne fournira pas de mesures dans l'infrarouge thermique mais elles seront disponibles grâce aux instruments METimage et IASI-NG prévus sur la même plateforme que 3MI permettant une synergie entre ces différents instruments.

L'objectif premier de 3MI est de fournir des informations de haute qualité au-dessus des océans et des surfaces terrestres à travers la fourniture :

| | Central wavelength (nm) | Bandwidth (nm) | Polarization |
|---------|-------------------------|----------------|--------------|
| UV | 410 | 20 | Y |
| VIS-NIR | 443 | 20 | Y |
| | 490 | 20 | Y |
| | 555 | 20 | Y |
| | 670 | 20 | Y |
| | 763 | 10 | N |
| | 765 | 40 | N |
| | 865 | 40 | Y |
| SWIR | 910 | 20 | Y |
| | 1370 | 40 | Y |
| | 1650 | 40 | Y |
| | 2130 | 40 | Y |

TABLEAU 3.2 – Futures bandes spectrales de 3MI

- des épaisseurs optiques des aérosols pour les modes d'accumulation, grossiers et totaux, avec une haute résolution spatiale
- des tailles des aérosols pour les modes d'accumulation, grossiers et totaux
- des types d'aérosols avec le coefficient d'Angstrom, l'indice de réfraction, l'indice de non-sphéricité
- de l'altitude des aérosols
- de l'absorption des aérosols

Même si la caractérisation des aérosols est la première priorité de 3MI, il permettra aussi d'améliorer l'observation des nuages à travers leurs propriétés microphysiques, leur charge en vapeur d'eau, leur effet sur le bilan radiatif terrestre, mais également des surfaces terrestres et des caractéristiques de la végétation.

Méthodes utilisées

4.1 Définition des mesures et des paramètres nuageux

La description des propriétés radiatives, optiques et microphysiques des nuages est indispensable à l'étude de leurs interactions avec le rayonnement. Les propriétés radiatives apportent beaucoup d'information utile à l'étude du climat, en particulier pour le calcul du forçage radiatif, mais la définition des propriétés optiques et radiatives est également essentielle à la description des nuages par télédétection qui, par définition, utilise l'interaction du rayonnement avec la matière.

Le chapitre ci-dessous n'a évidemment pas pour but de décrire exhaustivement les propriétés nuageuses, déjà parfaitement détaillées dans un grand nombre d'ouvrages (Hansen and Travis, 1974; Lenoble, 1993; Liou, 2002), mais de définir un certain nombre de paramètres permettant de décrire les propriétés optiques et radiatives d'une couche nuageuse homogène afin de calculer ses interactions avec le rayonnement.

4.1.1 Propriétés radiatives

Dans un premier temps, il est indispensable de présenter les grandeurs utiles à la description du rayonnement. Celui-ci peut-être tout d'abord être décrit par son *énergie* Q exprimée en Joules. La *puissance radiative* Φ sera alors la variation de cette énergie dans un intervalle de temps dt .

$$\Phi = \frac{dQ(t)}{dt} \quad (4.1)$$

On peut ainsi définir le *flux radiatif* et la *luminance* L . Le flux radiatif représente la quantité de puissance radiative reçue ou émise par une surface S , tandis que la luminance correspond au flux radiatif contenu dans un angle solide ω .

$$F = \frac{d\Phi}{dS} \quad (4.2)$$

$$L = \frac{d\Phi}{dS d\omega \cos(\Theta)} \quad (4.3)$$

Les phénomènes radiatifs présentés dans la suite seront définis à partir de cette luminance qui est la grandeur radiative mesurée par les radiomètres. On remarquera que toutes ces grandeurs dépendent de la longueur d'onde mais les équations que nous décrivons le sont pour une radiation monochromatique.

Ayant maintenant un paramètre physique décrivant le rayonnement, il convient de définir une représentation de son interaction avec une atmosphère nuageuse. La modification du rayonnement par un nuage est produite par les phénomènes d'absorption et/ou de diffusion par les particules composant le nuage et l'atmosphère. Cette variation des grandeurs radiatives (ici la luminance) le long d'un trajet l peut être décrite comme suit :

$$dL = -\sigma_{ext}(l)Ldl \quad (4.4)$$

où σ_{ext} représente le *coefficient d'extinction volumique* (en m^{-1}). C'est ce que l'on appelle la loi de Beer-Lambert. Ce coefficient d'extinction quantifie l'absorption et la diffusion de la lumière le long du chemin optique. Il peut donc être divisé en deux parties : le *coefficient d'absorption volumique* σ_{abs} et le *coefficient de diffusion volumique* σ_{diff} (eq. 4.5).

$$\sigma_{ext} = \sigma_{abs} + \sigma_{diff} \quad (4.5)$$

L'intégration de l'équation 4.4 exprime alors l'atténuation de la luminance incidente L_{inc} le long du trajet optique l . L'*épaisseur optique d'extinction* τ_{ext} correspond donc à l'intégration du

coefficient d'extinction le long de ce trajet optique comme le traduit l'équation 4.6.

$$L(l) = L_{inc} \exp\left(-\int \sigma_{ext}(l) dl\right) = L_{inc} \exp(-\tau_{ext}) \quad (4.6)$$

L'épaisseur optique (τ_{ext}) caractérise donc l'atténuation totale (due à l'absorption et à la diffusion) du rayonnement incident par les particules atmosphériques le long d'un trajet optique. On peut par exemple définir une épaisseur optique nuageuse (COT) correspondant au trajet de la base du nuage à son sommet (eq. 4.7).

$$COT = \int_{z_{base}}^{z_{sommet}} \sigma_{ext}(l) dl \quad (4.7)$$

Ces définitions ne permettent cependant pas de décrire la diffusion angulairement. En effet, un photon allant à l'encontre d'une particule est susceptible d'être diffusé dans toutes les directions de l'espace. La *fonction de diffusion* f indique la probabilité pour le photon d'être diffusé dans une direction. L'intégration de cette fonction de diffusion sur tout l'espace nous donne le coefficient de diffusion (eq. 4.8).

$$\sigma_{diff} = \int_{espace} f(\Theta) d\Omega \quad (4.8)$$

Ω représente l'angle de diffusion et $d\Omega$ un angle solide élémentaire.

Si chaque direction de diffusion était équiprobable nous aurions $f(\Theta) = p_e = cste$. Nous pouvons dès lors définir la *fonction de phase* p comme la fonction de diffusion normalisée par la fonction de diffusion équiprobable p_e (eq. 4.9).

$$p(\Theta) = \frac{f(\Theta)}{p_e} = 4\pi \frac{f(\Theta)}{\sigma_{diff}} \quad (4.9)$$

On remarquera que nous avons défini l'interaction lumière-matière avec des paramètres scalaires. Malheureusement ces définitions ne suffisent plus pour la description de la composante polarisée de la lumière qui est observée dans la réalité. Cette polarisation est modifiée à chaque diffusion. Il est donc indispensable de la modéliser.

On retiendra que dans le cas d'une polarisation partielle un vecteur comprenant quatre paramètres permet de décrire l'état de polarisation (Chandrasekhar, 1950; Hulst and van de

Hulst, 1957) :

$$\mathcal{S} = \begin{pmatrix} I \\ Q \\ U \\ V \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

Ce vecteur \mathcal{S} est appelé *vecteur de Stokes* et contient quatre paramètres, appelés *paramètres de Stokes*, et permettant de décrire :

- l'intensité du rayonnement (I)
- le taux et la direction de polarisation (combinaison de Q et U)
- l'ellipticité (V)

En pratique, dans la suite de ce document, nous réduisons souvent cette description à deux paramètres scalaires :

- la luminance totale : I
- la luminance polarisée : $L_p = \sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}$

La fonction de phase p devient alors une matrice à 16 éléments appelée *matrice de phase* \mathbf{P} .

$$\mathbf{P}(\Theta) = \frac{4\pi}{\sigma_{diff}} \begin{pmatrix} P_{11}(\Theta) & P_{12}(\Theta) & P_{13}(\Theta) & P_{14}(\Theta) \\ P_{21}(\Theta) & P_{22}(\Theta) & P_{23}(\Theta) & P_{24}(\Theta) \\ P_{31}(\Theta) & P_{32}(\Theta) & P_{33}(\Theta) & P_{34}(\Theta) \\ P_{41}(\Theta) & P_{42}(\Theta) & P_{43}(\Theta) & P_{44}(\Theta) \end{pmatrix} \quad (4.11)$$

Des exemples de coefficients de la matrice de phase sont tracés sur la figure 4.1. Dans le cas de particule sphériques, le calcul de cette matrice dépend fortement de la taille de la particule diffusante. Par exemple, la *diffusion Thomson-Rayleigh* sera utilisée dans le cas où les diffuseurs sont beaucoup plus petits que la longueur d'onde du rayonnement incident. C'est le cas de la diffusion moléculaire atmosphérique. La *diffusion de Mie* sera utilisée lorsque la taille des diffuseurs est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde. C'est le cas des gouttelettes nuageuses. Des exemples de ces fonctions de diffusion sont représentées sur la figure 4.1 et 4.2.

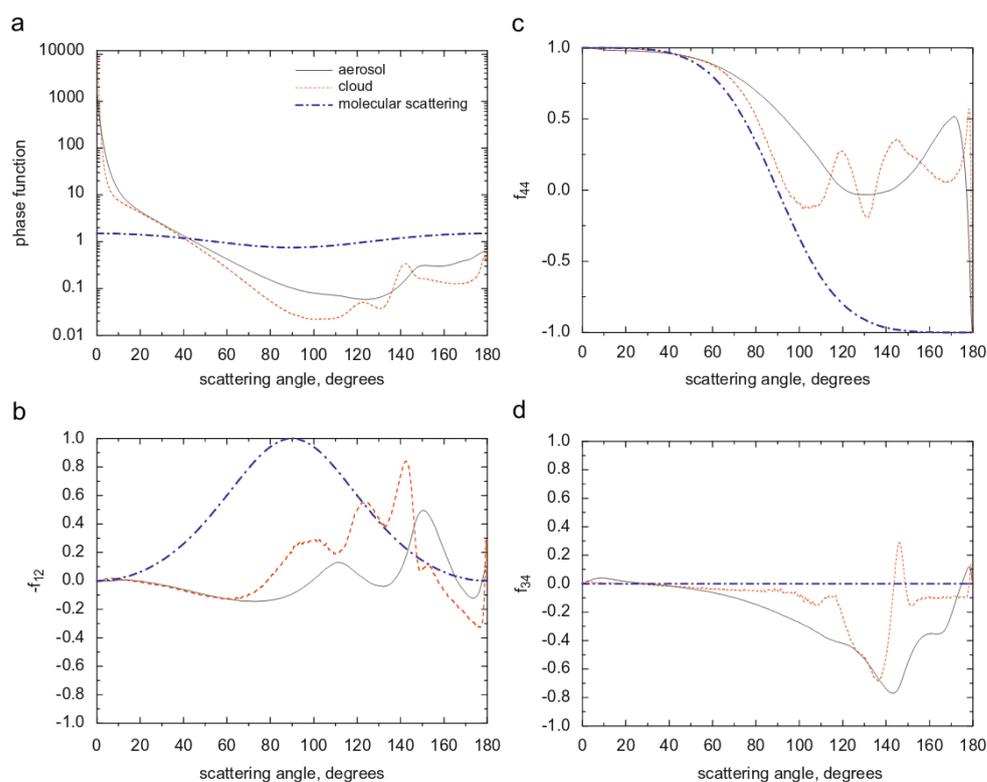


FIGURE 4.1 – (a) Exemples de fonctions de phase normalisées ; (b) exemples de degré de polarisation ($-f_{12} = \frac{P_{12}}{P_{11}}$) ; (c) identique à (a) pour $f_{44} = \frac{P_{44}}{P_{11}}$; identique à (a) pour $f_{+34} = \frac{P_{34}}{P_{11}}$ (Kokhanovsky et al., 2010)

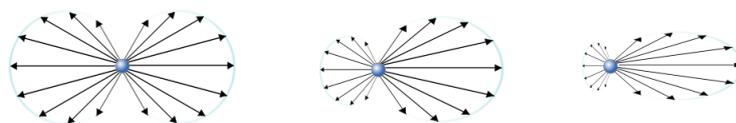


FIGURE 4.2 – Représentation des fonctions de phase des différents processus de diffusion. Le rayonnement incident est supposé provenir de la gauche. À gauche, le régime de Rayleigh avec une diffusion relativement isotrope. Au centre, la diffusion de Mie, qui diffuse fortement vers l'avant. À droite, la diffusion de Mie pour des particules encore plus grandes.

4.1.2 Propriétés microphysiques

Les nuages d'eau liquide sont constituées de particules sphériques de différentes tailles. On suppose généralement que la *distribution en taille* $n(r)$ (r étant le rayon des gouttelettes) de celles-ci suit une distribution log-normale (Hansen and Travis, 1974).

$$n(r) = \frac{1}{(2\pi)^{1/2} \sigma_g} \frac{1}{r} \exp\left(-\left(\frac{\ln r - \ln r_g}{2\sigma_g^2} \ln r - \ln r_g\right)^2\right) \quad (4.12)$$

où $\ln r_g = \int_0^\infty \ln(r)n(r)dr$ (valeur moyenne du rayon des gouttelettes) et $\sigma_g^2 = \int_0^\infty (\ln(r) - \ln(r_g))^2 n(r)dr$ (variance de la distribution).

Nous pouvons ainsi définir la concentration des gouttelettes nuageuses (CDNC ou N) :

$$N = \int_0^\infty n(r)dr \quad (4.13)$$

Nous pouvons également définir une valeur effective de cette distribution, appelée *rayon effectif* r_{eff} (eq. 4.14), ainsi qu'une *variance effective* v_{eff} (eq. 4.15) qui décrivent cette distribution en taille $n(r)$. De plus, à partir de cette distribution, et de la théorie de Mie, il est possible de calculer un coefficient d'extinction σ_{ext} .

$$r_{eff} = \frac{\int_0^\infty r^3 n(r)dr}{\int_0^\infty r^2 n(r)dr} \quad (4.14)$$

$$v_{eff} = \frac{1}{r_{eff}^2} \frac{\int_0^\infty (r - r_{eff})^2 r^2 n(r)dr}{\int_0^\infty r^2 n(r)dr} \quad (4.15)$$

Dans l'hypothèse d'un nuage plan, parallèle et homogène, où la distribution en particule est supposée constante dans l'ensemble de la couche, nous utiliserons donc le rayon effectif et la variance effective pour décrire la microphysique du nuage en complément de son épaisseur optique (COT).

La notion de *contenu en eau liquide* LWC est également très utilisée pour la description de la microphysique de nuages liquides et permet de décrire la concentration en eau condensée liquide dans le nuage. Pour des gouttelettes de rayon r qui suivent une distribution en taille $n(r)$, le contenu en eau liquide (en $kg.m^{-3}$) peut être établi par intégration sur la distribution en taille

selon :

$$LWC = \rho_{eau} \int_0^{\infty} \frac{4}{3} \pi r^3 n(r) dr \quad (4.16)$$

L'intégration du LWC sur l'épaisseur du nuage correspond au *contenu en eau intégré*, dans le cas d'un nuage homogène, LWP défini dans l'équation 4.17

$$LWP = \int_{z_{base}}^{z_{top}} LWC(z) dz \quad (4.17)$$

On remarque d'ailleurs, en utilisant l'équation 4.7 et 4.14, que l'on peut relier ce contenu en eau intégré au rayon effectif et à l'épaisseur optique (eq. 4.18).

$$LWP = \frac{2}{3} \rho COT r_{eff} \sigma_{ext} \quad (4.18)$$

4.2 Méthodes d'inversion

Pour des raisons de simplicité et de temps de calcul, les algorithmes opérationnelles actuelles font l'hypothèse de nuage plan, parallèle et homogène. Deux instruments de l'A-Train ont en particulier fourni des mesures permettant de restituer les propriétés des nuages. Il s'agit d'une part de l'instrument monoangulaire MODIS et d'autre part du polarimètre imageur multiangulaire POLDER. L'avantage de MODIS est qu'il permet des mesures dans plus de bandes spectrales (principalement notable dans le SWIR), tandis que POLDER permet des mesures sous plusieurs angles de vue et de mesurer la polarisation. Plusieurs méthodes ont été développées pour retrouver, à partir des mesures de ces deux instruments, les paramètres nuageux tels que l'altitude (CTOP), l'épaisseur géométrique (CGT), l'épaisseur optique (COT), le rayon effectif des gouttelettes (r_{eff}) et la variance effective (v_{eff}).

Pour MODIS et tous les instruments similaires, Nakajima and King (1990) ont développé une méthode, appelée *méthode bispectrale*, permettant de restituer l'épaisseur optique et le rayon effectif à partir d'une bande spectrale visible et d'une bande SWIR. Pour POLDER, qui ne fait pas de mesures dans le SWIR, l'inversion de ces deux paramètres est possible à partir des luminances multi-angulaires visibles totales et polarisées dans une certaine gamme d'angle

de vue pour respectivement l'épaisseur optique et le rayon effectif (Buriez et al., 1997). Elle permettent également dans certains cas de retrouver la variance effective (Goloub et al., 1994). Les mesures multi-angulaires de POLDER dans la bande A de l'oxygène permet également de retrouver l'altitude du sommet du nuage et son épaisseur géométrique (Ferlay et al., 2010). Ces inversions sont réalisées à partir de tables précalculées ou Look-Up Table (LUT). Ces LUTs contiennent ainsi les mesures simulées par transfert radiatif pour toutes les valeurs et les combinaisons des paramètres recherchés mais aussi de paramètres géométriques (incidence solaire, angle d'observation). La mesure réelle est ensuite comparée à ces LUT et par une méthode d'interpolation les paramètres correspondant à la mesure sont restituées. Cette méthode permet une inversion rapide car les tables sont pré-calculées. Toutefois, elle n'est réalisable que pour un nombre de paramètres à inverser limité. L'inversion des paramètres nuageux en considérant le nuage comme homogène est ainsi réalisable en séparant l'inversion de COT et r_{eff} (et v_{eff} pour POLDER) et de CTOP et CGT. Nous nous limitons ainsi à des LUTs sur deux (ou 3) paramètres. Ceci restreint donc en pratique l'utilisation de LUTs pour l'inversion d'un nombre limité de paramètres et sous l'hypothèse d'un nuage plan, parallèle, homogène et mono-couche.

L'instrument 3MI, que nous étudions dans ces travaux, permettra plus de mesures et donc potentiellement plus d'information. À partir de ce constat, il semble possible de complexifier le modèle de nuage utilisé en contraignant la restitution d'un plus grand nombre de paramètres. Nous nous concentrerons d'ailleurs dans cette thèse à l'inversion des paramètres nuageux pour un modèle de nuage verticalement hétérogène. Cette complexification du modèle rendant en pratique l'utilisation de LUT inenvisageable, nous baserons nos études sur une méthode d'inversion plus flexible et permettant par ailleurs d'estimer plus directement les incertitudes associées dans un formalisme bien établi par Rodgers (2000).

Puisque nous cherchons à décrire le profil vertical de propriétés du nuage il est naturel de s'intéresser, dans un premier temps, aux méthodes utilisées pour la restitution des paramètres nuageux à partir des mesures actives. Delanoë and Hogan (2008) ont en effet développé une méthode pour inverser un profil d'extinction, de contenu en glace et de rayon effectif pour les nuages de glace en utilisant la combinaison de radar, de lidar et de radiomètre infrarouge. Dans ce cas, le nombre important de paramètres et de mesures conduits à des LUTs beaucoup trop importantes. Delanoë and Hogan (2008) ont donc basé leur algorithme sur un schéma de

méthode variationnelle. Voulant inverser de tels profils à partir des nombreuses mesures de 3MI, nous nous inspirerons également de ces méthodes variationnelles. Un autre avantage majeur de ces méthodes est qu'elles permettent aussi d'estimer une incertitude associée dans un formalisme bien établi et permettant de tenir compte à la fois des incertitudes sur les observations et sur le modèle physique sous-jacent.

Théorie du contenu en information et méthode d'inversion

Les méthodes variationnelles sont aujourd'hui très utilisées pour effectuer des inversions à partir de mesures satellitaires. En particulier, la *méthode d'estimation optimale* à l'avantage de fournir un cadre mathématique rigoureux afin de retrouver un ou des paramètres donnés à partir de mesures de natures différentes. Elles possèdent également l'avantage d'attribuer une incertitude fiable sur les paramètres restitués à partir de notre connaissance a priori de ces paramètres et des erreurs liées aux instruments et aux paramètres du modèle dits *non inversés*. Cette méthode est également tout à fait adaptée à une analyse de contenu en information et permet de déterminer la quantité d'information qu'apporte chaque mesure et comment celle-ci se répartit sur les paramètres à restituer. Un descriptif complet de la méthode d'estimation optimale destinée à traiter des problèmes atmosphériques est donné par Rodgers (2000), dont le formalisme est repris au fil de cette thèse.

5.1 Approche probabiliste

La méthode d'estimation optimale repose sur l'hypothèse d'un modèle direct linéaire. Il suffit en fait de considérer que le modèle direct est approximativement linéaire au voisinage de la

solution, la théorie linéaire est donc suffisante dans la plupart des cas. Ainsi nous considérons des problèmes où le *vecteur mesure* \mathbf{y} , de dimension m , est relié au *vecteur d'état* \mathbf{x} , de dimension n , par le modèle direct \mathbf{F} et un *vecteur d'erreurs* ϵ :

$$\mathbf{y} - \mathbf{y}_0 = \mathbf{F}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_0) + \epsilon \quad (5.1)$$

où \mathbf{x}_0 et \mathbf{y}_0 sont des points de linéarisation.

Cette méthode repose sur une approche probabiliste bayésienne. Avant que la mesure ne soit réalisée, la connaissance du vecteur d'état peut être décrite par une *fonction de densité de probabilité (p.d.f) a priori* $P(\mathbf{x})$. Après que soit réalisée la mesure cette connaissance peut être décrite par la *p.d.f a posteriori de l'état*, la mesure étant réalisée, $P(\mathbf{x}|\mathbf{y})$ qui est une probabilité conditionnelle (probabilité d'avoir \mathbf{x} sachant que \mathbf{y} est réalisé). La p.d.f a posteriori est reliée à la p.d.f a priori par le théorème de Bayes :

$$P(\mathbf{x}|\mathbf{y}) = \frac{P(\mathbf{y}|\mathbf{x})P(\mathbf{x})}{P(\mathbf{y})} \quad (5.2)$$

où $P(\mathbf{y}|\mathbf{x})$ est la *p.d.f de la mesure*, sachant que \mathbf{x} est réalisé, et $P(\mathbf{y})$ est la *p.d.f de la mesure*, décrivant la distribution de la mesure. Nous considérerons que ces p.d.f sont gaussiennes et peuvent être décrites par les équations suivantes :

$$P(\mathbf{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{n}{2}} |\mathbf{S}_a|^{\frac{1}{2}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) \right\} \quad (5.3)$$

où \mathbf{x}_a est la *valeur a priori du vecteur d'état* \mathbf{x} et \mathbf{S}_a la *matrice de variance-covariance a priori* associée à cette valeur. Cette matrice nous donne l'incertitude liée à la valeur a priori.

$$P(\mathbf{y}|\mathbf{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{m}{2}} |\mathbf{S}_\epsilon|^{\frac{1}{2}}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} (\mathbf{F}(\mathbf{x}) - \mathbf{y})^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} (\mathbf{F}(\mathbf{x}) - \mathbf{y}) \right\} \quad (5.4)$$

où \mathbf{S}_ϵ représente la *matrice de variance-covariance du vecteur mesure* \mathbf{y} et du modèle direct \mathbf{F} (voir ci-après eq. 5.6 et 5.7).

Rodgers (2000) a montré que la matrice de variance-covariance a posteriori $\hat{\mathbf{S}}$, qui représente les erreurs sur le vecteur d'état a posteriori, peut s'exprimer en fonction de notre connaissance a priori du vecteur d'état et des erreurs de mesures et du modèle :

$$\hat{\mathbf{S}}^{-1} = \mathbf{K}^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1} \quad (5.5)$$

où \mathbf{K} est une matrice de sensibilité du modèle direct.

On peut décomposer la matrice \mathbf{S}_e en deux matrices : la matrice de variance-covariance liée à la mesure \mathbf{S}_y et la matrice de variance-covariance liée au modèle \mathbf{S}_f (eq. 5.7).

$$\mathbf{S}_e = \mathbf{S}_y + \mathbf{S}_f \quad (5.6)$$

La matrice \mathbf{S}_f correspond aux erreurs du modèle dues aux paramètres non inversés :

$$\mathbf{S}_f = \mathbf{K}_b \mathbf{S}_b \mathbf{K}_b^T \quad (5.7)$$

où \mathbf{S}_b correspond à la matrice variance-covariance des paramètres non-inversés et \mathbf{K}_b un jacobien représentant la sensibilité du modèle direct à ces paramètres.

5.2 Détermination de la meilleure estimation du vecteur d'état

Rodgers (2000) montre que la meilleure estimation du vecteur d'état, \hat{x} , peut être déterminée en minimisant la *fonction coût* Φ définie comme :

$$\Phi = (\mathbf{y} - F(\mathbf{x}))^T \mathbf{S}_e^{-1} (\mathbf{y} - F(\mathbf{x})) + (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a)^T \mathbf{S}_a^{-1} (\mathbf{x} - \mathbf{x}_a) \quad (5.8)$$

On peut remarquer que Φ est composée de deux parties. La première représente l'écart entre la mesure et le modèle direct calculé pour un vecteur d'état \mathbf{x} donné, pondéré par la matrice de variance-covariance associée à la mesure et du modèle \mathbf{S}_e . La seconde partie représente l'écart entre le vecteur d'état \mathbf{x} et le vecteur d'état a priori \mathbf{x}_a pondéré par la matrice de variance-covariance associée à \mathbf{x}_a . La minimisation de cette fonction coût permet donc de nous assurer que le meilleur estimateur est bien le plus proche du vecteur d'état "réel" du système observé et qu'il se trouve bien dans les états autorisés par notre connaissance a priori du système. Notre connaissance a priori étant cependant souvent faible, on considérera \mathbf{S}_a comme très grand la plupart du temps. Cette deuxième partie aura donc moins de poids que la première. L'écart entre

le modèle et la mesure sera donc l'élément déterminant à minimiser.

Une méthode itérative doit être utilisée pour minimiser cette fonction coût et déterminer le meilleur estimateur du vecteur d'état recherché. La méthode de *Gauss-Newton* utilise une méthode itérative pour retrouver le minimum de la fonction coût. Cette méthode n'est par contre adaptée qu'aux systèmes linéaires. Le modèle direct pouvant être non linéaire, il sera choisi une approche de type *Levenberg-Marquardt* (Marquardt, 1963). La formule itérative de cette méthode peut s'exprimer à partir de celle donnée par la méthode de *Gauss-Newton* en y ajoutant un paramètre, noté γ , qui influence la 'taille' des pas de \mathbf{x} à chaque itération. Cette formule est reportée dans l'équation 5.9. Pour plus de détails concernant cette méthode, le lecteur pourra se reporter à Rodgers (2000).

$$\mathbf{x}_{i+1} = \mathbf{x}_i + \left[(1 + \gamma) \mathbf{S}_a^{-1} + \mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} \mathbf{K}_i \right] \left(\mathbf{K}_i^T \mathbf{S}_e^{-1} [\mathbf{y} - F(\mathbf{x}_i)] - \mathbf{S}_a^{-1} [\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_a] \right) \quad (5.9)$$

où \mathbf{x}_i est le vecteur d'état à l'itération i et \mathbf{K}_i est la matrice de sensibilité à cette même itération.

Dans l'équation 5.9, γ correspond à un coefficient spécifique de la méthode de Levenberg-Marquardt, qui s'apparente à une amélioration proposée par Fletcher (1971). Ce coefficient varie à chaque itération en fonction de la variation de la fonction coût. Si la fonction coût augmente après un pas itératif alors γ est également augmenté et un nouveau pas, plus 'petit' que le précédent, est calculé jusqu'à ce que Φ diminue. Au contraire, si la fonction coût est diminuée, alors γ est diminué et le nouveau vecteur d'état calculé est accepté. Il faut noter que lorsque γ tend vers zéro la méthode de Levenberg-Marquardt se transforme en une simple méthode de Gauss-Newton.

5.3 Définition du contenu en information

Le formalisme de Rodgers (2000) décrit succinctement ci-dessus permet également de décrire relativement simplement une étude de contenu en information inhérent à un système d'observation.

La théorie de l'information telle qu'utilisée dans cette étude fut introduite par Shannon

(1948) dans le but premier de développer de nouvelles applications dans le domaine des communications. La motivation de ces travaux, qui ont popularisé cette théorie, était en effet d'estimer un degré optimal de compression d'un signal, sans que ce dernier ne perde l'information qu'il contenait. Dans ses travaux, Shannon (1948) fait le lien entre l'information et l'entropie, notée S , telle qu'exprimée par Gibbs. On rappelle que d'un point de vue thermodynamique, l'entropie représente le logarithme du nombre d'états distincts contenus dans un système. Lorsque celle-ci est appliquée à une densité de probabilité P discrète, elle peut s'écrire de la manière suivante :

$$S(P) = -k \sum_{i=1}^N p_i \ln p_i \quad (5.10)$$

où p_i représente la probabilité que le système soit dans un état i , et k est la *constante de Boltzmann*. La définition développée par Shannon est très proche de celle de Gibbs, à deux détails près : le premier est que dans la théorie de l'information la constante k est égale à 1, et le second réside dans le fait que le logarithme s'exprime en base 2, de manière à décrire l'information sous forme de bits (le système est décrit par 2^N états probables).

Beaucoup plus récemment, Rodgers (2000) reprend ce formalisme pour l'appliquer aux densités de probabilités (cette fois continues) gaussiennes utilisées dans la méthode d'estimation optimale. Il montre que l'entropie décrivant le désordre associé à un système dans l'état \mathbf{x} dont l'ensemble des états probables est donné par la densité de probabilité $\mathbf{P}(\mathbf{X})$ peut s'écrire comme :

$$S[P(\mathbf{X})] = \frac{1}{2} \log_2 |\mathbf{S}_X| + c \quad (5.11)$$

où c est une constante et \mathbf{S}_X la matrice de variance-covariance correspondant à l'état \mathbf{S}_X , $|\mathbf{S}_X|$ étant le déterminant de \mathbf{X} . L'entropie $S[P(\mathbf{X})]$ caractérise alors le nombre d'états indépendants en bits contenus dans l'espace formé par $P(\mathbf{X})$.

Il est ainsi possible de décrire l'entropie correspondant à notre connaissance du vecteur d'état *a priori* comme étant :

$$S[P(\mathbf{x})] = \frac{1}{2} \log_2 |\mathbf{S}_a| + c \quad (5.12)$$

où \mathbf{S}_a est la matrice de variance-covariance du vecteur d'état *a priori* décrite précédemment.

L'entropie $S[P(\mathbf{x})]$ nous donne ainsi une indication quant à la quantité d'états indépendants contenue dans le volume des états probables *a priori*. De la même manière, il est possible de calculer l'entropie correspondant à notre connaissance du vecteur *a posteriori*, c'est à dire après avoir effectué la mesure. Celle-ci s'exprime alors comme :

$$S[P(\mathbf{x}|\mathbf{y})] = \frac{1}{2} \log_2 |\hat{\mathbf{S}}| + c \quad (5.13)$$

où $\hat{\mathbf{S}}$ correspond à la matrice de variance-covariance des états *a posteriori* décrite par l'équation 5.5. L'entropie $S[P(\mathbf{x}|\mathbf{y})]$ correspond alors à la quantité d'états indépendants dans le volume de l'espace des états défini par la matrice $\hat{\mathbf{S}}$.

Ainsi, la différence entre l'entropie $S[P(\mathbf{x})]$ et $S[P(\mathbf{x}|\mathbf{y})]$ quantifie directement la quantité d'information apportée par le vecteur mesure \mathbf{y} sur le vecteur d'état \mathbf{x} puisqu'elle quantifie la réduction du volume de l'espace des états causée par l'apport de la mesure. Cette différence d'entropie est notée H_s , et représente ce que l'on appelle le *contenu en information* de la mesure exprimé dans l'espace des états. Ce contenu en information s'exprime donc de la manière suivante :

$$H_s = S[P(\mathbf{x})] - S[P(\mathbf{x}|\mathbf{y})] \quad (5.14)$$

$$= \frac{1}{2} \log_2 |\mathbf{S}_a| - \frac{1}{2} \log_2 |\hat{\mathbf{S}}| \quad (5.15)$$

$$= \frac{1}{2} \log_2 |\hat{\mathbf{S}}^{-1} \mathbf{S}_a| \quad (5.16)$$

Puisque H_s fournit une quantité d'information en bits, il faut comprendre que l'ensemble des mesures contenues dans le vecteur \mathbf{y} permettent de distinguer 2^{H_s} états à l'intérieur de l'espace défini par la connaissance *a priori* des paramètres du vecteur d'état \mathbf{x} . Plus H_s est grand, plus les mesures contiennent d'information sur les paramètres à inverser.

On peut noter qu'un développement parfaitement similaire peut être effectué dans l'espace des mesures. Dans ce cas le contenu en information est notée H_m et représente la différence entre $S[P(\mathbf{y})]$ et $S[P(\mathbf{y}|\mathbf{x})]$. Au final, on retrouve que H_m est égal à H_s puisque le contenu en information total ne dépend pas de l'espace dans lequel on se place.

Une valeur particulière de H_m ou H_s est celle en deçà de laquelle le système d'observation n'apporte aucune information supérieure au bruit. Afin de déterminer cette valeur, il semble logique de faire appel à la matrice de poids \mathbf{K} , qui contient toute la sensibilité des mesures aux paramètres à inverser. Cette matrice doit être confrontée à la matrice \mathbf{S}_ϵ de manière à déterminer si la sensibilité aux paramètres est supérieure au bruit de la mesure et aux erreurs dues au modèle direct. Ces deux matrices ne sont cependant pas facilement comparables car elles ne s'expriment pas dans le même espace. Rodgers (2000) montre qu'un changement de base dans l'espace des états tel que $\tilde{\mathbf{x}} = \mathbf{S}_a^{-\frac{1}{2}} \mathbf{x}$ et dans l'espace des mesures tel que $\tilde{\mathbf{y}} = \mathbf{S}_\epsilon^{-\frac{1}{2}} \mathbf{y}$ permet de faciliter cette analyse. En effet, dans cette base, il est possible de montrer que $\tilde{\mathbf{S}}_a$ et $\tilde{\mathbf{S}}_\epsilon$ sont unitaires et que la matrice de poids $\tilde{\mathbf{K}}$ (sans dimension) s'apparente à un rapport signal sur bruit. Cette dernière s'exprime dans la nouvelle base comme suit :

$$\tilde{\mathbf{K}} = \mathbf{S}_\epsilon^{-\frac{1}{2}} \mathbf{K} \mathbf{S}_a^{\frac{1}{2}} \quad (5.17)$$

Sans rentrer dans les détails du développement, largement décrit par Rodgers (2000), les valeurs propres de cette matrice $\tilde{\mathbf{K}}$, notées λ_i , sont directement proportionnelles au rapport signal sur bruit. Lorsque ces valeurs propres sont supérieures à 1, le signal est supérieur au bruit et l'on peut considérer que la mesure apporte de l'information sur les paramètres du vecteur d'état correspondant aux composantes non nulles du vecteur propre. Les vecteurs propres associés aux λ_i permettent ensuite de déterminer sur quels paramètres les mesures apportent de l'information. On peut également exprimer H_s dans cette nouvelle base :

$$H_s = \frac{1}{2} \log_2 |\tilde{\mathbf{K}}^T \tilde{\mathbf{K}} + \mathbf{I}_n| \quad (5.18)$$

de même pour H_m :

$$H_m = \frac{1}{2} \log_2 |\tilde{\mathbf{K}} \tilde{\mathbf{K}}^T + \mathbf{I}_m| \quad (5.19)$$

où \mathbf{I}_n est la matrice unitaire de dimension n et \mathbf{I}_m de dimension m .

On obtient ainsi que le rapport signal sur bruit est supérieur à 1, c'est à dire que les mesures apportent de l'information, quand H_s ou H_m sont supérieurs à 0,5.

$\tilde{\mathbf{K}}$ n'étant pas une matrice carrée, on calcule dans la pratique les valeurs propres de $\tilde{\mathbf{K}}^T \tilde{\mathbf{K}}$,

notées $\lambda_{n,i}^2$, dans l'espace des états, ou de $\tilde{\mathbf{K}}\tilde{\mathbf{K}}^T$, notées $\lambda_{m,i}^2$, dans l'espace des mesures. Ce qui nous permet de réécrire le contenu en information en fonction des valeurs propres dans l'espace des états et des mesures :

$$H_s = \sum_{i=1}^n H_{s,i} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^n \log_2(1 + \lambda_{n,i}^2) \quad (5.20)$$

$$H_m = \sum_{i=1}^m H_{m,i} = \frac{1}{2} \sum_{i=1}^m \log_2(1 + \lambda_{m,i}^2) \quad (5.21)$$

Les termes $H_{s,i}$ et $H_{m,i}$ sont appelés *contenus en informations partiels*, respectivement définis dans l'espace des états et dans l'espace des mesures. Les valeurs totales des contenus en information dans l'espace des états étant identiques, on note H le *contenu en information* égal à ces deux valeurs :

$$H = H_s = H_m \quad (5.22)$$

Comme énoncé précédemment, la limite pour laquelle le signal est supérieur au bruit s'exprime par $\lambda_i > 1$ et $H > 0.5$. Le calcul des vecteurs propres de $\tilde{\mathbf{K}}^T\tilde{\mathbf{K}}$ ou de $\tilde{\mathbf{K}}\tilde{\mathbf{K}}^T$ permet de déterminer sur quels paramètres du vecteur d'état est apportée l'information et par quelle mesure.

Il est possible de définir de la même façon un *degré de liberté du signal*, noté d_s (eq. 5.23). Il exprime le nombre de paramètres indépendants qu'il est possible de retrouver dans l'espace des états à partir du vecteur mesure \mathbf{y} . Pour un système d'observation parfait et un vecteur d'état optimal, d_s sera égal au nombre de paramètres du vecteur d'état n . Cette valeur sera donc comprise entre 0 et n . Rodgers (2000) a montré qu'il était possible d'exprimer le degré de liberté à partir des valeurs propres précédemment définies :

$$d_s = \sum_{i=1}^n d_{s,i} = \sum_{i=1}^n \frac{\lambda_{s,i}^2}{1 + \lambda_{s,i}^2} \quad (5.23)$$

où les $d_{s,i}$ représentent les *degrés de libertés partiels* dans l'espace des états.

Il est également possible de définir un degré de liberté dans l'espace des mesures, d_m . Celui-ci

représente le nombre de mesures indépendantes qui participent à la réduction de l'espace des états :

$$d_m = \sum_{i=1}^n d_{m,i} = \sum_{i=1}^m \frac{\lambda_{m,i}^2}{1 + \lambda_{m,i}^2} \quad (5.24)$$

On note que la limite entre le signal et le bruit (qui est indiquée par $\lambda_{n,m,i} > 1$) se traduit sur les degrés de liberté par le fait que chaque degré de liberté partiel doit être supérieur à 0,5 pour indiquer que le signal l'emporte sur le bruit. La praticité de ces degrés de liberté partiels repose également sur le fait qu'ils sont des nombres compris entre 0 et 1.

Une façon plus élégante de calculer les degrés de liberté utilise ce que l'on appelle l'*'averaging Kernel'* \mathbf{A} qui représente la sensibilité de l'estimateur du vecteur d'état à une variation du vecteur d'état "vrai". Rodgers (2000) montre que cette matrice s'exprime comme :

$$\mathbf{A} = \frac{d\hat{\mathbf{x}}}{d\mathbf{x}} \quad (5.25)$$

$$= (\mathbf{K}^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \mathbf{K} + \mathbf{S}_a^{-1})^{-1} \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \quad (5.26)$$

$$= \hat{\mathbf{S}} \mathbf{K}^T \mathbf{S}_\epsilon^{-1} \quad (5.27)$$

$$= \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T (\mathbf{K} \mathbf{S}_a \mathbf{K}^T + \mathbf{S}_\epsilon)^{-1} \mathbf{K} \quad (5.28)$$

$$= (\tilde{\mathbf{K}}^T \tilde{\mathbf{K}} + \mathbf{I}_n)^{-1} \tilde{\mathbf{K}}^T \tilde{\mathbf{K}} \quad (5.29)$$

$$= \tilde{\mathbf{S}} \tilde{\mathbf{K}}^T \tilde{\mathbf{K}} \quad (5.30)$$

$$= \mathbf{I}_n - \tilde{\mathbf{S}} \quad (5.31)$$

où $\hat{\mathbf{x}}$ est le *meilleur estimateur* du vecteur \mathbf{x} .

Cette matrice \mathbf{A} permet d'obtenir simplement les degrés de liberté partiels sur chaque paramètres du vecteur d'état. En effet, ces degrés de liberté partiels sont les termes diagonaux de la matrice \mathbf{A} :

$$\mathbf{A}_{ii} = d_{s,x_i} \quad (5.32)$$

où \mathbf{A}_{ii} est le i ème terme diagonal et d_{s,x_i} le degré de liberté partiel lié au i ème paramètre du

vecteur d'état \mathbf{x} . Le calcul de \mathbf{A} permet donc un calcul du contenu en information des mesures sur chacun des paramètres étudiés.

On peut également exprimer simplement le contenu en information H et le degré de liberté total d_s à partir de cette matrice :

$$H = -\frac{1}{2} \ln |\mathbf{I}_n - \mathbf{A}| \quad (5.33)$$

$$d_s = Tr(\mathbf{A}) = \sum_{i=1}^n d_{s,x_i} \quad (5.34)$$

5.4 Sélection spectrale

À partir de la méthode de Rodgers (2000), il est également possible de sélectionner, à partir d'un ensemble de mesures, celles qui apportent le plus d'information. Il est ainsi possible de déterminer quelles mesures apportent le plus d'information (au sens de Shannon) et d'éliminer celles qui apportent une information redondante ou celles qui n'en apportent pas ou très peu (sensibilité nulle aux paramètres à restituer ou bruit trop important). Cette méthode permet donc de limiter le nombre de calculs du modèle direct, point névralgique de tout algorithme de restitution.

Le principe de cette méthode est de commencer le calcul de contenu en information avec toutes les mesures, de déterminer celle qui apporte le plus d'information, puis de recommencer sans cette mesure en ayant au préalable soustrait aux mesures restantes l'information qu'apportait la mesure sélectionnée. On recommence ensuite jusqu'à ce que l'information des mesures restantes soit pratiquement nulle.

Soit la matrice de variance-covariance quand $i - 1$ mesures ont été sélectionnées, notée $\tilde{\mathbf{S}}_{i-1}$, si la i ème mesure, dans le vecteur mesure restant, est celle qui apporte le plus d'information, alors la nouvelle matrice de variance-covariance ($\tilde{\mathbf{S}}_i$) s'écrit :

$$\tilde{\mathbf{S}}_i^{-1} = \tilde{\mathbf{S}}_{i-1}^{-1} + \mathbf{k}_i \mathbf{k}_i^T \quad (5.35)$$

Cette matrice $\tilde{\mathbf{S}}_i$ est en fait égale à la matrice $\tilde{\mathbf{S}}_{i-1}$ à laquelle on soustrait l'information apportée par la i ième mesure, donc ici \mathbf{k}_i représente la i ième ligne de $\tilde{\mathbf{K}}$.

Au départ, sans aucune mesure sélectionnée, on a : $\tilde{\mathbf{S}}_0 = \mathbf{I}_n$. On peut ensuite calculer le changement d'information δH_i lorsque la i ième mesure est sélectionnée puis retirée ; et ceci pour chaque mesure :

$$\delta H_i = \frac{1}{2} (\ln |\tilde{\mathbf{S}}_{i-1}| - \ln |\tilde{\mathbf{S}}_i|) \quad (5.36)$$

On peut également calculer l'apport en information de la mesure i en terme de degré de liberté :

$$\delta d_i = \text{Tr}(\tilde{\mathbf{S}}_{i-1}) - \text{Tr}(\tilde{\mathbf{S}}_i) \quad (5.37)$$

On retire ensuite cette i ième mesure et on calcule une nouvelle matrice de variance-covariance a posteriori $\tilde{\mathbf{S}}_{i+1}$ et on recommence la méthode avec $i - 1$ mesures.

L'un des avantages de la théorie du contenu en information réside donc dans le fait qu'il est possible de décomposer le contenu en information total H , ou le degré de liberté total d_s , en contenu en information et degrés de liberté partiels dans l'espace des états ou dans l'espace des mesures. De cette manière il est alors possible de connaître comment l'information totale apportée par la mesure se répartit sur chaque paramètre du vecteur d'état, ou encore de savoir quelles mesures ont réellement apporté de l'information afin de réduire l'espace des états. Un développement complet de ce type d'analyse est expliqué en détail par Rodgers (1998).

Troisième partie

Les nuages homogènes

Inversion de COT, r_{eff} et v_{eff}

Dans ce chapitre, nous étudierons le contenu en information des mesures de 3MI pour l'inversion des propriétés nuageuses de nuages considérés comme plans, parallèles et homogènes. Nous considèrerons également que les nuages sont mono-couches et liquides et que la surface est totalement absorbante. Les paramètres étudiés dans cette partie sont l'épaisseur optique, le rayon effectif et la variance effective.

6.1 Sensibilité à COT et r_{eff} : méthode bispectrale

La figure 6.1 représente les luminances totales visibles simulées à 490, 670 et 865 nm pour différentes épaisseurs optiques nuageuses ($COT = 2, 4, 8, 16$ et 32) dans le plan solaire pour un angle zénithal solaire de 30° . Le nuage est considéré comme plan, parallèle et homogène et liquide avec un rayon effectif de $10 \mu m$, une variance effective de 0.02 , une altitude de sommet de 2 km et une épaisseur géométrique de 1 km. Nous pouvons noter que les différentes courbes correspondant aux différentes COT sont distinctes pour les trois longueurs d'onde visibles indiquant que les luminances totales visibles sont sensibles à l'épaisseur optique. Plus l'épaisseur optique est élevée, plus les nuages renvoient la lumière et plus les luminances visibles mesurées au sommet de l'atmosphère sont élevées, ceci quelque soit la longueur d'onde visible mais tout de même limité pour de très fortes épaisseurs optiques. Nous pouvons remarquer que pour de grandes épaisseurs optiques (supérieures à 8), l'écart entre les courbes est approximativement

constant alors que l'écart de COT entre ces courbes est doublé à chaque fois. La sensibilité du signal visible commence à diminuer pour ces COT. Nous pouvons également noter que sur chacune de ces courbes il y a des fluctuations pour des angles de vue zénithaux d'environ 30° et entre -20 et 10° , celles-ci correspondent, respectivement, à la rétrodiffusion ($\Theta_d = 180^\circ$) et à l'arc en ciel nuageux et à ses arcs surnuméraires visibles ($\Theta_d \approx 140^\circ$) sur la figure 6.1.

La figure 6.2 est la même que la figure 6.1 mais pour différents rayons effectifs ($r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu m$) et avec une épaisseur optique fixe de valeur 8. Il existe une légère différence entre ces courbes mais elle est beaucoup moins importante que dans le cas de la figure 6.1. La sensibilité des luminances visibles au rayon effectif est moins importante que celle correspondant à l'épaisseur optique. On note aussi que cette sensibilité au rayon effectif est plus important pour de petites valeurs car les courbes sont plus éloignées. Il y a également une modification des arcs surnuméraires (vers les angles de vue zénithaux compris entre -20 et 10°). En effet, ceux-ci sont plus prononcés pour de plus grands rayons effectifs et les fluctuations se décalent vers des valeurs d'angles zénithaux de vue plus faibles, c'est à dire vers de plus grands angles de diffusion.

La figure 6.3 est identique à la figure 6.1 pour les longueurs d'onde SWIR à 1600 nm et 2200 nm, correspondant aux longueurs d'ondes SWIR de 3MI et de MODIS. Les différentes courbes correspondant aux différentes épaisseurs optiques sont distinctes ce qui indique que ces luminances totales SWIR sont également sensibles à l'épaisseur optique, cette sensibilité diminuant pour de grandes épaisseurs optiques. La sensibilité des luminances SWIR à l'épaisseur optique diminue plus rapidement que celle des luminances visibles. Cette remarque est évidente pour les courbes de luminances à 2200 nm et pour des épaisseurs optiques de 16 et 32 qui sont très rapprochées. Les courbes dans le SWIR montrent également une rétrodiffusion et des arcs surnuméraires plus étendues que ceux dans le visible.

La figure 6.4 est la même que la figure 6.3 mais pour plusieurs rayons effectifs ($r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu m$). Les courbes correspondant aux différents rayons effectifs sont très distinctes ce qui correspond à une grande sensibilité des luminances totales SWIR au rayon effectif. On remarque que plus le rayon effectif est important plus les luminances SWIR sont faibles car le rayonnement dans le SWIR est absorbé par l'eau liquide, il est donc plus atténué pour de grosses gouttelettes nuageuses. L'écart entre les différentes courbes est plus important pour de faibles

valeurs de rayons effectifs. La sensibilité sera donc plus importante. Nous pouvons également noter que plus le rayon effectif est important, plus la rétrodiffusion et les arcs surnuméraires sont localisés et marqués.

Les luminances visibles sont donc principalement sensibles à l'épaisseur optique et très légèrement au rayon effectif tandis que les luminances SWIR sont plutôt sensibles au rayon effectif. Dans le visible, l'absorption de l'eau est très faible et la réflexion du rayonnement visible par le nuage dépend principalement de l'épaisseur optique. Dans le SWIR, les gouttelettes d'eau liquide absorbe modérément le rayonnement, celui-ci est donc à la fois diffusé et absorbé, l'absorption dépendant de la taille des gouttelettes. À partir de ce constat, Nakajima and King (1990) ont développé une méthode, appelée méthode bispectrale, consistant à retrouver ces deux paramètres à partir d'une mesure dans le visible et une dans le SWIR. Cette méthode a été entre autres appliquée à l'instrument AVHRR puis à MODIS. Les longueurs d'onde utilisées sont les bandes à 640 nm ou 860 nm dans le visible et 1600, 2100 ou 3700 nm dans le SWIR. L'inversion de l'épaisseur optique et du rayon effectif est réalisée grâce à des Look-up Tables (LUT). Ces LUT sont des tableaux de valeurs de luminances bidirectionnelles visibles et SWIR précalculées pour différentes combinaisons de rayons effectifs et d'épaisseurs optiques sous différentes géométries. Connaissant les luminances observées, le rayon effectif et l'épaisseur optique correspondant peuvent être retrouvés en cherchant et interpolant les valeurs dans la LUT. La méthode bispectrale a été adoptée par différents instruments, incluant MODIS mais aussi le Visible Infrared Imaging Radiometer Suite (VIIRS), et le Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) (Platnick et al., 2003; Roebeling et al., 2006; Minnis et al., 2011; Walther and Heidinger, 2012).

Un exemple de LUT est représenté sur la figure 6.5 dans le plan solaire pour un angle de vue de 50° et un angle zénithal solaire de 30° . Nous avons tracé sur cette figure les différentes valeurs des luminances SWIR à 2200 nm en fonction des luminances visibles à 670 nm pour différentes valeurs de rayons effectifs et d'épaisseurs optiques. Les courbes en pointillés représentent les courbes d'épaisseur optique constante et les courbes pleines de rayon effectif constant. Les courbes de rayon effectif constant sont presque verticales ce qui montre que les luminances SWIR sont principalement sensibles au rayon effectif. Les courbes en pointillées (épaisseur optique constante) sont obliques pour de faibles épaisseurs optiques et horizontales pour de

fortes COT. Ceci signifie que les deux types de luminances sont sensibles à COT pour de faibles valeurs de COT et seules les luminances visibles le sont pour des COT élevées. Ces dernières remarques correspondent bien à celles notées précédemment. Plus les courbes pleines ou en pointillés sont écartées, plus les luminances sont sensibles, respectivement, à l'épaisseur optique et au rayon effectif. On note également que les deux courbes sont quasi orthogonales. Les deux mesures sont indépendantes, ce qui facilite la restitution des deux paramètres.

La méthode bispectrale permet ainsi une estimation de l'épaisseur optique et du rayon effectif à partir des mesures de l'instrument MODIS (ou d'autres). Ces mesures sont toutefois mono-angulaires. Or l'instrument 3MI permettra des mesures dans ces bandes spectrales qui seront multi-angulaires, ce qui pourrait apporter un surplus d'information.

6.2 Sensibilité à r_{eff} et v_{eff}

Une autre manière d'obtenir le rayon effectif et même la variance effective est la méthode développée à partir des mesures de POLDER (Bréon and Goloub, 1998). Cette méthode utilise la sensibilité à r_{eff} et v_{eff} des luminances visibles multi-angulaires polarisées de POLDER.

La figure 6.6 est identique à la figure 6.2 pour les luminances polarisées visibles de l'instrument POLDER (en valeur absolue). Nous notons que le signal polarisé est beaucoup plus faible que le signal total. Les arcs surnuméraires, remarqués sur la figure 6.1, sont beaucoup plus marqués dans le cas des luminances polarisées. Or ces arcs surnuméraires proviennent de la fonction de phase de diffusion (Figure 4.1) qui est très dépendante de la microphysique nuageuse et de la répartition en taille des gouttelettes nuageuses. En effet, nous notons sur la figure 6.6 que ces arcs surnuméraires diffèrent en intensité et en position suivant le rayon effectif du nuage, et ce pour les trois longueurs d'onde visibles de POLDER. Plus le rayon effectif est grand, plus l'arc en ciel est élevé et éloigné de la rétrodiffusion. Ces luminances polarisées sont donc sensibles au rayon effectif dans la gamme d'angle de diffusion entre 120 et 160°. Nous pouvons noter également que pour de faibles longueurs d'onde (principalement 490 nm) les luminances polarisées prennent des valeurs importantes en diffusion avant. Ce phénomène est dû au fait qu'à ces longueurs d'onde la diffusion Rayleigh due aux molécules atmosphériques au-dessus du nuage est importante et dépend de l'altitude du nuage. Cette remarque sera importante dans les

prochains chapitres de cette partie, dans le cas de la restitution de l'altitude du nuage.

La figure 6.7 est la même que la figure 6.6 avec un rayon effectif fixe de $10 \mu m$ et différentes variances effectives de 0.02, 0.04, 0.08 et 0.16. De la même façon nous remarquons des différences entre les courbes pour des angles de diffusion correspondant aux arcs surnuméraires. Par contre, une variation de variance effective n'a pas le même effet qu'une variation du rayon effectif sur les luminances polarisées visibles dans ces arcs surnuméraires. En effet, ici, plus la variance effective est importante, moins les arcs surnuméraires sont marqués mais restent positionnés aux mêmes angles de diffusion. Comme montré par Bréon and Goloub (1998), il est possible sous certaines conditions de retrouver à la fois le rayon effectif et la variance effective à partir des luminances polarisées visibles de POLDER (ainsi que l'épaisseur optique à partir des luminances totales visibles). Il faudrait tout de même que deux couples de valeurs de r_{eff} et v_{eff} ne donnent pas les mêmes courbes de luminances polarisées, ce qui n'est pas toujours le cas. De plus la méthode proposée par Bréon and Goloub (1998) basée principalement sur l'analyse de la variation angulaire du signal nécessitait un échantillonnage angulaire fin pour obtenir une solution stable. Ceci obligeait en particulier à moyenniser les observations POLDER sur plusieurs dizaines de pixels pour effectuer une inversion. Nous verrons par la suite qu'une méthode basée sur l'estimation optimale et décrivant correctement les erreurs du modèle et de la mesure, permet en pratique d'exploiter au mieux toute l'information contenue dans les observations POLDER (ou 3MI) et que celle-ci est suffisante pour une restitution à la résolution angulaire native de ces instruments.

6.3 Contenu en information : COT, r_{eff} et v_{eff}

Dans cette partie nous développons une étude quantitative de contenu en information des mesures de POLDER et de MODIS sur COT, r_{eff} et v_{eff} . Les détails de ce calcul en information peuvent être trouvés dans le chapitre 5. Nous quantifions ce contenu en information par les degrés de liberté partiels sur chacun des paramètres (COT, r_{eff} et v_{eff}). Dans un premier temps nous nous intéresserons aux mesures mono-angulaires totales et polarisées visible (670 nm) et SWIR (2200 nm). Nous comparons ensuite ces résultats avec le contenu en information des mesures multi-angulaires types 3MI. Pour cette étude, le vecteur d'état \mathbf{x} contient donc les

paramètres COT, r_{eff} et v_{eff} et le vecteur de mesures \mathbf{y} les mesures décrites précédemment. Par soucis de simplification nous supposons les autres paramètres comme étant connus.

Nous n'avons que très peu d'information a priori sur les valeurs de COT, r_{eff} et v_{eff} . Nous avons ainsi décidé de fixer les écarts types de COT, r_{eff} et v_{eff} à, respectivement, 60, 20 μm et 0.2. Ces gammes recouvrent ainsi les valeurs classiques de ces paramètres nuageux mais quoiqu'il en soit cette hypothèse a très peu de conséquences sur le calcul de contenu en information si ces valeurs sont choisies assez élevées ce qui est le cas ici. Nous pouvons ainsi construire la matrice de variance-covariance a priori, qui est considérée comme diagonale par simplification, à partir de ces écarts types. Cette matrice de variance-covariance a priori S_a représente ainsi notre connaissance du vecteur d'état avant la mesure. Le bruit de la mesure est fixé à 3% sur les luminances. Nous utilisons ce bruit pour calculer la matrice de variance-covariance diagonale liée à la mesure S_y . Le modèle sera considéré comme exact.

6.3.1 Mesures mono-angulaires

La figure 6.8 représente les résultats de notre étude de contenu en information pour des mesures mono-angulaires. L'épaisseur optique nuageuse est égale à 10, le rayon effectif à 10 μm et la variance effective à 0.02. L'angle zénithal solaire est de 30° et la surface est considérée comme noire.

Nous avons réalisé plusieurs études de contenu en information selon différents vecteurs de mesures. Sur la figure 6.8, la première colonne représente l'étude de contenu en information pour un vecteur de mesure contenant les luminances totales et polarisées pour deux longueurs d'onde : 670 nm dans le visible et 2200 nm dans le SWIR. Nous avons ensuite décomposé le contenu en information suivant les différentes mesures grâce à la méthode de la sélection spectrale présentées dans le chapitre 5. La deuxième colonne correspond ainsi au contenu en information apporté par la luminance totale mono-angulaire à 670 nm, la troisième celui apporté par la luminance totale SWIR à 2200 nm, la quatrième par la luminance polarisée à 670 nm et la cinquième par la luminance polarisée à 2200 nm. La dernière colonne correspond au contenu en information de mesures de type MODIS, c'est à dire de luminances mono-angulaires totales à 670 et 2200 nm. Cette dernière colonne correspond donc à la méthode bi-spectrale présentée

précédemment.

La première ligne représente l'ordre de sélection des mesures lors de la sélection spectrale (voir partie 5). Les différentes couleurs sur ces diagrammes polaires représentent donc l'ordre dans lequel les mesures ont été sélectionnées pour les différents angles de vue du satellite, c'est à dire l'ordre d'apport en information des différentes mesures. Le contenu en information est également décomposé selon les différents paramètres étudiés. La deuxième ligne correspond au degrés de liberté partiels sur l'épaisseur optique, la troisième sur le rayon effectif et la quatrième sur la variance effective. Nous avons représenté les degrés de libertés partiels suivant les angles de vue zénithaux et azimutaux sur des diagrammes polaires

Nous pouvons tout de suite remarquer que ces mesures mono-angulaires apportent beaucoup d'information sur l'épaisseur optique et le rayon effectif par contre elles ne semblent pas suffisante à la restitution de la variance effective et ce quelque soit l'angle de vue des mesures. Les mesures de MODIS (c'est à dire sans la polarisation) permettent bien de restituer COT et r_{eff} . Elles apportent tout de même légèrement moins d'information qu'avec l'addition des luminances polarisées (première colonne).

La décomposition spectrale nous montre assez clairement que la luminance totale visible apporte le principal de l'information sur COT et la luminance totale SWIR sur r_{eff} . La luminance visible apporte tout de même un peu d'information sur le rayon effectif. Pour cette gamme d'angles de diffusion, la luminance visible compense le manque d'information apportée par le SWIR sur le rayon effectif. Cette luminance SWIR apporte par contre une légère information sur COT pour ces angles. On remarque aussi que l'addition des degrés de liberté partiels pour chaque mesure ne dépasse pas la valeur de 1 car logiquement nous ne pouvons restituer qu'un seul paramètre à partir d'une unique mesure. Les luminances polarisées mono-angulaires à 670 nm et 2200 nm ne contribuent que très peu à l'apport en information excepté pour les angles correspondants aux arcs surnuméraires où elles apportent aussi de l'information sur la variance effective. Toute ces remarques sont en adéquation avec les figures de sensibilités précédentes.

Comme la méthode de décomposition spectrale sélectionne les mesures dans l'ordre d'apport en information, les luminances totales visibles et SWIR sont les premières à être sélectionnées par cette décomposition spectrale.

Ces mesures mono-angulaires sont donc, pour la plupart des nuages homogènes, suffisante à

la restitution de COT et de r_{eff} mais celle-ci n'est pas efficace pour tous les cas de nuages. La figure 6.9 est la même que la 6.8 mais pour une épaisseur optique nuageuse de 2. Pour ce cas de nuage, l'information sur le rayon effectif est très faible et insuffisante pour certains angles de vue. C'est particulièrement vrai pour les mesures de type MODIS. La distribution de l'apport en information des différentes mesures est radicalement différente en comparaison du cas de la figure 6.8. Pour ce cas l'information principale sur COT est apportée par la luminance totale SWIR et non par le visible. Ceci correspond au cas de la figure 6.3 où, pour de faibles épaisseurs optiques, la sensibilité des luminances SWIR à l'épaisseur optique était importante. En conséquence cette luminance SWIR totale est beaucoup moins sensible au rayon effectif que dans le cas d'une forte épaisseur optique. Ce manque d'information sur le rayon effectif est tout de même légèrement compensé par plus d'information de la luminance totale visible et des luminances polarisées dans la gamme d'angles de diffusion correspondant aux arcs surnuméraires. Il n'y a toujours pas d'information sur la variance effective. Ce changement de répartition de contenu en information entraîne un ordre de sélection également très différent. La luminance SWIR est ainsi presque exclusivement sélectionnée en première et la luminance totale visible en deuxième, excepté dans les arcs surnuméraires où les luminances polarisées apportent plus d'information. Dans ce cas, nous pouvons remarquer qu'il existe une différence d'information plus grande entre les mesures de type MODIS et les mesures de type 3MI comprenant la polarisation. En effet les luminances polarisées apporte plus d'information dans les arcs surnuméraires pour ce cas de nuage optiquement fin.

Pour mieux comprendre cette différence de contenu en information entre les cas avec d'épaisseurs optiques de 10 et 2, nous avons tracé un diagramme de type "Nakajima and King" pour des angles de vue correspondant à une faible information sur le rayon effectif (Figure 6.10), c'est à dire pour un angle de vue zénithal de 35° et un angle azimuthal de 0° . Or dans ce cas de géométrie, nous pouvons remarquer que ces courbes sont confondues pour de faibles épaisseurs optiques. La restitution de ces deux paramètres n'est donc pas possible simultanément dans le cas de mesures de type MODIS. C'est bien ce que l'on remarque sur notre étude de contenu en information (Figure 6.9).

Sur l'ensemble des diagrammes les mesures mono-angulaires et la méthode bi-spectrale ne permettent pas la restitution de la variance effective et dans certains cas de rayon effectif. De

plus, les luminances polarisées mono-angulaires n'apportent pas une information déterminante. Dans la section suivante, nous étudions l'apport des mesures multi-angulaires polarisées comme le permettent les instruments POLDER et 3MI.

6.3.2 Apport des mesures multi-angulaires

Pour limiter le nombre de configurations angulaires, nous avons choisi d'utiliser trois échantillonnages angulaires réalistes (AS) décrits sur la figure 6.11 et précalculés pour des orbites anticipées de la mission EPS-SG. Nous avons fait ce choix d'orbites pour obtenir des configurations d'observation représentatives. En effet, pour un angle zénithal solaire de 30° , l'AS 3 correspond à des mesures dans la diffusion arrière, l'AS 1 dans la diffusion avant et l'AS 2 entre les deux. Nous utilisons ces échantillonnages tout au long de ces travaux. Nous utilisons ici les mesures totales et polarisées à 670 et 2200 nm dans le cas d'un nuage fin optiquement (COT = 2).

Notre étude de comparaison des contenus en information des mesures mono- et multi-angulaires est représentée sur les figures 6.12.a, b. et c. pour, respectivement les échantillonnages angulaires 1, 2 et 3. Sur ces figures, nous avons représenté les degrés de liberté partiels en fonction de l'angle de diffusion pour les trois AS. Les points représentent les contenus en information des mesures mono-angulaires pour chaque angle et les lignes pour les mesures multi-angulaires.

Sur la figure 6.12.a., correspondant à l'AS 1, nous remarquons que les mesures multi-angulaires apportent beaucoup d'information sur COT et r_{eff} (les lignes sont sur l'ordonnée 1) mais très peu sur v_{eff} ($DOF \approx 0.1$). Pour ce qui est des mesures mono-angulaires, comme nous l'avons vu, elles apportent beaucoup d'information sur COT mais très peu sur v_{eff} . L'information sur r_{eff} de ce type de mesure varie selon l'angle de diffusion. En effet, il est de l'ordre de 0.6 pour des angles de diffusion inférieurs à 135 degrés et de l'ordre de 0.9 pour des angles supérieurs. Ceci peut être expliqué l'apport d'information des mesures polarisées dans cette gamme d'angle correspondant aux arcs surnuméraires comme décrits dans le chapitre 6.

Pour l'AS 2, l'information apportée par les mesures multi-angulaires sur la variance effective est supérieure au cas de l'AS 1. En effet, dans ce cas certains angles de vue correspondent à la

gamme d'angle de diffusion correspondant aux arcs surnuméraires où les luminances polarisées sont sensibles à la variance effective ainsi qu'au rayon effectif (Figure 6.6 et 6.7). Plusieurs mesures dans cette gamme d'angles apportent donc de l'information sur v_{eff} comme prédit par Goloub et al. (1994). C'est encore plus le cas pour l'AS 3, pour lequel un nombre plus important d'angles de vue apporte de l'information sur la variance effective.

Les mesures multi-angulaires apportent donc la possibilité de restituer la variance effective (en plus de l'épaisseur optique et de la variance effective) dans le cas où certains angles de vue se trouve dans la gamme d'angle de diffusion correspondant aux arcs nuageux. De plus, la restitution du rayon effectif semble possible dans tous les cas de nuages étudiés ici ce qui n'était pas le cas à partir de l'utilisation de mesures mono-angulaires. On note aussi que l'information des mesures multi-angulaires est toujours supérieure à celle des mesures mono-angulaires ce qui permettra avec 3MI de restituer les différents paramètres étudiés avec une plus grande précision.

En conclusion, les mesures de type MODIS apportent donc suffisamment d'information sur COT et r_{eff} pour la plupart des cas, mais n'apportent pas d'information pour la restitution de la variance. De plus, pour de faibles COT et pour certains angles de vue, l'information sur le rayon effectif est également insuffisante. Les luminances polarisées mono-angulaires permettent de légèrement compléter l'information manquante sur le rayon effectif mais pas sur la variance. Les mesures multi-angulaires de type "3MI" par contre apportent une information très importante sur l'épaisseur optique et sur le rayon effectif dans les trois cas d'orbites étudiés. De plus, elles permettent également d'apporter de l'information sur la variance effective dans le cas d'angles de vue proche des angles de diffusions correspondant à l'arc nuageux.

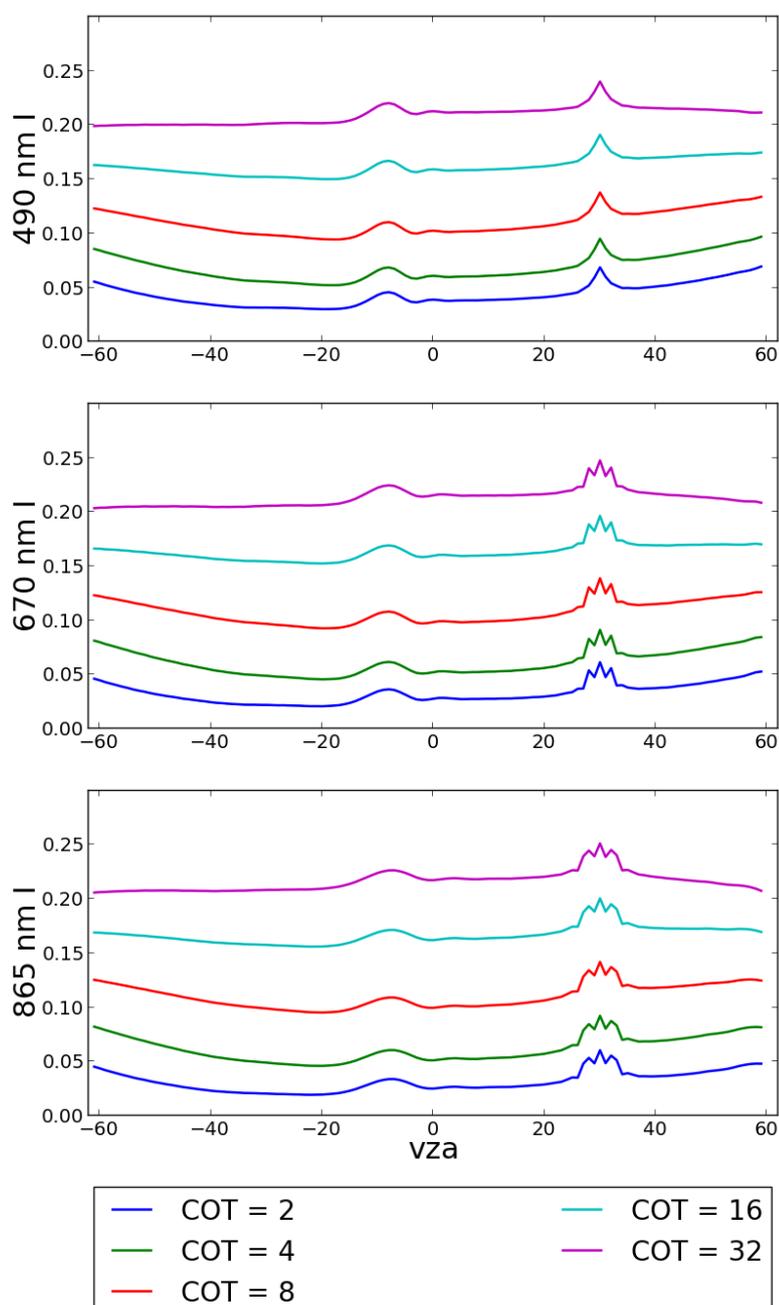


FIGURE 6.1 – Luminances totales visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, de rayon effectif de $10\mu m$, de variance effective de 0.02, pour différentes épaisseurs optiques : COT = 2, 4, 8, 16 et 32.

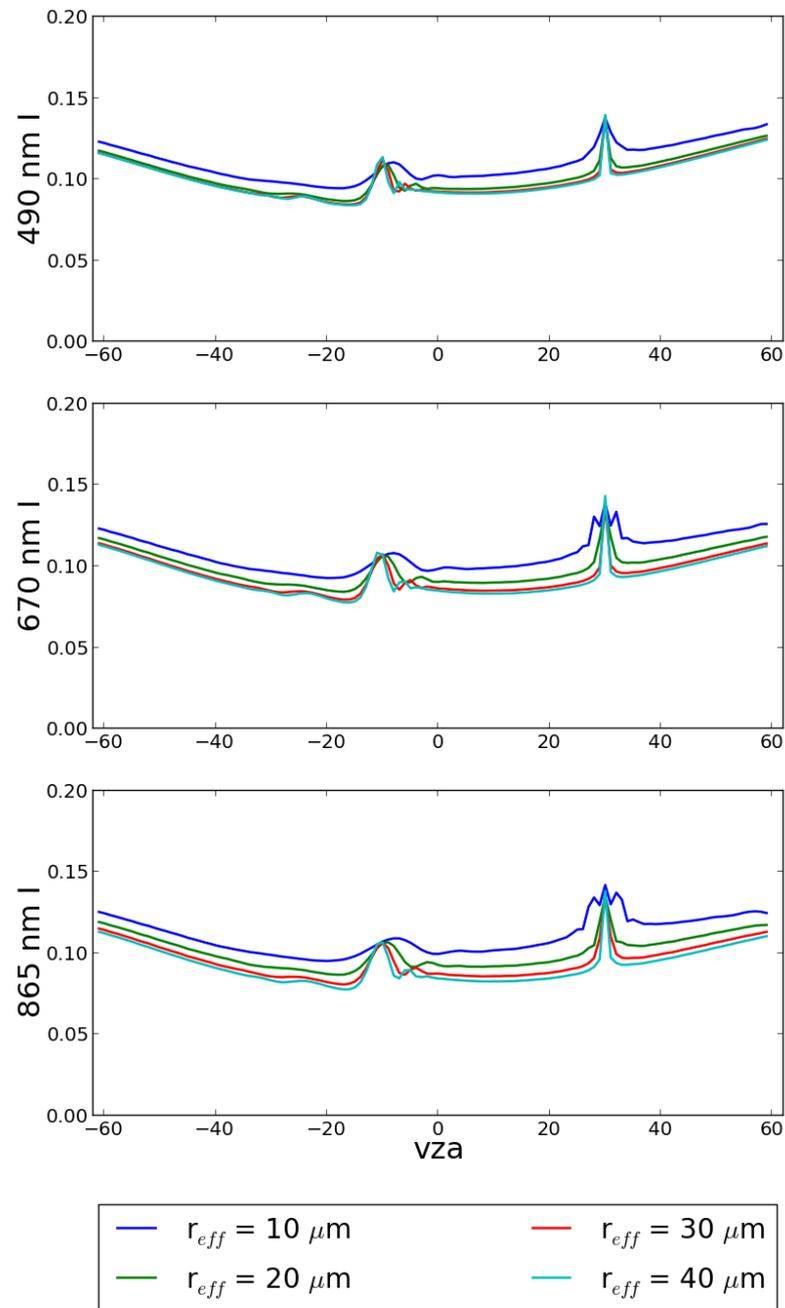


FIGURE 6.2 – Luminances totales visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu\text{m}$.

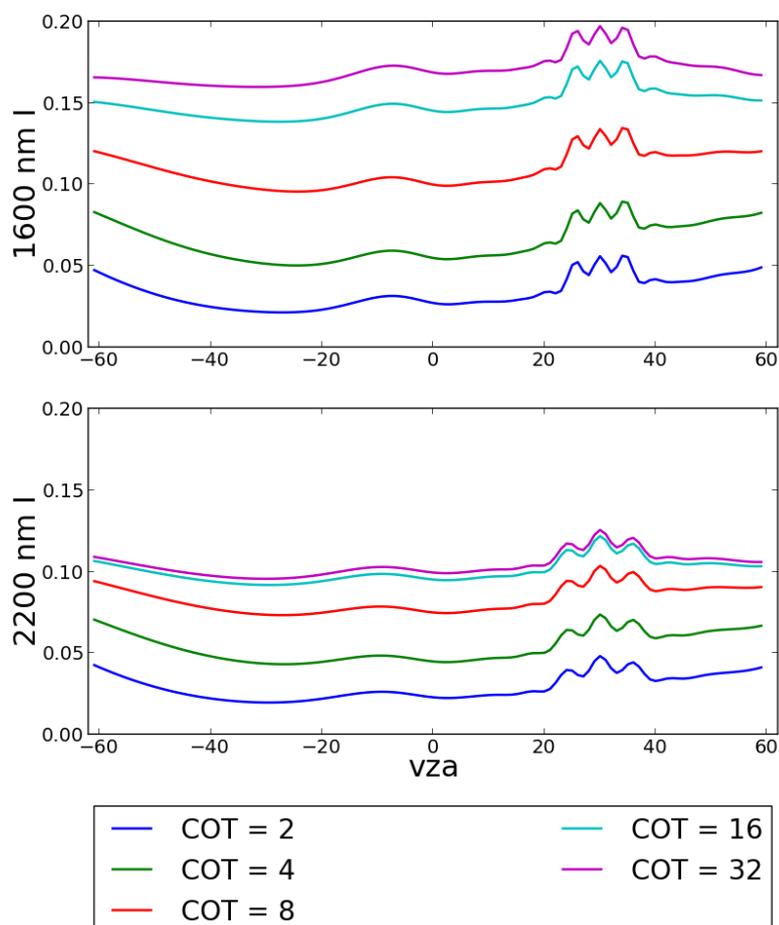


FIGURE 6.3 – Luminances totales SWIR (1600 et 2200 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, de rayon effectif de $10\mu m$, de variance effective de 0.02, pour différentes épaisseurs optiques : COT = 2, 4, 8, 16 et 32.

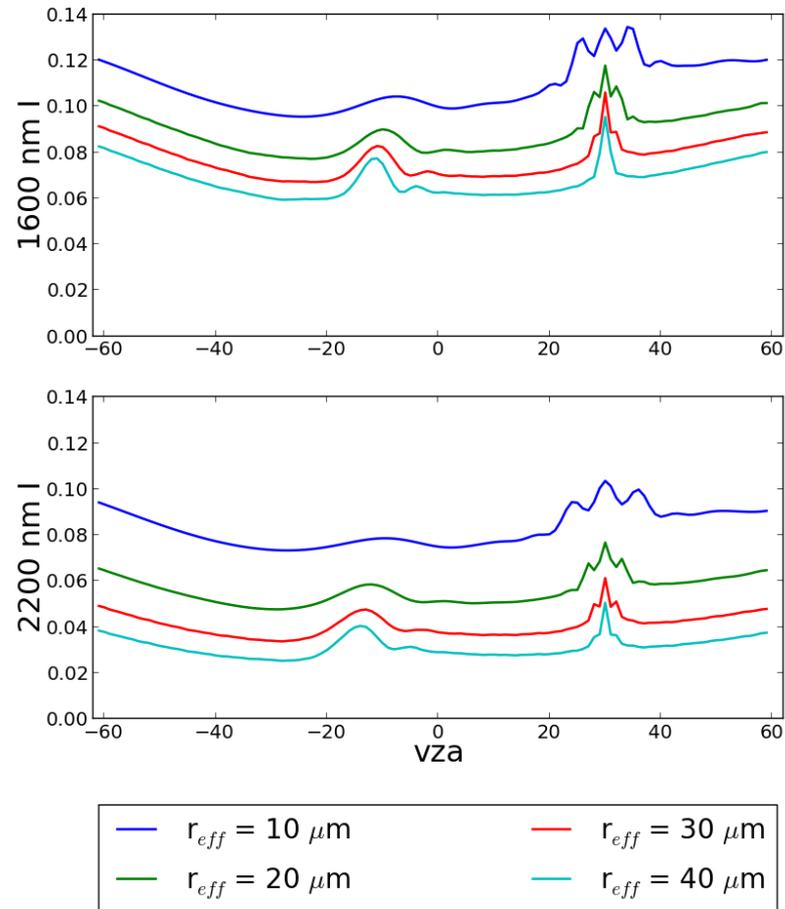
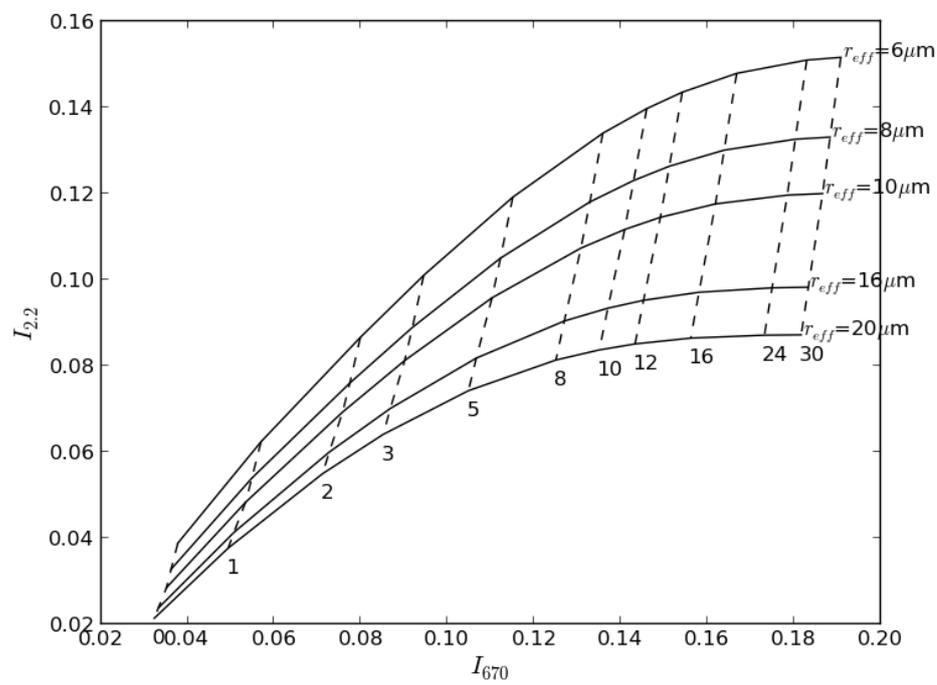


FIGURE 6.4 – Luminances totales SWIR (1600 et 2200 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu\text{m}$.

FIGURE 6.5 – Graphique "type Nakajima and King" pour $v_{za} = 50^\circ$, $v_{aa} = 0^\circ$ et $s_{za} = 30^\circ$

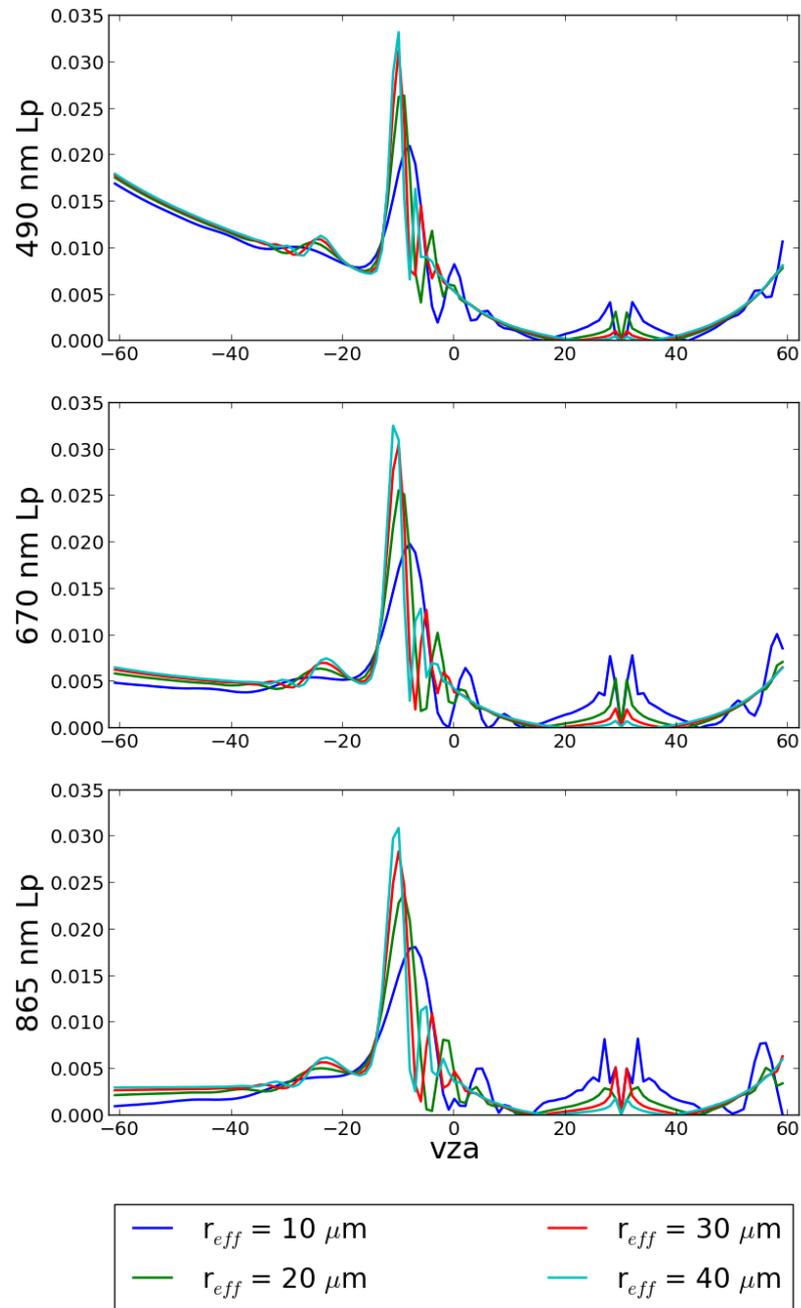


FIGURE 6.6 – Luminances polarisées visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d'1 km, d'épaisseur optique de 8, de variance effective de 0.02, pour différents rayons effectifs : $r_{eff} = 10, 20, 30$ et $40 \mu\text{m}$.

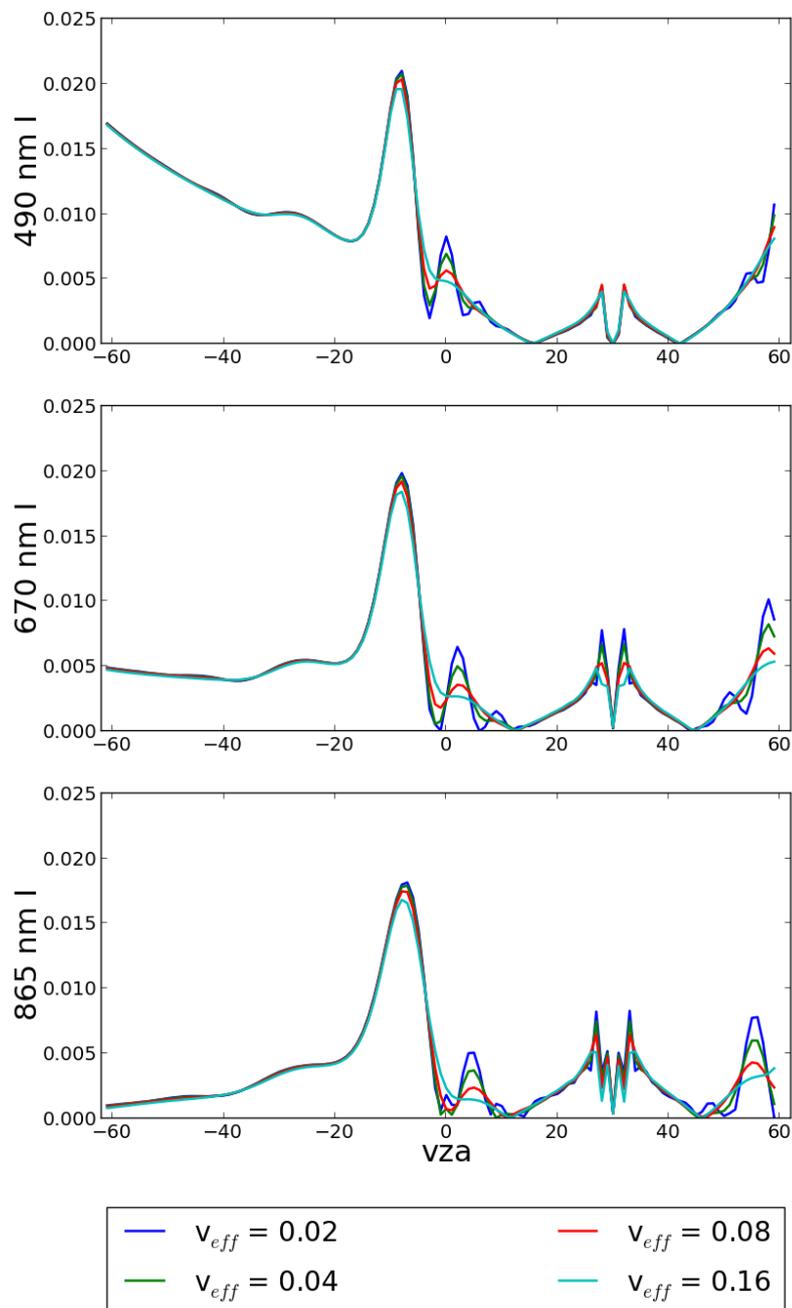


FIGURE 6.7 – Luminances polarisées visibles (490, 670 et 865 nm) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour des nuages d'altitude de 2 km, d'épaisseur géométrique d' 1 km, d'épaisseur optique de 8, de rayon effectif de $10 \mu m$, et pour différentes variances effectives : $v_{eff} = 0.02, 0.04, 0.08$ et 0.16 .

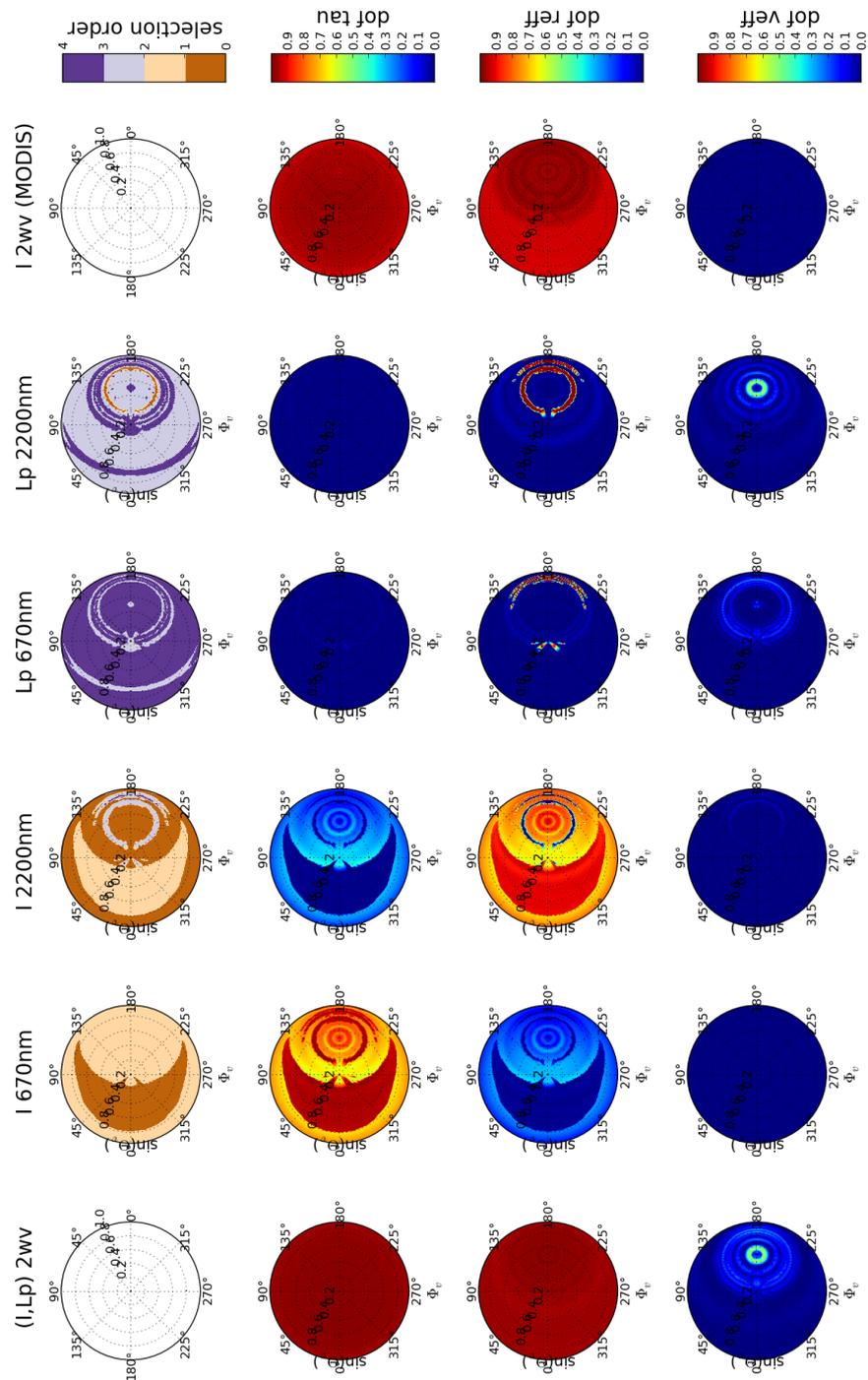


FIGURE 6.8 – Degrés de liberté partiels sur COT , r_{eff} et v_{eff} (différentes lignes), la première ligne représentant l'ordre de sélection, décomposés selon les différentes longueurs d'onde (différentes colonnes) pour $COT = 10$

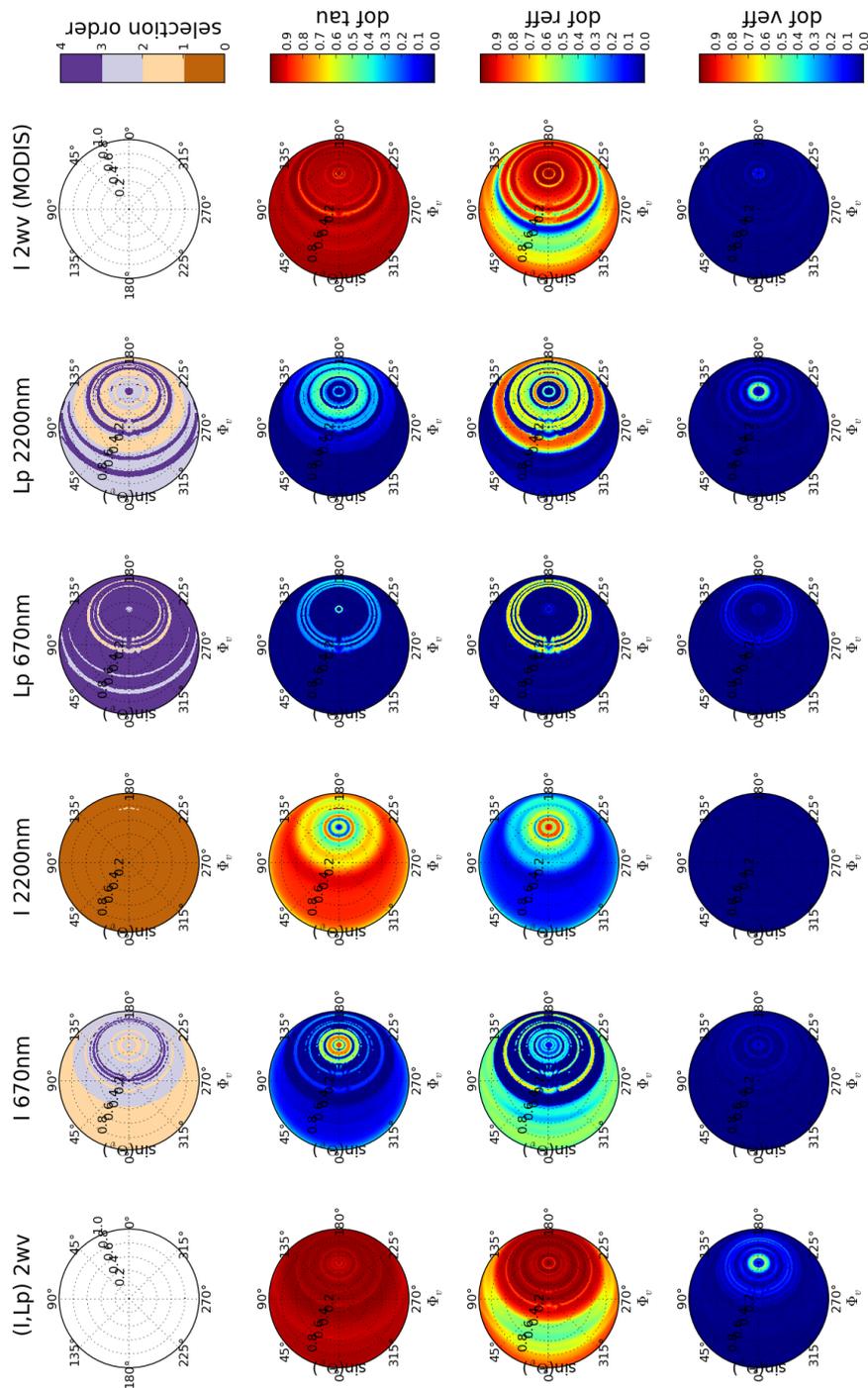


FIGURE 6.9 – Degrés de liberté partiels sur COT, r_{eff} et v_{eff} (différentes lignes), la première ligne représentant l'ordre de sélection, décomposés selon les différentes longueurs d'onde (différentes colonnes) pour COT = 2

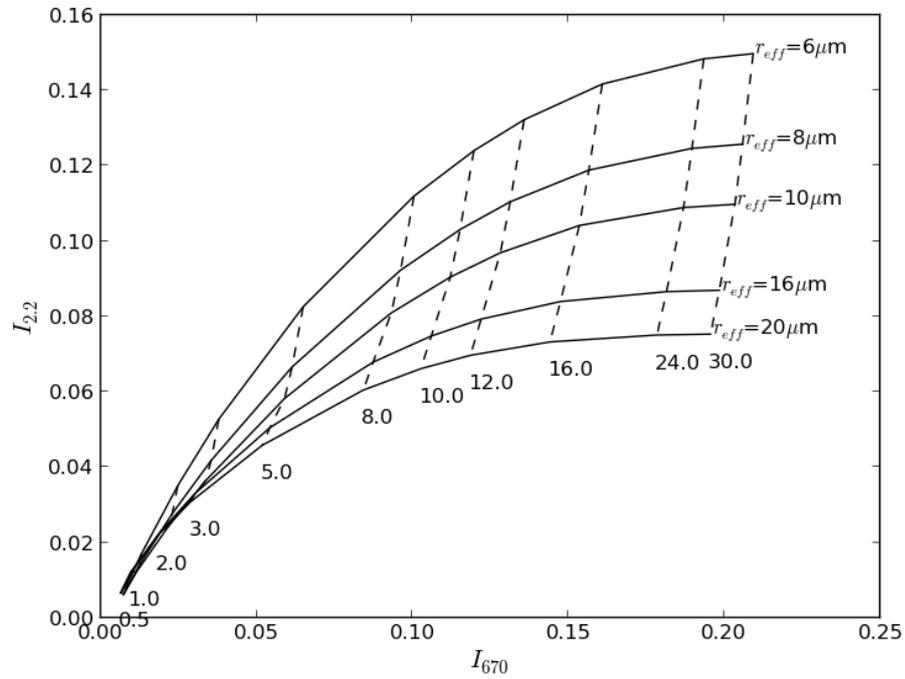


FIGURE 6.10 – Graphique "type Nakajima and King" pour $v_{za} = 35^\circ$, $v_{aa} = 0^\circ$ et $s_{za} = 30^\circ$

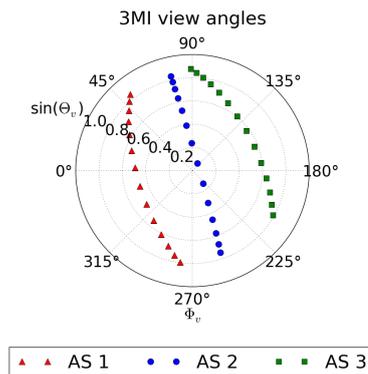


FIGURE 6.11 – Échantillonnages angulaires utilisés

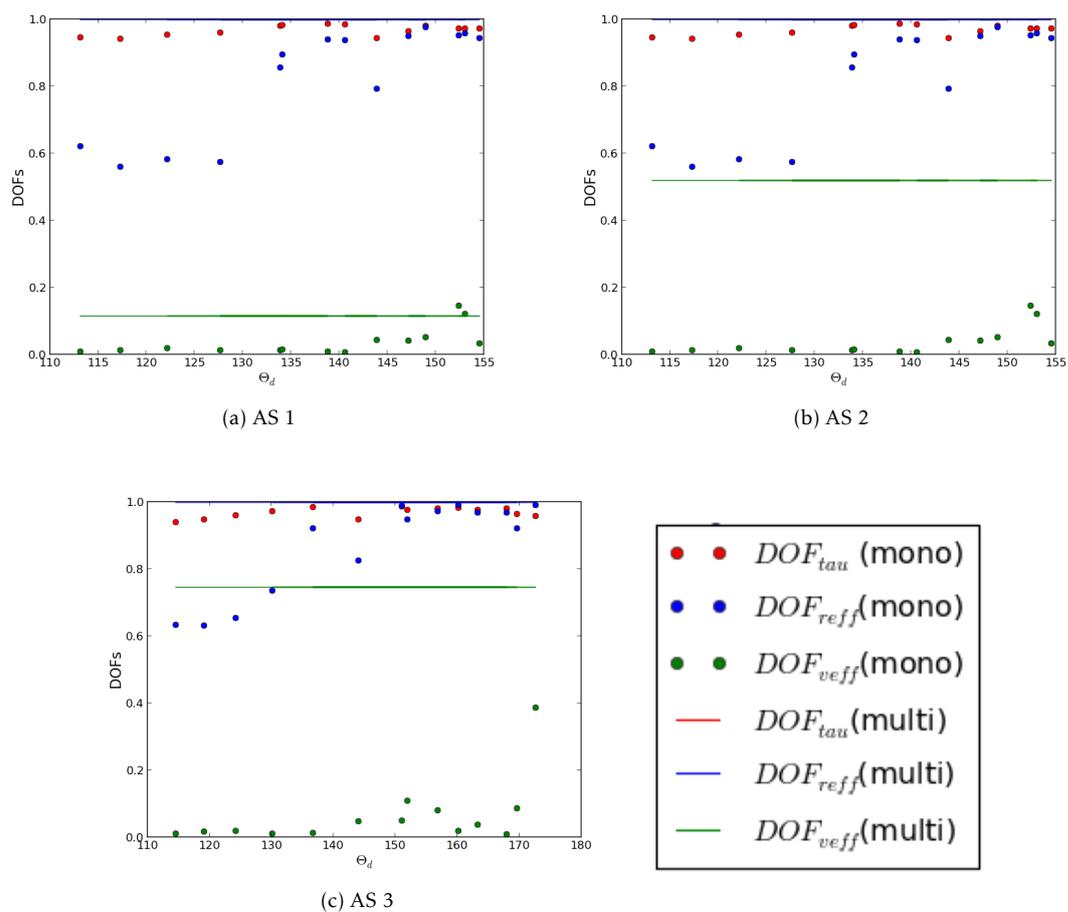


FIGURE 6.12 – Comparaison de l'information apportée par des mesures mono-angulaires (points) et multi-angulaires (lignes) sur COT (en rouge), r_{eff} (en bleu) et v_{eff} (en vert)

Inversion de CTOP et CGT

La distribution verticale de la couverture nuageuse a un impact significatif sur un grand nombre de processus météorologiques et climatiques (Stephens, 1978 ; Wang and Rossow, 1998 ; Johansson et al., 2015). En influençant la distribution des transferts de chaleur dans l'atmosphère, elle dirige la dynamique nuageuse et l'évolution de la micro- et macro-structure des nuages. Comme dit en introduction, les rétroactions climatiques liées aux nuages sont très peu connues (Stocker et al., 2013) et une meilleure compréhension de l'évolution du climat doit passer par une meilleure description des propriétés macro-physiques des nuages comme l'altitude du sommet des nuages (CTOP) et leur épaisseur géométrique (CGT).

De nombreuses techniques ont été développées pour l'inversion de l'altitude nuageuse à partir de capteurs passifs. La méthode du CO₂-slicing utilise l'absorption différentielle du CO₂ dans la bande spectrale de l'infrarouge thermique (Rossow and Schiffer, 1991 ; King et al., 1992 ; Platnick et al., 2003). Les luminances ultraviolet peuvent aussi être utilisées grâce à la diffusion rotationnelle de Raman qui cause l'atténuation ou l'amplification des lignes de Fraunhofer dans le spectre UV, dépendant de la diffusion Rayleigh au-dessus du nuage (Joiner and Bhartia, 1995 ; de Beek et al., 2001). De la même façon, la polarisation de la lumière réfléchie, dans les longueurs d'ondes les plus courtes du visible, à cause de la diffusion Rayleigh apporte de l'information sur l'altitude du sommet du nuage (Goloub et al., 1994 ; Knibbe et al., 2000). Enfin l'altitude des nuages peut également être retrouvée grâce à des méthodes géométriques appliquées à des observations stéréoscopiques (Moroney et al., 2002 ; Seiz et al., 2007 ; Wu et al., 2009).

L'information sur la localisation du sommet des nuages peut aussi être obtenue à travers l'exploitation de l'absorption différentielle du dioxygène du rayonnement solaire dans la bande A du dioxygène, comme premièrement suggéré par Yamamoto and Wark (1961). En effet, l'oxygène moléculaire est un gaz atmosphérique réparti de façon homogène, en conséquence, la quantité d'absorption du rayonnement est liée au trajet géométrique équivalent des photons dans l'atmosphère, qui est limité par CTOP. Toutefois, les nuages ne sont pas des réflecteurs solides comme les surfaces terrestres. L'absorption additionnelle du rayonnement le long du trajet à l'intérieur du nuage conduit à un biais significatif dans les inversions de la pression au sommet du nuage, comme montré par Preusker and Lindstrot (2009). Quelques études ont toutefois montré que l'effet de ces diffusions multiples peut être utilisé pour obtenir de l'information sur le trajet des photons dans le nuage, qui à son tour peut apporter de l'information sur l'épaisseur géométrique du nuage (Davis et al. (2009), et les références suivantes). Selon des caractéristiques de l'instrument, en terme de résolution spectrale, de couverture et de capacités multi-angulaires, différentes méthodes ont été proposées. Rozanov and Kokhanovsky (2004) ont développé une technique d'inversion exploitant les mesures hyperspectrales de la bande A de SCIAMACHY, grâce à un algorithme semi-analytique utilisant la théorie asymptotique. L'approche hyperspectrale des mesures de la bande A a davantage été évaluée à travers une récente analyse de contenu en information (Schuessler et al., 2014). En ce qui concerne les mesures multi-angulaires bispectrales dans la bande A, Ferlay et al. (2010) ont suggéré d'utiliser la corrélation entre l'écart type angulaire de la pression de l'oxygène du nuage et son épaisseur géométrique. La faisabilité de cette technique a, plus tard, été confirmée par Desmons et al. (2013), qui ont comparé les inversions de l'épaisseur géométrique de POLDER3/PARASOL à l'information apportée par des capteurs actifs collocalisés (CALIOP/CALIPSO). Dans le même temps, une approche similaire a été proposée utilisant l'absorption différentielle entre des mesures mono-angulaires dans les bande A et B de l'oxygène (Yang et al., 2013).

La plupart des études se sont limitées à des nuages de type mono-couche et optiquement épais au-dessus des océans. De plus, exceptée l'étude de Schuessler et al. (2014), la plupart des études n'ont pas formellement considéré l'impact du bruit des mesures et des erreurs du modèle direct sur l'inversion. Notre travail a pour but de développer une analyse compréhensive du contenu en information fournie par des mesures bispectrales et multi-angulaires dans la bande A

de l'O₂ pour dériver la localisation et l'extension verticale des nuages (CTOP et CGT). Construite sur les analyses précédentes de Ferlay et al. (2010) et Desmons et al. (2013), notre présente analyse a pour but de comprendre la faisabilité de l'inversion de ces paramètres pour tout type de nuage (liquides ou de glace, épais ou fins) et pour une fourchette de valeurs d'albédos de surfaces dans le cas de mesures de 3MI. Cette investigation est motivée par le besoin de développer des algorithmes qui seront appliqués aux mesures de la nouvelle génération d'instruments tels que 3MI. Nous allons également comparer cet instrument avec le Multi-angle Spectro-Polarimetric Imager (MSPI) proposé, parmi d'autres, pour la mission Aerosol-Cloud-Ecosystem (ACE) de la NASA.

Nous décrirons tout d'abord les caractéristiques de 3MI et de MSPI et de leurs mesures dans la bande A ainsi que nos hypothèses pour la simulation. Nous illustrerons ensuite qualitativement la sensibilité des mesures multi-angulaires dans la bande A sur CTOP et CGT puis quantifierons un contenu en information de ces mesures. Cette information dépendant largement de l'épaisseur optique, nous proposerons finalement une étude de contenu en information des mesures de 3MI sur l'altitude de sommet, l'épaisseur géométrique et l'épaisseur optique des nuages.

7.1 Sensibilité à CTOP et CGT

7.1.1 Hypothèses de simulation

L'utilisation d'observations dans une bande d'absorption, en substance, repose sur l'interprétation de la longueur du chemin optique moyen des photons (*average photon path*) cumulée à travers l'atmosphère. En particulier, ce chemin optique au-dessus du nuage est directement lié à la pression ou l'altitude du sommet des nuages (désignée dans ce qui suit par CTOP). Cette longueur de trajet est estimée par l'absorption différentielle qui se produit entre deux canaux dans et autour de la bande A de l'O₂, fournissant une estimation de la transmission atmosphérique au-dessus des nuages et ainsi une information sur CTOP.

Historiquement, le rapport entre les mesures de deux canaux très proches a été utilisé pour estimer cette transmission atmosphérique dans la bande A de l'O₂ et deux approches ont été utilisées à partir des différents capteurs pour établir ce rapport. La première utilise un rapport

entre la luminance dans la bande A et une luminance complètement en dehors (appelé le rapport *in-band/out-band*), qui n'est donc pas affectée par l'absorption, mais assez proche pour pouvoir considérer que les autres propriétés atmosphériques et surfaciques comme identiques. Cette configuration a été utilisée avec succès avec, par exemple, par le *Medium Resolution Imaging Spectrometer* (MERIS), même si Ramon et al. (2003) ont montré que la calibration spectrale pouvait être un point critique. La seconde utilise une bande plus large recouvrant entièrement la bande A (appelée rapport *thin-band/broad-band*), qui apporte également des propriétés atmosphériques et surfaciques similaires dans les deux canaux. Elle présente l'avantage d'être moins sensible aux problèmes de calibration au prix d'un rapport signal sur bruit inférieur (car le signal de la bande large est en partie affecté par l'absorption et fournit donc moins de contraste par rapport au canal d'absorption). Cette configuration a été utilisée par les trois précédentes missions POLDER et s'est avérée comme étant une solution robuste lorsque l'étalonnage de l'instrument repose uniquement sur l'exécution technique.

Bien que la configuration *in-band/out-band* ait été initialement envisagée pour 3MI, l'option utilisant la bande large de POLDER à 765 nm a finalement été retenue compte tenu des difficultés à garantir la stabilité spectrale de la bande pour une position extérieure centrée à 764 nm. Les deux options ayant longtemps été considérées et la position extérieure à 764 nm ayant été retenue pour 3MI, dans la présente étude, nous considérons et comparons les deux configurations. De même, la fonction de réponse spectrale (ISRF) exacte de 3MI n'étant pas encore connue, nous avons modélisé les filtres par des portes rectangulaires parfaites supposant les largeurs des bandes mince et large comme celles spécifiées dans les documents sur les exigences de la mission. Le canal dans la bande d'absorption de MSPI est prévu pour être plus étroit que celui de 3MI. Pour 3MI et MSPI, l'emplacement exact du canal hors bande n'est pas encore complètement déterminé, nous avons donc simplement utilisé un emplacement spectral qui est complètement en dehors de la bande d'absorption de l'O₂.

Sur la base de canaux candidats illustrés sur la figure 7.1, trois configurations possibles (*in-band / out-band* pour MSPI, et *in-band / out-band* ou *in-band / broad-band* pour 3MI) seront considérées. Dans l'analyse qui suit nous évaluerons laquelle fournit le plus d'information sur l'altitude du sommet (CTOP) et l'épaisseur géométrique (CGT) des nuages.

Dans cette étude, les luminances au sommet de l'atmosphère (TOA) sont simulées en utilisant

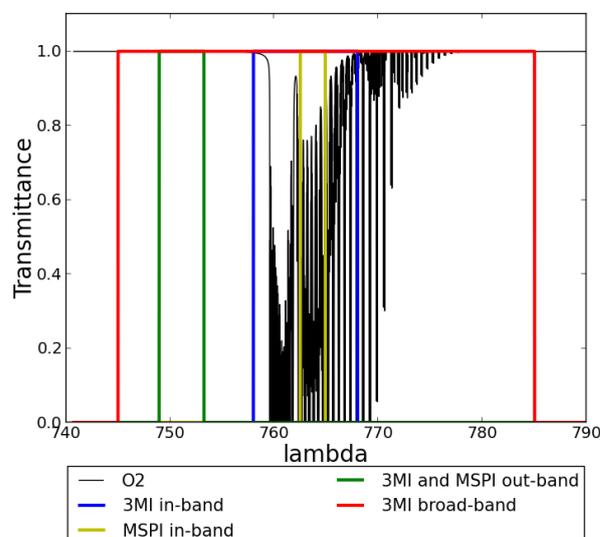


FIGURE 7.1 – Modèles de filtre de 3MI. La transmittance est indiquées par une ligne noire. La ligne verte représente le filtre 'out-band' (748.95 - 753.25 nm), la rouge, la 'broad-band'(745 - 785 nm), la bleue, la 'in-' de 3MI (758 - 768 nm), et la jaune, la 'in-band' de MSPI (762.5 - 764.9 nm).

un code de transfert radiatif qui prend en compte l'absorption gazeuse en utilisant la technique de la *k-distribution* (Kratz, 1995) (annexe B). Les effets de diffusion multiple sont traités par la méthode de l'*Adding-Doubling* (de Haan et al., 1987) (annexe A). Dans cette approche, l'équation de transfert radiatif est traitée en supposant une atmosphère verticalement inhomogène (modèle McClatchey), stratifiée en couches planes et homogènes et nous considérerons seulement des nuages plans, parallèles et homogènes d'une seule couche et une atmosphère sans aérosol.

Pour limiter le nombre de configurations angulaires, nous avons choisi d'utiliser trois échantillonnages angulaires (AS) (Figure 7.2) précalculés à partir des orbites prévues pour EPS-SG. Nous avons fait ce choix pour obtenir des configurations d'observation représentatives et variées. En effet, avec un angle zénithal solaire de 30° , par exemple, l'AS 3 correspond à des mesures dans la direction de rétrodiffusion, l'AS1 dans la direction de diffusion avant et l'AS 2 entre les deux précédentes tout comme dans le chapitre 6.

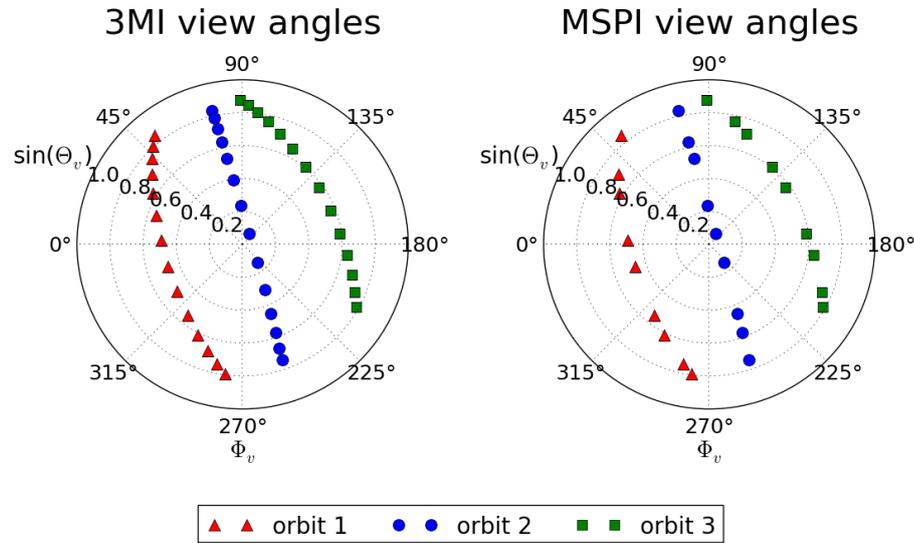


FIGURE 7.2 – Échantillonnages angulaires (AS) du choix des angles de vue de 3MI et MSPI.

7.1.2 Étude de sensibilité de la bande A

Nous allons tout d’abord présenter, dans cette partie, une étude qualitative de sensibilité des luminances simulées dans la bande A à l’épaisseur géométrique (CGT) et l’altitude du sommet des nuages (CTOP). Comme les configurations de 3MI et MSPI sont fondamentalement différentes, nous utilisons seulement ici la configuration de 3MI *thin-in/thin-out* pour illustrer les principaux mécanismes par lesquels l’information sur CTOP et CGT peut être retrouvée.

En plus de CTOP et CGT, l’épaisseur optique (COT) est aussi un paramètre clé. En effet, des études précédentes ont montrées que la transmission de la bande A est sensible à celle-ci et fournit une information limitée sur CTOP et CGT pour des nuages optiquement fins (Desmons et al., 2013; Ferlay et al., 2010; Yang et al., 2013; Schuessler et al., 2014). Par conséquent, nous allons illustrer notre discussion à partir de trois cas différents d’épaisseur optique nuageuse : des nuages optiquement fins (COT = 1), modérément minces (COT = 4) et épais optiquement (COT = 16). Le but de cette première approche est de souligner les principaux mécanismes physiques qui régissent les signaux de la bande A de l’O₂ au sommet de l’atmosphère. Suite à cela, une étude quantitative de contenu en information, plus élaborée, sera présentée.

La sensibilité d’une mesure dans la bande A, à CTOP et CGT, provient de l’absorption par

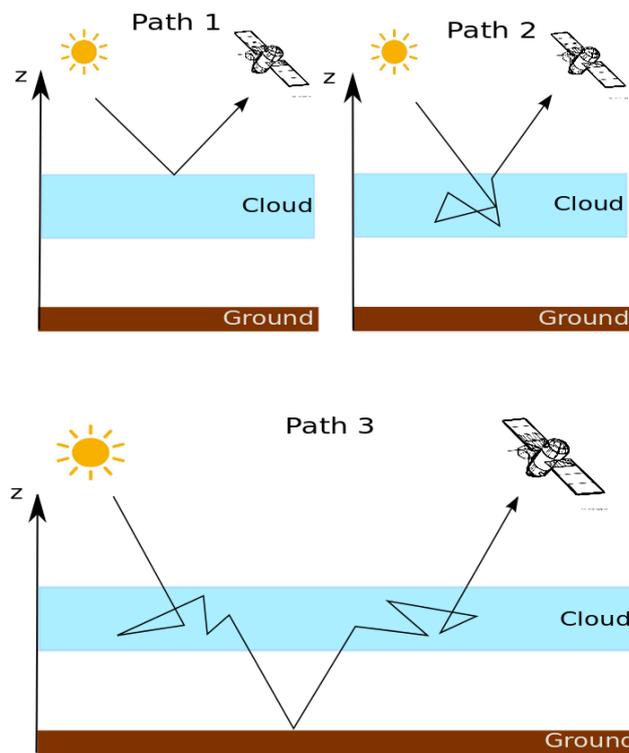


FIGURE 7.3 – Représentation basique de chemins optiques pour un photon réfléchi par le système atmosphère-surface jusqu'au capteur. La réflexion moléculaire, qui est faible, n'est pas représentée.

le dioxygène, respectivement au-dessus et à l'intérieur du nuage. Connaissant la distribution verticale du dioxygène dans l'atmosphère, l'évaluation de l'absorption donne une indication sur le trajet optique du photon au-dessus et à l'intérieur du nuage et ainsi sur CTOP et CGT.

La figure 7.3 montre, de manière simplifiée, les trajets basiques que peut suivre un photon dans le système atmosphère-surface avant d'atteindre le capteur satellitaire.

Le trajet 1 représente un photon remontant à partir d'une diffusion par la couche supérieure du nuage ; le trajet 2 d'une diffusion à l'intérieur du nuage et le trajet 3, de photons réfléchis par la surface et revenus à travers le nuage. Quand les nuages sont optiquement épais, comme peu de rayonnement traverse l'ensemble de ceux-ci, le trajet 3 peut être négligé. Ceci explique pourquoi les études précédentes se sont généralement limitées à ces nuages épais (Rozanov and Kokhanovsky, 2004; Davis et al., 2009; Ferlay et al., 2010; Yang et al., 2013).

Dans un premier temps, nous avons considéré la surface comme noire, c'est à dire complètement absorbante, ce qui est une bonne approximation des mesures réalisées au-dessus de l'océan. Dans ce cas, la contribution du trajet 3 est nulle. Pour illustrer, d'une manière simple, la sensibilité des mesures aux paramètres pertinents, nous avons représenté sur la figure 7.4 le rapport de bandes pour différents CTOP pour trois valeurs de COT (1, 4 et 16) en fonction de la masse d'air, définie par :

$$m_{\text{air}} = \frac{1}{\cos \theta_v} + \frac{1}{\cos \theta_s} \quad (7.1)$$

θ_v et θ_s étant respectivement les angles zénithaux de vue et solaire.

La figure 7.4 montre le rapport de la bande A de l'O₂ dans le plan solaire avec un angle zénithal de 30°. L'épaisseur géométrique du nuage est fixée à 0.5 km ; nous avons choisi une distribution en taille log-normale avec un rayon effectif de 12 microns et une variance effective de 0.02. Les courbes de couleurs représentent différentes valeurs de CTOP (de 1 à 6 km). Pour chaque masse d'air nous obtenons deux valeurs de rapport : la partie haute correspond à la diffusion arrière et la partie basse, à la diffusion avant.

La branche basse présente une signature caractéristique de la fonction de phase des particules nuageuses en rétrodiffusion qui diminue lorsque l'épaisseur optique augmente. Évidemment, le rapport de la bande A diminue généralement lorsque la masse d'air traversée augmente comme

l'absorption augmente. Une variation de CTOP conduit directement à une variation du trajet 1 (Figure 7.3). En augmentant CTOP, le trajet du photon au dessus du nuage décroît. L'absorption de la bande absorbante (*in-band*) est donc réduite tandis que la bande non-absorbante (*out-band*) n'est pas affectée. Par conséquent, le rapport augmente avec CTOP, comme il peut être remarqué sur la figure 7.4. Nous pouvons également noter que la variation du rapport due à la variation de CTOP est pratiquement constante quelque soit la masse d'air. Il n'existe donc pas de signature angulaire en fonction de l'altitude du nuage. En effet, pour des nuages optiquement épais, le rapport de bandes décroît linéairement avec la masse d'air, ce qui est le comportement attendu quand le nuage est supposé être un réflecteur parfait.

La figure 7.5 est la même que la figure 7.4 mais avec une altitude de sommet fixe (6 km) et une épaisseur géométrique variable (de 1 à 5 km). Ceci correspond à une variation du trajet 2 car CTOP est constante et la surface noire. Comme nous pouvons le voir le rapport décroît quand CGT augmente. Ceci s'explique par le fait que pour une altitude et une épaisseur optique donnée, une augmentation de CGT conduit à une diminution de l'extinction dans le nuage. Ceci se traduit par une plus grande profondeur de pénétration des photons dans le nuage, un chemin moyen du photon allongé et ainsi une augmentation de l'absorption dans le canal absorbant et par conséquent une diminution du rapport.

Pour $COT=1$, nous notons des différences entre la diffusion avant et arrière, qui est liée à la microphysique des particules nuageuses et notamment à la dissymétrie de leur fonction de phase (mesurée par le facteur d'assymétrie g). Le trajet du photon est, dans le cas de COT faibles, plus grand dans la direction de diffusion avant et donc l'absorption est plus importante. Cet effet est plus prononcé quand CGT augmente car, pour une COT fixe, l'extinction dans le nuage diminue conduisant à une profondeur de pénétration plus importante à l'intérieur du nuage. Les variations du rapport de bande dues à un changement de CGT sont donc significativement dépendantes de la géométrie de visée dans le cas de nuages optiquement fins. Comme il peut être remarqué sur les figures 7.4 et 7.5, le rapport de bande, qui fournit la transmission de l'oxygène, dépend ainsi de CTOP et CGT. Cette double sensibilité soulève la question des solutions multiples et de la possibilité de retrouver ces deux paramètres de façon simultanée. Une première réponse à cette question peut être trouvée en étudiant l'information obtenue par la dépendance angulaire du rapport de réflectances, comme déjà remarqué par Ferlay et al. (2010)

pour des nuages optiquement épais.

Pour des nuages optiquement épais ($COT=16$, Figure 7.5c), la différence entre diffusion arrière et avant est plus faible et est quasiment nulle pour de faibles épaisseurs géométriques (cas d'un réflecteur parfait déjà décrite dans la figure 7.4c).

Pour des épaisseurs optiques intermédiaires ($COT=4$) (Figure 7.5b), nous retrouvons les caractéristiques des nuages fins pour des CGT élevées (différence entre diffusion avant et arrière) et les caractéristiques des nuages épais pour de faibles CGT. Comme il sera discuté dans la suite, ceci reflète la transition entre les régimes de diffusion simple et multiple lorsque l'extinction dans le nuage augmente.

Afin d'illustrer de manière plus concise la dépendance angulaire du rapport de bande avec CTOP et CGT, la figure 7.6 représente les lignes de constante CGT et CTOP dans un espace à deux dimensions avec les valeurs de moyenne angulaire du rapport de bande, ici selon l'axe des ordonnées, et les écarts types angulaires (σ_R) selon l'axe des abscisses. Les valeurs sont obtenues pour le AS 1 (cf. Figure 7.2) en utilisant les mêmes paramètres nuageux que pour les figures 7.4 et 7.5. En pratique, nous représentons ici l'espace des solutions par lequel nous pourrions inverser CTOP et CGT connaissant R et σ_R . Les figures 7.6a, 7.6b et 7.6c montrent l'espace des solutions pour des épaisseurs optiques de 1, 4 et 16 respectivement.

Sur la figure 7.6.a. ($COT = 1$), nous notons que les courbes de CTOP constantes (courbes rouges) et de CGT constantes (courbes noires) sont clairement séparées. Les courbes de CGT constantes sont quasiment verticales, ce qui signifie que CTOP est principalement sensible à R et moins dépendante à σ_R . À l'inverse, les courbes de CTOP constantes sont presque horizontales traduisant le fait que CGT est principalement sensibles à σ_R . Même si l'espace des solutions n'est pas orthogonal, cette figure montre comment R et σ_R pourrait être utilisés pour déduire à la fois CTOP et CGT. Pour des nuages optiquement épais (Figure 7.6.c.), le rapport est de nouveau sensible aux deux paramètres mais il est important de noter que, contrairement au cas de faibles COT, une augmentation de CGT mène ici à un plus faible σ_R . Nous pouvons relier cette observation à la figure 7.5.c. sur laquelle la pente du rapport de la bande A décroît avec CGT, ce qui réduit ainsi son écart type angulaire. Au contraire, pour les nuages optiquement minces et sur la figure 7.5.a., la pente augmente quand CGT croît (au moins pour de faibles masses d'air) et la différence entre diffusion arrière et avant également. Cette sensibilité inverse de σ_R implique

que, entre les cas de nuages optiquement fins et épais, CGT n'est plus sensible à l'écart-type. Ceci est confirmé par la figure 7.6.b. (COT = 4) où les deux paramètres sont principalement sensibles à R et l'espace des solutions s'effondre sur l'axe des σ_R . Cette corrélation entre les sensibilités rend impossible la déduction des deux paramètres à partir de l'ensemble réduit de mesure R et σ_R . Cette seconde analyse quantitative illustre comment des mesures multi-angulaires dans la bande A au-dessus d'une surface noire peut potentiellement apporter de l'information sur CTOP et CGT pour des nuages optiquement épais, comme déjà remarqué par Ferlay et al. (2010), mais aussi pour des nuages minces. Entre les deux situations, cependant, l'ensemble réduit de mesures ne semble pas permettre l'inversion simultanée de CTOP et CGT.

7.1.3 Ajout d'une surface lambertienne

Une surface noire est une bonne approximation de l'océan en dehors de la réflexion spéculaire du soleil. Toutefois, pour des inversions au-dessus de surfaces terrestres, nous devons étendre notre modèle et notre analyse en incluant des réflectances de surface plus réalistes. Pour mettre l'accent sur la compréhension physique des mécanismes contribuant au signal du rapport de la bande A, nous avons choisi de simuler la surface en utilisant un modèle simple de surface Lambertienne avec deux différentes valeurs d'albédo : 0.2 (correspondant approximativement au sable) et 0.8 (neige fraîche ou glace). Avec une surface réfléchissante, le trajet 3 de la figure 7.3 ne peut donc plus être négligé.

De la même manière que pour la figure 7.4, la figure 7.7 présente l'évolution du rapport de bande en fonction de la masse d'air pour différentes altitudes du nuage en considérant une surface désertique d'albédo de surface de 0.2. Pour COT = 16, l'opacité du nuage est telle que l'impact de la surface est négligeable. Pour COT = 1 et 4, il y a des différences notables. Les rapports de bande A sont plus faibles. En raison de la surface brillante, la probabilité d'un plus long trajet optique augmente, ce qui atténue le rayonnement dans la bande absorbante. De plus, la bande non-absorbante présente une plus grande réflectance à cause de la réflexion sur le sol, qui peut être multiple entre la surface et le nuage. Une telle réflexion dans la bande absorbante se produit également, mais l'effet est bien moindre du fait de l'absorption des photons en-dessous des nuages. Ces deux effets combinés expliquent un rapport de bande plus faible en présence

d'une surface réfléchissante. En ajoutant une surface brillante, la luminance *out-band* augmente plus que celle *in-band*, le rapport de la bande A est ainsi réduit. Cet effet est plus important pour les nuages hauts et pour de faibles masses d'air. En effet, plus le nuage est élevé, plus les chemins des photons entre la surface et le nuage augmentent. La différence entre *in-* et *out-band* est ainsi augmentée et le rapport de bande décroît. Pour $COT = 1$ et de faibles masses d'air, il apparaît logiquement que la sensibilité à CTOP et CGT est extrêmement faible car le nuage ne modifie pas significativement le trajet des photons.

La figure 7.8 est équivalente à la figure 7.5 avec un albédo de surface de 0.2. Comme précédemment, un nuage d'épaisseur optique $COT = 16$ (Figure 7.8c) est très opaque ainsi l'ajout d'une telle surface n'a pratiquement pas d'effet sur le rapport de la bande A. Pour $COT = 1$ et 4, le rapport est aussi plus faible. Cette décroissance est plus importante ici pour des nuages géométriquement épais pour les mêmes raisons que précédemment. Les réflexions multiples entre le nuage et la surface augmente le trajet des photons et ainsi l'absorption dans la bande absorbante. Le paramètre important à considérer est donc l'altitude de la base du nuage. Plus la base du nuage est haute, plus la surface affecte le rapport de la bande A car la différence entre *in-band* et *out-band* augmente.

Nous avons également étudié le cas d'une surface très réfléchissante comme la neige, d'albédo 0.8, et les résultats sont présentés sur les figures 7.9 et 7.10 (équivalentes aux figures 7.7 et 7.8 respectivement). Avec une surface plus brillante, l'effet de la surface est évidemment plus visible. Pour $COT = 1$, l'altitude et l'épaisseur du nuage n'ont pratiquement pas d'impact sur le rapport de la bande A car la luminance provenant du nuage représente une part négligeable du signal. Pour $COT = 16$, le signal du nuage est plus important est donc le rapport est modifié en fonction de CTOP et CGT.

Pour résumer, une surface lambertienne diminue la sensibilité de la bande A à CTOP et CGT pour les plus faibles COT, la limite de COT à laquelle la sensibilité diminue dépendant naturellement de l'albédo de surface.

7.2 Contenu en information : CTOP, CGT

Les détails du calcul de contenu en information peuvent être trouvés dans le chapitre 5. Dans cette partie, nous décrivons et spécifions simplement les différents paramètres utilisés dans le formalisme du contenu en information de Rodgers (2000) dans le cadre de l'étude de l'inversion de CTOP et CGT par les mesures multi-angulaires dans la bande A.

Pour cette étude, le vecteur d'état \mathbf{x} contient donc les paramètres CTOP et CGT et le vecteur mesures \mathbf{y} les rapports de la bande A pour les différents angles de vue décrits dans la figure 7.2. Parmi tous les paramètres non-inversés, les seuls pris en compte dans cette étude sont l'épaisseur optique (COT), le rayon effectif (r_{eff}) et l'albédo de surface (A_s). Preusker and Lindstrot (2009) ont montré que ces paramètres sont en effet l'une des quantités géophysiques qui influencent le plus la bande A.

La seule information a priori que nous avons est que l'altitude du sommet CTOP ne peut pas être très haute, ne considérant ici que les nuages liquides, et que l'épaisseur géométrique CGT ne peut pas excéder CTOP. Nous allons considérer que l'on connaît la phase du nuage ce qui nous donne également une information a priori sur CTOP. Par conséquent nous avons considéré un écart type a priori de 5 km pour CTOP et pour CGT. On peut tout de même faire la remarque que cette hypothèse n'a pas de conséquence significative sur le contenu en information si cette valeur est choisie assez élevée. La matrice de variance-covariance a priori \mathbf{S}_a est supposée diagonale dont les éléments sont les variances attribuées à chaque paramètres ($S_{a,ii} = 5^2, i = 1, 2$). Ceci représente notre connaissance du vecteur d'état avant la mesure. Le bruit de la mesure est supposé être égale à 1% du rapport de bande pour 3MI et MSPI. En effet, l'utilisation du rapport de bande conduit à un bruit plus faible, qui est typiquement considéré de l'ordre de 2 – 3% pour les luminances seules. Nous utilisons cette estimation du bruit de mesure pour calculer une matrice diagonale de variance-covariance comme :

$$S_{y,ii} = \left(0.01 \times \frac{Rad_{in,i}}{Rad_{out,i}} \right)^2$$

pour la $i^{\text{ème}}$ mesure angulaire, où "out" signifie à la fois le canal en dehors de la bande A (MSPI ou 3MI) ou la bande large de 3MI.

Nous introduisons également une matrice de variance-covariance du modèle direct, liée aux

paramètres non-inversés. Ces paramètres sont fixés mais sont supposés connus avec une certaine incertitude. Nous avons considéré 10% d'erreur relative pour COT et r_{eff} et une erreur absolue de 0.05 sur l'albédo de surface.

7.2.1 Inter-comparaison de 3MI et MSPI - contenu en information

Nous avons utilisé le formalisme de Rodgers (2000) résumé dans le chapitre 5 pour les trois différentes configurations de mesures (in-band/out-band) décrites dans la partie 6.3 et réalisé une inter-comparaison pour un cas référence. Ce cas référence est un nuage liquide homogène d'une épaisseur optique de 16, avec une distribution en taille des gouttelettes nuageuses suivant une loi log-normale avec un rayon effectif de $12 \mu\text{m}$ et une variance effective de 0.02. La surface est supposée noire, SZA est fixé à 30° , et nous avons utilisé l'échantillonnage angulaire AS 1 (Figure 7.2). Nous décrivons et comparons ici le contenu en information pour les trois configurations instrumentales en analysant les degrés de liberté partiels et les erreurs a posteriori (racine carrée des éléments diagonaux de la matrice de variance covariance a posteriori).

La figure 7.11 présente un exemple de contenu en information pour les trois configurations instrumentales. Dans cette figure, nous avons tracé les degrés de liberté partiels (DOFs) et les erreurs a posteriori dans l'espace des états : CGT sur l'axe vertical pour six valeurs allant de 0.5 à 5 km et CTOP sur l'axe horizontal pour six valeurs allant de 1 à 6 km.

Nous notons logiquement que, plus le contenu en information est élevé, plus l'erreur a posteriori est faible. Nous pouvons aussi remarquer quelques similarités générales entre les trois configurations. L'information sur CTOP croit lorsque CTOP croit et que CGT diminue. Comportement qui s'inverse pour CGT, en effet son contenu en information sur CGT augmente quand CTOP diminue et que CGT croit. En effet, quand l'information sur le paramètre le plus sensible (CTOP) décroît, une partie de l'information perdue est reportée sur l'autre paramètre (CGT). Pour les cas de faibles CGT, il y a peu d'information, nous montrant que l'inversion de ce paramètre n'est pas réalisable (c.à.d., $\text{DOF} < 0.5$).

La comparaison des figures 7.11. a., b. et c. (les trois lignes) montre que le contenu en information de 3MI (*thin-band/broad-band*) est plus faible que 3MI (*in-band/out-band*) qui est à son tour plus faible que MSPI. La configuration *in/out-band* apporte donc plus d'information

que celle *thin/broad-band*. Même si MSPI a moins d'angles de vue que 3MI, il fournit plus d'information. Nous pouvons ainsi conclure que la définition des canaux spectraux de MSPI a été réalisée pour maximiser le différentiel d'absorption (la bande extérieure est totalement hors de l'absorption) et ainsi augmenter le rapport signal sur bruit pour ces mesures.

Le degré de liberté (par paramètre inversé) et l'erreur a posteriori sont évidemment liés. Dans la suite, nous ne présenterons plus que les degrés de liberté attachés à chaque paramètre. De plus, les différences entre ces configurations spectrales sont approximativement les mêmes pour les différents cas étudiés. Pour l'analyse des observations multi-angulaires, nous ne présenterons et discuterons donc les résultats de la configuration de 3MI *thin/broad band*. Ceci fournit une ligne de base à l'évaluation de l'information minimale disponible pour des mesures multi-angulaires dans la bande A, sachant que celle-ci pourrait être améliorée par l'ajustement de la définition des canaux spectraux (position et largeur).

À ce stade, il convient cependant de remarquer que l'impact de la configuration spectrale, en terme de contenu en information, reste plus faible que l'apport en information fourni par des mesures multi-angulaires. Pour illustrer cela, nous avons étudié l'apport d'une mesure multi-angulaire, en terme de contenu en information, par rapport à une mesure mono-angulaire. Les résultats de cette étude sont présentés sur la figure 7.12.. Contrairement à d'autres exemples, nous avons choisi ici d'utiliser le rapport de bandes de MSPI pour illustrer ce qui peut effectivement être réalisé à partir d'un unique angle de vue dans un cas favorable où la configuration spectrale est optimisée. La géométrie d'observation choisie pour simuler le cas mono-angulaire est une visée au nadir avec un angle zénithal solaire toujours à 30° et la configuration des mesures multi-angulaire est la même que pour le cas illustré sur la figure 7.11. La figure 7.12.a. montre le contenu en information sur CTOP et CGT à partir d'une mesure mono-angulaire. Dans ce cas, l'information sur CTOP est élevée mais le rapport de bande n'apporte pas d'information sur CGT. Comme on s'y attendait, l'inversion de deux paramètres avec seulement une mesure est impossible, ce qui se traduit clairement par un degré de liberté nul sur CGT. L'inversion de CTOP apparaît possible sans aucune connaissance de CGT, comme déjà montré par Preusker and Lindstrot (2009). Nous pouvons remarquer néanmoins que dans cette configuration l'information sur CTOP reste inférieure à celle que fournirait MSPI avec neuf angles de vue (Fig. 7.11).

Dans un deuxième temps, nous avons évalué l'information qui pourrait être obtenue sur CGT

si une mesure indépendante (provenant par exemple d'une mesure dans la bande d'absorption du CO₂) fournissait une information sur CTOP. Dans cet objectif, nous avons réduit l'écart type a priori sur CTOP à 0.5 km correspondant approximativement à la précision d'une inversion à l'aide de la méthode du CO₂-slicing (Platnick et al., 2003). En faisant cela, nous avons déterminé le contenu en information apporté par le rapport de la bande A sur CGT connaissant CTOP avec une grande précision. La figure 7.12.b. représente ce contenu en information pour la mesure mono-angulaire et la figure 7.12.c. pour les mesures multi-angulaires de MSPI.

Les résultats montrent clairement que le contenu en information en mono-angulaire sur CGT est comparable à celui fournit par MSPI (moyennant une connaissance a-priori suffisante de CTOP) . Nous remarquons également que de l'information supplémentaire est tout de même apportée sur CTOP pour de faibles CGT. Cela signifie que le rapport de la bande A est capable de réduire le volume a priori même si celui-ci est déjà faible. Encore une fois, et comme discuté par Preusker and Lindstrot (2009), ces résultats illustrent simplement que les mesures mono-angulaires peuvent être utilisées pour retrouver CTOP sans connaissance de CGT. Quand la connaissance a priori sur CTOP est fournie avec une précision suffisante, CGT peut potentiellement être inversé grâce à une mesure mono-angulaire.

Cette conclusion doit toutefois être nuancée par le fait que d'autres paramètres non-inversés, comme l'épaisseur optique ou la taille des particules, doivent également être connues avec une précision suffisante. Nous prévoyons donc que les mesures multi-angulaires seront plus robustes au bruit, mais il reste à étudier comment les différentes erreurs sur les mesures et les paramètres non-inversés impactent les erreurs a posteriori sur CGT pour une seule vue ou des observations multi-angulaires.

Cette question est clairement hors du champ de notre étude puisque nous mettons l'accent sur des mesures multi-angulaires pour inverser simultanément CTOP et CGT, sans autre information a priori sur ceux-ci.

7.2.2 Effet de l'épaisseur optique nuageuse

La sensibilité à l'épaisseur optique d'une mesure dans la bande A a été examinée précédemment. Ici, nous l'étudions en terme de contenu de l'information afin de prendre en compte le

bruit de mesure et l'incertitude des paramètres non-inversés (COT et rayon effectif, la surface étant considéré comme noire dans ce paragraphe).

La figure 7.13 montre le contenu en information du rapport de la bande A de 3MI pour le cas de référence, ainsi que pour plusieurs épaisseurs optiques (les mêmes que dans la section 7.2). Les contenus en information sont, pour des nuages optiquement épais (COT = 16) ou minces (COT = 1), assez proches et beaucoup plus élevés que pour l'épaisseur optique intermédiaire (COT = 4). Cela confirme la conclusion de la figure 7.6, où la représentation en LUT montre que l'inversion de CGT et COT de façon simultanée semble impossible. Elle devrait toutefois être possible pour les nuages optiquement minces et épais ; le problème étant de déterminer la limite entre ces cas qui peut dépendre de la microphysique des nuages et / ou de la géométrie d'observation.

7.2.3 Impact de la microphysique nuageuse

Pour évaluer l'impact de la microphysique sur la répartition du contenu en information, nous avons mené la même étude que précédemment pour différentes hypothèses sur le rayon effectif, et aucun effet significatif sur le contenu de l'information sur CGT et COT n'a été remarqué (non représenté). Cela n'a rien de surprenant puisque le facteur d'asymétrie g est le paramètre optique pertinent qui relie la microphysique des nuages à la pénétration des photons dans le nuage (Davis et al., 2009) et, que pour les gouttelettes liquides au moins, il ne varie pas beaucoup pour les gammes de longueurs d'onde correspondant à la bande A.

Pour confirmer cette hypothèse, nous avons imposé de plus grandes variations et incertitudes sur le facteur d'asymétrie en utilisant les fonctions de phase d'Henye-Greenstein pour les propriétés de diffusion du nuage. La figure 7.14 représente les degrés de liberté partiels sur COT et CGT dans le même cas que la figure 7.11 mais pour trois valeurs différentes de facteur d'asymétrie : $g = 0.5$, 0.7 et 0.9 . Dans ce cas le modèle direct a été calculé avec des fonctions de phase d'Henye-Greenstein avec 10% d'erreur sur le paramètre non-inversé g . La valeur de $g = 0.7$ (Figure 7.14.b. correspond approximativement aux nuages de glace, la valeur $g = 0.9$ (Figure. 7.14.c. pour les nuages d'eau liquide, et la valeur $g = 0.5$ (Figure 7.14.a. représentant une valeur extrêmement faible. De nouveau ces trois cas ne montrent pas de différences significatives.

Nous concluons donc que la faisabilité de l'inversion de CTOP et CGT ne sera pas impactée par les incertitudes sur la microphysique. En effet, une connaissance a priori du facteur d'asymétrie avec une précision de 10% semble suffisante.

7.2.4 Effet de la géométrie d'observation

Les géométries d'observation résultants des échantillonnages angulaires (AS) peuvent être un autre paramètre important. La figure 7.15 montre les résultats obtenues pour ces différentes géométries d'observation appliquées au cas de référence. Le contenu en information obtenu pour ces trois configurations sont très similaires. Nous notons seulement une information légèrement plus faible pour les AS 2 et 3 qui pourrait être due à une plus faible contribution de la diffusion multiple et, par conséquent, une pénétration des photons plus faible et à un parcours plus petit dans le nuage. Pour évaluer l'effet de l'élévation solaire, nous avons effectué la même étude pour deux angles d'incidence solaire extrême, 0° et 60° , pour la configuration angulaire AS 1 (Figure 7.16). Comme précédemment, les résultats des cas $SZA = 30^\circ$ et 60° sont plutôt proches, et le cas $SZA = 0^\circ$ donne un peu moins d'information. Cette configuration correspond à la plus proche de la direction de diffusion arrière comme l'AS 3 dans la figure 7.15. Ceci confirme que l'information est plus faible dans cette direction de diffusion arrière.

7.2.5 Ajout d'une surface lambertienne

Nous avons montré, dans la section 7.1 que l'ajout d'une surface brillante diminue la sensibilité de la bande A sur CTOP et CGT. La figure 7.17 montre le contenu en information considérant un albédo de surface de 0.2, typique des déserts (et supposé connu à ± 0.05) pour les trois différentes épaisseurs optiques étudiées précédemment. Cette figure est à comparer avec la figure 7.13 pour une surface noire. Premièrement, pour des nuages optiquement épais ($COT = 16$, figure 7.17. c.), le contenu en information ne change pas comparé à la figure 7.13. Le nuage est trop opaque et une telle surface n'a pas d'effet sur le rapport de la bande A. Le cas $COT = 4$ n'est également pas fortement affecté par l'ajout de la surface. Cependant, pour des nuages optiquement fin ($COT=1$), l'impact de la surface est important. L'information sur CTOP et CGT diminue. Il avait déjà été remarqué dans la section 7.1 (Figure 7.7.a.) que les sensibilités à

CTOP et CGT étaient plus faibles au-dessus de surfaces plus brillantes. En prenant en compte cette décroissance de sensibilité et les erreurs du modèle direct, l'information sur CGT devient très faible et son inversion impossible pour de faibles valeurs de COT.

La figure 7.18 présente le contenu en information pour les mêmes cas mais avec un albédo de surface de 0.8, représentatif de la neige fraîche ou de la glace. Comme auparavant, l'information pour $COT = 1$ devient trop faible. Cependant, en comparaison avec la figure 7.17, et contrairement à ce qui pourrait être attendu en se référant à la figure 7.9, l'important contenu en information pour les nuages optiquement épais ($COT=16$, figure 7.18.c. n'est pas dramatiquement affecté par une telle surface brillante. Pour $COT = 4$, le contenu en information sur CGT augmente de façon intéressante, en comparaison avec une surface noire où CTOP et CGT sont tous les deux sensibles à la moyenne du rapport de la bande A, mais pas à la déviation standard (Figure 7.6). Nous attribuons cette augmentation de l'information au fait que les nuages d'épaisseurs optiques intermédiaires transmettent beaucoup de rayonnement dans la lumière diffusée, et la plupart de cette lumière est retransmise par le nuage après la réflexion par la surface, cumulant ainsi plus de trajet dans le dioxygène.

Pour des surfaces brillantes, les figures 7.9 et 7.10 montrent que CTOP est plutôt sensible à la déviation standard angulaire et CGT plus à la moyenne du rapport de la bande A. Nous avons donc de l'information indépendamment sur CTOP et CGT. Pour des nuages optiquement fins ($COT = 1$), suivant la configuration (couple CTOP/CGT) l'information peut être parfois plus importante avec une surface brillante. Ce cas est très non-linéaire à cause des multiples réflexions entre surface et nuage. Le rapport de bande dépend fortement de l'albédo de surface, de COT et de l'absorption en dessous du nuage. L'altitude de la base du nuage est donc un paramètre important ici. Nous pouvons aussi noter que l'information disponible sur CGT ne devrait pas permettre sa restitution dans la plupart des cas, contrairement à CTOP.

Pour résumer, l'inversion de CTOP au-dessus de surfaces brillantes est faisable quelque soit COT et l'albédo, néanmoins ces deux propriétés doivent être connues avec une précision suffisante. C'est aussi le cas pour CGT pour des nuages optiquement épais. Cependant lorsque les nuages sont optiquement fins la restitution de l'épaisseur géométrique semble compromise quelque soit la configuration spectrale.

L'objectif de cette partie était d'étudier l'apport de mesures multi-angulaires dans la bande A

du dioxygène pour différentes contribution spectrale associées aux instruments 3MI et MSPI. Bien que de précédentes études aient déjà mis en exergue la sensibilité des mesures dans la bande A à l'altitude et l'épaisseur géométrique des nuages, elles n'ont pas toujours pris en compte le bruit des mesures et les erreurs du modèle direct et elles étaient limitées aux nuages optiquement épais. Dans cette étude nous nous sommes en plus intéressés aux cas de nuages optiquement fins et intermédiaires. De plus, nous avons élargi l'étude au cas de nuages au-dessus de surfaces plus ou moins brillantes. Les résultats principaux sont :

1. La configuration de MSPI (utilisation d'un canal non-absorbant en dehors de la bande d'absorption) semble plus efficace que celle de 3MI (canal non-absorbant large et incluant la bande d'absorption de l'O₂)
2. L'information sur CTOP est importante dans presque tous les cas étudiés et la restitution de ce paramètre semble possible avec une bonne précision.
3. L'inversion de CGT semble difficile dans plusieurs cas. Au-dessus d'une surface noire, l'information pourrait être insuffisante pour des CGT inférieures à 1-2 km. Au-dessus d'une surfaces brillante, cette information décroît dans la plupart des cas, excepté pour les nuages optiquement épais. Cette restitution reste tout à fait faisable dans la grande majorité des cas présentés.

Cette étude avait pour but de déterminer les capacités de mesures multi-angulaires dans la bande A, mais d'autres régions spectrales peuvent être utiles pour inverser CTOP et CGT. Par exemple, les luminances polarisées aux courtes longueurs d'onde (<490 nm) sont sensibles à CTOP (Goloub et al., 1994). Cette étude est réalisée dans la section suivante.

7.2.6 Addition des luminances visibles

Nous allons, dans cette partie, étudier l'information que peuvent apporter les luminances polarisées dans le bleu profond. L'étude de Goloub et al. (1994) a déjà démontré la sensibilité du canal à 490 nm de l'instrument POLDER à l'altitude du sommet du nuage, de plus ce canal sera présent sur l'instrument 3MI ainsi que des canaux à 410 et 443 nm. Il pourrait donc permettre de déterminer CTOP et CGT plus précisément en complémentarité des mesures multi-angulaires dans la bande A.

Comme déjà observé dans la partie 6.3, la bande A est également sensible à COT. Afin d'éviter la dépendance à une restitution non contrôlée de l'épaisseur optique nuageuse, nous avons étudié le cas d'une restitution de ce paramètre en même temps que CTOP et CGT, nous allons étendre notre vecteur d'état à trois paramètres CTOP, CGT et COT. Dans la partie 6.2, nous avons montré l'intérêt des luminances totales du visible pour la restitution de COT. Nous allons donc ajouter à notre vecteur mesure les luminances totales dans le visible (490, 670 et 865 nm) ainsi que les luminances polarisées associées à ces mêmes canaux et étudier le contenu en information de ce nouveau jeu de mesures sur CTOP, CGT et COT.

La figure 7.19 montre les degrés de liberté partiels associés COT, CTOP et CGT pour les mesures décrites précédemment, et ce, pour trois cas de COT (1, 4 et 16). Comme dans la partie précédente, nous avons tracé ces DOFs dans l'espace des états : CGT sur l'axe vertical pour six valeurs allant de 0.5 à 5 km et CTOP sur l'horizontal pour six valeurs allant de 1 à 6 km. La microphysique est la même que précédemment, le SZA est fixé à 30° , et nous avons utilisé l'échantillonnage angulaire AS 1 (Figure 7.2). Nous sommes donc ici dans la gamme d'angles de diffusion correspondant à la diffusion avant, où la luminance polarisée à 490 nm est sensible à CTOP et peu à la microphysique. De plus, dans cette étude, la surface est considérée comme noire.

On peut tout de suite remarquer un contenu en information important sur COT. Celui-ci est apporté par les luminances totales multi-angulaires dans le visible comme nous l'avons montré dans le chapitre 6. Il faut tout de même noter que ces résultats correspondent à un cas théorique idéal où le nuage est considéré comme plan, parallèle et homogène. Or les effets 3D, notamment liés à la variation sous pixel des propriétés nuageuses, peuvent être importants et biaiser la restitution du vecteur d'état et notamment de l'épaisseur optique. Ces résultats ne sont donc valables que pour les cas de nuages homogènes, plans et parallèles.

Le contenu en information sur CTOP est légèrement supérieur au cas ne contenant que le rapport de la bande A (figure 7.13). De plus nous ne notons plus de diminution de l'information pour les nuages d'épaisseur optique intermédiaires (COT=4). On peut supposer que la luminance polarisée à 490 nm apporte une information complémentaire sur CTOP.

Le plus notable dans cette figure est l'augmentation d'information sur CGT comparativement à la figure 7.13. En effet, le contenu en information est largement supérieur au cas d'étude

n'utilisant que le rapport de la bande A. Les luminances polarisées visibles n'étant que très peu sensibles à CGT et les luminances totales ne l'étant pas, ce surplus d'information ne peut pas provenir directement de celles-ci. C'est en fait l'information sur CGT et CTOP contenu dans la bande A qui se reporte uniquement sur CGT puisque la luminance polarisée à 490 nm apporte de l'information sur CTOP comme déjà montré auparavant avec l'ajout d'une contrainte a-priori forte sur CTOP grâce à une mesure dans la bande d'absorption du CO₂ (Figure 7.2). L'ajout de mesures multi-angulaires en polarisation à 490 nm permet d'utiliser la bande A uniquement pour contraindre CGT. Cette observation se remarque d'autant plus pour le cas COT=4. En effet, nous avons observé sur la figure 7.13 une baisse d'information pour ce cas particulier liée au fait que CTOP et CGT ne font varier que la moyenne de la bande A et non à son écart type angulaire (Figure 7.6). L'inversion de CGT semble donc possible dans tous les cas étudiés excepté pour une COT de 1 et une CGT inférieure à 1 km.

Les figures 7.20 et 7.21 sont les mêmes que la figure 7.19 mais avec des surfaces lambertiennes d'albédos, respectivement, 0.2 et 0.8. Le contenu en information sur COT et CTOP varie très peu avec l'ajout de surfaces plus ou moins brillantes. Nous avons remarqué sur les figures 7.17 et 7.18 une baisse de l'information sur CTOP, particulièrement pour le cas de nuages fins, en n'utilisant que la bande A. Cette variation n'est donc plus visible par l'ajout des luminances polarisées visibles dans le vecteur de mesure. Par contre on peut tout de même noter une baisse du contenu en information sur CGT, particulièrement pour de faibles COT et CGT et pour un albédo de 0.8. Malgré cela, dans le cas étudié le moins favorable (COT = 1 et un albédo de 0.8), la restitution de CGT semble possible pour des CGT supérieures à 1-2 km, ce qui n'était pas le cas par l'utilisation de la bande A seule. L'ajout de ces luminances polarisées dans le vecteur de mesure semble donc très prometteur.

Les luminances visibles polarisées ne sont cependant sensibles à CTOP que pour des angles de diffusions inférieurs à 120 degrés. Dans le cas inverse, seul la bande A apporte de l'information comme dans l'étude qui précède. La configuration angulaire est donc très importante, mais en sélectionnant les angles de vue il semble possible d'améliorer significativement l'information sur CTOP et CGT par les mesures de luminances visibles polarisées de 3MI. Bien évidemment ces résultats ne sont strictement valables que pour des nuages plans, parallèles et homogènes.

Il doit être noté que d'autres missions, prévues ou déjà en fonctionnement, comportent des

instruments qui apportent des mesures dans la bande A et B (Yang et al., 2013). On peut prendre comme exemple la mission japonaise Second generation Global Imager of the Global Change Observation Mission Climate (SGLI / GCOM-C) et le Earth Polychromatic Imaging Camera sur la plateforme DSCOVR (EPIC/DSCOVR) qui observe la Terre du point "L1" de Lagrange. De plus, mais au delà de cette étude, des mesures dans la bande A à haute résolution spatiale de OCO-2 ou GOSAT, même avec un angle de vue unique, pourrait aussi être utilisé pour retrouver de l'information sur les nuages similaires. La résolution spatiale de ce type d'instrument (12km) entraîne cependant des erreurs plus importantes liées à hétérogénéité des nuages.

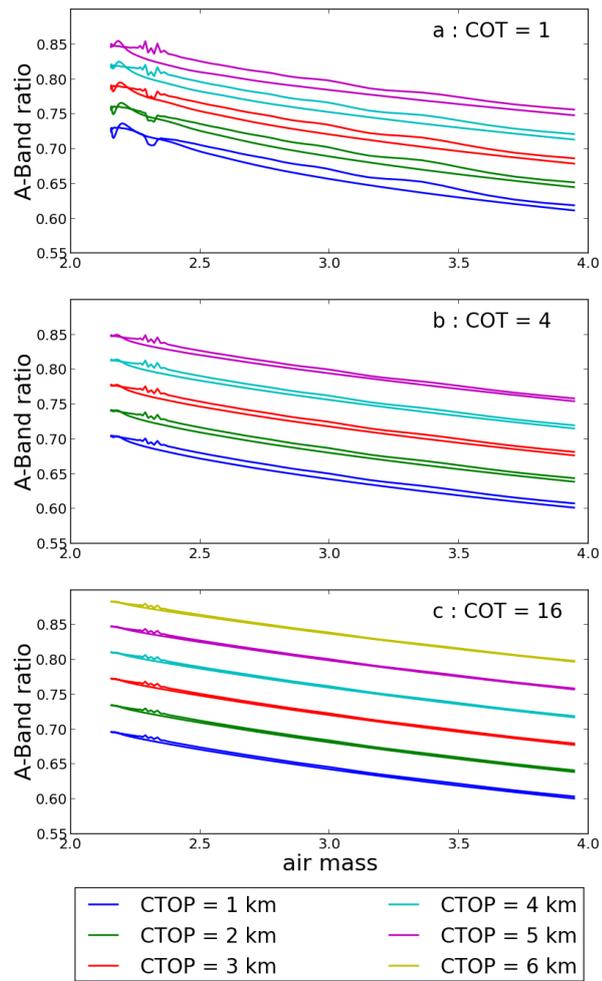


FIGURE 7.4 – Effet d’une variation d’altitude de sommet du nuage (CTOP) sur le rapport de la bande A. CGT = 0.5 km, SZA = 30°, VAA = 0°, (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

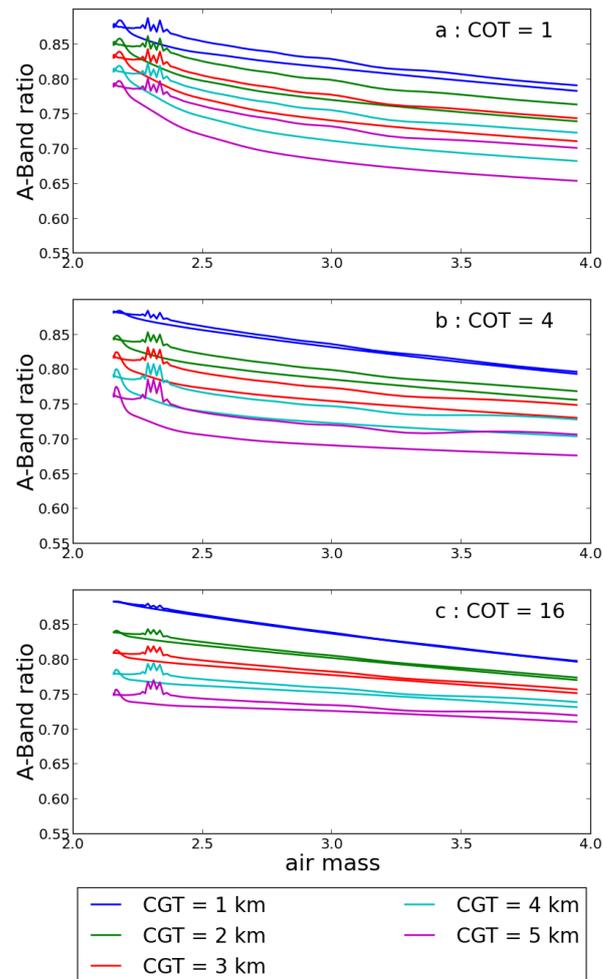


FIGURE 7.5 – Effet d’une variation de l’épaisseur géométrique du nuage (CGT) sur le rapport de la bande A. SZA = 30°, VAA = 0°, COTOP = 6 km, (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

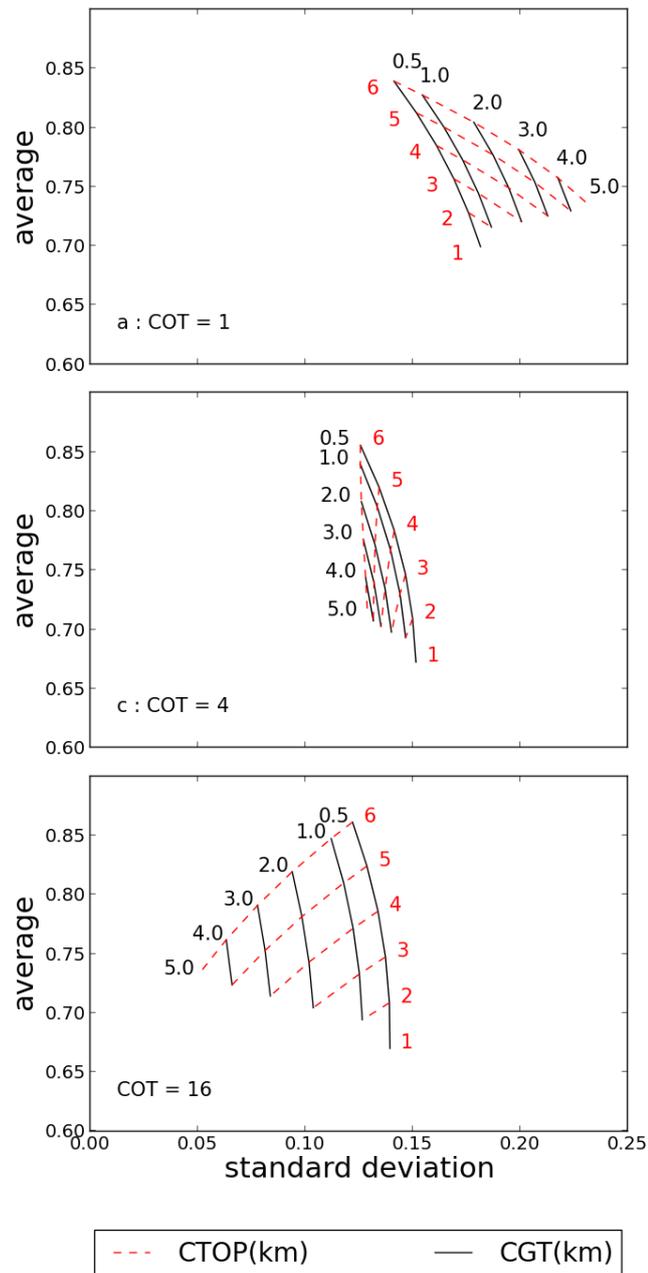


FIGURE 7.6 – Look Up Table (LUT) pour différentes CTOP et CGT des moyennes et écarts types angulaires du rapport de la bande A de 3MI. En rouge, valeurs de CTOP, et en noir, les valeurs de CGT (en km) : (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

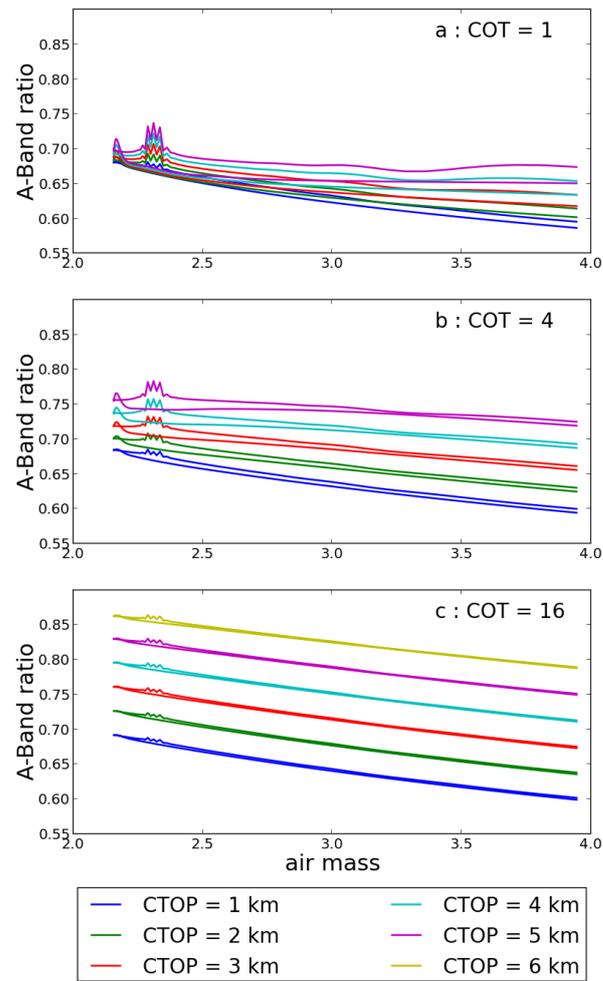


FIGURE 7.7 – Identique à la figure 7.4 avec un albédo de surface de 0.2. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

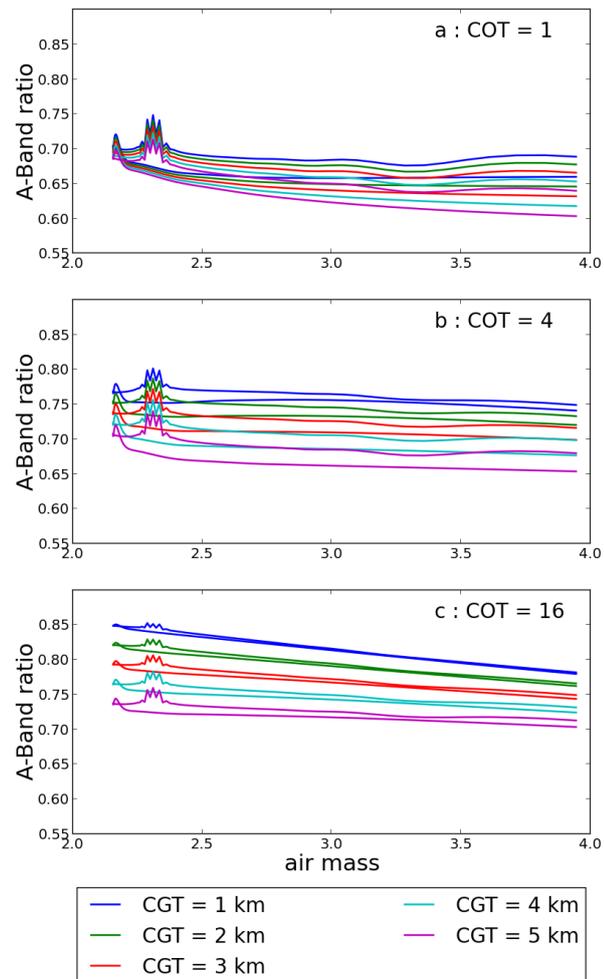


FIGURE 7.8 – Identique à la figure 7.5 avec un albédo de surface de 0.2. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

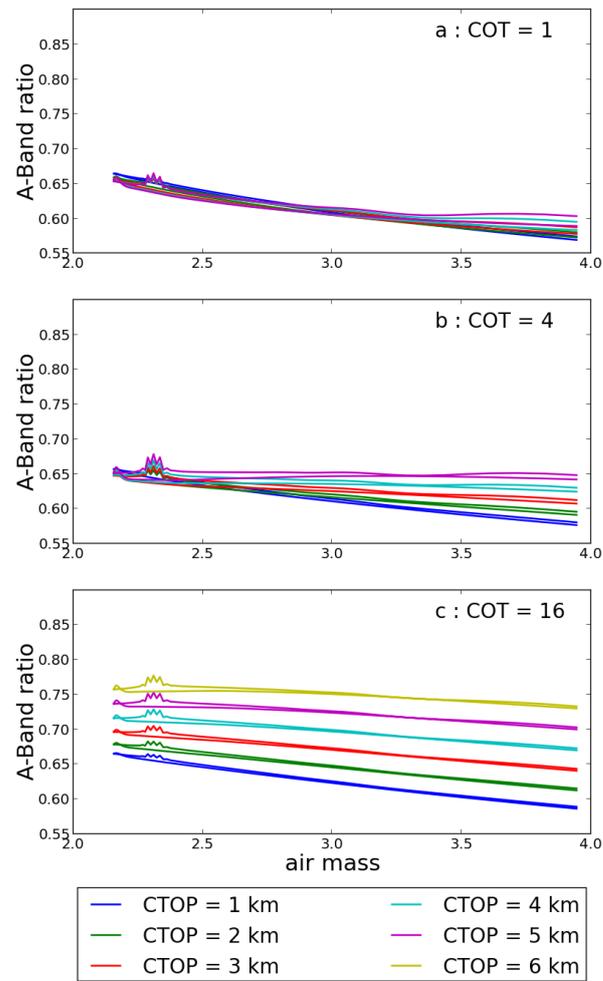


FIGURE 7.9 – Identique aux figures 7.4 et 7.7 avec un albédo de surface de 0.8. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

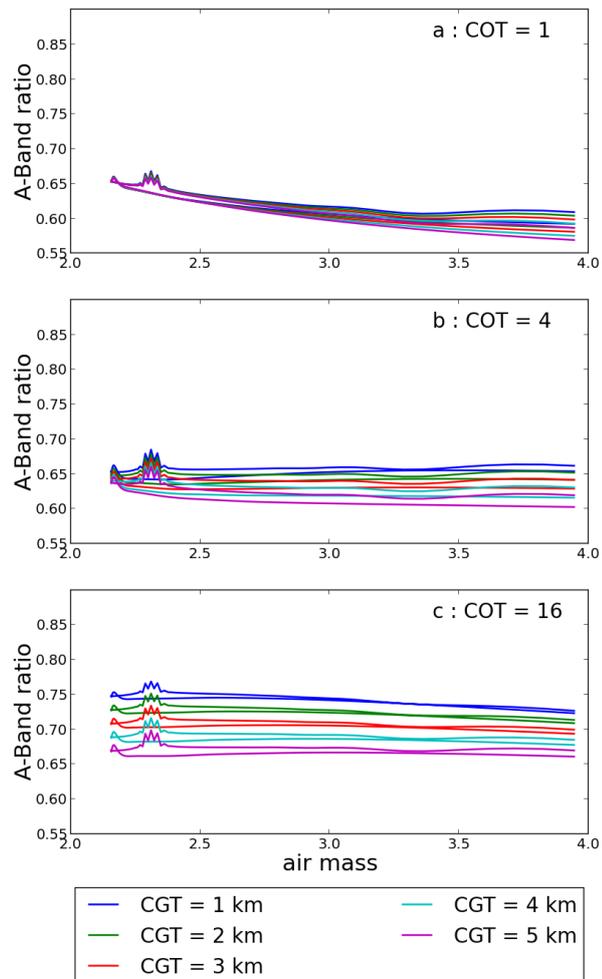


FIGURE 7.10 – Identique aux figures 7.5 et 7.8 avec un albédo de surface de 0.8. (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16.

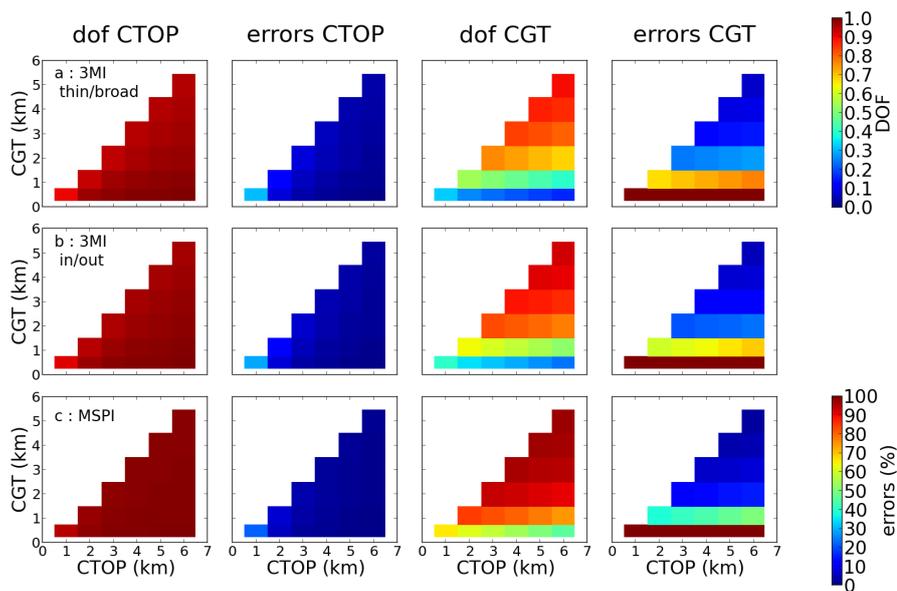


FIGURE 7.11 – Comparaison de contenu en information pour 3MI et MSPI. Degrés de liberté partiels et erreurs a posteriori de la bande A de (a) 3MI avec la configuration utilisant thin-band sur broad-band, (b) 3MI avec la méthode in-band sur out-band, et (c) MSPI, utilisant la méthode in-band ou out-band avec un filtre différent, et 9 angles de vue au lieu de 14 pour 3MI. $COT = 16$, $r_{\text{eff}} = 12 \mu\text{m}$, $v_{\text{eff}} = 0.02$, $SZA = 30^\circ$, orbite/AS 1.

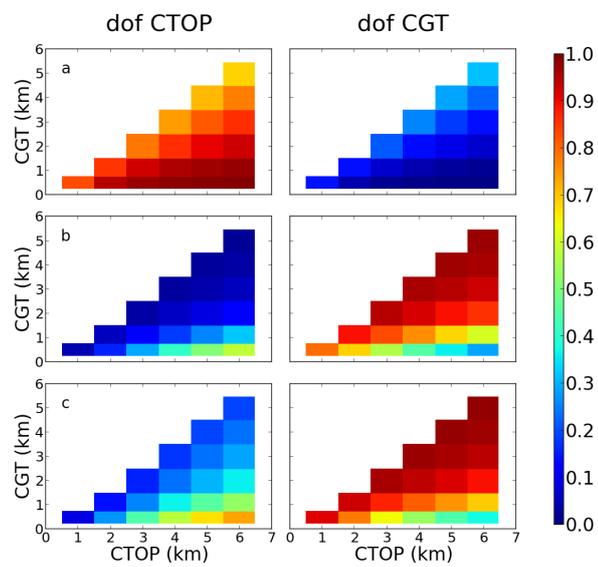


FIGURE 7.12 – Comparaison entre les rapports de la bande A mono et multi-angulaires avec la configuration de MSPI : (a) DOF des mesures mono-angulaires ($VZA = 0^\circ$, nadir), (b) est la même que (a) avec une déviation standard a priori sur CTOP diminuée (0.5 km), et (c) semblable à (b) pour des mesures multi-angulaires (orbit/AS 1). $COT = 16$, $r_{eff} = 12 \mu m$, $v_{eff} = 0.02$, $SZA = 30^\circ$.

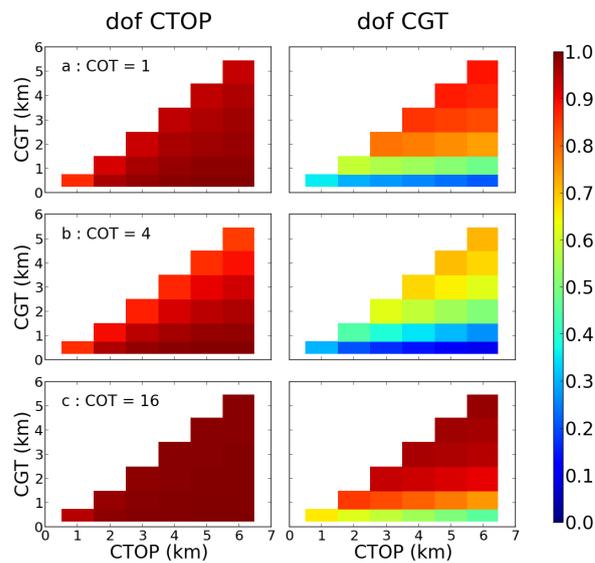


FIGURE 7.13 – Contenu en information de la bande A de 3MI pour différentes épaisseurs optiques : (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite).

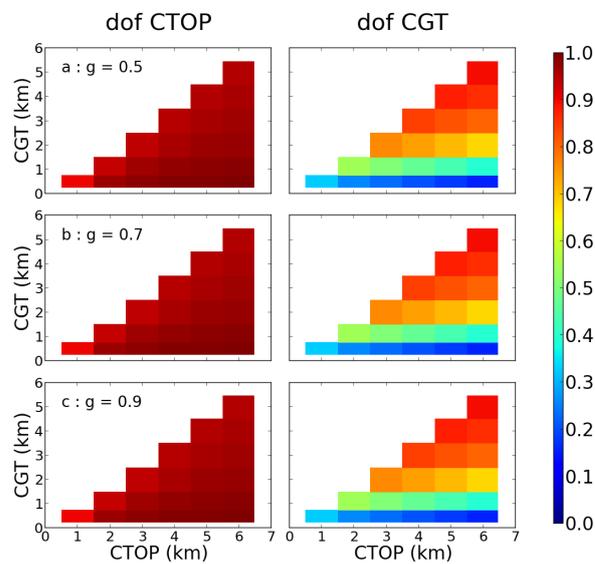


FIGURE 7.14 – Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différents facteurs d'asymétrie : (a) $g = 0.5$, (b) $g = 0.7$, (c) $g = 0.9$. Degrés partiels de liberté (DOF) pour CTOP (à gauche) et pour CGT (droite).

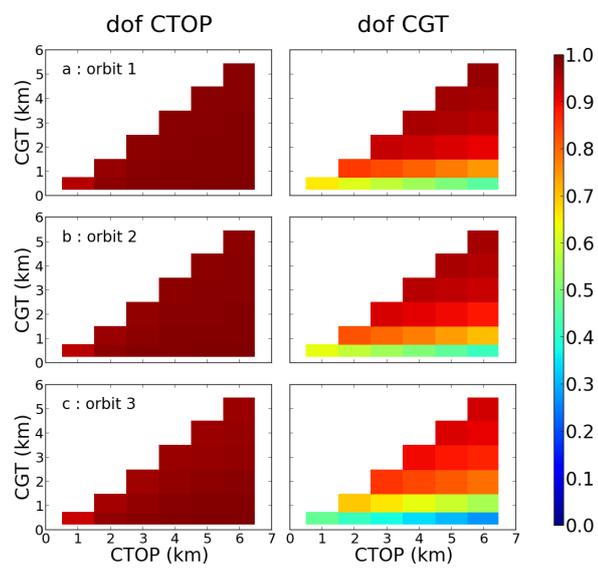


FIGURE 7.15 – Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différentes orbites, c'est à dire d'échantillonnage angulaire : (a) AS 1, (b) AS 2, (c) AS 3. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite).

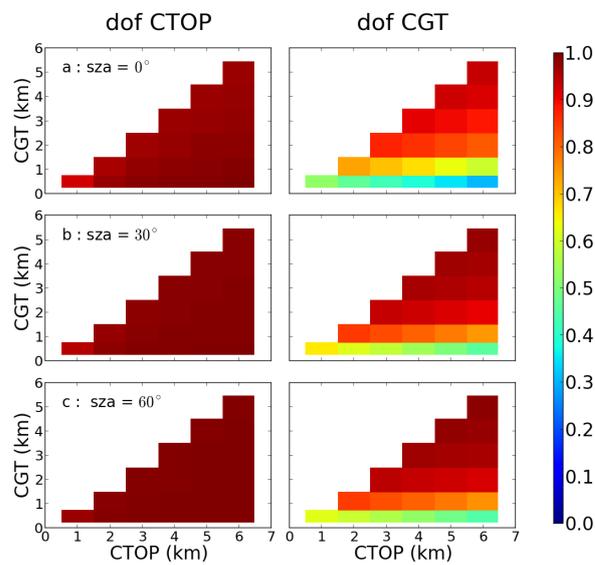


FIGURE 7.16 – Contenu en information de la bande A de 3MI avec une COT de 16 pour différents angles zénithaux solaires : (a) SZA = 0°, (b) SZA = 30°, (c) SZA = 60°. DOFs partiels pour CTOP (gauche) et CGT (droite).

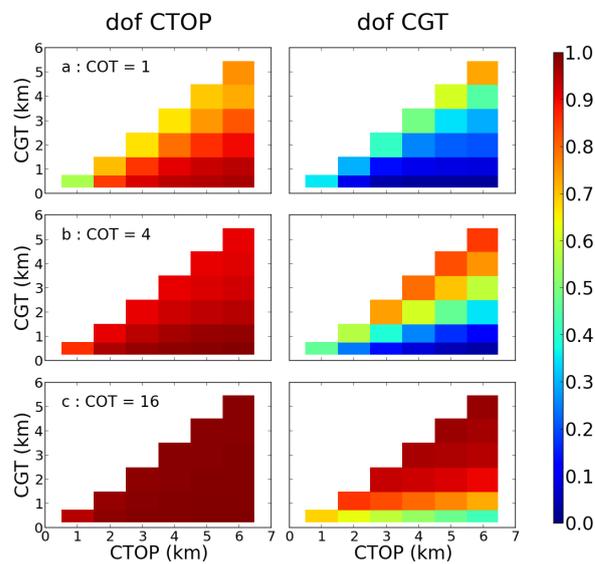


FIGURE 7.17 – Identique à la figure 7.13 avec un albédo de 0.2.

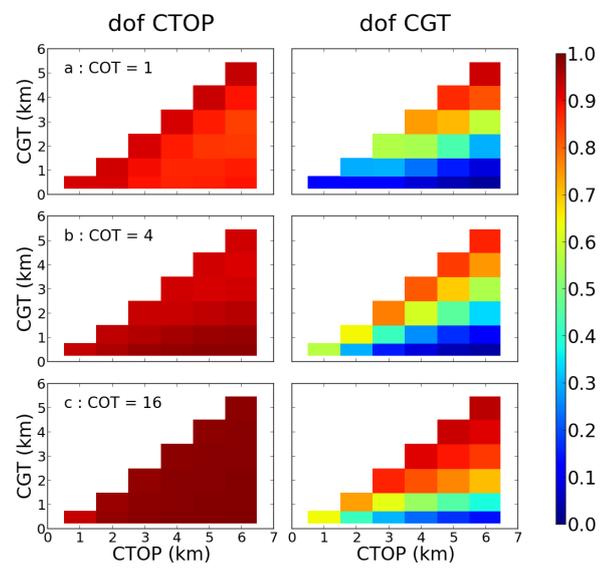


FIGURE 7.18 – Identique aux figures 7.13 et 7.17 avec un albédo de 0.8.

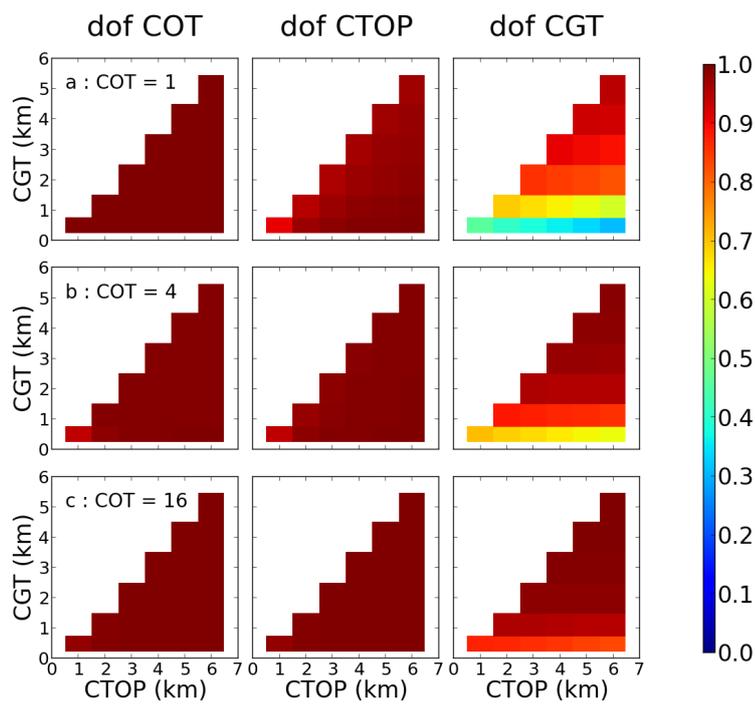


FIGURE 7.19 – Contenu de la bande A et des luminances visibles totales et polarisées de 3MI pour différentes COTs : (a) COT = 1, (b) COT = 4, (c) COT = 16. DOFs partiels pour COT (gauche), CTOP (centre) et CGT (droite).

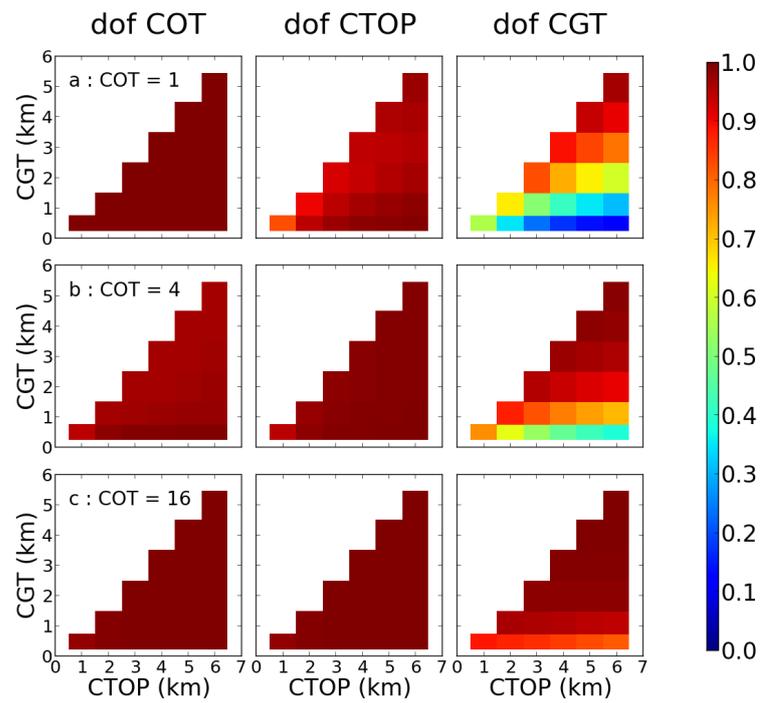


FIGURE 7.20 – Même figure que la figure 7.19 avec une surface lambertienne d'albédo 0.2

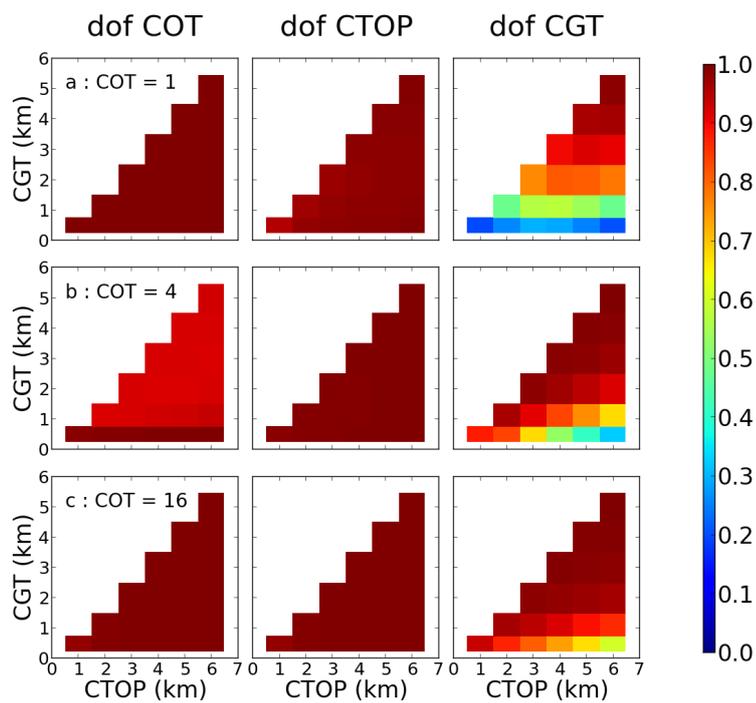


FIGURE 7.21 – Même figure que les figure 7.19 et 7.20 mais avec une surface lambertienne d'albédo 0.8

Quatrième partie

**Les nuages verticalement
hétérogènes**

Modèle de nuage verticalement hétérogène

La méthode présentée dans la partie précédente considérait que les nuages étaient verticalement et horizontalement homogène. L'hypothèse de l'homogénéité horizontale sous-pixel couplée à l'approximation des pixels indépendants introduit de nombreuses incertitudes (Várnai and Marshak, 2001; Loeb and Coakley Jr, 1998; Zinner and Mayer, 2006; Marshak et al., 2006; Zinner et al., 2010; Loeb and Davies, 1996; Zuiderna and Evans, 1998). Tout en considérant l'hypothèse d'un nuage horizontalement homogène, nous introduirons et étudierons dans cette partie le cas d'un modèle de nuage verticalement hétérogène.

Si le modèle de nuage verticalement homogène était proche de la réalité, le choix de bandes spectrales absorbantes dans le proche infrarouge (SWIR) n'aurait pas de conséquence dans l'inversion du rayon effectif. Toutefois, de nombreuses études in situ de profilage de taille de gouttelettes et de contenus en eau (beaucoup d'entre elles sont résumées dans Miles et al. (2000)) ont montré une variation verticale considérable à travers le nuage, rendant l'inversion d'une unique valeur de rayon effectif discutable. Par conséquent l'inversion de r_{eff} , utilisant différentes bandes SWIR, est sensée fournir différentes valeurs de r_{eff} (Platnick, 2000). En effet, les bandes SWIR ayant différentes profondeurs de pénétration, elles apporteront une information différente sur le rayon effectif si celui-ci dépend de la profondeur dans le nuage.

Platnick (2000) a trouvé qu'en général, pour un certain nombre de profils nuageux analytiques, une inversion à $3.7\mu\text{m}$ (bande spectrale de MODIS) retourne une valeur de rayon effectif (notée $r_{3.7}$) correspondant aux tailles de gouttelettes du sommet du nuage, tandis qu'à 1.6 et $2.1\mu\text{m}$, les r_{eff} inversés (respectivement notés $r_{1.6}$ et $r_{2.1}$) correspondent aux tailles de gouttes situées plus profondément dans le nuage.

La variation verticale de taille de goutte est en effet un paramètre nuageux important qui est relié à des processus de condensation, de collision-coalescence et à l'apparition de précipitations (Wood, 2005). Chen et al. (2011) ont ensuite montré que l'inversion d'un profil vertical de particules nuageuses a le potentiel de diagnostiquer la présence et le taux de précipitations dans les stratocumulus marins. L'estimation d'un profil vertical de r_{eff} permet surtout l'amélioration de l'estimation du LWP (Liquid Water Path). Cette inversion d'après un modèle de nuage verticalement homogène est typiquement calculée à partir des produits de r_{eff} et de COT. Comme le r_{eff} ainsi obtenu correspond généralement au sommet du nuage et est souvent surestimé, ceci conduit à une surestimation de LWP (Seethala and Horvath, 2010; Borg and Bennartz, 2007). Si toutefois un profil vertical précis de r_{eff} est retrouvé, une inversion plus réaliste de LWP est possible.

Un ensemble d'études s'est tourné vers l'analyse des différences entre $r_{1.6}$, $r_{2.1}$ et $r_{3.7}$ retrouvées par le produit nuage opérationnel de MODIS et le potentiel de ces inversions à apporter de l'information sur la structure verticale des nuages. La structure verticale des nuages liquides non-précipitants prédites par la théorie et par des données in situ est supposée croissante de la base au sommet du nuage en terme de rayons effectifs. Étant donné les résultats de Platnick (2000), il serait alors attendu que $r_{3.7} > r_{2.1} > r_{1.6}$. En effet, dans le SWIR, plus la longueur d'onde est élevée, plus le rayonnement est absorbé par les gouttelettes d'eau et moins il pénètre profondément dans le nuage. À partir de cette idée, Chang (2003) ont proposé une méthode pour retrouver un profil vertical de r_{eff} en combinant les réflectances des trois bandes SWIR de MODIS (1.6 , 2.1 et $3.7\mu\text{m}$). Cette méthode propose une extension de la méthode pour des nuages homogènes à base de LUT mais permettant au profil vertical de r_{eff} de varier suivant des contraintes linéaires ou adiabatiques, le rayon effectif étant croissant avec l'altitude dans le nuage. Plus récemment, Kokhanovsky and Rozanov (2012) ont proposé une approche utilisant le formalisme de l'estimation optimale (Rodgers, 2000) pour retrouver un tel profil. Ces études ont

prouvé que le concept d'inversion de profils verticaux était possible en inversant des paramètres décrivant des modèles de nuages simples et idéalisés.

Toutefois, la comparaison entre les trois inversions de r_{eff} (Seethala and Horvath, 2010; Nakajima et al., 2010; Zhang and Platnick, 2011) a montré que $r_{3,7}$ est presque toujours inférieur à $r_{1,6}$ et $r_{2,1}$. L'explication de ce phénomène a été proposée par Nakajima et al. (2010) qui défend l'hypothèse qu'une combinaison de petites gouttelettes au sommet du nuage causée par des processus d'évaporation en est responsable.

Le modèle de profil de rayon effectif croissant avec l'altitude dans le nuage ne semble donc pas assez général et reste insuffisant dans beaucoup de cas. Dans cette partie, nous proposons un modèle pouvant intégrer une diminution du rayon effectif au sommet du nuage. Nous proposons également une étude de contenu en information sur les paramètres de ce modèle. Les mesures multi-angulaires de 3MI semblent intéressantes a priori à l'inversion d'un tel profil. En effet les mesures SWIR multi-angulaires, ayant des longueurs de pénétration différentes pour chaque angle de vue et chaque longueur d'onde, devraient apporter de l'information sur différentes parties du nuage. De plus, la polarisation a une profondeur de pénétration très faible (épaisseur optique de l'ordre de 1) et apportera donc de l'information sur les caractéristiques du sommet du nuage.

8.1 Modèle de nuage adiabatique

Une description complète d'un nuage verticalement hétérogène doit comprendre :

- le profil de rayon effectif r_{eff} et de variance effective v_{eff}
- le coefficient d'extinction σ_{ext} ou d'épaisseur optique τ
- l'altitude du sommet du nuage CTOP
- l'épaisseur géométrique du nuage CGT

Par souci de simplification, nous considérerons que v_{eff} est constante sur tout le profil verticale et connue (de valeur 0.02 dans cette partie). CTOP et CGT sont des valeurs uniques qui peuvent être décrites directement. Il reste donc à déterminer un modèle décrivant les profils de rayon effectif et de coefficient d'extinction.

Il existe alors deux méthodes pour définir de tels profils. La première serait de discrétiser

le nuage verticalement en plusieurs couches et d'assigner des valeurs de rayons effectifs et d'extinction à chaque couche. Cette méthode permettrait de décrire n'importe quelle forme de profil. Malheureusement, elle serait également très coûteuse en temps de calcul et très complexe à mettre en œuvre. En effet, pour un tel modèle, il faudrait inverser deux paramètres pour chaque couche en plus de CTOP et CGT et pour être un minimum précis il faudrait un nombre important de couches. Nous aurions alors un nombre très important de paramètres à inverser. Dans la méthode d'estimation optimale que nous utilisons cela représenterait une grande dimension du vecteur d'état \mathbf{x} et donc une grande dimension du Jacobien \mathbf{K} , conduisant à un important nombre de calculs de transfert radiatif très coûteux en temps de calcul. De plus un tel nombre de paramètres conduirait certainement à un système mal contraint dont les solutions seraient multiples.

La deuxième solution, celle que nous avons retenue, est de trouver un modèle analytique permettant de réduire considérablement le nombre de paramètres à inverser. Une telle description conduit bien évidemment à des hypothèses et des approximations et il est très complexe de décrire tous les types de profils nuageux en un seul modèle. Le modèle que nous allons décrire n'a donc pas comme prétention de décrire tous ces profils possibles mais de modéliser différents profils "classiques" de nuage.

Le plus utilisé de ces profils verticaux analytique est le modèle de nuage adiabatique déjà décrit et utilisé dans quelques études (Chang, 2003; Kokhanovsky and Rozanov, 2012) et qui correspond le plus au processus de création du nuage (Brennguier et al., 2000). La principale hypothèse de ce modèle est que la concentration en particule N est constante sur tout le nuage. Cette hypothèse permet d'obtenir des relations analytiques permettant de décrire les profils de r_{eff} et de σ_{ext} et également du contenu en eau liquide LWC :

$$LWC(z) = a_0 + a_1 \frac{z}{h} \quad (8.1)$$

$$r_{eff}(z) = (b_0 + b_1 \frac{z}{h})^{\frac{1}{3}} \quad (8.2)$$

$$\sigma_{ext}(z) = (c_0 + c_1 \frac{z}{h})^{\frac{2}{3}} \quad (8.3)$$

avec $z = 0$ à la base du nuage et $z = h$ au sommet du nuage. Les constantes peuvent être déduites

des conditions aux limites (ex : $a_0 = LWC(0)$ et $a_1 = LWC(h) - LWC(0)$).

On peut ainsi exprimer l'épaisseur optique qui est directement l'intégrale de σ_{ext} sur le profil nuageux et également le contenu en eau LWP pour un nuage adiabatique :

$$LWP = \frac{5}{9} \rho_l r_e^{top} COT \quad (8.4)$$

où r_e^{top} est le rayon effectif au sommet du nuage et ρ_l la masse volumique de l'eau.

Ce modèle de nuage adiabatique commence à être utilisé dans la restitution du LWP à partir de mesures bi-spectrales de MODIS (Chang, 2003). Ce profil adiabatique a été de plus en plus favorisé par rapport au profil homogène dans les études récentes, seules quelques unes ont comparé et évalué les inversions de LWP basées sur les deux hypothèses. Par exemple Seethala and Horvath (2010) ont comparé les deux jeux de données de LWP (homogènes et adiabatiques) obtenus de MODIS avec des inversions de LWP collocalisées du Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS (AMSR-E). L'un des avantages de AMSR-E est d'être moins sensible au profil vertical car l'information provient de l'émission micro-onde transmise de la surface. Il est intéressant de noter que l'hypothèse adiabatique ne conduit pas toujours à de meilleurs résultats pour ce qui concerne la restitution du LWP.

Le modèle de nuage adiabatique conduit à l'hypothèse d'un rayon effectif croissant avec l'altitude, or certaines études ont montré que dans certains cas les mesures des différents rayons effectifs aux différentes longueurs d'ondes SWIR de MODIS (1.6, 2.1 et 3.7 μm) ne sont pas en accord avec cette hypothèse. En effet, la bande spectrale à 3.7 μm est plus absorbante que celle à 2.1 μm qui l'est plus que la bande 1.6 μm . Avec une hypothèse de rayon effectif croissant le rayon effectif inversé avec la bande 3.7 μm devrait être plus élevé que ceux obtenus à partir des deux autres bandes, mais ce n'est pas toujours le cas (Zhang and Platnick, 2011; Seethala and Horvath, 2010; Nakajima et al., 2010).

Plusieurs sources d'erreurs peuvent conduire à une mauvaise estimation du LWP. La première serait liée à la présence de petites gouttelettes au sommet du nuage causées par des processus d'évaporation. La partie haute du nuage, appelée *zone de transition*, aurait donc dans certains cas un gradient de rayon effectif négatif avec l'altitude. La deuxième source d'erreurs proviendrait d'un biais lié aux nuages précipitants. En effet dans ces cas de figures la méthode

de restitution de MODIS donne des rayons effectifs très gros à la base (dus aux précipitations) ce qui à évidemment un impact sur l'inversion de LWP (Miller et al., 2016). Il y a également d'autres sources d'erreurs comme l'hypothèse d'une variance effective fixée empiriquement ou d'une concentration en particule N constante dans le modèle adiabatique.

Le modèle de nuage adiabatique est donc insuffisant et est même moins efficace que le modèle de nuage homogène dans de nombreux cas (Miller et al., 2016). Il est donc nécessaire de trouver un autre modèle décrivant plus généralement le profil vertical nuageux.

8.2 Modèle de profil d'extinction et de rayon effectif

Le principe d'un profil vertical nuageux "général" serait de prendre en compte la zone de transition au sommet du nuage et le drizzle à la base du nuage. Malheureusement, à cause de l'absorption et de la saturation rapide des luminances polarisées, les mesures de 3MI ne pourront être sensibles à la forme du profil de la base du nuage. Nous nous limiterons donc aux nuages non-précipitants, sans drizzle, et nous ne modéliserons que la zone de transition au sommet. Ceci ne nous permettra pas une bonne estimation du LWP dans le cas de nuages précipitants mais devrait permettre de l'améliorer et de réconcilier les différentes valeurs de rayons effectifs obtenues à partir de bandes spectrales différentes comme c'est le cas par exemple pour MODIS.

Dans ce travail de thèse, pour prendre en compte cette zone de transition, nous définissons un profil de LWC en "triangle" (Figure 8.1). Avec deux zones :

- la zone "basse", considérée comme adiabatique
- la zone "haute", avec un profil de LWC linéaire mais décroissant avec l'altitude.

On note sur la Figure 8.1 que ce type de profil correspond approximativement au profil de LWC obtenu par simulations, à partir de modèles LES (Large-Eddy Simulation). C'est également le cas pour d'autres simulations (Figure 8.2) (Pujol et al., 2007) ou Figure 8.3 (Miller et al., 2016)).

Soit z_{max} , l'altitude du maximum de LWC. En considérant que LWC est nul à la base du nuage et au sommet ($LWC(z_{bot}) = 0$ et $LWC(z_{top}) = 0$), en s'appuyant sur une variation linéaire de LWC avec l'altitude (Eq. 8.1) nous avons donc :

$$\text{pour } z \in [z_{bot}, z_{max}], LWC(z) = LWC_{max} \frac{z - z_{bot}}{z_{max} - z_{bot}}$$

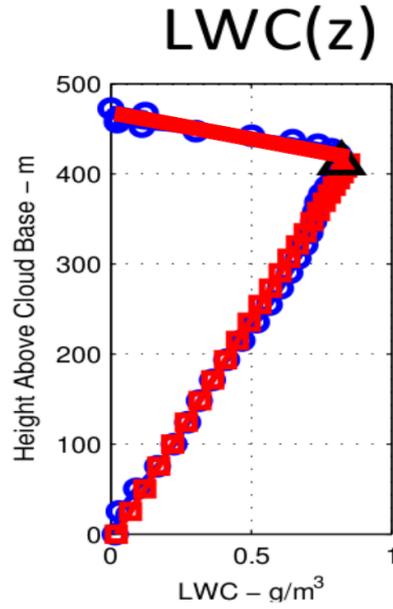


FIGURE 8.1 – Profil vertical de LWC simulés (LES) (en rouge) et modèle de LWC en "triangle" (en rouge)

$$\text{pour } z \in [z_{max}, z_{top}], LWC(z) = LWC_{max} \frac{z_{top} - z}{z_{top} - z_{max}} \quad (8.5)$$

On peut également retrouver les profils de r_{eff} et de σ_{ext} à partir de celui de LWC, présenté ci-dessus, en considérant que la concentration en particule (N ou CDNC) est constante (cas d'un nuage adiabatique) (Platnick, 2000) et des équations 8.2 et 8.3 :

$$\begin{aligned} \text{pour } z \in [z_{bot}, z_{max}], r_{eff}(z) &= r_{eff,max} \left(\frac{z - z_{bot}}{z_{max} - z_{bot}} \right)^{\frac{1}{3}} \\ \text{pour } z \in [z_{max}, z_{top}], r_{eff}(z) &= r_{eff,max} \left(\frac{z_{top} - z}{z_{top} - z_{max}} \right)^{\frac{1}{3}} \end{aligned} \quad (8.6)$$

$$\begin{aligned} \text{pour } z \in [z_{bot}, z_{max}], \sigma_{ext}(z) &= \sigma_{ext,max} \left(\frac{z - z_{bot}}{z_{max} - z_{bot}} \right)^{\frac{2}{3}} \\ \text{pour } z \in [z_{max}, z_{top}], \sigma_{ext}(z) &= \sigma_{ext,max} \left(\frac{z_{top} - z}{z_{top} - z_{max}} \right)^{\frac{2}{3}} \end{aligned} \quad (8.7)$$

Cette méthode réduit donc le nombre de paramètres à restituer à 6 : $z_{bot}, z_{top}, z_{max}, LWC_{max},$

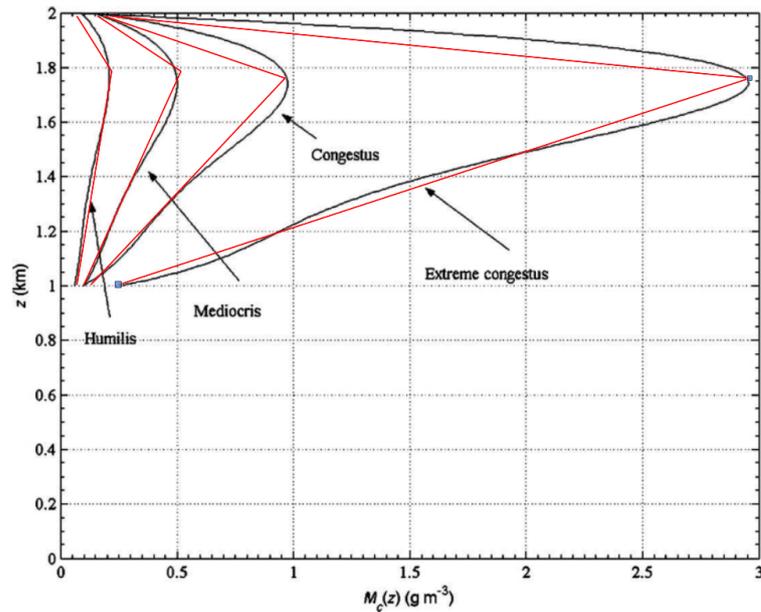


FIGURE 8.2 – Profil de LWC en triangle (en rouge) vs. simulations (en noir) adapté de Pujol et al. (2007)

$r_{eff,max}$ et $\sigma_{ext,max}$. De plus, on peut encore réduire ce nombre en considérant que localement, à z_{max} , on peut considérer le nuage comme homogène et écrire :

$$LWC_{max} = \frac{2}{3} \rho r_{eff,max} \sigma_{ext,max} \quad (8.8)$$

Cette relation nous permet donc de nous limiter à cinq paramètres à inverser : $z_{top}, z_{bot}, z_{max}$ et deux des trois paramètres $r_{eff,max}, \sigma_{ext,max}$ et LWC_{max} .

L'hypothèse d'une concentration en particules nuageuses (CDNC) constante est évidemment une approximation, surtout dans la zone au sommet du nuage où le rayon effectif et le contenu en eau sont décroissants avec l'altitude, appelée "zone de transition" (Figure 8.3). Une étude plus approfondie de cette zone de transition pourrait être à envisager pour mieux la représenter et ainsi améliorer ce modèle mais ce n'est pas le but de cette étude. Nous ne prenons également pas en compte ici le cas de nuages précipitants, avec du drizzle. En effet, comme nous pouvons le remarquer sur la figure 8.3, dans la zone basse du nuage, le CDNC n'est pas constant et tend à diminuer et le rayon effectif augmente fortement. Toutefois, par soucis de simplification, nous

ne prendrons pas en compte cette zone.

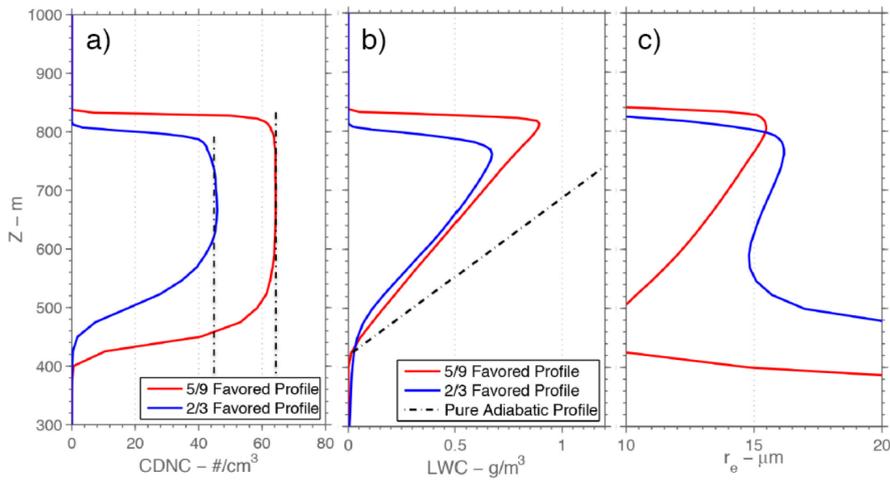


FIGURE 8.3 – Profil de concentration en particules (a), de contenu en eau (b) et de rayon effectif (c) obtenu à partir d'un modèle de LES (Miller et al., 2016)

8.3 Paramétrisation et cas étudiés

Nous pourrions étudier les paramètres décrits précédemment mais, pour faciliter l'analyse par rapport aux propriétés habituelles restituées, nous avons décidé d'inverser cinq autres paramètres qui leur sont reliés :

- L'altitude du sommet du nuage CTOP (semblable à z_{top})
- L'épaisseur géométrique CGT
- l'épaisseur optique COT (équivalent de l'intégrale de σ_{ext} sur le profil)
- le liquid water path LWP (équivalent de l'intégrale de LWC sur le profil)
- un facteur de forme $p = \frac{z_{top} - z_{max}}{z_{top} - z_{bot}}$, paramètre sans unité variant de 0 à 1 représentant la forme du profil. La valeur 0 correspond à $z_{max} = z_{top}$ (nuage adiabatique) et la valeur 1 à $z_{max} = z_{bot}$ (opposé du nuage adiabatique avec une décroissance linéaire du contenu en eau).

En effet ces cinq paramètres découlent des paramètres précédent et nous pouvons les relier par les relations suivantes :

$$CTOP = z_{top} \quad (8.9)$$

$$CGT = z_{top} - z_{bot} \quad (8.10)$$

$$p = \frac{z_{top} - z_{max}}{z_{top} - z_{bot}} \quad (8.11)$$

$$COT = \frac{3}{5} * (z_{top} - z_{bot}) * \sigma_{ext,max} \quad (8.12)$$

$$LWP = \frac{1}{2} * LWC_{max} * (z_{top} - z_{bot}) \quad (8.13)$$

Ces cinq paramètres (CTOP, CGT, COT, LWP, p) permettent donc bien de décrire entièrement un nuage verticalement d'après le modèle de profil décrit précédemment. Ils correspondront au vecteur d'état de notre étude.

Cette paramétrisation nous permet donc de réduire l'espace des états. Malgré cela, il serait difficile et laborieux de faire une étude complète de contenu en information de tous les types de nuages verticalement hétérogènes que ce modèle produit. Nous nous sommes donc restreint à un certain nombre de cas à étudier en nous basant sur des relations statistiquement réalistes.

Cette étude est donc limitée à quelques cas représentatifs et établis à partir de par la classification des nuages de l'ISCCP (Figure 1.2) qui répartit les nuages en neuf catégories décrites par leurs épaisseurs optiques et leurs altitudes. Pour les autres paramètres, nous nous sommes basés sur travaux de Preusker and Lindstrot (2009). La figure 8.4 représente les profils d'extinction dérivés de la base de donnée de CloudSat pour l'année 2010 pour les neufs types de nuages de la classification de l'ISCCP : cirrus, cirrostratus, convection profonde, altocumulus, altostratus, nimbostratus, cumulus, stratocumulus et stratus.

Nous nous sommes limités aux cas de nuages liquides et donc les six cas de plus basses altitudes : altocumulus, altostratus, nimbostratus, cumulus, stratocumulus, stratus. À partir de ces deux figures nous pouvons donc définir une altitude, une épaisseur géométrique, une épaisseur optique et un facteur de forme pour chaque cas. Il manque tout de même un LWP pour chacun de ces cas. Nous avons ainsi décidé de fixer le rayon effectif maximum ($r_{eff,max}$) à $12\mu m$ (valeur utilisée pour les inversions de profils d'extinction par Preusker and Lindstrot (2009)). Nous étudierons également le cas de LES, présenté sur la figure 8.3, sans prendre en

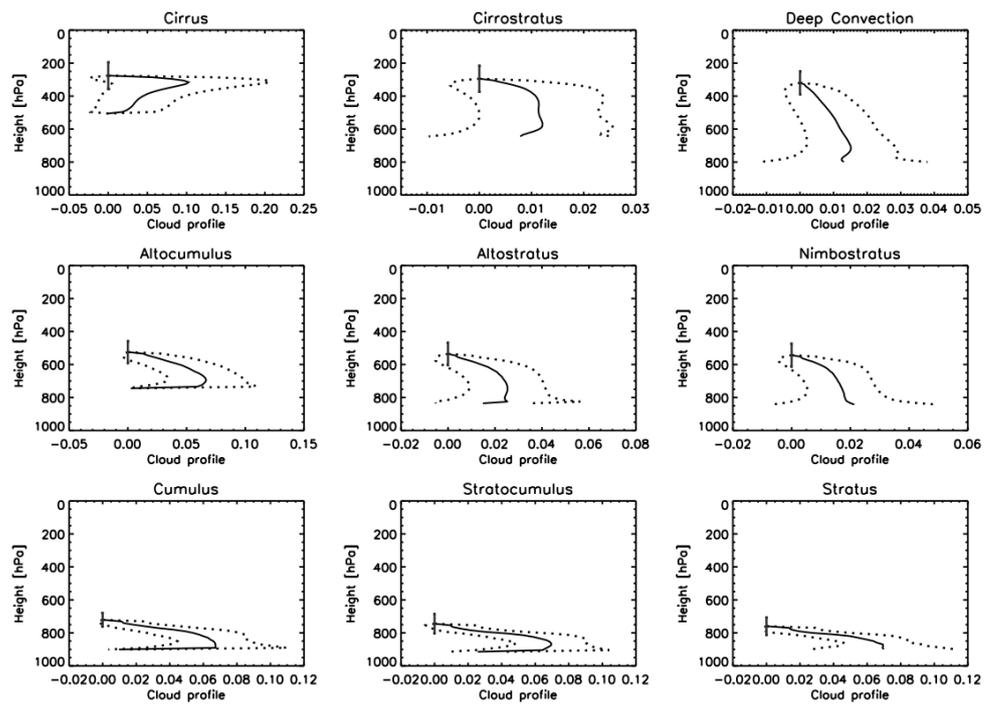


FIGURE 8.4 – Profils moyens d’extinction obtenus à partir des mesures de Cloudsat pour les neuf types de nuages du classement de l’ISCCP (Henkel et al., 2013)

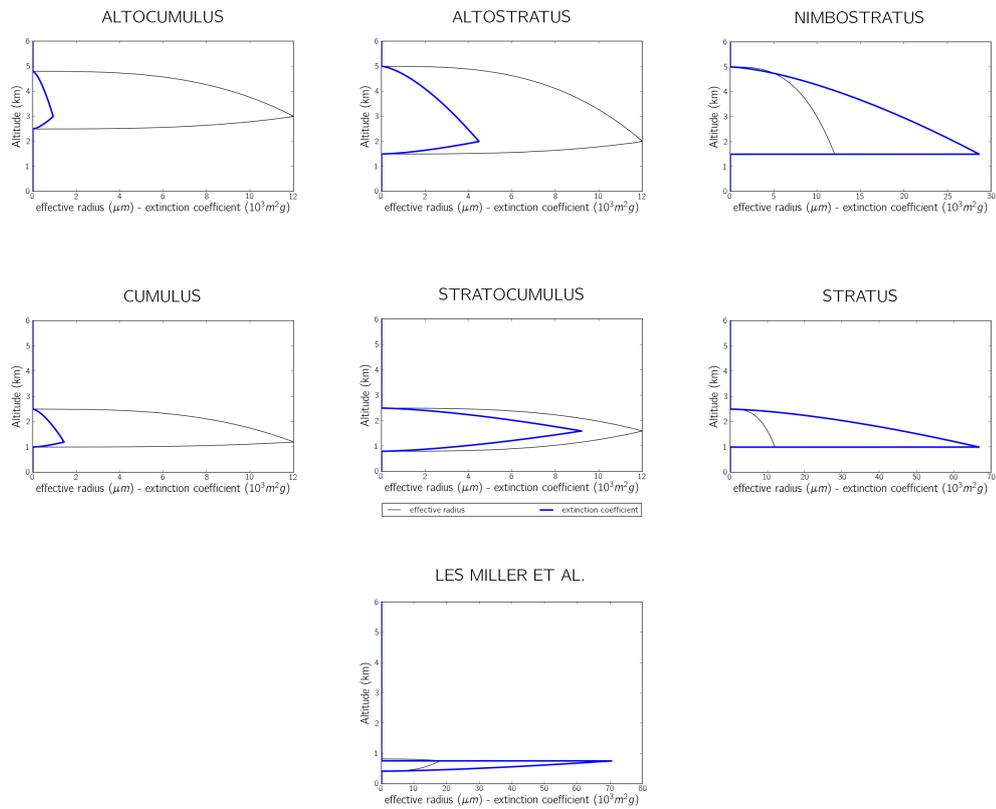


FIGURE 8.5 – Représentation des profils de rayons effectifs (noir) et d’extinction (bleu) pour les sept cas de nuages étudiés à partir de la paramétrisation décrite précédemment.

compte la partie de drizzle. Les cinq paramètres décrivant les sept cas de nuages étudiés à partir de notre modèle sont répertoriés dans le tableau 8.1. Les profils de rayons effectifs et d’extinction correspondants sont représentés sur la figure 8.5.

| | CGT | CTOP | COT | p | LWP |
|-------------------|-----|------|------|------|------|
| Alto cumulus | 2.3 | 4.8 | 1.3 | 0.78 | 8.7 |
| Alto stratus | 3.5 | 5 | 9.4 | 0.86 | 62.7 |
| Nimbo stratus | 3.5 | 5 | 60 | 0.99 | 400 |
| Cumulus | 1.5 | 2.5 | 1.3 | 0.87 | 8.7 |
| Strato cumulus | 1.7 | 2.5 | 9.4 | 0.52 | 62.7 |
| Stratus | 1.5 | 2.5 | 60 | 0.99 | 400 |
| LES Miller et al. | 0.4 | 0.82 | 16.8 | 0.15 | 160 |

TABLEAU 8.1 – Paramétrisations des sept cas de nuages étudiés

Étude de sensibilité

Nous allons tout d'abord présenter, dans cette partie, une étude qualitative de sensibilité des luminances simulées de 3MI aux cinq paramètres de notre modèle contenus dans le vecteur d'état x . Nous utiliserons ici comme mesures les luminances visibles totales et polarisées (à 490, 670 et 865 nm), les luminances SWIR également totales et polarisées (1.6 et 2.2 μm) et le ratio des luminances de la bande A (utilisant la bande large à 765 nm et la bande fine à 763 nm présentées dans la partie précédente). Comme pour le cas du modèle de nuage homogène, nous nous attendons à ce que ces mesures soient sensibles à l'épaisseur optique (luminances visibles totales), à la microphysique (luminances totales SWIR et luminances polarisées visibles dans les arcs surnuméraires) et à l'extension verticale nuageuse (ratio de la bande et luminances visibles polarisées en diffusion avant). Il est également attendu que les luminances totales SWIR soient sensibles aux profils de rayon effectif comme expliqué dans le chapitre précédent (Deirmendjian, 1964). Il est intéressant de noter que très peu d'études ont été menées sur l'apport des luminances SWIR polarisées concernant la microphysique nuageuse.

Il est difficile de réaliser une étude exhaustive de sensibilité, nous nous limiterons à l'étude d'un cas (celui du LES de Miller et al. (2016)). Cette étude n'est donc qu'une approche qualitative et permettra uniquement de mieux appréhender l'étude de contenu en information. La méthode utilisée sera de modifier les paramètres un à un de façon successive. Nous fixons les autres sur les valeurs de l'exemple étudié du LES de Miller et al. (2016) (Tableau 8.1). Nous nous limiterons

à des géométries de visées dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° par soucis de lisibilité.

9.1 Sensibilité à l'épaisseur géométrique du nuage CGT

Les différentes études de sensibilité à CGT sont représentées sur la figure 9.1. Les figures 9.1.a. et b. représentent respectivement les différents profils de rayons effectifs et d'extinction pour les différentes CGT étudiées (CGT = 0.2, 0.3, 0.4, 0.5 et 0.6 km), les autres paramètres étant fixés au cas de Miller et al. (2016) vu au chapitre précédent (CTOP = 0.82 km, COT = 16.8, $p = 0.15$ et $LWP = 160 \text{ g/m}^2$). Nous notons que le rayon effectif maximum ne change évidemment pas avec CGT. Par contre son profil est modifié par l'extension verticale du nuage. À l'inverse le coefficient d'extinction maximum, ainsi que son profil, est modifié par un changement d'épaisseur géométrique. En effet, à COT fixée, l'extinction intégrée sur l'épaisseur géométrique est constante. En conséquence, plus le nuage est étendu verticalement, plus le profil d'extinction s'"aplatit". Il est important de noter que plus l'extinction est faible, plus les différentes mesures qui composent le système d'observation, pénétreront plus profondément dans le nuage, et seront susceptibles d'apporter une information plus complète sur l'ensemble du nuage.

La figure 9.1.c. représente les luminances totales visibles dans le plan solaire pour les différentes CGT et différentes longueurs d'onde (en haut 490 nm, au milieu 670 nm et en bas 865 nm). Les différentes courbes sont quasiment identiques, ce qui montre une absence de sensibilité à ce paramètre. Nous avons déjà remarqué que ces luminances totales visibles sont peu sensibles à la microphysique. Cette figure confirme également que ce type de mesure n'est pas sensible au profil d'extinction mais uniquement à son intégrale sur l'extension verticale.

La figure 9.1.d. est identique à la figure 9.1.c., mais appliquée aux luminances polarisées pour les luminances polarisées. Les courbes, correspondant aux différents CGT, sont confondues pour $vza < -5^\circ$ et se différencient pour $vza > -5^\circ$ ce qui correspond à un angle de diffusion supérieur à 145° . Ces angles correspondent à l'arc-en-ciel et aux arcs surnuméraires sensibles à la microphysique comme noté dans la partie précédente. En effet, la modification de CGT à p constant conduit à un changement de profil de rayon effectif. Les mesures en polarisation étant saturées à partir de quelques diffusions, elles ne sont sensibles qu'à la microphysique au sommet

du nuage. Or le profil de rayon effectif au sommet du nuage est modifié par changement de CGT, ce qui induit une sensibilité à CGT de ces mesures par intermédiaire d'une microphysique différente au sommet du nuage. Nous pouvons également remarquer que les arcs surnuméraires sont de plus grande amplitude et se "décalent" vers les angles de diffusion plus faibles (où vers les angles de visée plus faibles) quand CGT diminue. Nous avons remarqué ce comportement pour des nuages homogènes quand le rayon effectif augmentait. Or la figure 9.1.a. montre que le rayon effectif au sommet augmente quand CGT diminue. La figure 9.1.b. montre également que l'extinction au sommet du nuage diminue avec l'augmentation de CGT. Dans ces conditions, la saturation des mesures polarisées visibles due à la diffusion devrait avoir lieu plus profondément dans le nuage c'est à dire pour des CGT plus importantes. Par conséquent, ces luminances devraient être sensibles à des rayons effectifs plus profonds et donc plus grands (c'est le cas dans la partie haute du nuage) allant à l'encontre des remarques précédentes.

La figure 9.1.e. représente les mêmes courbes que les figures précédentes pour les luminances totales SWIR à 1600 nm (en haut) et 2200 nm (en bas). On remarque une légère sensibilité de ces luminances à CGT mais celle-ci semble très faible. Tout comme pour les luminances polarisées visibles, il faut prendre en compte deux effets de la modification de CGT : l'augmentation de cette épaisseur géométrique conduit à une diminution des rayons effectifs et de l'extinction au sommet du nuage. Or les I_{SWIR} sont sensibles au rayon effectif, comme noté dans la partie précédente, mais ne pénètrent que très peu dans le nuages à cause de l'absorption des gouttelettes nuageuses. Cette profondeur de pénétration dépend directement de l'extinction au sommet du nuage. D'une part, quand CGT augmente, l'extinction diminue et la profondeur de pénétration des I_{SWIR} augmente. Ces luminances devraient donc être absorbées par des gouttelettes de plus grands rayons effectifs. D'autre part, le rayon effectif au sommet du nuage diminue avec CGT, et donc les mesures devraient être sensibles à de plus petits rayons effectifs. Ces deux effets semblent ici se compenser, conduisant à une faible sensibilité des mesures totales à CGT.

La figure 9.1.f. représente les mêmes courbes que la figure précédente pour les luminances polarisées dans le SWIR. Nous pouvons ici faire les mêmes remarques que pour les luminances polarisées visibles. Les Lp_{SWIR} sont donc indirectement sensibles à CGT, pour les mêmes raisons et pour approximativement les mêmes angles de diffusion que les luminances polarisées dans le visible.

La figure 9.1.g. représente les mêmes courbes que les figures précédentes mais appliquée au rapport de la bande A. On remarque ici que ce rapport de luminances est sensible à CGT. L'explication de ce phénomène a déjà été développé dans la partie précédente pour le modèle de nuage homogène. Ce type de mesure est ainsi sensible à CGT et cette sensibilité semble peu dépendre du profil vertical du nuage.

La sensibilité des mesures de 3MI à CGT, et probablement leur contenu en information, devrait principalement provenir du rapport de la bande A mais également des luminances polarisées pour de grands angles de diffusion.

9.2 Sensibilité à CTOP

La figure 9.2 représente l'étude de sensibilité à CTOP. Les profils de rayon effectif et d'extinction sont représentés respectivement sur les figures 9.2.a. et b. pour différentes CTOP (1.2, 2, 3, 4, 5, 6 km), les autres paramètres correspondant à ceux du LES Miller et al. (2016) présenté précédemment. Sur ces figures, nous remarquons que la forme du profil ne change évidemment pas avec CTOP, les autres paramètres étant fixes.

La figure 9.2.c. représente les différentes luminances totales visibles pour les différents CTOP. Comme nous pouvons le voir ces mesures semblent très peu sensibles à l'altitude du sommet. En effet, comme le profil vertical du nuage ne change pas ici, les sensibilités à CTOP seront approximativement les mêmes que pour le cas d'un nuage homogène. Or pour ce cas, nous avons vu, dans la partie précédente, que la sensibilité à CTOP provient du rapport de la bande A et des luminances polarisées en diffusion avant. Il y a tout de même une légère sensibilité de I_{490} due à la diffusion Rayleigh au-dessus du nuage.

Nous ne remarquons également pas de sensibilité des luminances SWIR totales et polarisées (Figures 9.2.e. et f.). En effet ces mesures sont très peu sensibles à la composante moléculaire de la colonne atmosphérique et ne sont affectées que par l'absorption des gouttelettes d'eau.

Tout comme pour les nuages homogènes, la sensibilité des mesures 3MI à CTOP proviendra des luminances visibles polarisées (Figure 9.2.d.) et du ratio de la bande A (Figure 9.2.g.). En effet, on peut noter sur la figure 9.2 d. que les Lp_{vis} montrent une sensibilité à CTOP (principalement à 490 nm). Cette sensibilité provient de la diffusion Rayleigh au-dessus du nuage comme expliqué

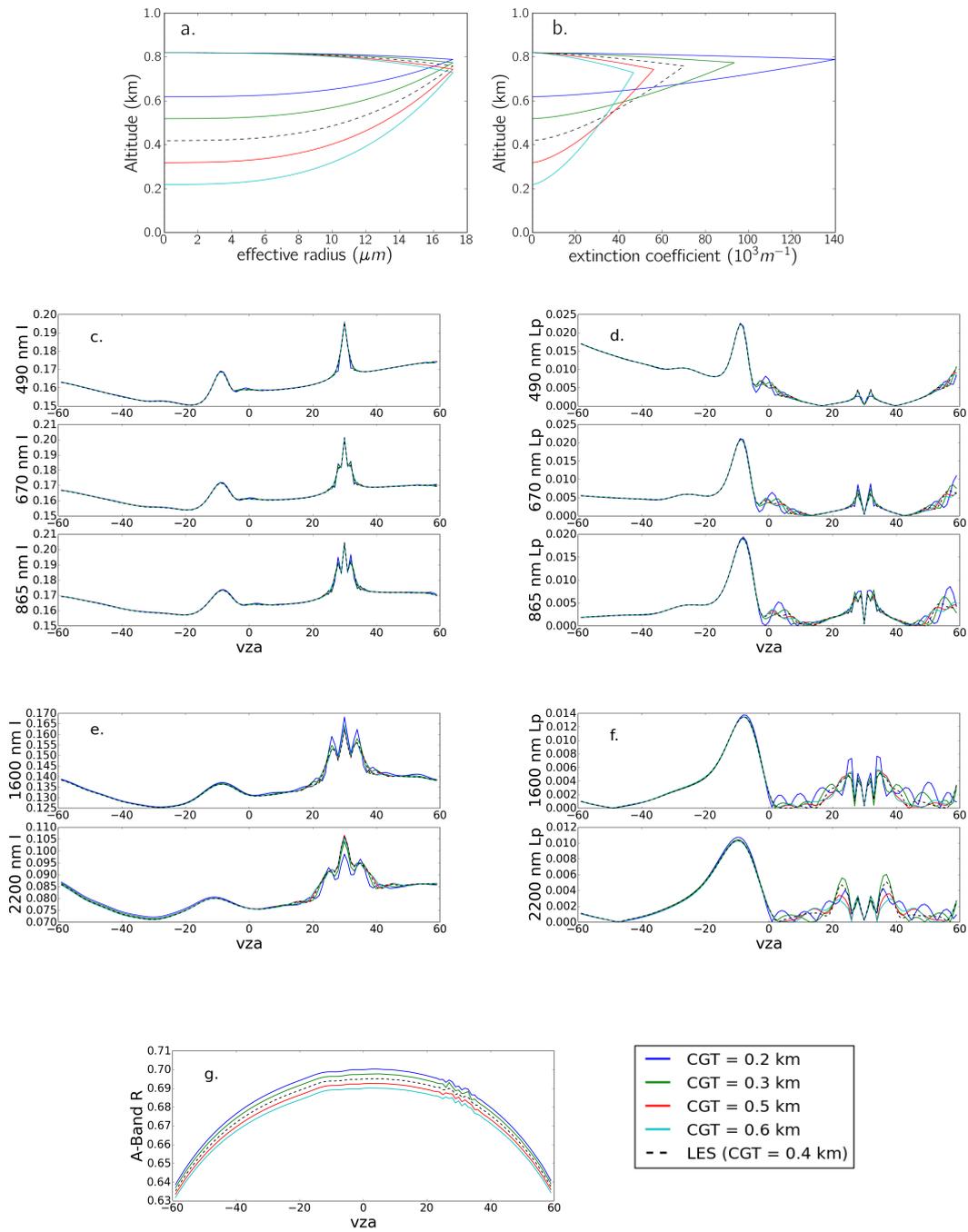


FIGURE 9.1 – Étude sensibilité à CGT. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour CGT = 0.2, 0.3, 0.4, 0.5 et 0.6 km.

dans la partie précédente. La figure 9.2.g., représentant les R_{Aband} pour les différentes CTOP, montre, elle, une grande sensibilité du rapport de la bande A de l'oxygène à l'altitude du sommet du nuage. Cette sensibilité provient de l'absorption du dioxygène au-dessus du nuage dans cette bande spectrale (voir partie précédente).

9.3 Sensibilité à COT

Les différentes études de sensibilité à l'épaisseur optique du nuage sont représentées sur la figure 9.3. Cette figure est la même que les figures 9.1 et 9.2 mais pour différentes épaisseurs optiques (COT = 8, 10, 12, 14, 16 et 16.8), les autres paramètres étant fixés (CTOP = 0.82 km, CGT = 0.4 km, $p = 0.15$ et $LWP = 160g/m^2$). Les profils de rayon effectif et d'extinction sont représentés sur les figures 9.3.a. et b. . L'altitude des maxima de rayon effectif et d'extinction ne varie pas avec COT mais les valeurs de ces maxima sont modifiées. En effet, l'épaisseur optique représente l'intégrale sur le profil du coefficient d'extinction, dès lors une augmentation de COT conduit donc à une augmentation du coefficient d'extinction et de son maximum. De plus le LWP étant fixe, une variation de COT conduit également à un changement de rayon effectif (équation 8.4) . Plus précisément, quand COT augmente, le rayon effectif maximum diminue. Une variation de COT implique donc un changement des profils verticaux. Les mesures polarisées dans le visible et dans le SWIR ainsi que les mesures totales dans le SWIR étant sensibles à ces profils, ils le seront indirectement à COT. De plus, comme remarqué dans la partie précédente, les luminances totales visibles sont directement sensibles à COT.

La figure 9.3.c. représente les luminances totales visibles dans le plan solaire pour les différentes COT et différentes longueurs d'onde (en haut 490 nm, au milieu 670 nm et en bas 865 nm). Les différentes courbes sont distinctes ce qui indique une sensibilité de ces luminances à COT comme prévu et comme pour le cas d'un nuage homogène. On remarque également dans ce cas que plus le nuage est épais optiquement, plus il réfléchit le rayonnement visible et plus ces luminances visibles sont importantes.

Pour ce qui est des luminances visibles polarisées (Figure 9.3. d.), on remarque une sensibilité à COT dans les arcs surnuméraires, dans l'arc-en-ciel et en rétrodiffusion. En effet, une variation de COT conduit à une variation des profils de rayon effectif et d'extinction, or nous avons aupa-

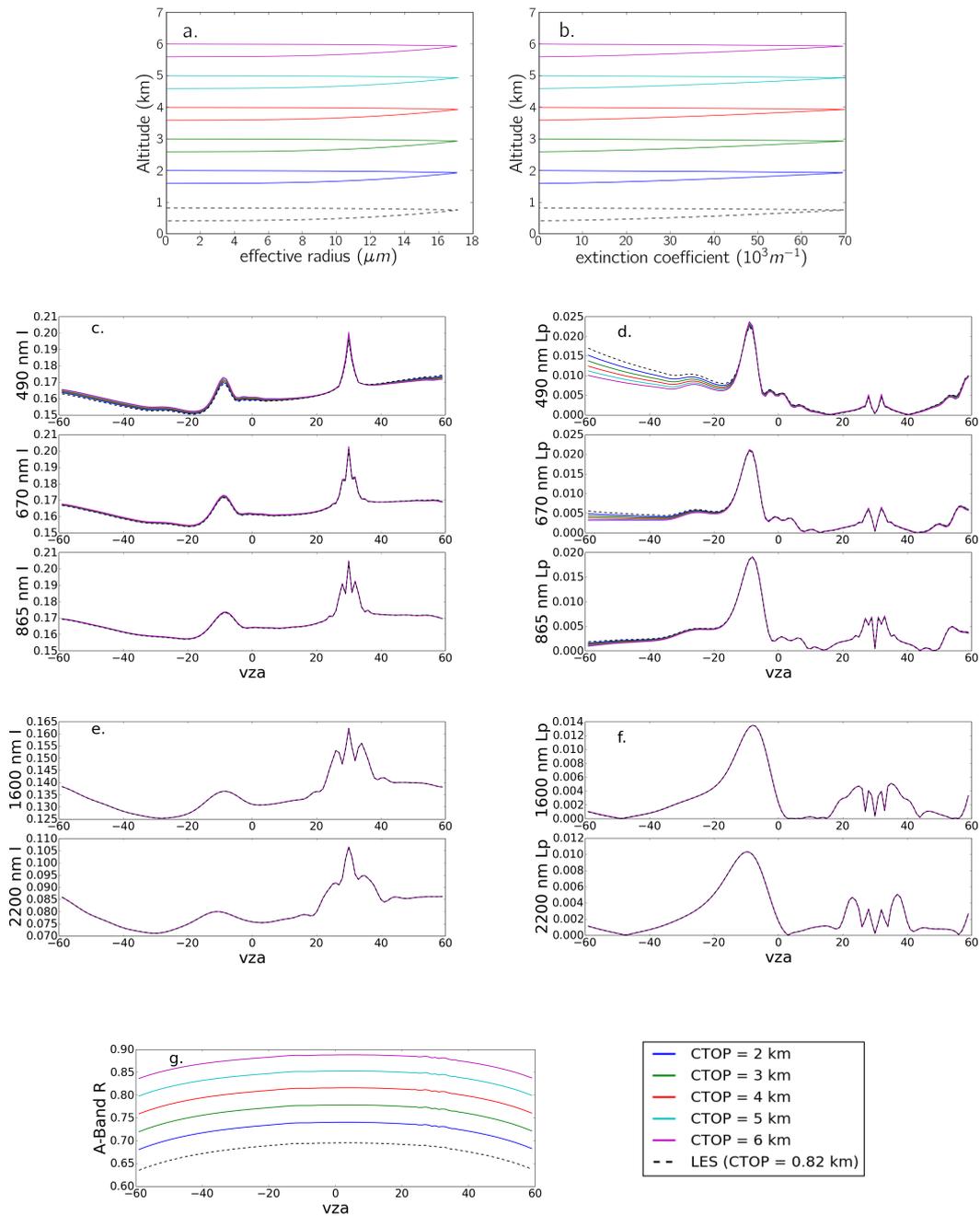


FIGURE 9.2 – Étude sensibilité à COT. Profils de rayon effectif (a) d’extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour CTOP = 1.2, 2, 3, 4, 5 et 6 km.

ravant noté que ces mesures étaient sensibles à celle-ci. Plus précisément, quand on augmente COT, le rayon effectif au sommet diminue et l'extinction augmente. Or on peut remarquer sur la figure 9.3.d. que lorsque COT augmente, les arcs surnuméraires sont plus faibles et se décalent vers de plus grands angles de diffusion (ou vers des angles de vise correspondant à la diffusion arrière); ce qui est le signe d'une diminution du rayon effectif. Nous pouvons d'ailleurs faire les mêmes remarques pour les luminances polarisées SWIR qui sont également sensibles à COT pour les mêmes raisons.

La figure 9.3.e. représente les luminances totales SWIR pour les différents COT. On remarque que ces luminances sont très sensibles à COT. Nous avons déjà remarqué ce comportement pour des nuages homogènes (voir la partie précédente). De plus ces mesures sont également sensibles au rayon effectif ainsi qu'aux profils verticaux. Or nous avons vu précédemment qu'un changement de COT, les autres paramètres étant fixés, conduit à une variation de ces valeurs. Dans le proche infrarouge, l'absorption par les gouttelettes augmente avec leur taille, dès lors le signal aura tendance à diminuer quand le rayon effectif augmente. Comme les rayons effectifs diminuent quand COT augmente (Figure 9.3.a.), le signal SWIR est plus atténué pour de faibles épaisseurs optiques. C'est bien ce que nous remarquons sur la figure 9.3.

La figure 9.3.g. montre, quant à elle, une faible sensibilité de la bande A à COT. C'était également le cas pour des nuages homogènes. Ceci montre également que cette bande A est peu sensible à une variation des profils verticaux. Ce n'est pas étonnant pour le profil de rayon effectif puisque cette dernière est peu sensible à la microphysique, mais elle est également peu sensible au profil d'extinction. Après notre étude sur les nuages homogènes, nous savons par contre que la sensibilité de la bande A à CTOP et CGT dépend fortement de COT et ce phénomène n'est pas visible ici. Nous voyons une limite de cette étude de sensibilité qui ne présente qu'un seul cas de nuage. Cependant, étudier tous les cas possibles conduirait à une étude longue et très complexe. Nous nous contenterons donc ici de ce cas d'étude tout en gardant en mémoire que ce cas particulier peut potentiellement masquer ou amplifier certaines sensibilités. Dans le cas de la bande A, le nuage bas et géométriquement peu épais conduit, par exemple, à réduire la sensibilité apparente.

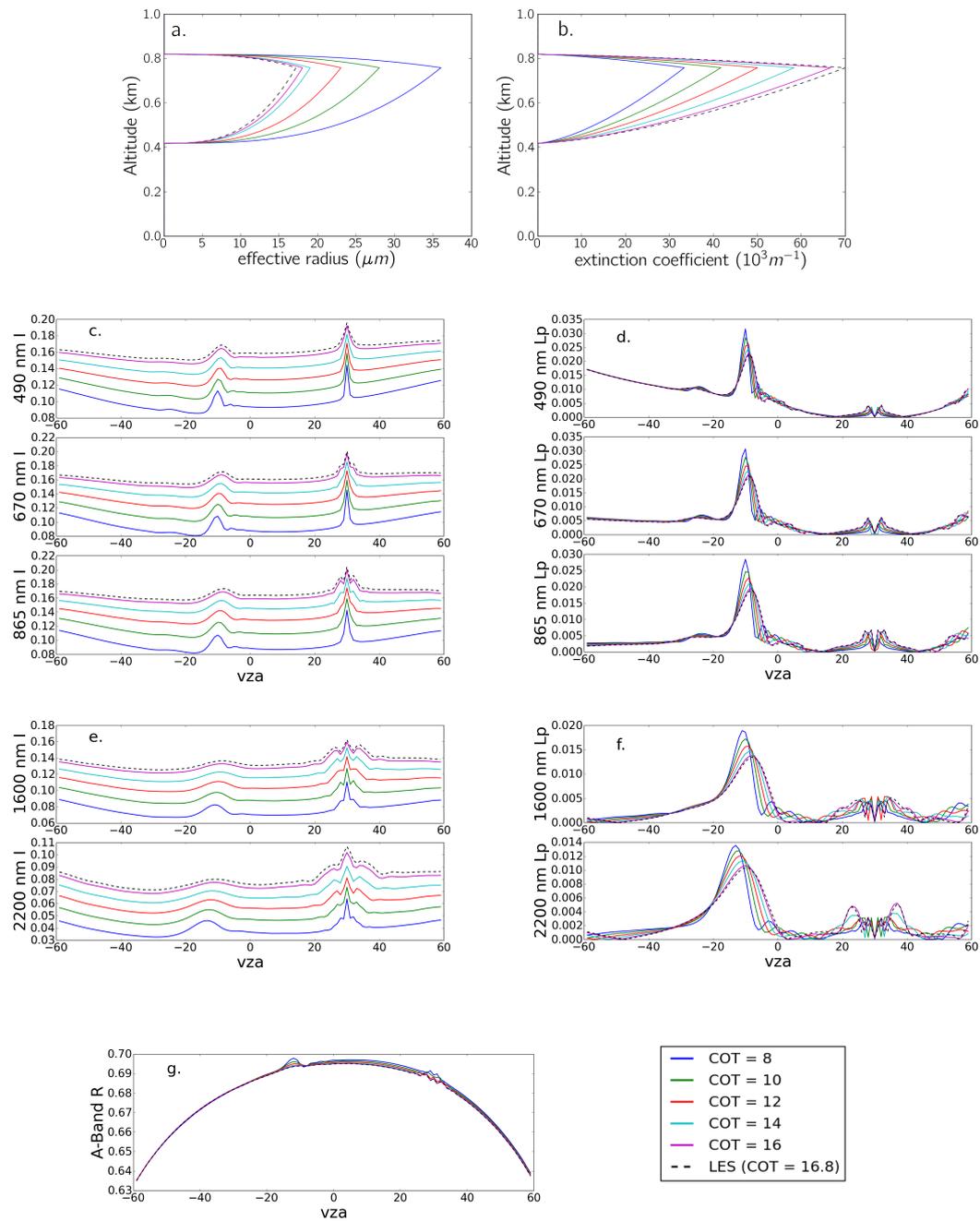


FIGURE 9.3 – Étude sensibilité à COT. Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour COT = 8, 10, 12, 14, 16 et 16.8 .

9.4 Sensibilité à p

La figure 9.4 est la même que les figure 9.1, 9.2 et 9.3 mais pour différentes valeurs de facteur de forme p ($p=0, 0.15, 0.25, 0.5, 0.75$ et 1), les autres paramètres étant fixés comme précédemment. Les figures 9.4.a. et b. représentent les profils verticaux pour ces différentes valeurs de p . Le facteur de forme p , tel que définit précédemment, contrôle directement l'emplacement des maxima de rayon effectif et d'extinction. il est compris entre 0 et 1 ; 0 représentant des maxima au sommet du nuage et 1 à la base. Une variation de p conduit donc directement à une variation du profil sans changer les valeurs des maxima. Les mesures utiles dans l'apport d'information sur p seront donc celles sensibles à ces profils et non à leurs intégrales.

On remarque tout de même (Figure 9.4.c.) que les luminances totales visibles sont légèrement sensibles à ce facteur de forme pour des angles de diffusions correspondant aux arcs surnuméraires, à l'arc-en-ciel et proches de la rétrodiffusion. Le profil de rayon effectif étant dépendant de p , ceci conduit à une légère sensibilité de ces mesures à p .

Comme précédemment, les luminances polarisées visibles (Figure 9.4 d.) et SWIR (Figure 9.4 f.) sont sensibles à une variation des profils verticaux pour des grands angles de diffusion. Cette sensibilité reste tout de même assez faible. En effet, une augmentation de p conduit, au sommet du nuage, à une diminution des rayons effectifs mais aussi de l'extinction. Or, comme nous l'avons remarqué précédemment, une telle diminution conduit à une sensibilité du signal à des couches plus profondes dans le nuage et par conséquent à une détection de rayons plus grands. Ceci limite donc la variation du signal polarisé à la taille des particules au sommet du nuage et donc à p . Cette remarque est moins visible pour les luminances totales SWIR qui semblent assez sensible à p et ceci pour tous les angles étudiés ici. En effet, la figure 9.4.e., représentant les I_{SWIR} pour les différentes valeurs de p , montre une grande sensibilité de celles-ci au facteur de forme. Cette sensibilité pourrait être rapprochée des différentes valeurs de rayon effectif obtenues pour les différentes longueurs d'onde SWIR de MODIS. En effet ces longueurs d'onde semblent sensibles à la zone de transition représentée par p .

La figure 9.4.g. représente le rapport de la bande A pour les différentes valeurs de p . La sensibilité de celle-ci à p semble assez faible mais non négligeable. En effet, la bande A est sensible à l'extinction dans le nuage comme montré dans la partie précédente mais la sensibilité

au profil d'extinction semble assez faible. Nous ne l'illustrons pas ici mais nous avons observé que cette sensibilité augmente quand COT et l'extinction moyenne diminuent. Dans l'exemple présenté ici, l'extinction est telle que le rayonnement de la bande A pénètre peu dans le nuage ce qui conduit à cette faible sensibilité. Une étude plus approfondie serait nécessaire.

9.5 Sensibilité à LWP

La figure 9.5 présente la sensibilité de notre jeu de mesures à LWP. Les figures 9.5.a. et b. montrent les profils de rayon effectif et d'extinction pour différents LWP (LWP = 60, 100, 140, 160, 180 et 200 $g.m^2$), les autres paramètres étant fixés de la même façon qu' auparavant. COT, p et CGT étant fixés, le profil d'extinction ne change pas par variation de LWP. Le seul paramètre évoluant avec LWP étant le rayon effectif maximal. Les luminances sensibles à une variation de LWP seront donc celles sensibles aux rayons effectifs et à leurs profils.

La figure 9.5.c. représente les luminances totales visibles pour les trois longueurs d'onde de 3MI et pour les différentes valeurs de LWP. On remarque ici une faible sensibilité de ces luminances à LWP. Plus le LWP est grand, c'est à dire plus les rayons effectifs sont grands, plus les luminances visibles sont faibles. Ces luminances visibles sont plus sensibles à LWP pour de très faibles rayons effectifs.

Les luminances polarisées visibles (Figure 9.5.d.) et SWIR (Figure 9.5.f.) sont évidemment sensibles à LWP, également par l'intermédiaire de leur sensibilité à la taille. En effet, un changement de LWP conduit directement à un changement de rayon effectif maximum et les luminances polarisées sont sensibles à celui-ci dans les arcs surnuméraires, l'arc-en-ciel et en rétro-diffusion. On remarque que pour ces luminances, quand LWP augmente, les rayons effectifs augmentent, et donc les arcs surnuméraires sont d'amplitude plus importante et se décalent vers des angles de diffusion plus faibles et donc des angles de visée correspondant à la diffusion avant. Les L_{PSWIR} semblent tout particulièrement sensibles à LWP et ce pour toute la gamme d'angles de diffusion étudiée ici.

La figure 9.5.e. représente les luminances SWIR à 1600 nm et 2200 nm pour les différents LWP. Ces luminances, étant sensibles au rayon effectif sont évidemment sensibles à LWP. Quand LWP augmente, les rayons effectifs augmentent, les I_{SWIR} sont plus absorbés et donc plus faibles.

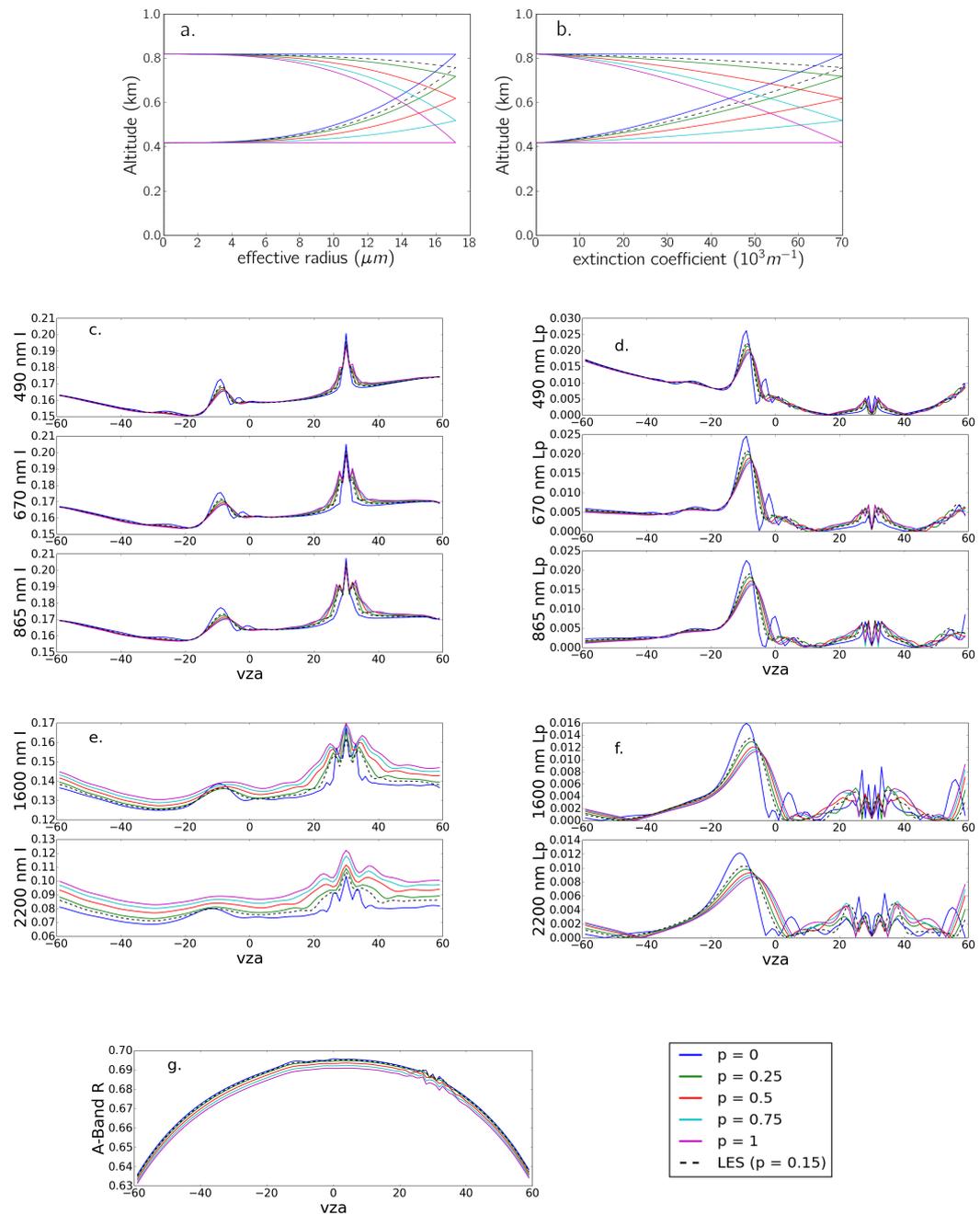


FIGURE 9.4 – Étude sensibilité à p . Profils de rayon effectif (a) d'extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour $p = 0, 0.15, 0.25, 0.5, 0.75$ et 1 .

Le rapport de la bande A n'étant que peu sensible à l'extinction et à la microphysique nuageuse, il l'est également très peu à LWP.

Il semble donc, grâce à cette étude de sensibilité, que les mesures de 3MI choisies sont sensibles à chacun des paramètres de notre modèle. Malheureusement cette étude ne se concentre que sur un seul type de nuage, les sensibilités pourraient dépendre du type de nuage. Il serait assez complexe de faire une étude exhaustive et de déterminer comment ces sensibilités varient avec les différents paramètres. Cette étude nous permet tout de même de mieux appréhender la sensibilité des mesures de 3MI, de comprendre comment se comporte ce modèle et le rapport entre les différents paramètres et si il est possible de restituer simultanément les cinq paramètres de notre modèle. Pour approfondir cette étude de sensibilité, nous présenterons dans le prochain chapitre une étude du contenu en information des mesures de 3MI.

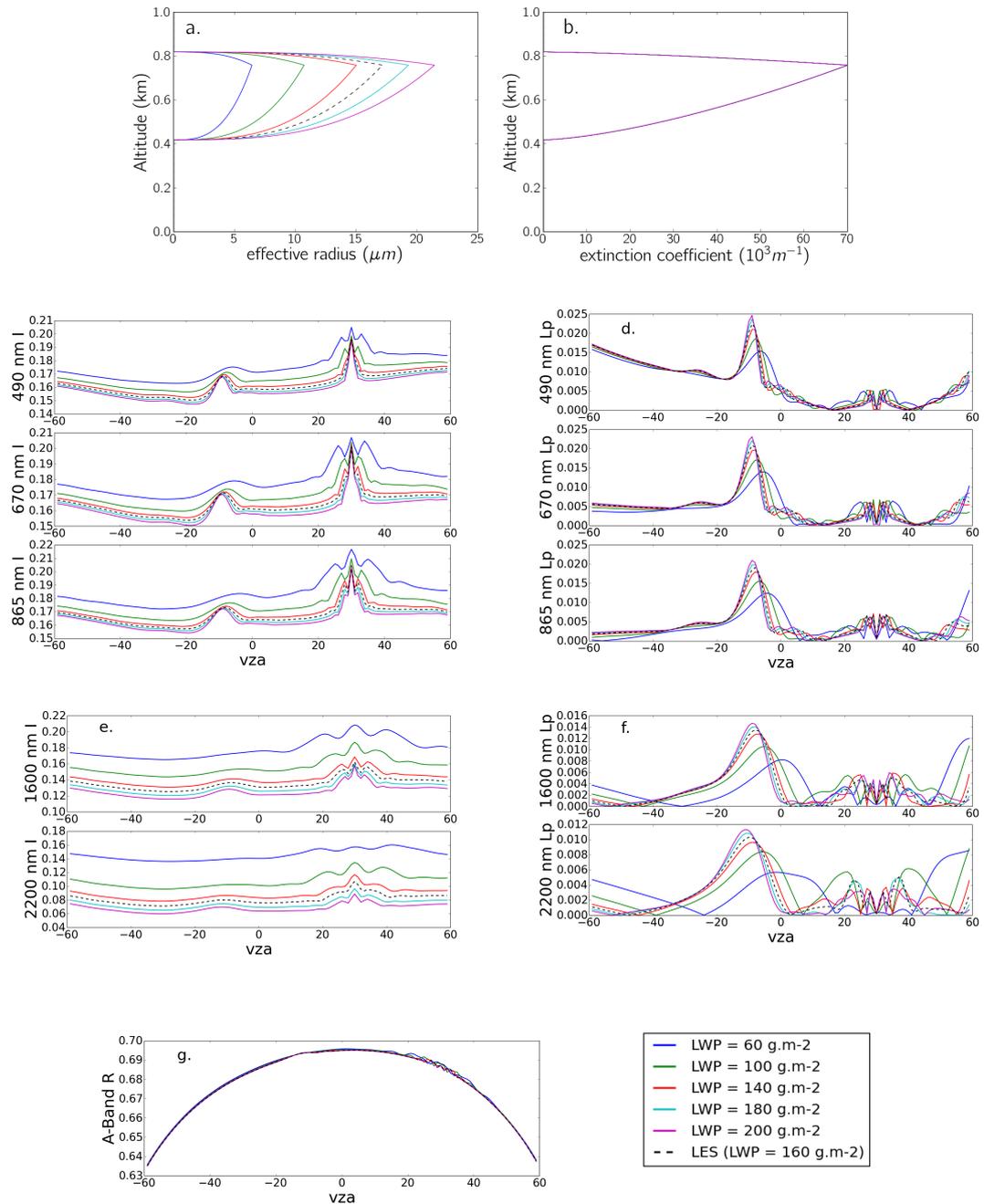


FIGURE 9.5 – Étude sensibilité à LWP. Profils de rayon effectif (a) d’extinction (b). Luminances visibles totales (c) et polarisées (d), SWIR totales (e) et polarisée (f) et ratio de la bande A (g) dans le plan solaire avec un angle zénithal solaire de 30° pour LWP = 60, 100, 140, 160, 180 et 200 kg.m^{-2}

Chapitre 10

Étude de contenu en information

Après cette étude de sensibilité, nous allons quantifier le contenu en information des mesures de 3MI pour les cinq paramètres présentés précédemment : CGT, CTOP, COT, p et LWP. Les détails du calcul de contenu en information peuvent être trouvés dans le chapitre 5.

Pour cette étude, le vecteur d'état x contient donc les paramètres CGT, CTOP, COT, p et LWP décrivant le modèle de nuage verticalement hétérogène présenté précédemment. Le vecteur de mesures y contient toutes les mesures de 3MI dont nous avons étudié les sensibilités dans la partie précédente. Ce vecteur est donc composé des luminances multi-directionnelles visibles à 490, 670 et 865 nm totales et polarisées, des rapports de la bande A et des luminances SWIR à 1600 nm et 2200 nm totales et polarisées. Nous avons choisi les différents angles de vue de l'AS1 (échantillonnage angulaire utilisé dans la partie précédente) de la figure 7.2 et l'angle zénithal solaire est égal à 30° . L'albédo de surface est considéré comme nul et nous ne prendrons en compte aucune erreur sur les paramètres non inversés puisque nous décrivons totalement le nuage verticalement grâce à notre modèle et que l'albédo de surface est nul. Les erreurs liées aux hétérogénéités horizontales seront négligées dans cette partie.

Nous avons très peu d'information a priori sur les cinq paramètres que nous étudions. À partir des sept types de nuages liquides que nous avons paramétrés précédemment, nous avons estimé les valeurs d'écart type "a priori" comme étant égales aux valeurs maximales atteintes par ces paramètres pour ces nuages : $\sigma_{CGT} = 5 \text{ km}$, $\sigma_{CTOP} = 5 \text{ km}$, $\sigma_{COT} = 60$, $\sigma_p = 1$, $\sigma_{LWP} = 400 \text{ g.m}^2$.

Ils représentent la connaissance du vecteur d'état avant la mesure. On peut remarquer que ces valeurs n'ont pas de conséquences significatives sur le contenu en information si elles sont choisies suffisamment grandes. Le bruit de calibration de la mesure de 3MI est composé de 3% de ces mesures et d'un bruit radiométrique qui s'exprime en valeur absolue de 10^{-4} pour les luminances visibles et SWIR, totales et polarisées et de 1% pour le rapport de la bande A.

10.1 Analyse du contenu en information

Nous avons utilisé le formalisme de Rodgers (2000) résumé dans le chapitre 5 pour les sept cas de nuages liquides que nous avons présentés précédemment. Les histogrammes 10.1 représente les valeurs de degrés de liberté partiels et totaux pour ces sept types de nuages. À chaque nuage est associé un histogramme dont les couleurs représentent les degrés de libertés partiels dans l'espace des mesures (décomposition du degré de liberté total sur l'ensemble des mesures) et les colonnes les degrés de libertés partiels dans l'espace des états (répartition des degrés de libertés totaux sur l'ensemble des paramètres qui composent le vecteur d'état). Nous pouvons noter que pour tous les cas de nuages les degrés de liberté partiels associés à chaque paramètre sont élevés ; la restitution de ceux-ci semble réalisable dans tous les cas étudiés. Il est également intéressant d'observer d'où vient l'information et comment celle-ci se répartit sur l'ensemble des paramètres. Il est important de noter que l'étude de sensibilité du chapitre précédent ne concerne que le cas du LES de Miller et al. (2016) et ces sensibilités peuvent très bien varier suivant les paramètres nuageux et donc pour les autres cas de nuages.

L'information sur l'épaisseur géométrique provient de la bande A et des luminances polarisées. Nous avons d'ailleurs noté que ces mesures sont sensibles à CGT dans la partie précédente. L'information sur CTOP vient du rapport de la bande A ou des luminances visibles polarisées. Ces dernières sont sensibles à CTOP à 490 nm en diffusion avant et/ou latérale (ce qui est le cas pour l'AS1 utilisée). Nous pouvons tout de même reconnaître plusieurs tendances de répartition de l'information suivant les types de nuages. Pour les nuages optiquement fins (altocumulus (a) et cumulus (d), COT = 1.3), la plupart de l'information sur ces deux paramètres est apportée par le rapport de la bande A et très peu par les luminances visibles polarisées. Pour ce type de nuage, l'information totale sur ces paramètres est également légèrement plus faible que pour les

autres cas de nuages étudiés. Quand l'épaisseur optique augmente (altostratus (b), nimbostratus (c), stratocumulus (e) et stratus (f)) ce sont les luminances visibles polarisées qui apportent le plus d'information sur CGT. L'information du rapport de la bande A est en fait apportée sur CTOP avant CGT. Cette information étant insuffisante pour retrouver les deux paramètres, les luminances polarisées visibles complètent ensuite le manque d'information sur CGT. Le cas du LES (g) est assez différent des autres puisque ce sont les luminances SWIR polarisées qui apportent l'information sur CGT.

L'information sur COT est apportée par les luminances totales visibles et les luminances totales et polarisées. Pour les nuages optiquement fins ((a) et (e)), l'information est apportée par les luminances totales SWIR et les luminances polarisées SWIR dans une moindre mesure. En effet, pour ce type de nuage, les luminances totales SWIR sont très sensibles à COT contrairement aux luminances totales visibles. Ce sont d'ailleurs ces dernières qui apportent le plus d'information pour les cas de nuage optiquement plus épais ((b), (c), (e), et (f)). Pour le cas du LES le principal de l'information est apportée par les luminances totales SWIR et légèrement par les luminances totales visibles. Nous pouvons également remarquer que, pour les nuages très épais ((c) et (f)), l'information totale sur COT est légèrement inférieure aux autres cas. En effet, la sensibilité des mesures à COT diminue avec celle-ci.

La répartition de l'information sur le paramètre p est un peu plus complexe et dépend de nombreux paramètres. Pour les nuages fins ((a) et (d)), l'information est principalement apportée par les luminances SWIR polarisées et légèrement par les luminances totales SWIR et visibles. Pour les nuages d'épaisseurs optiques intermédiaires ((b) et (e)), l'information est principalement apportée par les luminances SWIR polarisées et légèrement par les luminances visibles totales. L'information sur p est presque exclusivement apportée par les luminances SWIR polarisées pour les cas du nimbostratus et du LES ((c) et (e)). Pour le cas du stratus (f), elle est apportée les luminances polarisées SWIR et visibles.

La répartition de l'information sur LWP est également très variée. Le LWP dépend des rayons effectifs et de l'extinction, la restitution de ce paramètre sera très différente suivant le profil vertical nuageux ; or ces profils diffèrent largement entre les différents cas de nuages. Nous pouvons tout de même remarquer que ce sont toujours les luminances visibles totales et les luminances SWIR totales et polarisées qui apportent l'information sur ce paramètre. Pour

les cas de nuage très fin optiquement, elle est apportée principalement par les luminances SWIR polarisées et également par les luminances SWIR totales. Pour des épaisseurs optiques intermédiaires ((b), (e) et (g)), elle provient pour une grande part des luminances visibles totales et des luminances SWIR polarisées, et également des luminances SWIR totales dans le cas du stratocumulus. Ce sont les luminances totales visibles et polarisées SWIR qui apportent l'information sur LWP.

Il est également intéressant de remarquer que pour les nuages très fins optiquement les luminances totales visibles n'apportent que très peu d'information. Ce type de nuage est en fait "transparent" à ce rayonnement. Pour les nuages optiquement très épais, ce sont les luminances SWIR totales qui apportent peu d'information. Ce type de nuage est opaque dans ces longueurs d'onde.

Il semble donc que les mesures de 3MI soient très complémentaires pour la restitution des cinq paramètres décrivant le modèle de nuage verticalement homogène développé dans ces travaux. Mais celui-ci ne décrit évidemment pas exactement les profils nuageux naturels. Il convient donc d'étudier l'impact des erreurs de notre modèle sur le contenu en information des mesures de 3MI.

10.2 Impacts des erreurs du modèle

Il existe deux types de bruit sur la mesure dans notre simulation : un bruit absolu (de 10^{-4}) et un bruit relatif (de 1% pour le rapport de la bande A et 3% pour les autres mesures). Le bruit absolu agit principalement sur les luminances polarisées, étant du même ordre de grandeur, et le bruit relatif sur les luminances totales et le rapport de la bande A, ayant des valeurs plus élevées. Comme il serait très complexe dans cette étude d'ajouter des erreurs sur les paramètres non inversés, nous ajouterons directement des erreurs du modèle sous forme de bruit absolu ou relatif tout comme le bruit de la mesure. Le but de cette étude étant de déterminer le seuil d'erreur sur le modèle où il n'y aurait plus assez d'information pour inverser les cinq paramètres recherchés.

La figure 10.2 présente cette étude des erreurs du modèle. Les différentes figures représentent les degrés de liberté partiels (en bleu foncé sur CGT, en vert sur CTOP, en rouge sur COT, en bleu



FIGURE 10.1 – Étude du contenu en information des mesures de 3MI (I_{vis} , $L_{p,vis}$, I_{SWIR} , $L_{p,SWIR}$ et R_{Aband}) sur les cinq paramètres du modèle de nuage verticalement hétérogène (CGT, CTOP, COT, p et LWP) pour les sept cas de nuages étudiés (Altocumulus (a), Altostratus (b), Nimbostratus (c), Cumulus (d), Stratocumulus (e), Stratus (f) et LES de Miller et al. (2016) (g))

clair sur p et en violet sur LWP) en fonction du bruit supplémentaire correspondant aux erreurs sur le modèle et ce pour les sept types de nuages étudiés dans cette partie. Le bruit absolu reste ici au bruit des mesures c'est à dire à 10^{-4} (il n'y a pas d'erreurs absolues supplémentaires dues au modèle).

Pour de très faibles épaisseurs optiques ($COT = 1.4$), c'est à dire pour les nuages de types cumulus et altocumulus, on note une perte importante d'information sur CGT, CTOP et p lorsque le bruit augmente. En effet, le bruit relatif agit fortement sur le rapport de la bande A et c'est lui qui apporte l'information sur CGT et CTOP pour ce type de nuages. L'information sur CGT diminue un peu plus dans le cas de l'altocumulus qui a une extinction plus faible. Il semble également que l'augmentation du bruit relatif agit sur l'information sur p . Toutefois l'information sur COT et LWP reste très élevée même avec 20% de bruit supplémentaire. De plus même avec une telle erreur sur le modèle, les degrés de liberté partiels restent supérieur à 0.5, excepté pour CGT dans le cas de l'altocumulus. La restitution des paramètres semble possible malgré les 20% d'erreurs sur le modèle avec un bruit absolu faible de 10^{-4} .

Pour le cas d'épaisseurs optiques intermédiaires (altostratus et stratocumulus, $COT = 9.4$) les courbes de DOFs sont significativement différentes, tout particulièrement le DOF sur p . En effet celui-ci baisse très rapidement avec l'erreur relative du modèle pour les nuages de type altostratus ce qui est beaucoup moins le cas pour le stratocumulus. Ceci n'est pas très étonnant au vu des valeurs de p très différentes entre ces deux cas. En effet, pour une valeur de p plus importante (cas de l'altostratus), il sera plus difficile de déterminer l'emplacement du maximum de rayon effectif car la pénétration du rayonnement dans le nuage est limitée. On remarque également une baisse d'information sur CGT et dans une moindre mesure sur CTOP. Cette baisse d'information est caractéristique d'une diminution de l'information apportée par le rapport de la bande A qui est très affecté par une erreur relative sur le modèle importante. L'information reste tout de même assez élevée pour la restitution des cinq paramètres exceptée pour p au-delà d'une erreur relative sur le modèle supérieure à 10%.

Pour les nuages d'épaisseurs optiques très élevées ($COT = 60$), c'est à dire les cas de nimbostratus et de stratus, l'information est affectée par les erreurs du modèle dans le cas de plus nombreux paramètres. En effet, on note une baisse de l'information sur CGT, COT, p et LWP mais pas sur CTOP. En effet les nuages très épais agissent de façon très proche d'un réflecteur

parfait et la bande A et les luminances visibles polarisées sont très sensibles à l'altitude pour ce type de nuage. L'information sur CGT ne diminue également pas dramatiquement. On note par contre une baisse d'information sur COT et LWP que l'on ne remarquait pas pour les autres cas de nuages. Or on sait que les sensibilités des luminances totales visibles et SWIR sur COT et LWP sont faibles dans le cas de nuages très épais optiquement ce qui peut expliquer ces différences. L'information sur p est également affectée particulièrement pour le cas du stratus.

Le cas du LES que nous étudions est assez particulier car il ne ressemble à aucun autre cas de nuage étudié ici. Or on note que l'information sur tous les paramètres reste très élevée malgré d'importantes valeurs d'erreurs sur le modèle. Pour ce cas, l'extinction est plus élevée et la valeur de p est faible ce qui pourrait expliquer ces différences avec les autres cas de nuages.

Il semble que l'information apportée par les mesures de 3MI sur les cinq paramètres de notre modèle soit très robuste aux erreurs sur le modèle. En effet pour des valeurs d'erreurs relatives sur le modèle inférieures à 5 – 10%, la restitution de tous les paramètres semble possible. Pour des valeurs d'erreurs relatives sur le modèle plus importantes, entre 10 et 20 %, la restitution de presque tous les paramètres est également possible exceptés p pour le cas de l'altostratus et du stratus et de CGT dans le cas de l'altocumulus. Il est tout de même important de rappeler que nous n'avons pas pris en compte d'erreurs liées aux effets 3D, à la variation sous-pixels des propriétés nuageuses et à la présence d'aérosols ou de cirrus fin au-dessus du nuage.

La figure 10.3 est la même que la figure 10.2 mais avec un bruit minimum de 10^{-3} . Ce bruit, ou cette erreur sur le modèle, agira donc fortement sur les luminances polarisées qui sont du même ordre de grandeur que celui-ci.

Les cas de nuages très fins optiquement (altocumulus et cumulus) l'information sur CGT, CTOP et p diminue significativement plus rapidement avec un bruit absolu plus important que précédemment (Figure 10.2). On note également que même sans bruit relatif en plus du bruit sur la mesure, l'information sur p est trop faible pour sa restitution ($DOF < 0.5$). Les luminances polarisées paraissent indispensables dans le cas de nuages très fins optiquement.

Pour les cas de nuages d'épaisseurs optiques intermédiaires, l'altostratus et le stratocumulus, l'ajout d'un bruit minimum plus élevé ne semble pas avoir une grande influence. En effet, pour ces deux cas, les figures 10.2 et 10.3 n'ont que très peu de différences. On peut tout de même remarquer que l'information sur p semble plus faible dans le cas d'un bruit minimum de 10^{-3} ,

particulièrement pour le cas de l'altostratus. La polarisation semble utile à la restitution de ce paramètre. Nous pouvons faire les mêmes remarques pour les cas d'épaisseurs très importantes. En effet, seul l'information sur p est affectée par de telles erreurs sur le modèle.

Le cas du LES n'est également pas affecté par le bruit minimum. Or il ne l'est pas non plus par une erreur relative. Il semble que dans ce cas l'information est très élevée et que les différentes mesures de 3MI sont très complémentaires.

La restitution des nos cinq paramètres décrivant notre modèle de nuage verticalement hétérogène semble assez résistante à une augmentation des erreurs sur le modèle. Il existe tout de même certains cas de nuages où certains paramètres ne pourront pas être restitués. C'est tout particulièrement le cas pour p pour une forte erreur absolue sur le modèle. En effet, dans ce cas p ne peut pas être restitué pour les cas de l'altocumulus, du cumulus, de l'altostratus, du nimbostratus et du stratus. On peut d'ailleurs remarquer que ces cas correspondent à de grandes valeurs de p . Une trop importante erreur relative pourrait également poser problème pour la restitution de CGT dans le cas de l'altocumulus, du cumulus et de l'altostratus.

10.3 Discussions

Les mesures de 3MI semblent apporter beaucoup d'information sur les cinq paramètres de notre modèle décrivant un nuage verticalement hétérogène. De plus même en introduisant d'importantes erreurs sur le modèle, la restitution de la plupart de ces paramètres et pour la majorité des nuages étudiés semble être possible.

Bien sûr il faut avoir à l'esprit qu'une quantité d'information suffisante ne signifie pas que la restitution des cinq paramètres est possible. En effet, nous n'avons pas traité ici le problème des solutions multiples. Si la fonction coût a plusieurs minima locaux, la méthode de Levenberg-Marquardt pourrait ne pas converger vers la bonne solution.

Une possible solution à ce problème serait de réaliser l'inversion en deux étapes. La première serait de commencer avec le modèle de nuage homogène. Cette étape permettrait ainsi de réduire le volume de l'espace des états possibles. En effet, cette étape apporterait une matrice de variance-covariance a posteriori pouvant être utilisée comme matrice de variance-covariance a priori de la deuxième inversion utilisant le modèle de nuage verticalement hétérogène. En réduisant ainsi

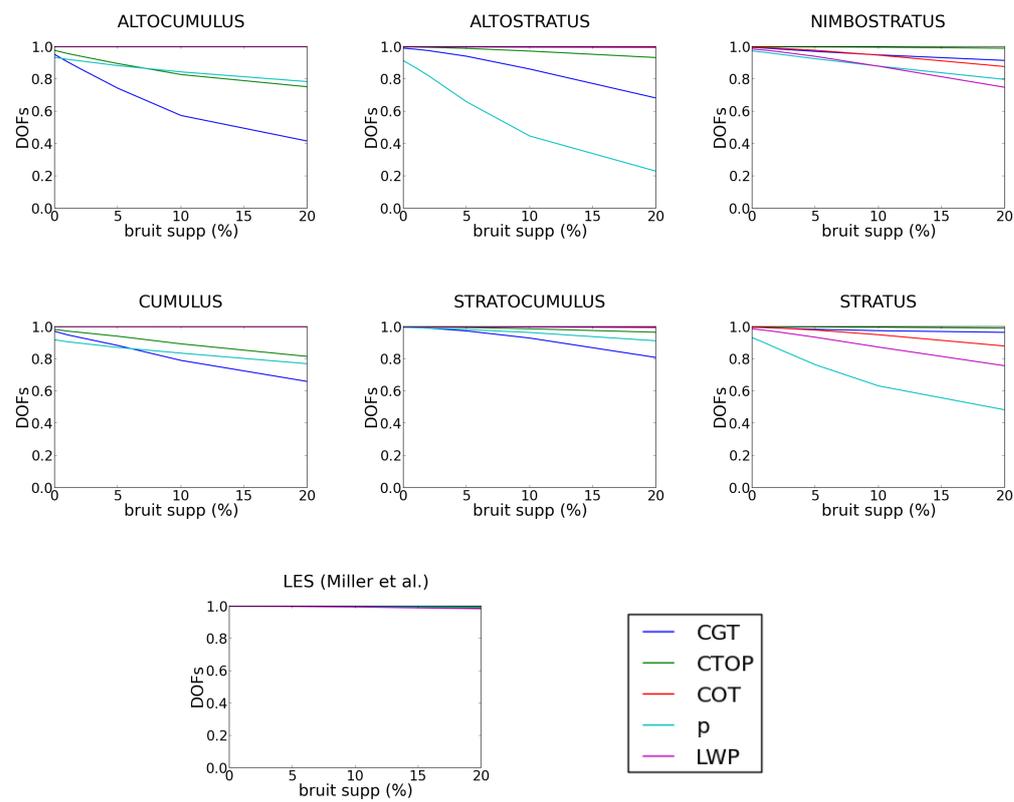


FIGURE 10.2 – Évolution des DOFs sur CGT, CTOP, COT, p et LWP avec le bruit supplémentaire du aux erreurs sur le modèle avec un bruit minimum de 10^{-4}

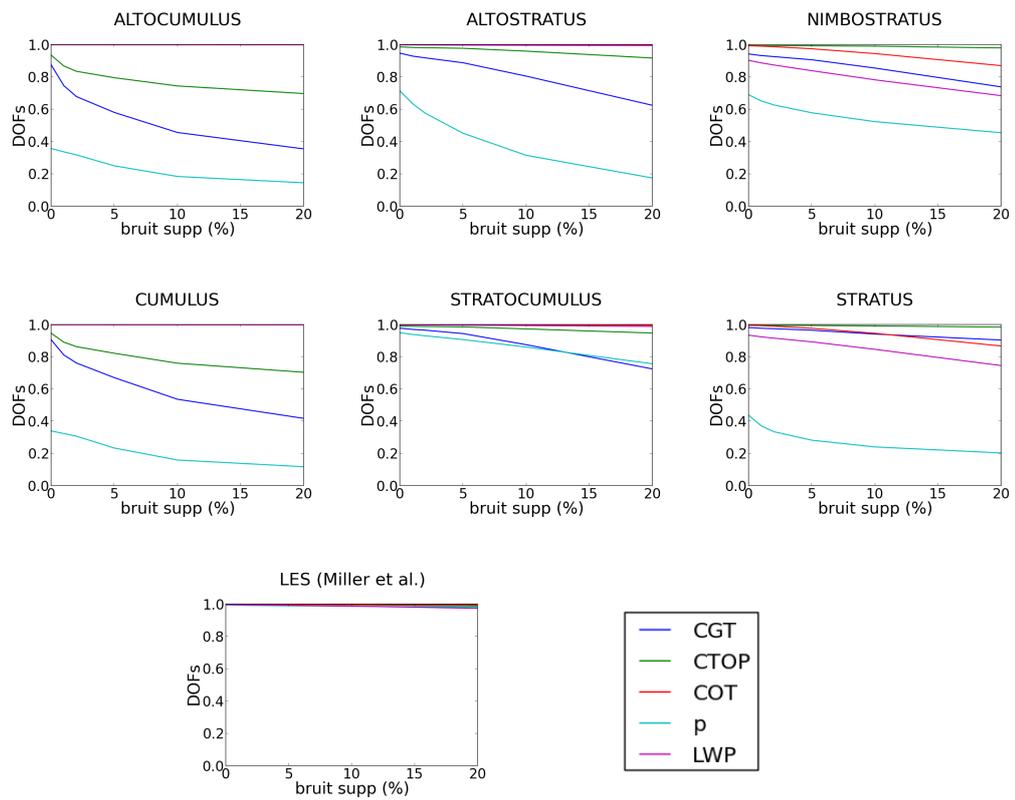


FIGURE 10.3 – Évolution des DOFs sur CGT, CTOP, COT, p et LWP avec le bruit supplémentaire du aux erreurs sur le modèle avec un bruit minimum de 10^{-3}

l'espace des états a priori, nous pourrions éviter certaines solutions multiples. Pour se faire, il faudrait déterminer les erreurs sur les mesures que causent l'hypothèse de nuage homogène. Nous aurions ainsi une évaluation de la matrice de variance-covariance a posteriori correcte. Évidemment cette méthode augmenterait fortement le temps de calcul déjà très élevé.

Nous avons remarqué que l'information sur notre modèle est très importante, il semble donc possible de le complexifier. Nous pouvons proposer par exemple d'ajouter un paramètre d'adiabaticité modifiant la forme du profil de rayon effectif et d'extinction. Ce paramètre, noté x , est décrit par Platnick (2000) comme :

$$r_{eff}(z) = (b_0 + b_1 \frac{z}{h})^{\frac{x}{3}} \quad (10.1)$$

Une valeur de x égale à 1 correspondant à l'adiabaticité décrite précédemment.

Il serait également possible d'ajouter la variance effective dans notre vecteur d'état. Un profil de variance effective semble très complexe à paramétrer mais une variance effective constante serait éventuellement possible à restituer.

Le cas de nuage simulé par le LES de Miller et al. (2016) étudié dans cette partie (Figure 8.3), montre quelques différences avec notre modèle. Tout d'abord, dans la zone de transition la concentration en particule (CDNC) ne semble pas constant, nous pourrions changer de modèle pour la partie haute du nuage en prenant par exemple un CDNC évoluant linéairement. De plus, nous ne prenons pas en compte le drizzle qui cause une augmentation du rayon effectif à la base du nuage. Nous pourrions imaginer ajouter une troisième couche à la base du nuage dans notre modèle décrivant ce drizzle. Notre modèle est ainsi facilement modifiable pour coller au plus près de la réalité. Malheureusement nous n'avons que très peu de connaissance a priori sur la forme du profil nuageux, il faudrait tester ces différentes hypothèses pour fixer notre modèle. Le grand contenu en information des mesures de 3MI semble nous permettre d'être flexible sur notre modèle.

Conclusion

D'après le dernier rapport de l'IPCC (Stocker et al., 2013), la rétroaction des nuages suite au changement climatique en cours, que ce soit au niveau de l'augmentation de température ou de l'effet indirect des aérosols, est encore très incertaine. Les paramètres nuageux tels que l'altitude, l'épaisseur géométrique et optique ou la microphysique nuageuse ont un effet important sur le bilan radiatif terrestre. Leur estimation précise est donc très importante pour contraindre les modèles climatiques et déterminer précisément l'évolution du climat. De plus, à plus faible échelle temporelle, ces paramètres nuageux sont également très importants pour les prévisions météorologiques. C'est pourquoi il est indispensable d'étudier ces paramètres nuageux, en utilisant notamment des méthodes permettant d'estimer la qualité des restitutions de manière à mieux contraindre les modèles climatiques et météorologiques. Une restitution globale de ces paramètres nuageux nécessite l'utilisation de moyens spatiaux et plus particulièrement d'instruments spatiaux passifs. Des missions telles que l'A-Train se sont ainsi montrées particulièrement utiles pour une meilleure compréhension des phénomènes climatiques et des nuages, plus particulièrement grâce aux instruments passifs qui nous intéressent ici, MODIS et POLDER. Ce type de mission possède également l'avantage de comporter plusieurs instruments en quasi-synchronisation les uns avec les autres, ce qui offre des possibilités de synergies permettant de remonter à des informations plus complètes et précises, ainsi que l'inter-comparaison des différentes inversions.

Après l'A-Train, pour continuer à observer et mesurer la couverture nuageuse globale, l'envoi de nouveaux satellites est prévu. Dans ce contexte, la mission EPS-SG est ainsi planifiée pour 2020. Cette mission a pour but l'observation de l'atmosphère pour la météorologie opérationnelle. Cette mission comportera des instruments passifs, dont 3MI dont le concept est tiré des expé-

riences des instruments POLDER et MODIS de l'A-Train. C'est dans ce cadre que s'est déroulé cette thèse, au cours de laquelle, le contenu en information des mesures de l'instrument 3MI sur les propriétés nuageuses a été étudié. 3MI se base sur le même concept que l'ancien instrument POLDER. Il permettra ainsi des mesures multi-angulaires, tout comme POLDER, mais dans plus de bandes spectrales. On note particulièrement l'ajout de deux bandes spectrales dans le SWIR, bandes présentes sur MODIS. Le but principal de cette thèse était ainsi de déterminer jusqu'à quel niveau de détail l'instrument 3MI permettra de contraindre un modèle de nuage.

Dans la première partie de cette thèse, nous nous sommes restreints à l'hypothèse de nuages plans, parallèles et homogènes. Nous avons tout d'abord étudié la restitution des propriétés optiques (l'épaisseur optique) et microphysiques (rayon effectif et variance effective) des nuages considérés comme plans, parallèles et homogènes. Il existe d'ores et déjà des méthodes d'inversion pour ces paramètres à partir des mesures de MODIS et de POLDER. En effet, Les mesures multi-angulaires polarisées dans le visible, permettent la restitution du rayon effectif et de la variance effective mais cette restitution est tout de même limitée. Les mesures doivent être sous certains angles correspondant aux arcs surnuméraires. La méthode bispectrale, utilisée pour MODIS, permet la restitution de l'épaisseur optique et du rayon effectif à partir des mesures mono-angulaires et totales dans visible et dans le SWIR de MODIS. Or nous avons montré que la restitution du rayon effectif n'est également pas toujours possible à partir des mesures de MODIS. Or 3MI permettra les mêmes types de mesures que POLDER mais également des mesures multi-angulaires dans le SWIR. L'étude du contenu en information que nous avons menée a permis de montrer que ces mesures contiennent une information importante sur l'épaisseur optique et sur le rayon effectif quelque soit la géométrie de vue du satellite et même pour de faibles épaisseurs optiques. La restitution de la variance effective semble plus complexe, tout comme pour POLDER. En effet, elle ne semble possible que pour des angles de vue correspondant aux arcs surnuméraires. 3MI apporterait ainsi un surplus d'information sur le rayon effectif en comparaison avec les instrument POLDER et MODIS. De plus, 3MI permettra des mesures multi-angulaires dans le SWIR en polarisation, que nous n'avons pas étudié ici, et qui pourraient apporter de l'information supplémentaire sur la microphysique nuageuse.

Nous avons ensuite étudié le contenu en information des futures mesures de 3MI sur l'extension verticale nuageuse, c'est à dire l'altitude du sommet du nuage et son épaisseur géométrique.

Plusieurs études ont déjà montré l'utilité de la bande A, présente sur l'instrument 3MI, pour la restitution de ces deux paramètres et tout particulièrement de mesures multiangulaires dans cette bande A. En effet, Desmons et al. (2013); Ferlay et al. (2010) l'ont démontré dans le cas des mesures POLDER. Or les mesures de 3MI dans cette bande seront similaires. Nous avons réalisé une étude de contenu en information de ce type de mesures sur CTOP et CGT. Cette étude montre la grande quantité d'information apportée par de telles mesures. En effet, il apparaît possible de restituer l'altitude de sommet du nuage dans tous les cas étudiés et de l'épaisseur géométrique pour des épaisseurs optiques et géométriques suffisantes ($COT > 16$ et $CGT > 1-2$ km). Cette restitution devient tout de même plus complexe au-dessus d'une surface brillante. Dans les cas où le nuage est optiquement intermédiaire ($COT \approx 4$), il n'est plus possible d'obtenir l'épaisseur géométrique. L'utilisation des luminances polarisées à 490 nm comble une partie du manque en information dans ces cas. Les mesures de 3MI permettront donc la restitution de tous les paramètres décrivant un nuage plan, parallèle et homogène que sont l'altitude de sommet, l'épaisseur géométrique, l'épaisseur optique, le rayon effectif et la variance effective (pour certains angles de vue). Ce modèle n'est par contre pas suffisante pour décrire les nuages, nous avons donc essayé dans la partie suivante de créer un modèle plus proche de la réalité et de déterminer le contenu en information des mesures de 3MI sur les paramètres de ce modèle.

Nous avons donc développé un modèle simple de nuage verticalement hétérogène décrit par cinq paramètres : CGT, CTOP, COT, p et LWP ; p étant un paramètre décrivant la forme du profil nuageux. Il permet également de prendre en compte la partie supérieure du nuage ou zone de transition, ce qui n'est pas le cas à partir du modèle de nuage adiabatique. Or celle-ci pose parfois des problèmes de cohérence entre les différentes restitutions du rayon effectif de MODIS suivant les longueurs d'onde utilisées. Notre modèle de nuage verticalement hétérogène peut donc permettre de réconcilier les différentes restitutions de MODIS. De plus, le type de profil vertical incluant une zone de transition est plus proche des données Cloudsat sur le profil d'extinction nuageux. À partir de ce modèle, nous avons ainsi réalisé une étude de contenu en information des mesures de 3MI pour les six cas de profils de nuages liquides détectés par CALIPSO. Nous avons également étudié un cas de LES simulé par Miller et al. (2016) plus proche du nuage adiabatique. La quantité d'information des mesures de 3MI est très importante dans la plupart des cas et la restitution des cinq paramètres de notre modèle possible. Nous pouvons

toutefois émettre quelques limitations. En effet, une grande quantité d'information ne signifie pas toujours une bonne restitution. L'existence de solutions multiples ou de fortes non-linéarités pourraient empêcher cette restitution. De plus, notre définition du bruit est peut être optimiste. Pour cela nous avons réalisé une étude de l'évolution du contenu en information en fonction du bruit sur la mesure (bruit relatif et minimum). Cette étude a montré que la restitution des cinq paramètres reste possible pour un bruit relatif inférieur à 10% et un bruit absolu inférieur à 10^{-3} .

Au vu de l'information importante apportée par 3MI, nous pouvons espérer complexifier encore le modèle de nuage. Il pourrait être possible par exemple d'ajouter une couche basse au nuage correspondant au drizzle ou d'ajouter un paramètre décrivant la forme du profil pour ajouter une degré de liberté. Ces différentes possibilités sont à tester pour déterminer un modèle de nuage le plus proche possible de la réalité.

Dans tous ces travaux, nous avons considéré les nuages comme horizontalement homogène. Nous nous sommes placés dans ce cas à une dimension pour des raisons de simplification et de temps de calcul. Nous avons considéré comme indépendant des autres ; cette approximation est appelée l'*Independent Pixel Approximation* (IPA, Cahalan et al. (1994)). Ces approximations ne sont pas anodines et peuvent conduire à des erreurs sur le calcul des quantités radiatives ainsi que sur l'inversion des paramètres nuageux. En effet, à cause de l'hétérogénéité sous-pixel, la non linéarité entre les mesures et les paramètres inversés peut conduire à un biais sur les restitutions de ces paramètres ; il est appelé *biais plan parallèle*. Ainsi, nous n'avons pas pris en compte les biais plans parallèles sur la restitution de l'épaisseur optique à partir des luminances visibles (Cahalan et al., 1994) et sur le rayon effectif à partir des luminances SWIR (Marshak et al., 2006). La méthode bi-spectrale est donc affectée par les hétérogénéités sous pixel (Zhang and Platnick, 2011; Zhang et al., 2012). De plus, le fait de négliger les interactions entre les pixels conduit également à des erreurs sur les paramètres inversées (Marshak et al., 1995; Platnick, 2001; Várnai and Davies, 1999). En effet, la diffusion multiple conduit à un transport horizontal des photons entre les différents pixels. Les formes diversifiées des nuages conduisent également à des phénomènes de surbrillance et d'ombrage si le soleil est incliné. Tous ces effets 3D modifient le rayonnement reçu par le satellite. Les modèles de transfert radiatifs généralement utilisés (ce qui est le cas dans cette thèse) ne prennent pas en compte ces effets 3D ce qui apporte des

erreurs sur l'inversion des paramètres nuageux.

Les travaux présentés dans ce document n'ont pas pour but de déterminer à quel point les hétérogénéités horizontales ont un effet sur les mesures de 3MI et sur la restitution du modèle de nuage verticalement variable défini dans cette thèse. Toutefois nous pourrions estimer ces erreurs dues aux effets 3D et les inclure dans les erreurs dues au modèle de transfert radiatif. Il paraît par exemple possible de profiter de la complémentarité des différents instruments de la mission EPS-SG. En effet, l'instrument METimage a une résolution plus faible que 3MI (respectivement de 250 à 500 m et de 4 km). Il paraît donc possible de déterminer une hétérogénéité sous pixel pour 3MI à partir de METimage. Nous pourrions ensuite calculer un biais plan parallèle et le soustraire à notre modèle. D'autre part, les effets 3D sont connus pour dépendre de la géométrie angulaire de vue. Ils seront d'autant plus importants que l'angle de vue du satellite et l'angle zénithal solaire seront éloignés du nadir et du zénith (Várnai and Marshak, 2007; Liang and Girolamo, 2013; Loeb and Coakley Jr, 1998). Des mesures multi-angulaires telles que celles de 3MI pourraient permettre ainsi de choisir les angles de vue les moins impactés par les effets 3D.

Adding doubling

La méthode de l'*adding doubling* est une méthode de résolution de l'équation de transfert radiatif développée dans le cadre des atmosphères diffusantes par Hulst (1963). Celle-ci est basée sur un développement de la luminance en fonction de la transmission totale et de la réflexion de couches atmosphériques, qui sont toujours placées dans l'hypothèse plan, parallèle et homogène.

Pour comprendre le fonctionnement de cette méthode il est nécessaire de rappeler les propriétés de réflexions et de transmissions d'une couche atmosphérique. Considérons donc une couche atmosphérique homogène d'épaisseur optique quelconque τ . Cette couche est éclairée en son sommet par une luminance appelée $L_{entree,sommet}$ et à sa base par une luminance appelée $L_{entree,base}$. Une partie de l'éclairement entrant par le sommet est réfléchi en suivant la fonction de réflexion R , et une autre partie est transmise en suivant la fonction de transmission T . De même, la luminance incidente par le bas de la couche est réfléchi en suivant R' et est transmise en suivant T' . On appelle respectivement $L_{sortie,sommet}$ et $L_{sortie,base}$ les luminances sortantes au sommet et à la base de la couche. La figure A.1 schématise ce processus.

Les luminances réfléchies et transmises sont ainsi reliées aux luminances incidentes par les formules suivantes :

$$L_{sortie,sommet}(\mu, \phi) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 R(\mu, \phi, \mu', \phi') L_{entree,sommet}(\mu', \phi') \mu' d\mu' d\phi' \\ + \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 T'(\mu, \phi, \mu', \phi') L_{entree,base}(\mu', \phi') \mu' d\mu' d\phi'$$

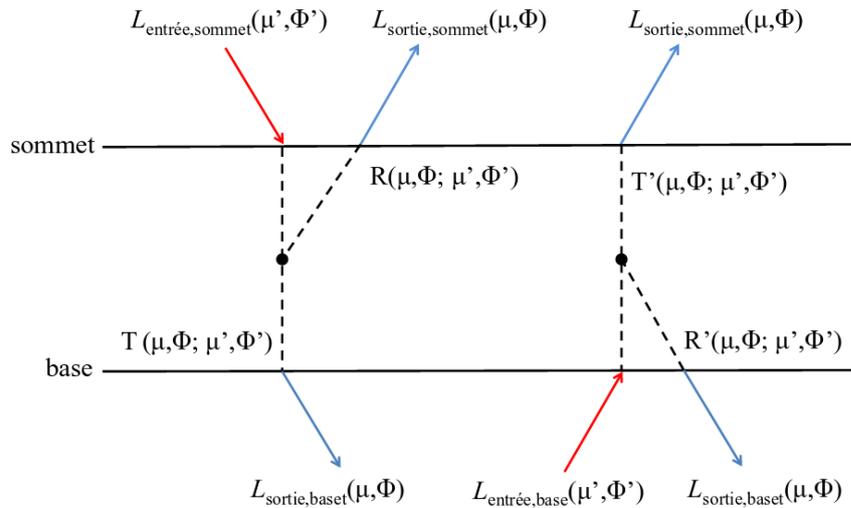


FIGURE A.1 – Schématisation des phénomènes de réflexion et de transmission dans une couche atmosphérique pour une luminance incidente au sommet et à la base de celle-ci. (Sourdeval, 2012)

et

$$L_{\text{sortie,base}}(\mu, \phi) = \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 T(\mu, \phi, \mu', \phi') L_{\text{entree,sommet}}(\mu', \phi') \mu' d\mu' d\phi' + \frac{1}{\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^1 R'(\mu, \phi, \mu', \phi') L_{\text{entree,base}}(\mu', \phi') \mu' d\mu' d\phi'$$

Il est alors possible de déterminer la luminance au sommet et à la base d'une couche atmosphérique uniquement à partir des fonctions de réflexion et de transmission totale. La méthode *adding* propose d'étendre ce protocole en l'appliquant à de multiples couches atmosphériques. La figure A.2 illustre le fonctionnement de cette méthode pour deux couches d'épaisseur optique τ_1 et τ_2 . On y remarque que les fonctions de réflexion R_{12} et de transmission T_{12} pour l'ensemble des deux couches sont composées d'une somme de combinaisons entre les fonctions de transmissions et de réflexions de chaque couches séparées. Ce processus est généralisable quel que soit le nombre de couches, de manière à permettre un calcul des luminances sortantes. Il faut noter que la surface est traitée comme une couche de très forte épaisseur optique.

Le problème de cette méthode est néanmoins qu'il faut posséder une connaissance précise

des fonctions de transmission totale et de réflexion de chaque couche atmosphérique, et que le calcul de ces fonctions peut se révéler complexe dans le cas de diffusions multiples. La méthode *doubling* (Hansen, 1971; Hovenier, 1971) peut alors être employée de manière à faciliter les calculs.

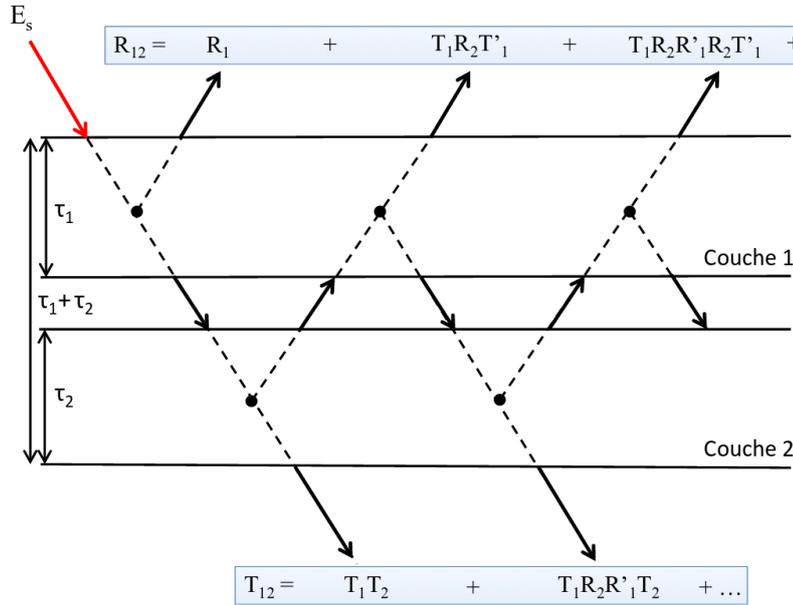


FIGURE A.2 – Schématisation du fonctionnement de la méthode Adding pour deux couches d'épaisseurs optiques 1 et 2. (Sourdeval, 2012)

Cette méthode est en fait un cas particulier de l'*adding*. Elle propose de partir d'une sous-couche d'épaisseur optique très faible (par exemple $\tau 10^{-5}$) de façon à pouvoir y calculer des fonctions de transmission et de réflexion dans le cas particulier de la diffusion simple. Ceci permet de simplifier ces fonctions en les rendant directement dépendante de l'albédo de diffusion simple, et de la fonction de phase de la couche :

$$R(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \frac{\omega\tau}{4\mu\mu_0} P(\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \quad (\text{A.1})$$

$$T(\mu, \phi; \mu_0, \phi_0) = \frac{\omega\tau}{4\mu\mu_0} P(-\mu, \phi; -\mu_0, \phi_0) \quad (\text{A.2})$$

La méthode consiste ensuite à doubler l'épaisseur optique de la couche en lui accolant une

seconde sous couche de propriétés parfaitement identiques. Les fonctions de réflexion et de diffusion de ces deux sous couches sont donc également identiques, ce qui permet de calculer ces fonctions pour la couche totale d'épaisseur optique 2τ en utilisant le protocole présenté pour l'*adding*. Il suffit alors de répéter ce processus autant de fois que nécessaire de manière à obtenir les fonctions de transmission et de réflexion d'une couche d'épaisseur optique désirée. Cette méthode doit ensuite être appliquée à chaque couche atmosphérique considérée dans la méthode *adding*. L'utilisation couplée de ces deux méthodes représente ce que l'on appelle l'*adding-doubling*.

k-distribution

Il existe plusieurs méthodes pour calculer l'absorption des gaz atmosphériques. La méthode "directe", appelée "line-by-line", consiste à calculer le coefficient d'absorption comme la contribution de toutes les raies spectrales et ceci pour tous les absorbants. Ce type de méthode est précise mais très coûteux en temps de calcul. Il est plus efficace parfois d'approcher l'absorption sur un intervalle $\Delta\nu$ beaucoup plus grand que celui d'une raie.

La méthode de la "correlated k-distribution" (Kratz, 1995) consiste à approcher sur $\Delta\nu$ par une somme d'exponentielles. Elle est basée sur le fait que, pour un intervalle $\Delta\nu$ donné, la transmission ne dépend que de la fraction de cet intervalle qui est associée à une valeur donnée du coefficient d'absorption. La transmission est ainsi exprimée par une intégration sur la distribution de densité du coefficient d'absorption :

$$t_{\Delta\nu}(P, T) = \int_0^{\infty} f(k) \exp(-ku) dk \quad (\text{B.1})$$

avec $u = \int_0^{\infty} \sigma dz$ (mass path).

$$\int_0^{\infty} f(k) dk = 1 \quad (\text{B.2})$$

On remarque ici que $t_{\Delta\nu}(P, T)$ est la transformée de Laplace de la fonction $f(k)$ est donc $f(k) = L^{-1}[T(u)]$. Pour un intervalle $\Delta\nu$, la fonction $f(k)$ représente la probabilité du coefficient d'absorption k d'appartenir à l'intervalle $[k + dk]$. La transmission est alors calculée par une

somme d'exponentielles définie comme :

$$t_{\Delta\nu}(P, T) \approx \sum_{i=1}^N a_i \exp[-k_i(P, T)u(P, T)] \quad (\text{B.3})$$

Les poids a_i représentent la probabilité associée au coefficient d'absorption moyen k_i de chaque classe d'absorption i ($i = 1, N$), avec la contrainte $\sum_{i=1}^N a_i = 1$:

$$a_i = \int_{k_{l-1}}^{k_l} f(k)dk = g(k_l) - g(k_{l-1}) \quad (\text{B.4})$$

$$\text{avec } g(k_l) = \int_0^{k_l} f(k)dk$$

Selon le principe de la "correlated k-distribution", les coefficients d'absorption sont corrélés à tous les niveaux de pression pour un intervalle donné. Les coefficients a_i doivent être identiques pour tous les niveaux de pression pour une intervalle $\Delta\nu$ donné.

Les coefficients a_i et k_i sont estimés pour une pression et une température de référence P_0 et T_0 avec le code raie-par-raie. Les coefficients d'absorption étant corrélés en altitude, une approximation d'échelle peut être appliquée pour obtenir les coefficients k_i à tous les niveaux de pression, par exemple :

$$k_l(P, t_0) = k_l(P_0, T_0)n\left(\frac{P}{P_0}\right)\gamma \quad (\text{B.5})$$

et

$$k_l(P, T) = k_l(P, T_0) \exp[a_l(T - T_0) + b_l(T - T_0)^2] \quad (\text{B.6})$$

Bibliographie

- Bony, S., and Coauthors, 2006 : How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes? *Journal of Climate*, **19 (15)**, 3445–3482, doi :10.1175/JCLI3819.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JCLI3819.1>.
- Borg, L. A., and R. Bennartz, 2007 : Vertical structure of stratiform marine boundary layer clouds and its impact on cloud albedo. *Geophysical Research Letters*, **34 (5)**, 1–5, doi :10.1029/2006GL028713.
- Brenguier, J.-L., H. Pawlowska, L. Schüller, R. Preusker, J. Fischer, and Y. Fouquart, 2000 : Radiative properties of boundary layer clouds : Droplet effective radius versus number concentration. *Journal of the atmospheric sciences*, **57 (6)**, 803–821.
- Bréon, F., and P. Goloub, 1998 : Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements. 1879 pp., doi :10.1029/98GL01221.
- Buriez, J., and Coauthors, 1997 : Cloud detection and derivation of cloud properties from polder. *International Journal of Remote Sensing*, **18 (13)**, 2785–2813.
- Cahalan, R. F., W. Ridgway, W. J. Wiscombe, T. L. Bell, and J. B. Snider, 1994 : The albedo of fractal stratocumulus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51 (16)**, 2434–2455.
- Chandrasekhar, S., 1950 : Radiative transfer. clarendon. Oxford.
- Chang, F.-L., 2003 : Retrieving vertical profiles of water-cloud droplet effective radius : Algorithm modification and preliminary application. *Journal of Geophysical Research*, **108 (D24)**, n/a–n/a, doi :10.1029/2003JD003906, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2003JD003906>.

- Chen, Y. C., L. Xue, Z. J. Lebo, H. Wang, R. M. Rasmussen, and J. H. Seinfeld, 2011 : A comprehensive numerical study of aerosol-cloud-precipitation interactions in marine stratocumulus. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **11** (18), 9749–9769, doi :10.5194/acp-11-9749-2011.
- Davis, A. B., I. N. Polonsky, and A. Marshak, 2009 : Space-time {G}reen functions for diffusive radiation transport, in application to active and passive cloud probing. *Light Scattering Reviews*, A. A. Kokhanovsky, Ed., Vol. 4, Springer-Praxis, Heidelberg (Germany), 169–292.
- de Beek, R., M. Vountas, V. V. Rozanov, a. Richter, and J. P. Burrows, 2001 : The ring effect in the cloudy atmosphere. *Geophysical Research Letters*, **28** (4), 721–724, doi :10.1029/2000GL012240, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL012240>.
- de Haan, J. F., P. Bosma, and J. W. Hovenier, 1987 : The adding method for multiple scattering calculations of polarized light. *Astronomy and Astrophysics*, **183**, 371–391, URL <http://adsabs.harvard.edu/full/1987A&A...183..371D>.
- Deirmendjian, D., 1964 : Scattering and polarization properties of water clouds and hazes in the visible and infrared. *Applied Optics*, **3** (2), 187–196.
- Delanoë, J., and R. J. Hogan, 2008 : A variational scheme for retrieving ice cloud properties from combined radar, lidar, and infrared radiometer. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **113** (D7).
- Desmons, M., N. Ferlay, F. Parol, L. Mcharek, and C. Vanbauce, 2013 : Improved information about the vertical location and extent of monolayer clouds from POLDER3 measurements in the oxygen A-band. *Atmospheric Measurement Techniques*, **6** (8), 2221–2238, doi :10.5194/amt-6-2221-2013, URL <http://www.atmos-meas-tech.net/6/2221/2013/>.
- Ferlay, N., and Coauthors, 2010 : Toward New Inferences about Cloud Structures from Multidirectional Measurements in the Oxygen A Band : Middle-of-Cloud Pressure and Cloud Geometrical Thickness from POLDER-3/ PARASOL. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49** (12), 2492–2507, doi :10.1175/2010JAMC2550.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAMC2550.1>.
- Fletcher, R., 1971 : A modified marquardt subroutine for non-linear least squares.

-
- Goloub, P., J. L. Deuze, M. Herman, and Y. Foucart, 1994 : Analysis of the POLDER polarization measurements performed over cloud covers. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **32** (1), 78–88, doi :10.1109/36.285191.
- Hansen, J. E., 1971 : Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. part i. the doubling method. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **28** (1), 120–125.
- Hansen, J. E., and L. Travis, 1974 : LIGHT SCATTERING IN PLANETARY ATMOSPHERES. *Space Science Reviews*, **16** (1957), 527–610.
- Hovenier, J., 1971 : Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. *Astronomy and Astrophysics*, **13**, 7.
- Howard, L., 1803 : I. on the modifications of clouds, and on the principles of their production, suspension, and destruction ; being the substance of an essay read before the askesian society in the session 1802–3. *The Philosophical Magazine : Comprehending the Various Branches of Science, the Liberal and Fine Arts, Agriculture, Manufactures, and Commerce*, **17** (65), 5–11.
- Hulst, H. C., 1963 : *A new look at multiple scattering*. NASA Institute for Space Studies, Goddard Space Flight Center.
- Hulst, H. C., and H. C. van de Hulst, 1957 : *Light scattering by small particles*. Courier Corporation.
- Johansson, E., A. Devasthale, T. L'Ecuyer, A. M. L. Ekman, and M. Tjernström, 2015 : The vertical structure of cloud radiative heating over the Indian subcontinent during summer monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15** (20), 11 557–11 570, doi :10.5194/acp-15-11557-2015.
- Joiner, J., and P. Bhartia, 1995 : The determination of cloud pressures from rotational raman scattering in satellite backscatter ultraviolet measurements. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, **100**, 23–019.
- King, M. D., Y. K. Kaufman, W. Menzel, and D. Tanre, 1992 : Remote Sensing of Cloud, Aerosol, and Water Vapor Properties from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **30** (1).

- Knibbe, W. J. J., J. F. De Haan, J. W. Hovenier, D. M. Stam, R. B. A. Koelemeijer, and P. Stammes, 2000 : Deriving terrestrial cloud top pressure from photopolarimetry of reflected light. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **64** (2), 173–199, doi :10.1016/S0022-4073(98)00135-6.
- Kokhanovsky, A., and V. Rozanov, 2012 : Droplet vertical sizing in warm clouds using passive optical measurements from a satellite. *Atmospheric Measurement Techniques*, **5** (3), 517–528.
- Kokhanovsky, A. A., and Coauthors, 2010 : The inter-comparison of major satellite aerosol retrieval algorithms using simulated intensity and polarization characteristics of reflected light. *Atmospheric Measurement Techniques*, **3** (4), 909–932.
- Kratz, D. P., 1995 : The correlated k-distribution technique as applied to the AVHRR channels. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **53** (5), 501–517, doi :10.1016/0022-4073(95)90050-0.
- Lenoble, J., 1993 : Atmospheric radiative transfer.(studies in geophysical optics and remote sensing). A. Deepak Pub., May, **1**.
- Liang, L., and L. D. Girolamo, 2013 : A global analysis on the view-angle dependence of plane-parallel oceanic liquid water cloud optical thickness using data synergy from MISR and MODIS. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **118** (5), 2389–2403, doi :10.1029/2012JD018201, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2012JD018201>.
- Liou, K.-N., 2002 : *An introduction to atmospheric radiation*, Vol. 84. Academic press.
- Loeb, N. G., and J. A. Coakley Jr, 1998 : Inference of marine stratus cloud optical depths from satellite measurements : Does 1D theory apply? *Journal of Climate*, **11**, 215–233, doi :10.1175/1520-0442(1998)011<0215:IOMSCO>2.0.CO;2, URL [http://journals.ametsoc.org/perlserv/?doi=10.1175/1520-0442\(1998\)011%3C0215:IOMSCO%3E2.0.CO;2%7B%7D&request=get-abstract](http://journals.ametsoc.org/perlserv/?doi=10.1175/1520-0442(1998)011%3C0215:IOMSCO%3E2.0.CO;2%7B%7D&request=get-abstract).
- Loeb, N. G., and R. Davies, 1996 : Observational evidence of plane parallel model biases : Apparent dependence of cloud optical depth on solar zenith angle. *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, **101**, 1621–1634.

-
- Marchant, B., 2009 : *Étude des propriétés optiques des cristaux de glace composant les cirrus. Influence de la variabilité verticale de la distribution granulométrique des cristaux sur les propriétés radiatives de ces nuages*. PhD Thesis, Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq.
- Marquardt, D. W., 1963 : An algorithm for least-squares estimation of nonlinear parameters. *Journal of the society for Industrial and Applied Mathematics*, **11** (2), 431–441.
- Marshak, A., A. Davis, W. Wiscombe, and R. Cahalan, 1995 : Radiative smoothing in fractal clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **100** (D12), 26 247–26 261.
- Marshak, A., S. Platnick, T. Várnai, G. Wen, and R. F. Cahalan, 2006 : Impact of three-dimensional radiative effects on satellite retrievals of cloud droplet sizes. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **111** (9), 1–12, doi :10.1029/2005JD006686.
- Miles, N. L., J. Verlinde, and E. E. Clothiaux, 2000 : Cloud Droplet Size Distributions in Low-Level Stratiform Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57** (2), 295–311, doi :10.1175/1520-0469(2000)057<0295:CDSDIL>2.0.CO;2.
- Miller, D. J., Z. Zhang, A. S. Ackerman, S. Platnick, and B. A. Baum, 2016 : The impact of cloud vertical profile on liquid water path retrieval based on the bispectral method : A theoretical study based on large-eddy simulations of shallow marine boundary layer clouds. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **121** (8), 4122–4141.
- Minnis, P., and Coauthors, 2011 : Cloud properties derived by applying the VISST to daytime Terra MODIS data taken over western North America and the eastern Pacific. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **49** (11).
- Moroney, C., R. Davies, and J.-P. Muller, 2002 : Operational retrieval of cloud-top heights using MISR data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **40** (7), 1532–1540, doi : 10.1109/TGRS.2002.801150, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1025519>.
- Nakajima, T., and M. D. King, 1990 : Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements. Part I : Theory. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47** (15), 1878–1893, doi :10.1175/1520-0469(1990)047<1878:DOTOTA>

- 2.0.CO;2, URL [#}.VWI7M0Ol6y8.mendeley](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1990)047%3C1878:DOTOTA%3E2.0.CO;2).
- Nakajima, T. Y., K. Suzuki, and G. L. Stephens, 2010 : Droplet Growth in Warm Water Clouds Observed by the A-Train. Part II : A Multisensor View. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67** (6), 1897–1907, doi :10.1175/2010JAS3276.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JAS3276.1>.
- Platnick, S., 2000 : Vertical photon transport in cloud remote sensing problems. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **105**.
- Platnick, S., 2001 : Approximations for horizontal photon transport in cloud remote sensing problems. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **68** (1), 75–99.
- Platnick, S., M. D. King, S. Ackerman, W. P. Menzel, B. Baum, J. C. Riedi, and R. Frey, 2003 : The MODIS cloud products : algorithms and examples from terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **41** (2), 459–473, doi :10.1109/TGRS.2002.808301, URL <http://ieeexplore.ieee.org/lpdocs/epic03/wrapper.htm?arnumber=1196061>.
- Preusker, R., and R. Lindstrot, 2009 : Remote sensing of cloud-top pressure using moderately resolved measurements within the oxygen A band - A sensitivity study. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**, 1562–1574, doi :10.1175/2009JAMC2074.1.
- Pujol, O., J.-F. Georgis, L. F eral, and H. Sauvageot, 2007 : Degradation of Radar Reflectivity by Cloud Attenuation at Microwave Frequency. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24** (4), 640–657, doi :10.1175/JTECH1992.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JTECH1992.1>.
- Ramanathan, V., R. Cess, E. Harrison, P. Minnis, B. Barkstrom, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989 : Cloud-radiative forcing and climate : Results from the earth radiation budget experiment. *Science*, **243** (4887), 57–63.
- Ramon, D., S. Richard, and P. Dubuisson, 2003 : MERIS in-flight spectral calibration in O2 absorption using surface pressure retrieval. *Proceeding of SPIE*, **4891**, 505–514.

-
- Riedi, J., and P. Goloub, 2001 : Comparison of polder cloud phase retrievals. *Geophysical research letters*, **28 (11)**, 2185–2188.
- Riedi, J., and Coauthors, 2010 : Cloud thermodynamic phase inferred from merged POLDER and MODIS data. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10 (23)**, 11 851–11 865, doi :10.5194/acp-10-11851-2010.
- Rodgers, C. D., 1998 : Information content and optimisation of high spectral resolution remote measurements. *Advances in Space Research*, **21 (3)**, 361–367.
- Rodgers, C. D., 2000 : *Inverse Methods for Atmospheric Sounding : Theory and Practice*. World Scientific, Singapore.
- Roebeling, R. A., A. J. Feijt, and P. Stammes, 2006 : Cloud property retrievals for climate monitoring : Implications of differences between Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI) on METEOSAT-8 and Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on NOAA-17. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **111 (20)**, 1–16, doi :10.1029/2005JD006990.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1991 : Isccp cloud data products. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **72 (1)**, 2–20.
- Rozanov, V. V., and A. A. Kokhanovsky, 2004 : Semianalytical cloud retrieval algorithm as applied to the cloud top altitude and the cloud geometrical thickness determination from top-of-atmosphere reflectance measurements in the oxygen {A} band. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **109 (D5)**, D05 202, doi :10.1029/2003JD004104, URL <http://dx.doi.org/10.1029/2003JD004104>.
- Schuessler, O., D. Guillermo, L. Rodriguez, A. Doicu, and R. Spurr, 2014 : Information Content in the Oxygen. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **52 (6)**, 3246–3255.
- Seethala, C., and A. Horvath, 2010 : Global assessment of AMSR-E and MODIS cloud liquid water path retrievals in warm oceanic clouds. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **115 (13)**, 1–19, doi :10.1029/2009JD012662.
- Seiz, G., S. Tjemkes, and P. Watts, 2007 : Multiview Cloud-Top Height and Wind Retrieval with Photogrammetric Methods : Application to Meteosat-8 HRV Observations. *Journal of*

- Applied Meteorology and Climatology*, **46 (8)**, 1182–1195, doi :10.1175/JAM2532.1, URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAM2532.1>.
- Shannon, C. E., 1948 : A mathematical Theory of communication. *The Bell System Technical Journal*, **27**, 379–423.
- Sourdeval, O., 2012 : *Étude des propriétés optiques et radiatives des nuages de type cirrus déduites de la synergie des mesures de rayonnement passif et actif : application dans le contexte de l'A-Train et des futures missions spatiales*. PhD Thesis, Université de Lille 1, Villeneuve d'Ascq.
- Stephens, G. L., 2005 : Review article - Cloud feedback in the climate system : a critical review. *J. Clim.*, **18**, 237–273, doi :10.1175/JCLI-3243.1.
- Stephens, G. L., and Coauthors, 2012 : An update on Earth's energy balance in light of the latest global observations. *Nature Geoscience*, **5 (10)**, 691–696, doi :10.1038/ngeo1580, URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo1580>.
- Stocker, T. F., and Coauthors, 2013 : IPCC 2013 : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on climate Change. Tech. rep., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Várnai, T., and R. Davies, 1999 : Effects of cloud heterogeneities on shortwave radiation : Comparison of cloud-top variability and internal heterogeneity. *Journal of the atmospheric sciences*, **56 (24)**, 4206–4224.
- Várnai, T., and A. Marshak, 2001 : Statistical Analysis of the Uncertainties in Cloud Optical Depth Retrievals Caused by Three-Dimensional Radiative Effects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **58 (12)**, 1540–1548, doi :10.1175/1520-0469(2001)058<1540:SAOTUI>2.0.CO;2, URL [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(2001\)058%3C1540:SAOTUI%3E2.0.CO%5Cn2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(2001)058%3C1540:SAOTUI%3E2.0.CO%5Cn2).
- Várnai, T., and A. Marshak, 2007 : View angle dependence of cloud optical thicknesses retrieved by Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **112 (D6)**, D06 203, doi :10.1029/2005JD006912, URL <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD006912>.

-
- Walther, A., and A. K. Heidinger, 2012 : Implementation of the daytime cloud optical and microphysical properties algorithm (DCOMP) in PATMOS-x. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51** (7), 1371–1390, doi :10.1175/JAMC-D-11-0108.1.
- Wood, R., 2005 : Drizzle in Stratiform Boundary Layer Clouds. Part II : Microphysical Aspects. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62** (9), 3034–3050, doi :10.1175/JAS3530.1.
- Wu, D. L., and Coauthors, 2009 : Vertical distributions and relationships of cloud occurrence frequency as observed by MISR, AIRS, MODIS, OMI, CALIPSO, and CloudSat. *Geophysical Research Letters*, **36** (9), L09 821, doi :10.1029/2009GL037464, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL037464>.
- Yamamoto, G., and D. Wark, 1961 : Discussion of the letter by Ranel, “determination of cloud altitude from a satellite”. *Journal of Geophysical Research*, **66** (10), 3596–3596.
- Yang, Y., A. Marshak, J. Mao, A. Lyapustin, and J. Herman, 2013 : A method of retrieving cloud top height and cloud geometrical thickness with oxygen A and B bands for the Deep Space Climate Observatory (DSCOVR) mission : Radiative transfer simulations. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **122**, 141–149, doi :10.1016/j.jqsrt.2012.09.017, URL <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022407312004281>.
- Zhang, Z., A. S. Ackerman, G. Feingold, S. Platnick, R. Pincus, and H. Xue, 2012 : Effects of cloud horizontal inhomogeneity and drizzle on remote sensing of cloud droplet effective radius : Case studies based on large-eddy simulations. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **117** (D19).
- Zhang, Z., and S. Platnick, 2011 : An assessment of differences between cloud effective particle radius retrievals for marine water clouds from three MODIS spectral bands. *Journal of Geophysical Research*, **116** (D20), D20 215, doi :10.1029/2011JD016216, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2011JD016216>.
- Zhang, Z., P. Yang, G. Kattawar, J. Riedi, L. Labonnote, B. Baum, S. Platnick, and H.-L. Huang, 2009 : Influence of ice particle model on satellite ice cloud retrieval : lessons learned from

-
- modis and polder cloud product comparison. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **9** (18), 7115–7129.
- Zinner, T., and B. Mayer, 2006 : Remote sensing of stratocumulus clouds : Uncertainties and biases due to inhomogeneity. *Journal of Geophysical Research*, **111** (D14), D14 209, doi :10.1029/2005JD006955, URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2005JD006955>.
- Zinner, T., G. Wind, S. Platnick, and A. S. Ackerman, 2010 : Testing remote sensing on artificial observations : Impact of drizzle and 3-D cloud structure on effective radius retrievals. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **10** (19), 9535–9549, doi :10.5194/acp-10-9535-2010.
- Zuiderna, P., and K. F. Evans, 1998 : On the validity of the independent pixel approximation for boundary layer clouds observed during astex. *Journal of geophysical research*, **103** (D6), 6059–6074.

Table des matières

| | |
|--|--------------|
| Résumé | xv |
| Remerciements | xvii |
| Sommaire | xix |
| Liste des tableaux | xxi |
| Table des figures | xxiii |
| | |
| I Introduction générale | 1 |
| 1 Généralités | 3 |
| 1.1 Historique de la météorologie | 3 |
| 1.2 Classification des nuages | 5 |
| 1.3 Rôle des nuages dans le cycle hydrologique | 6 |
| 2 Problématique générale | 13 |
| 2.1 Description générale du problème | 13 |
| 2.2 Objectifs et approche de notre étude | 14 |
| | |
| II Instrumentation et méthodes utilisées | 17 |
| | |
| 3 Instrumentation | 19 |

| | | |
|------------|---|-----------|
| 3.1 | Instruments actuels : A-Train | 20 |
| 3.1.1 | POLDER | 22 |
| 3.1.2 | MODIS | 24 |
| 3.2 | Futurs instruments | 25 |
| 3.2.1 | la mission EPS-SG | 25 |
| 3.2.2 | 3MI | 28 |
| 4 | Méthodes utilisées | 31 |
| 4.1 | Définition des mesures et des paramètres nuageux | 31 |
| 4.1.1 | Propriétés radiatives | 31 |
| 4.1.2 | Propriétés microphysiques | 36 |
| 4.2 | Méthodes d'inversion | 37 |
| 5 | Théorie du contenu en information et méthode d'inversion | 41 |
| 5.1 | Approche probabiliste | 41 |
| 5.2 | Détermination de la meilleure estimation du vecteur d'état | 43 |
| 5.3 | Définition du contenu en information | 44 |
| 5.4 | Sélection spectrale | 50 |
| III | Les nuages homogènes | 53 |
| 6 | Inversion de COT, r_{eff} et v_{eff} | 55 |
| 6.1 | Sensibilité à COT et r_{eff} : méthode bispectrale | 55 |
| 6.2 | Sensibilité à r_{eff} et v_{eff} | 58 |
| 6.3 | Contenu en information : COT, r_{eff} et v_{eff} | 59 |
| 6.3.1 | Mesures mono-angulaires | 60 |
| 6.3.2 | Apport des mesures multi-angulaires | 63 |
| 7 | Inversion de CTOP et CGT | 77 |
| 7.1 | Sensibilité à CTOP et CGT | 79 |
| 7.1.1 | Hypothèses de simulation | 79 |

| | | |
|-----------|---|------------|
| 7.1.2 | Étude de sensibilité de la bande A | 82 |
| 7.1.3 | Ajout d'une surface lambertienne | 87 |
| 7.2 | Contenu en information : CTOP, CGT | 89 |
| 7.2.1 | Inter-comparaison de 3MI et MSPI - contenu en information | 90 |
| 7.2.2 | Effet de l'épaisseur optique nuageuse | 92 |
| 7.2.3 | Impact de la microphysique nuageuse | 93 |
| 7.2.4 | Effet de la géométrie d'observation | 94 |
| 7.2.5 | Ajout d'une surface lambertienne | 94 |
| 7.2.6 | Addition des luminances visibles | 96 |
| IV | Les nuages verticalement hétérogènes | 117 |
| 8 | Modèle de nuage verticalement hétérogène | 119 |
| 8.1 | Modèle de nuage adiabatique | 121 |
| 8.2 | Modèle de profil d'extinction et de rayon effectif | 124 |
| 8.3 | Paramétrisation et cas étudiés | 127 |
| 9 | Étude de sensibilité | 133 |
| 9.1 | Sensibilité à l'épaisseur géométrique du nuage CGT | 134 |
| 9.2 | Sensibilité à CTOP | 136 |
| 9.3 | Sensibilité à COT | 138 |
| 9.4 | Sensibilité à p | 142 |
| 9.5 | Sensibilité à LWP | 143 |
| 10 | Étude de contenu en information | 147 |
| 10.1 | Analyse du contenu en information | 148 |
| 10.2 | Impacts des erreurs du modèle | 150 |
| 10.3 | Discussions | 154 |
| | Conclusion | 159 |
| A | Adding doubling | 165 |

| | |
|---------------------------|------------|
| B k-distribution | 169 |
| Bibliographie | 171 |
| Table des matières | 181 |

Résumé

Les nuages constituent une des principales sources d'incertitudes dans les modèles climatiques actuels. Ces incertitudes découlent de la difficulté à établir des paramétrisations permettant d'intégrer correctement les propriétés radiatives des nuages dans les modèles climatiques. Pour améliorer et optimiser ces paramétrisations il est nécessaire de collecter un grand nombre d'informations sur les grandeurs macrophysiques et microphysiques sur la totalité de l'atmosphère terrestre. Nous nous intéressons donc ici aux mesures satellitaires de détection passive, et plus particulièrement aux instruments POLDER, MODIS et 3MI, car ils permettent une vision globale de la planète. POLDER avait la particularité de réaliser des mesures multi-angulaires et polarisées pour plusieurs longueurs d'onde. Cette mission ayant été une réussite, une nouvelle génération est en cours de développement avec l'instrument 3MI, suite de l'instrument POLDER. Le but de ce travail est de déterminer en quoi et dans quelles proportions ces nouvelles mesures permettront de mieux décrire et mesurer les atmosphères nuageuses. Nous avons d'abord déterminé le contenu en information des mesures de 3MI sur les paramètres décrivant un nuage plan, parallèle et homogène, modèle généralement utilisé actuellement. Ce calcul de contenu en information a permis de montrer les avantages des mesures de 3MI à la restitution de ces paramètres. Le modèle de nuage plan, parallèle et homogène ne décrit pas les variabilités des paramètres nuageux horizontales et verticales. Nous avons ainsi développé un modèle de nuage verticalement hétérogène qui peut être décrit à partir de cinq paramètres : l'altitude et l'épaisseur géométrique du nuage, son épaisseur optique, son contenu en eau et un paramètre de forme. L'étude de contenu en information des mesures de 3MI ont démontré, dans tous les cas de nuages étudiés, que la restitution de ces paramètres est possible. Les mesures de cet instrument semblent donc permettre, dans une certaine mesure, de décrire verticalement un nuage.

Mots clés : nuages, atmosphère, 3mi, satellite, télédétection

Abstract

Clouds are a major source of uncertainties in current climate models. These uncertainties arise from the difficulty to establish parametrizations to integrate properly the radiative properties of clouds in climate models. To improve and optimize these parametrizations, it is necessary to collect a large amount of information on macrophysical and microphysical cloud properties on the entire Earth atmosphere. We explore then the satellite passive measurements, and specifically the instruments POLDER, MODIS and 3MI. They allow a Earth global vision. POLDER's particularity was to perform multi-angular and polarized measurements in multiple wavelength. This mission has been a success and a new generation of instrument is developed with the instrument 3MI, follow-up of the instrument POLDER. This work aims to determine how the 3MI measurements could help to describe cloudy atmosphere the most properly. We determined the information content of 3MI measurements on parameters describing plane, parallel and homogeneous clouds. This information content computation allowed to show the advantages of 3MI measurements for the restitution of these parameters. The plane, parallel and homogeneous cloud model do not describe the vertical and horizontal variabilities of the clouds parameters. Then we developed a vertically heterogeneous clouds model depending on five parameters : the cloud top altitude, the cloud geometrical thickness, the optical thickness, the liquid water path and a form parameters. The information content study of the 3MI measurements showed, in all clouds cases studied, that the restitution of these parameters is possible. These measurements seem to allow a description of a vertically heterogeneous cloud.

Keywords: clouds, atmosphere, 3mi, satellite, teledetection
