

Laboratoire d'Optique Atmosphérique

Rapport de stage de Master 2

Analyse des mesures du radiomètre aéroporté OSIRIS
au-dessus d'un mélange d'aérosols et de nuages

Christian MATAR

Juin 2015

Responsable du stage :

Céline CORNET

Je voudrais remercier ma responsable de stage Madame Céline Cornet qui m'a patiemment encadré et conseillé. Sans ses nombreuses compétences, je n'aurais pu mener à bien ce travail.

Je tiens également à remercier le directeur du laboratoire d'optique atmosphérique Monsieur Frédéric Parol pour son accueil.

Un grand merci à Messieurs Fabien Waquet et Jean-Marc Nicolas ainsi qu'à Mesdames Rita Nohra et Linda Mcharek pour leur aide dans le déroulement de mon stage.

Je remercie enfin les responsables du projet Arcus E2D2 qui m'ont donné l'occasion de faire mon stage à Lille1.

Table des matières

Introduction	1
1 Grandeurs radiatives et physiques : définitions et mesures	3
1.1 Les nuages et les aérosols	3
1.2 Quantités radiatives	4
1.3 Propriétés optiques	5
1.4 Mécanique et principe de mesure d'OSIRIS	7
2 Sensibilité des luminances totale et polarisée en fonction des paramètres nuageux et environnementaux	10
2.1 ARTDECO	10
2.2 Etude de la sensibilité de la luminance	10
2.2.1 La sensibilité à l'épaisseur optique	11
2.2.2 La sensibilité au rayon effectif	11
2.2.3 La sensibilité à la variance	12
2.2.4 La sensibilité à la vitesse du vent	13
2.2.5 La sensibilité à l'altitude	14
3 Etude des situations en ciel nuageux	16
3.1 Présentation de la campagne <i>CALIOSIRIS-2</i>	16
3.2 Etude d'un cas nuageux du 28/10/2014	16
3.3 Etude d'un cas nuageux du 24/10/2014	22
Conclusion	24
Bibliographie	25

Introduction

Les nuages ont longtemps été reconnus comme un élément modificateur du climat, mais, avec leurs variabilités spatiales et temporelles, ils sont parmi les éléments les plus difficiles du système climatique à étudier. Ils recouvrent en permanence près de 60-70% (Zinner et Mayer, 2006) de la surface terrestre et représentent un forçage radiatif (contribution dans le système global) de -17 W/m^2 (Ramanathan et al., 1989). Par rapport au 340 W/m^2 arrivant annuellement en moyenne au sommet de l'atmosphère (Goulob, 2012), la contribution des nuages n'est donc pas négligeable. Leurs microphysiques influencent la formation et l'efficacité de la précipitation d'eau liquide ou glacée.

La formation des nuages nécessite une teneur en vapeur d'eau suffisante et des aérosols, particules en suspension dans l'atmosphère. Toute modification de la charge en aérosols peut donc impacter les propriétés nuageuses telles que la taille des gouttelettes, l'épaisseur optique des nuages. En effet, les particules d'aérosols dans l'atmosphère produites par les activités humaines induisent un forçage sur le bilan radiatif de la Terre via une augmentation des émissions de particules dans l'atmosphère. Ce forçage est soit direct parce qu'elles diffusent et absorbent le rayonnement visible (solaire) et le rayonnement infrarouge (tellurique) dans l'atmosphère (Charlson and Pilat, 1969; Twomey, 1977), soit indirect via la formation des nuages. Cet effet indirect des aérosols sur le climat est principalement défini par les processus par lesquels ils perturbent l'équilibre radiatif du système Terre-Atmosphère en changeant l'albédo, le volume, et la durée de vie du nuage.

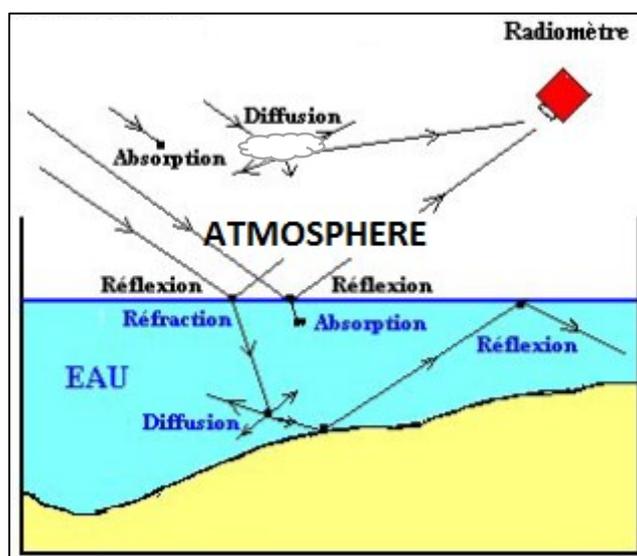


Figure 1: Différentes interactions rayonnement atmosphère.

Plusieurs paramètres doivent donc être étudiés pour comprendre le rôle radiatif des nuages et des aérosols sur le climat. La couverture nuageuse, la taille, la forme et la concentration des hydrométéores (gouttes d'eau liquide ou cristaux de glace) et l'altitude du nuage ou de la couche d'aérosols doivent donc être observés. D'où les techniques de télédétection, qui permettent une connaissance globale de ces paramètres.

Pour améliorer l'inversion des propriétés des aérosols et des nuages par télédétection, les chercheurs et ingénieurs du Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) ont développé un nouveau capteur imageur OSIRIS (Observing System Including Polarisation in the Solar Infrared Spectrum) basé sur le concept de l'instrument multidirectionnel et polarisé POLDER. Sa gamme spectrale a été étendue au proche infrarouge (NIR) et au moyen- infrarouges (SWIR). Cet instrument est un prototype aéroporté du futur instrument spatial 3MI sur MetOp-SG (Meteorological Operational Satellite - Second Generation) prévu en 2021. Il peut mesurer le degré de polarisation linéaire de 440 à 2200 nm. L'instrument OSIRIS est en phase de test, il a été utilisé à bord de l'avion de recherche français, Falcon-20, au cours de plusieurs campagnes.

Au mois d'octobre 2014 a eu lieu, en mer méditerranée et au-dessus de l'Atlantique, une campagne de mesures intitulée CALIOSIRIS-2 afin d'évaluer l'instrument OSIRIS et de déterminer les propriétés des aérosols et des nuages. Durant cette campagne, le radiomètre aéroporté OSIRIS a effectué des mesures multi-angulaires et multi-spectrales de luminances totales et polarisées au-dessus de situations en ciel clair, nuageux et partiellement couvert.

L'objectif de mon stage est premièrement de s'assurer de la qualité des mesures effectuées. Dans une deuxième partie, le but est d'analyser les mesures en s'appuyant sur un modèle de transfert radiatif unidimensionnel permettant la simulation du rayonnement au travers de couverture nuageuse parsemée d'aérosols. L'objectif est de reproduire au mieux les luminances mesurées par OSIRIS à différentes longueurs d'ondes en testant différents paramètres nuageux et aérosols.

1 Grandeurs radiatives et physiques : Définitions et mesures

1.1 Les nuages et les aérosols:

Les nuages sont formés de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace (1 à 100 microns de diamètre) en suspension dans l'atmosphère, avec parfois un mélange des deux (nuage mixte). Leurs formations nécessitent la condensation de la vapeur d'eau lorsque l'air humide se refroidit. Ce processus survient lors de mouvements verticaux avec le soulèvement et la détente des masses d'air humides. Les constituants d'un nuage et les conditions atmosphériques caractérisent son identité : sa forme, sa texture, sa transparence et son opacité.

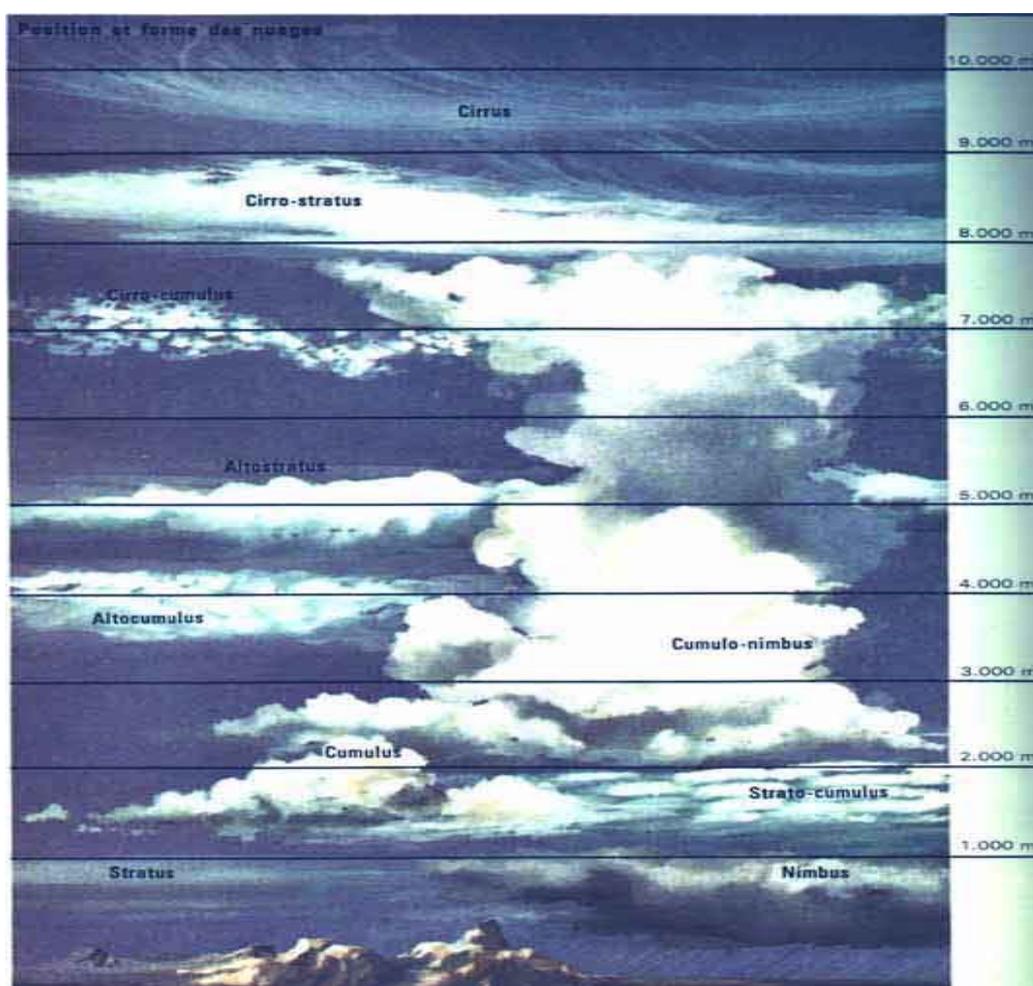


Figure 2: Distribution des nuages à différents niveaux de l'atmosphère

On distingue 3 types de nuages en les classifiant selon leurs altitudes :

- nuages bas (Stratus, Stratocumulus, Cumulus, Cumulonimbus) de 0 à 2 km
- nuages moyens (Altostratus, Nimbostratus) de 2 à 7 km
- nuages élevés (Cirrus, Cirrostratus, Cirrocumulus) de 5 à 13 km

Certains nuages, comme le Cumulonimbus par exemple, s'étendent sur plusieurs étages. Ils sont très développés verticalement.

Les aérosols sont des particules en suspension dans l'atmosphère qui peuvent être d'origine naturel (sable désertique, poussière volcanique,...) ou anthropiques (liés aux activités humaines ; combustion du charbon, du pétrole, du bois,...). Ils sont des éléments incontournables de la formation des nuages.

Les propriétés physiques des aérosols sont leurs tailles et leurs indices de réfraction. Elles dépendent de leur nature chimique (sulfatées, carbonées...). Elles sont très variables suivant :

- La zone géographique (zone industriels, milieu d'océan,...)
- L'altitude
- Les saisons

1.2 Quantités radiatives

Au cours de notre stage, nous nous sommes intéressés à l'interaction nuages-rayonnements et à la possibilité de restituer les paramètres nuageux. Cette interaction est très complexe car elle dépend de plusieurs facteurs, comme la couverture nuageuse, la taille, la forme et la concentration des composantes des nuages (gouttes d'eau liquide ou cristaux de glace solide)... On commence donc par définir quelques notions sur les grandeurs radiatives et les propriétés nuageuses.

La luminance totale est l'énergie rayonnante émise dans une direction déterminée par θ et φ par une unité de surface d'une surface d'émission. Elle est la somme de la composante naturelle du rayonnement L_{nat} et de la luminance polarisée L_p , en considérant que la diffusion de la lumière par les particules atmosphérique polarise linéairement le rayonnement. Afin d'exploiter cette luminance, il nous faut la normaliser. On affecte donc un facteur π à la luminance L , on obtient :

$$L_{normalisé} = \frac{\pi.R}{E_s} \quad (1)$$

Avec R : radiance en $W.m^{-2}.sr^{-2}$

$E_s = \mu_s F_0$: Flux solaire incident en $W.m^{-2}$

La modélisation de la luminance dans un milieu est décrite par l'équation de transfert radiatif qui permet de prendre en compte la diffusion multiple (troisième terme du membre de droite de l'équation 2) pour calculer la luminance et la luminance polarisée

$$\begin{aligned} \mu_v \frac{dL(\tau, \mu_v, \varphi_v)}{d\tau} = & L(\tau, \mu_v, \varphi_v) - \frac{w_0}{4\pi} p(\mu_s, \varphi_s, \mu_v, \varphi_v) E_s e^{-\frac{\tau}{\mu_s}} \\ & - \frac{w_0}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 L(\tau, \mu', \varphi') p(\mu', \varphi', \mu_v, \varphi_v) d\mu' d\varphi' \end{aligned} \quad (2)$$

μ_v et μ_s sont les cosinus des angles zénithaux de visée et solaire, τ est l'épaisseur optique, w_0 est l'albédo de diffusion simple et p est la fonction de phase. Nous décrirons ces paramètres ultérieurement.

Pour décrire le champ de luminance, on utilise des coordonnées sphériques qui définissent la géométrie d'observation. Nous utilisons la géométrie d'observation d'OSIRIS ce qui nous permet de reconstituer des images comparables à celles obtenues avec les mesures.

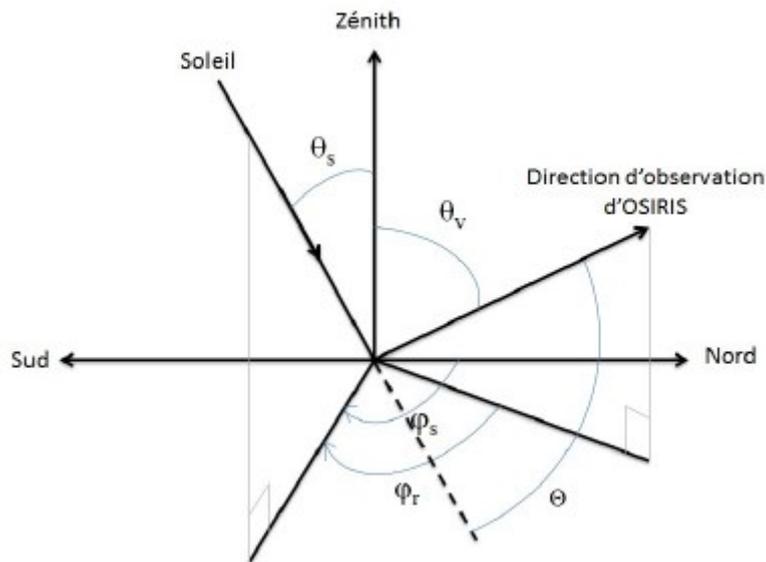


Figure 4 : Géométrie d'observation

- L'angle de visée θ_v est l'angle entre l'axe vertical et la direction d'observation.
- L'angle zénithal solaire θ_s est l'angle entre l'axe vertical et la direction du soleil.
- L'angle azimutal relatif ϕ_r correspond à l'angle entre la direction d'observation et la direction du soleil.
- L'angle de diffusion Θ est défini comme l'angle de déviation du rayonnement solaire, $\Theta = 0^\circ$ si le capteur est face au soleil (Peers, 2012).

1.3 Propriétés optiques

L'intensité de l'état de polarisation du rayonnement est caractérisée par le vecteur de Stokes :

$$\vec{S} = [I \ Q \ U \ V] \quad (3)$$

Avec :

I : la luminance totale transportée par l'onde, c'est à dire la puissance transportée par les composantes polarisées et non polarisées.

Q : la différence entre les polarisations verticale et horizontale du champ \vec{E} .

U : la différence de puissance entre les polarisations linéaires orientées à $+45^\circ$ et -45° du champ \vec{E} .

V : l'intensité de polarisation circulaire, qui peut être positive ou négative selon le sens de rotation.

Q et V caractérisent l'intensité de polarisation linéaire.

Pour une lumière cohérente et purement monochromatique:

$$Q^2 + U^2 + V^2 = I^2 \quad (4)$$

Pour un faisceau incohérent et partiellement polarisé, les paramètres de Stokes sont définis comme des valeurs moyennes. L'équation précédente devient alors une inégalité :

$$Q^2 + U^2 + V^2 = I_p^2 \leq I^2 \quad (5)$$

Le rapport $\frac{I_p}{I}$ est appelé taux de polarisation.

Le Vecteur de Stokes nous permet de définir les luminances totales et polarisée :

Luminance totale : $L = I$

Luminance polarisée : $L_p = \sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}$

Lorsque l'on décrit la propagation de l'intensité dans un milieu diffusant, on définit habituellement la fonction de phase, notée $p(u, u_i)$, qui donne la fraction de la puissance de l'onde incidente (direction u_i) qui est diffusée dans la direction u .

L'atténuation du rayonnement le long d'une distance dl traduit l'ensemble des interactions entre la particule et le rayonnement. L'extinction est la somme des effets de diffusion et d'absorption par les particules et le gaz, d'où le coefficient d'extinction Q_{ext} .

$$Q_{ext} = Q_{diff} + Q_{abs} \quad (6)$$

L'extinction dépend de l'indice de réfraction, la longueur d'onde et la taille et forme des particules par rapport à la longueur d'onde.

La proportion de rayonnement diffusé par rapport à l'extinction du rayonnement est l'albédo de diffusion simple:

$$w_0 = \frac{Q_{diff}}{Q_{ext}} = \frac{Q_{diff}}{Q_{diff} + Q_{abs}} \quad (7)$$

$w_0 = 0$ correspond à l'absorption pure et $w_0 = 1$ diffusion pure

L'épaisseur optique d'une couche atmosphérique mesure le degré de transparence du milieu. Elle est définie par la fraction de rayonnement électromagnétique (ou de lumière) diffusée ou absorbée par les composants de la couche traversée.

$$\tau = \int Q_{ext} dl \quad (8)$$

La matrice de phase qui est équivalente à la fonction de phase par le calcul vectoriel. Pour le cas de particules sphériques, elle est de la forme :

$$P = \begin{pmatrix} P_{11} & P_{12} & 0 & 0 \\ 0 & P_{22} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & P_{33} & P_{34} \\ 0 & 0 & P_{43} & P_{44} \end{pmatrix} \quad (9)$$

Où P_{11} est la fonction de phase.

Cette matrice P décrit donc le changement d'état de polarisation après diffusion :

$$\vec{S}_d = P \cdot \vec{S}_i \quad (10)$$

\vec{S}_i : Vecteur de Stokes du rayon incident (avant diffusion).

\vec{S}_d : Vecteur de Stokes après diffusion.

Le coefficient P_{11} sera associé à la luminance totale et le P_{12} principalement à la luminance polarisée.

On distingue différents types de diffusion selon la taille relative des cibles (molécules ou particules) par rapport à la longueur d'onde de la radiation incidente. Dans le cas des longueurs d'ondes visibles, on utilise :

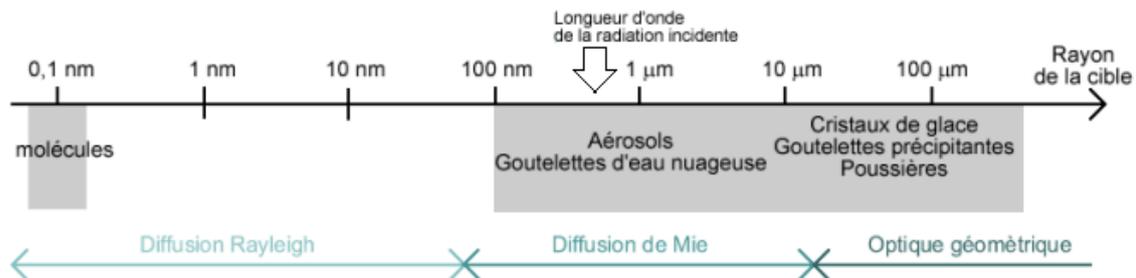


Figure 3: Type de diffusion selon la taille de la particule

- La diffusion Rayleigh est la diffusion par les molécules ($r/\lambda \ll 1$). Taille de la cible : 10 nanomètres. L'efficacité est donc décroissante très rapidement avec la longueur d'onde. On peut la négliger dans l'infrarouge thermique.

-La diffusion par les particules dont la taille est de l'ordre de la longueur d'onde est décrite par la théorie de Mie. On parle de *diffusion de Mie*.

- La diffusion par les particules de plus grosses (taille très grande), par les cristaux de glace de quelques dizaines de microns, peut être expliquée par les lois de *l'optique géométrique*.

Les paramètres qui reviennent à déterminer la taille des gouttes d'eau du nuage sont le rayon effectif et la variance effective. A partir d'une distribution donnée $n(r)$ de gouttelettes d'eau, on calcule un rayon effectif, qui caractérise les propriétés optiques de la distribution en taille des gouttes, ainsi que la variance effective de cette distribution.

1.4 Mécanique et principe de mesure d'OSIRIS

OSIRIS (Observing System Including PolaRization in the Solar Infrared Spectrum) est un instrument dédié à l'observation de la polarisation et de la directionnalité du rayonnement solaire diffusé par le système Terre-atmosphère. Ce système est composé de deux capteurs optiques à matrice bidimensionnelle CDD, d'une roue rotative portant des filtres et des polariseurs et d'un objectif grand angle (figure 5). La roue est motorisée et fait tourner chaque filtre l'un après l'autre devant le détecteur. Il y a donc deux systèmes de capteurs, un pour les longueurs d'ondes visibles et proches infrarouges (de 440 à 940 nm) et l'autre pour l'invisible moyen infrarouge (de 940 à 2200 nm).

OSIRIS mesure la luminance dans toutes les directions que lui permettent ses objectifs grands angles d'une ouverture de 114° pour le capteur visible et proche infrarouge (nommé VIS-NIR : Visible-Near Infrared) et de 105° pour le capteur invisible moyen infrarouge (nommé SWIR : Shortwave Infrared).

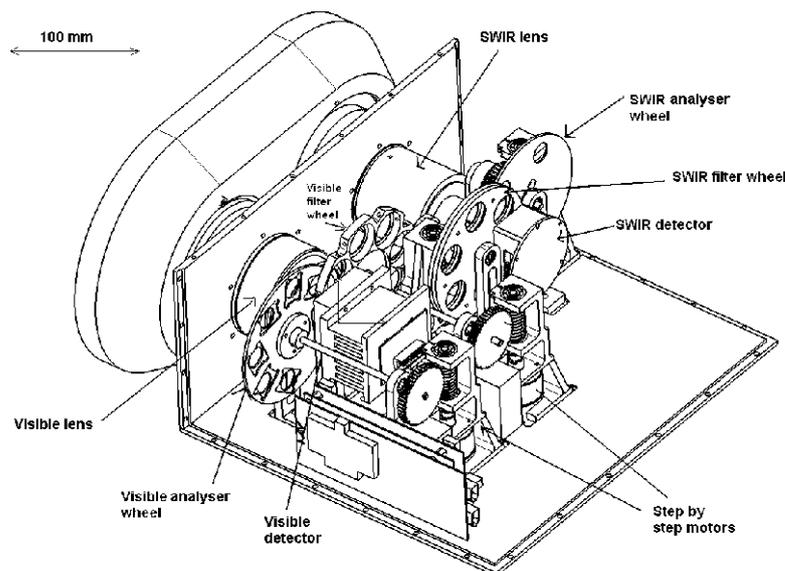


Figure 5: Schéma technique de l'instrument OSIRIS (Auriol et al., 2008)

Devant le capteur optique il y a une roue composée de différents filtres. On compte quatre filtres, par longueur d'onde :

- Le filtre « full » qui mesure la luminance total.
- 3 filtres polariseurs (P1, P2, P3) décalés angulairement les uns par rapport aux autres de 60° (avec une incertitude de 0.2°) qui permettent, en les combinant, d'avoir la luminance totale et polarisée (figure 6). (Waquet, 2005)

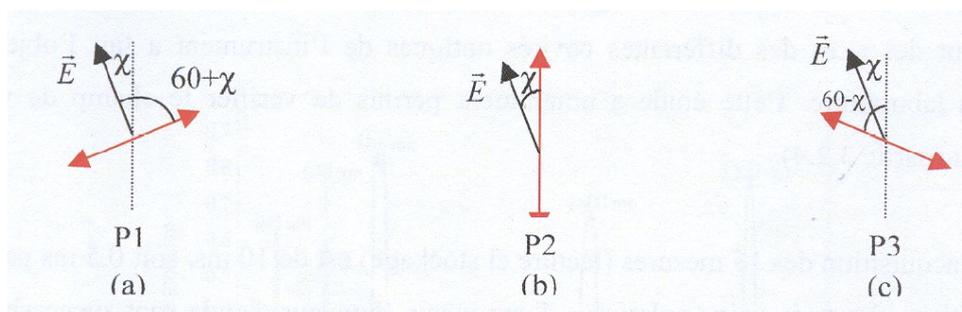


Figure 6 : Principe schématique de la disposition des polariseur P1, P2 et P3 (Waquet, 2005)

Le vecteur \vec{E} représente le champ électrique incident et χ l'angle de polarisation par rapport à l'axe du polariseur de P2. A partir de la combinaison des polariseurs, on construit la luminance polarisée et on peut reconstruire la luminance totale qui doit être identique à la luminance « Full ».

Chaque filtre n'intercepte le rayonnement qu'à certaines longueurs d'ondes (canaux). Ces canaux ont été choisis car ils correspondent à des fenêtres atmosphériques, où le rayonnement solaire est peu soumis aux phénomènes d'absorptions par les molécules de gaz atmosphériques. Sur la figure 7, sont représentés, les différents canaux d'OSIRIS et la transmittance du rayonnement solaire descendant. Nous nous sommes intéressés aux canaux 490, 670 et 865 nm pour le visible et proche infrarouge et 1600 et 2200 nm pour le moyen infrarouge car ils sont utilisés pour restituer les propriétés nuageuses

La transmittance est le rapport entre l'énergie transmise et l'énergie incidente. On constate au niveau de nos canaux OSIRIS que la transmittance avoisine les 100% (courbe en pointillée). Dans ces canaux l'absorption des particules atmosphériques y est négligeable (fenêtres atmosphériques). La présence de pics de transmittance assez fins nous permet d'approximer les mesures à une longueur d'onde donnée comme étant monochromatique.

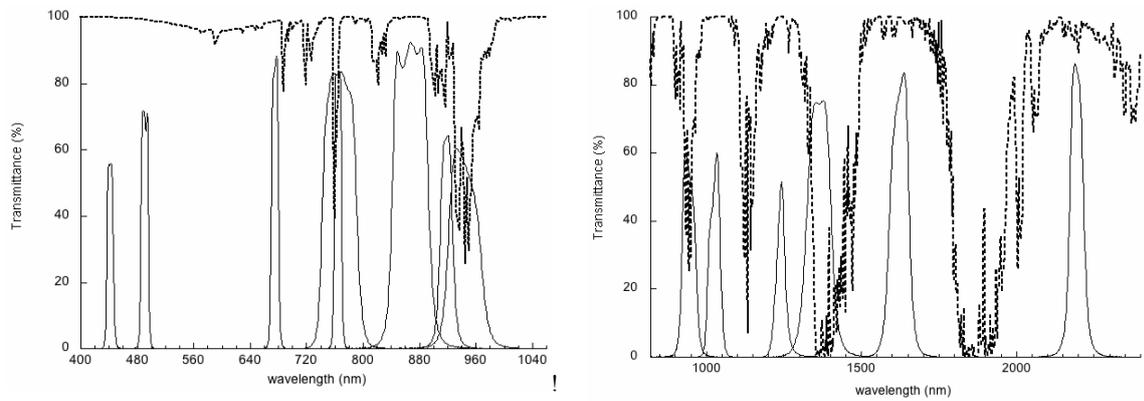


Figure 7 : Transmittance en % en fonction de la longueur d'onde en pointillés et filtres OSIRIS en traits pleins (Auriol et al., 2008)

2 Sensibilité des luminances totale et polarisée en fonction des paramètres nuageux et environnementaux

Modéliser de façon précise le transfert du rayonnement dans l'atmosphère est un sujet d'importance pour plusieurs raisons déjà cités. Dans notre travail, nous avons essayé de simuler quelques situations nuageuses de la campagne CALIOSIRIS-2, avec un programme de simulation de transfert radiatif ARTDECO. Ce programme permet la simulation du rayonnement au travers d'une couverture nuageuse homogène et d'une couche d'aérosols. Différents modèles d'aérosols et de nuages ont été testés afin de reproduire au mieux les luminances mesurées par OIRIS à différentes longueurs. Dans cette partie, nous commençons par une brève présentation d'ARTDECO. Nous étudions ensuite la variation de la luminance totale et polarisée en fonction de l'épaisseur optique, du rayon effectif, de la variance, de la vitesse du vent en surface, et de l'altitude du nuage.

2.1 ARTDECO

ARTDECO (Atmospheric Radiative Transfer Database for Earth Climate Observation) (*base de données de transfert radiatif atmosphérique pour la l'observation du climat de la terre*) est un outil numérique qui réunit plusieurs modèles de transfert radiatif et des données pour la simulation des luminances issues de l'atmosphère terrestre et observée avec des capteurs passifs de l'UV à l'infrarouge thermique. Les utilisateurs peuvent soit accéder à une bibliothèque pour la définition de la scène (profils d'atmosphère, surface, propriétés des aérosols et description des nuages, transmission de filtre, etc.) ou soit employer leur propre description dans les fichiers d'entrée ASCII. Des propriétés optiques des nuages et des aérosols peuvent être calculés à l'aide d'un code de Mie. Ensuite, l'utilisateur peut choisir parmi les modèles disponibles (méthodes pour la troncature de la fonction de phase, plusieurs codes 1D de transfert radiatif pour la résolution d'équation de transfert radiatif) pour calculer les quantités radiatives correspondantes de la scène. ARTDECO est entièrement écrit en Fortran et a seulement des Entrée/Sortie ASCII, conduisant à une très grande flexibilité et portabilité. Il est développé et maintenu au Laboratoire d'Optique Atmosphérique. Il peut être téléchargé du site internet « http://loa-git.univ-lille1.fr/wikiloa_public/doku.php?id=artdeco:start ».

Les modèles utilisés sont des modèles de transfert radiatif appelé 1D, c'est à dire le nuage est supposé plat homogène et infini et constitué d'hydrométéores et de particules atmosphériques.

2.2 Etude de la sensibilité de la luminance

Dans cette partie, nous étudions la sensibilité des luminances à différents paramètres. Sur chaque figure à titre indicatif, nous avons reporté un exemple de mesure d'OSIRIS que nous décrivons la partie 3.

2.2.1 L'épaisseur optique

Pour déterminer la sensibilité des luminances à l'épaisseur optique des nuages, nous avons tracé, sur la figure 8, la luminance totale et polarisée simulées par ARTDECO en fonction de l'angle de diffusion à une longueur d'onde de 490 nm pour différentes épaisseurs optiques avec un rayon effectif de 10 μm , une variance effective de 0.02, une altitude de sommet de nuage de 0.5 km, et une surface océanique avec une vitesse de vent de 7 m/s.

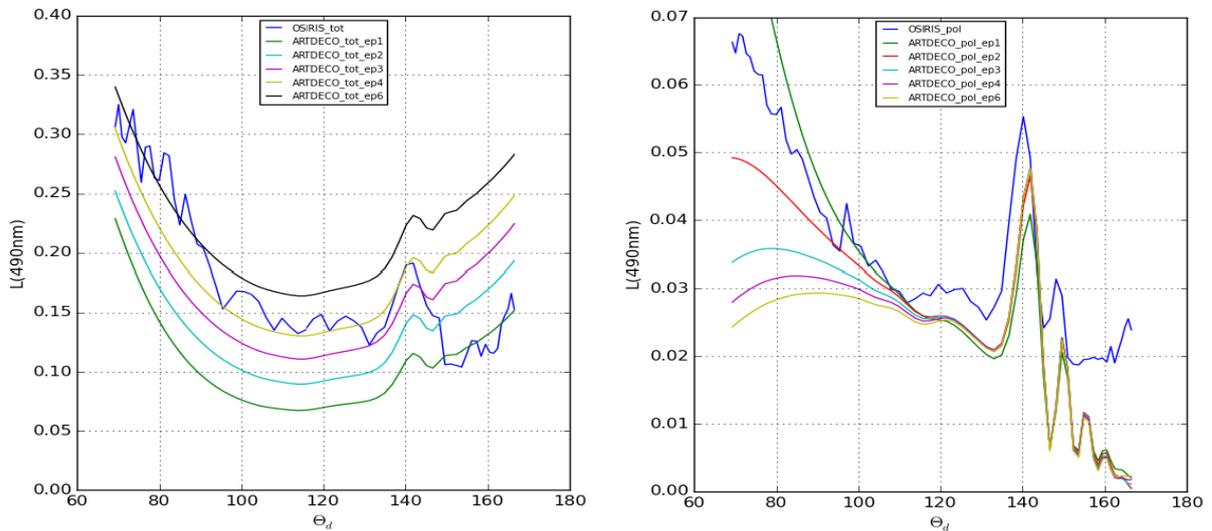


Figure 8: Luminance totale (à gauche) et polarisée (à droite) en fonction de l'angle de diffusion, pour les épaisseurs optiques 1, 2, 3, 4 et 6.

Les angles de diffusion sont étendus de 60° (diffusion latérale) à 180° (diffusion arrière). Vu que c'est un exemple d'une scène au-dessus de l'océan, on trouve une augmentation des luminances en diffusion avant due à la réflexion spéculaire du soleil. La présence d'un arc à 140° est une caractéristique d'un nuage d'eau, et vient de la diffusion de la lumière par les gouttelettes d'eau nuageuse (Goulob et al., 2000).

On constate que la luminance totale varie d'une façon homogène pour tous les angles de diffusion, elle augmente quand l'épaisseur optique augmente. Ceci est logique car en augmentant l'épaisseur optique la quantité de lumière qui traverse le nuage diminue et par suite la partie diffusée vers le haut du rayonnement augmente. Une épaisseur optique allant de 1 à 5 conduit à une grande diminution du pourcentage de transmission. Pour la luminance polarisée, et pour les angles de diffusion les plus faibles, c'est à dire en diffusion avant, la luminance diminue quand l'épaisseur optique augmente, car la surface océanique est de moins en moins visible (ce qui crée l'augmentation de la luminance totale en diffusion avant). Elle se sature pour une épaisseur optique de 3-4. Aux autres angles, elle est à peu près invariante. Les mesures de luminances totales donnent une bonne estimation de l'épaisseur optique du nuage.

2.2.2 Le rayon effectif

Un autre paramètre assez important dans la restitution des paramètres nuageux est le rayon effectif des particules. Pour déterminer la sensibilité des luminances à ce paramètre, nous avons tracé, sur la figure 9, la luminance totale et polarisée simulées par ARTDECO en fonction de l'angle de diffusion à une longueur d'onde de 490 nm pour différents rayons

effectifs avec une épaisseur optique de 2, une variance effective de 0.02, une altitude de sommet de nuage de 0.5 km , une variance de 0.02 et une surface océanique avec une vitesse de vent de 7 m/s.

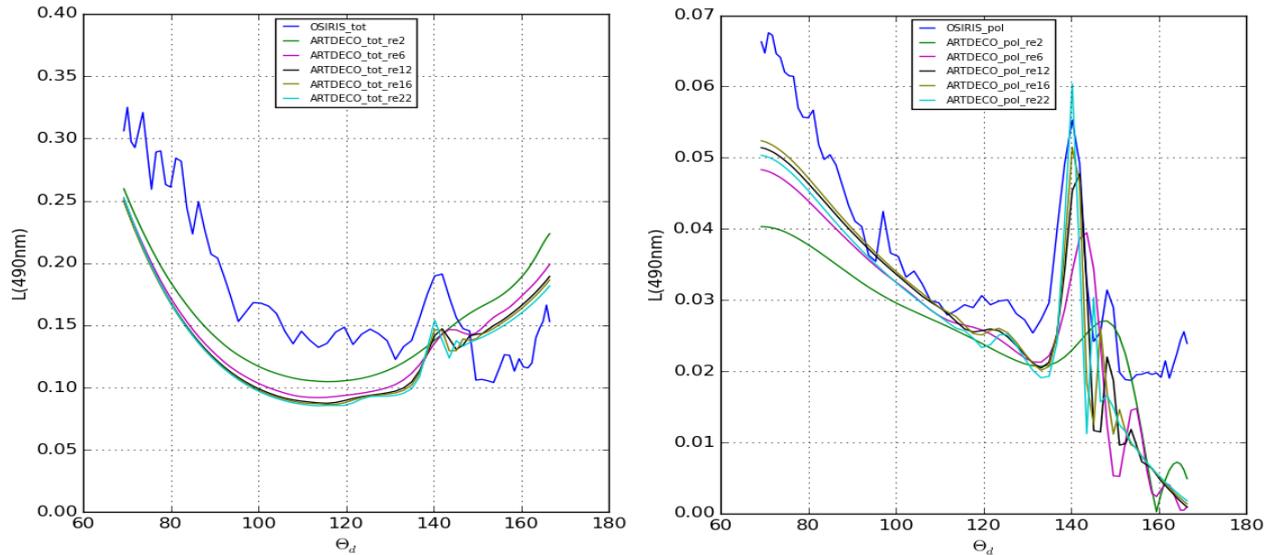


Figure 9: Luminance totale (à gauche) et polarisée (à droite) en fonction de l'angle de diffusion, pour les rayons effectifs 2, 6, 12, 16 et 22 μ m.

Comme le montre la figure 9, on voit que la luminance totale n'est pas très dépendante du rayon effectif excepté dans l'arc en ciel et donc, elle est peu sensible à la variation de ce paramètre. Des mesures de luminance totale ne permettront pas de retrouver le rayon effectif. Il faut donc utiliser d'autres mesures contenant de l'information sur celui-ci, ce sont les mesures de luminances polarisées. Ils montrent des oscillations pour des angles de diffusion compris entre 140° et 160° ; elles sont appelées arcs surnuméraires. La position de l'arc principal varie avec le rayon effectif (Bréon et Goulob, 1998): l'arc se rapproche de 140° et son amplitude augmente quand le rayon effectif augmente. La figure 9 montre que ces arcs surnuméraires dépendent fortement du rayon effectif, en effet leur hauteur diminue quand le rayon effectif diminue jusqu'à leur disparition. Cette partie de la luminance polarisée pourrait donc permettre l'inversion du rayon effectif.

2.2.3 La variance effective

Pour déterminer la sensibilité des luminances à la variance effective qui décrit la largeur de la distribution en taille des particules, nous avons tracé sur la figure 10 la luminance totale et polarisée simulées par ARTDECO en fonction de l'angle de diffusion à une longueur d'onde de 490 nm pour différentes variances effectives avec une épaisseur optique de 2, un rayon effectif de 10 μ m, une altitude de nuage de 0.5 km et une vitesse de vent de 7m/s.

On voit que la luminance totale ne subit aucune variation avec le changement de la variance effective même pour des valeurs allant de 0.001 à 0.5. Par contre, la luminance polarisée possède une sensibilité à la variation de la variance effective dans la partie des arcs surnuméraires (Breon et Goulob, 1998); le nombre de ces arcs diminuent quand la variance effective augmente. Ce paramètre aide à avoir une bonne simulation de la luminance polarisée.

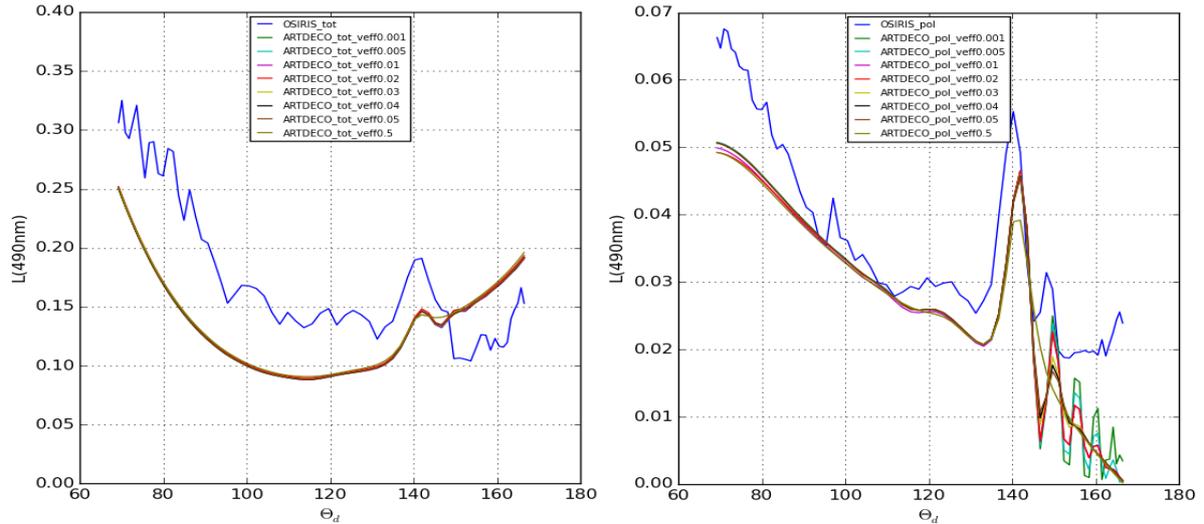


Figure 10: Luminance totale (à gauche) et polarisée (à droite) en fonction de l'angle de diffusion, pour les variances 0.001, 0.005, 0.01, 0.02, 0.03, 0.04, 0.05 et 0.5.

2.2.4 La vitesse du vent

Pour simuler les luminances mesurées, il est indispensable aussi d'assurer les meilleurs paramètres environnementaux. Nous pouvons revenir aux sites de références pour savoir les valeurs exactes ou moyennes de ces paramètres, à une date et place précise, si des mesures sont faites. Ici, on essaye d'étudier la sensibilité des luminances à la vitesse du vent. Nous avons tracé sur la figure 11 la luminance totale et polarisée simulées par ARTDECO en fonction de l'angle de diffusion à une longueur d'onde de 490nm pour différentes vitesses de vent avec une surface océanique, une épaisseur optique de 2 assez faible pour que la surface reste visible, un rayon effectif de 10 μm , une variance effective de 0.02 et une altitude de sommet de nuage de 0.5 km.

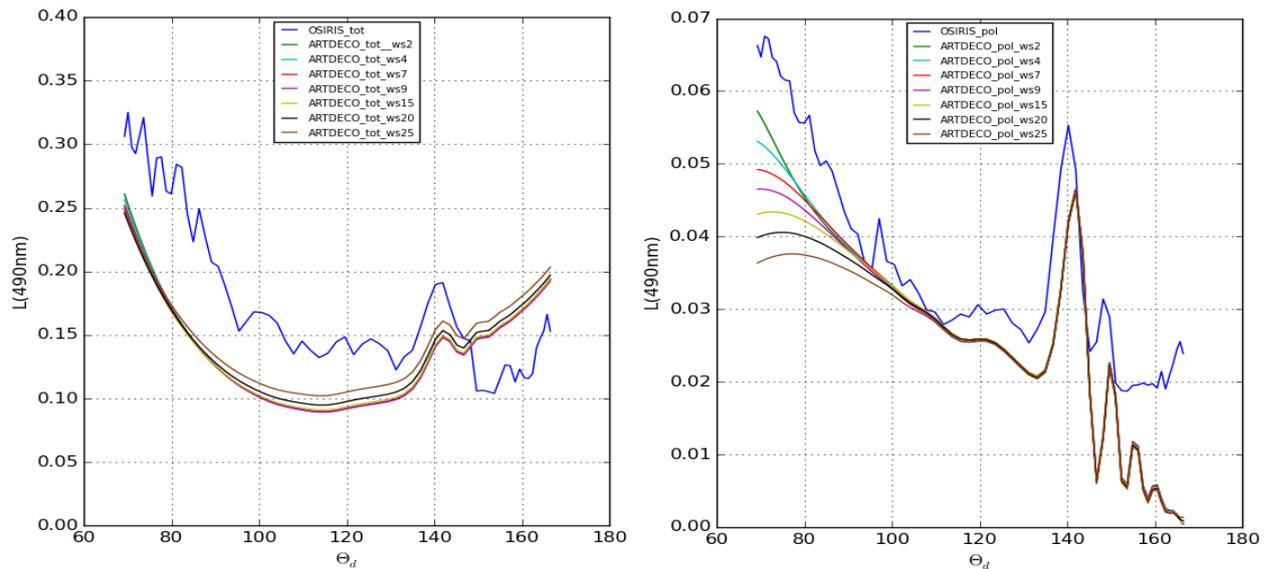


Figure 11 : Luminance totale (à gauche) et polarisée (à droite) en fonction de l'angle de diffusion, pour les vitesses de vents 2, 4, 7, 15, 20 et 25 m/s.

On trouve que la variation de vitesse de vent ne conduit pas à un changement important de la luminance totale. En revenant à la figure 8, on constate qu'à une épaisseur optique de 2,

la montée de la luminance polarisée en diffusion avant dû au glitter est apparente. Cette montée est affectée par le changement de la vitesse du vent et cela est apparent dans la luminance polarisée où cette dernière augmente quand la vitesse du vent diminue. Cela est dû au fait que la vitesse du vent modifie la tâche de glitter dans la direction opposée au soleil. Au-dessus de l’océan, en ciel clair, la tâche de glitter correspondante à la réflexion spéculaire est plus étroite et intense pour un vent « faible » (5 m/s) que pour un vent plus élevé (20 m/s) où la tâche apparaît plus étalée.

2.2.5 L’altitude

De même que la vitesse du vent, l’altitude du nuage influence la luminance. Nous avons tracé sur la figure 12 la luminance totale et polarisée simulées par ARTDECO en fonction de l’angle de diffusion à une longueur d’onde de 490 nm pour différentes altitude de nuages avec une épaisseur optique de 2, un rayon effectif de 10 μm , une variance effective de 0.02 et une surface océanique avec une vitesse de vent de 7 m/s.

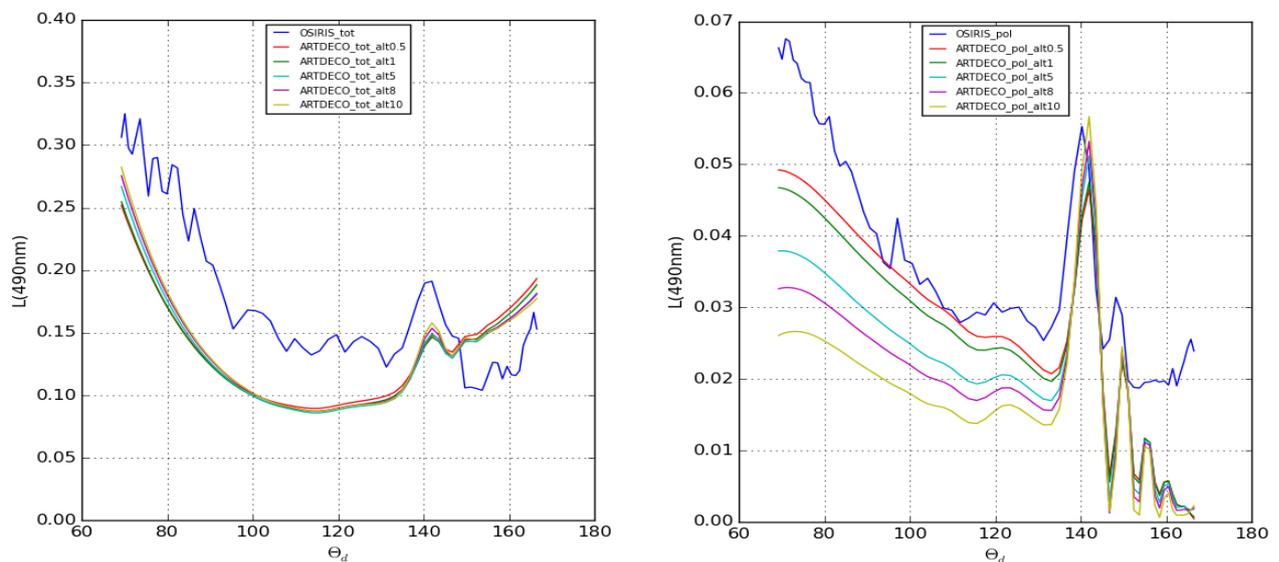


Figure 12: Luminance totale (à gauche) et polarisée (à droite) en fonction de l’angle de diffusion, pour les altitudes 0.5, 1, 5, 8 et 10 km.

On voit peu de différences sur la luminance totale même en variant l’altitude du nuage de 0.5 à 10 km, ce qui n’est pas le cas de la luminance polarisée. En augmentant l’altitude du nuage, la diffusion avant de la luminance polarisée diminue. En effet, la diminution de la quantité des molécules d’air quand l’altitude augmente, cause une diminution de la quantité du rayonnement polarisé en diffusion latérale.

Cette variation reste valide à une longueur d’onde de 670 nm mais la sensibilité de cette variation diminue, comme on voit dans la figure 13, à 870 nm, on n’a plus de variation de luminance avec la variation de l’altitude car la diffusion moléculaire est très faible à cette longueur d’onde.

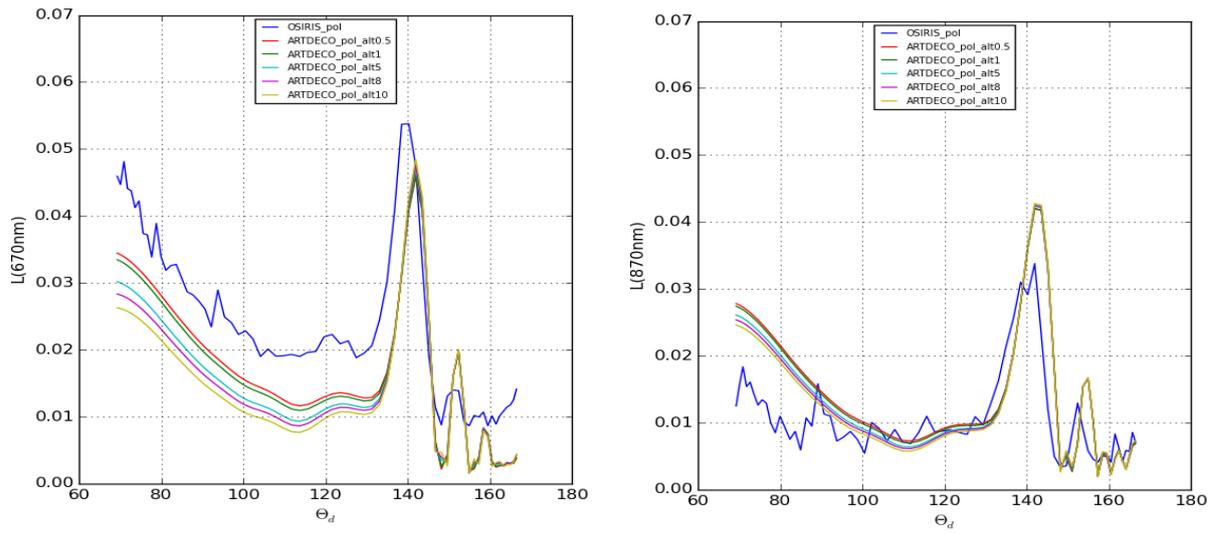


Figure 13 : Luminance polarisée à 670 nm (à gauche) et polarisée à 870 nm (à droite) en fonction de l'angle de diffusion, pour les altitudes 0.5, 1, 5, 8 et 10 km.

3 Etude des situations en ciel nuageux

On traite dans cette partie, des mesures effectuées lors de la campagne aéroportée CALIOSIRIS-2. Il s'agira de vérifier la concordance spectrale du signal pour des scènes nuageuses et de tenter de restituer les propriétés des nuages, aérosols et des cirrus. On a étudié deux scènes particulières, composées d'un mélange de nuages et d'aérosols.

3.1 Description de la campagne CALIOSIRIS-2

Au mois d'octobre 2014, a eu lieu une campagne de mesures intitulée CALIOSIRIS-2 avec une contribution des laboratoires LOA, LATMOS et SAFIRE. La surface couverte par cette campagne s'étend de l'île de Corse dans la mer méditerranée jusqu'à Brest qui donne sur l'Atlantique, en passant par Toulouse et Bordeaux. L'avion de recherche français, Falcon-20, a fait 6 vols du 16 au 30 octobre dont chacun selon un trajet différent (voir figure 14). A bord de l'avion, il y avait des radiomètres OSIRIS, MicroPOL, MiniMIR, le radiomètre IR CLIMAT, le LIDAR LNG, les fluxmètres SW et IRT et des appareils de mesures classiques (P, T, U et vent). Durant cette campagne, le radiomètre aéroporté OSIRIS a effectué des mesures multi-angulaires et multi-spectrales de luminances totales et polarisées au-dessus de situations en ciel clair, nuageux et partiellement couvert.

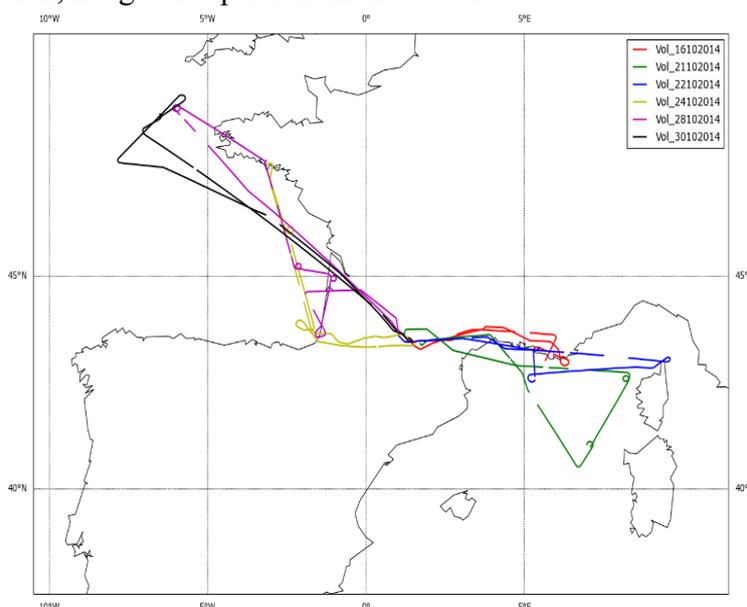


Figure 14: Localisations des trajets des différents vols de la campagne CALIOSIRIS-2.

3.2 Cas d'une situation en ciel nuageux 28/10/2014

Pour notre étude en situation nuageuse, nous avons sélectionné une scène particulière le 28 octobre à 13h 42. Elle a été mesurée par OSIRIS à une altitude de 12036 m, une longitude de -5.83° et latitude de 48.96° . La luminance totale à 670 nm de ce nuage est présentée sur la figure 15. Pour nos simulations avec ARTDECO qui est un modèle 1D, nous supposons que le nuage est homogène sur l'ensemble de l'image. C'est évident que ce nuage n'est pas

homogène, ce qui est un facteur désavantageux dans la simulation de la luminance de cette scène. Nous n'avons malheureusement souvent pas trouvé de scène plus homogène.

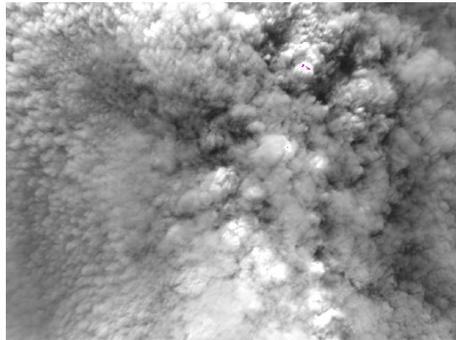


Figure 15 : Luminance totale à 670nm détecté par OSIRIS du nuage étudié.

Afin de connaître l'altitude du nuage, on utilise le LIDAR LNG. C'est un outil de télédétection actif envoyant une lumière laser qui, lorsqu'elle rencontre un obstacle, est rétrodiffusée vers son émetteur. Une partie du faisceau est réfléchi, on obtient ainsi une tranche verticale de l'atmosphère. Ces mesures faites en continu nous donne la position verticale du ou des nuages en fonction du temps et elles sont complémentaires pour bien analyser les résultats d'OSIRIS. L'inconvénient dans le cas des nuages est que le LIDAR sature pour une épaisseur optique faible proche de 2, dans ce cas on ne détecte plus ce qui est au-dessous. Donc en regardant les résultats du LIDAR au même instant où la scène d'OSIRIS a été prise à 13h 42 (figure 16), on voit qu'on a un nuage qui se trouve à 5 km, et un autre vers 10 km.

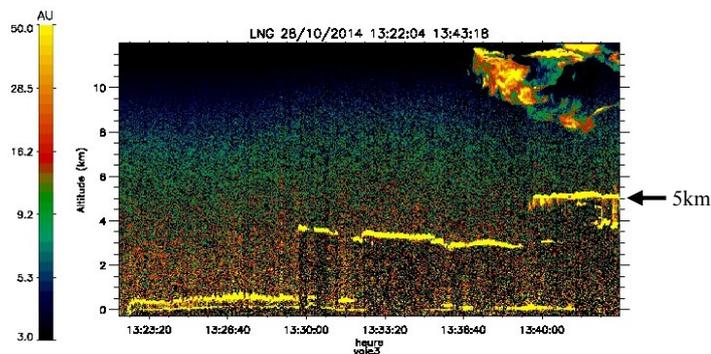


Figure 16: Image LIDAR de l'atmosphère, altitude en fonction de l'heure.

De même, en utilisant les images des satellites du jour, on peut avoir une première information sur le type de nuage se trouvant dans notre scène. En comparant l'image du satellite géostatique MSG à 13h45 (figure 17 à droite) avec la carte géographique du vol de 28 octobre (figure 17 à gauche) on peut conclure que notre scène nuageuse comprend certainement un Cirrus, vu en couleur bleu (fausse couleur). Ceci est donc en accord avec les résultats du LIDAR.

Donc, on se trouve au-dessus d'une scène nuageuse fractionnée, où la luminance mesurée par OSIRIS est le résultat d'une interaction rayonnement avec un nuage à 5km, un Altostratus, et un autre situé à 10 km qui est un Cirrus. Il peut aussi y avoir une interaction rayonnement-aérosols qui ne peut pas être affirmative vue qu'on n'a pas des mesure des concentrations d'aérosols correspondante à cette scène.

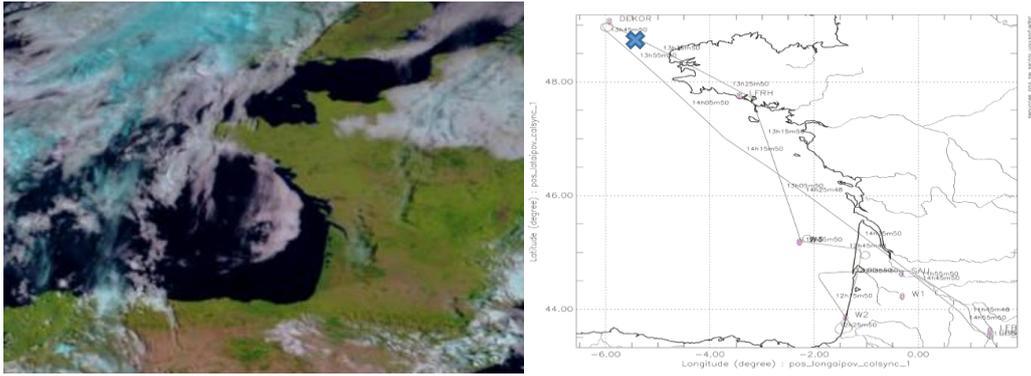


Figure 17: Image de satellite MSG/SEVIRI de jour 28 octobre à 13h 45min (à gauche), la carte géographique du vol faite par Falcon-20 le 28 octobre (à droite).

3.2.1 Luminance totale, non polarisée et polarisée

A l'aide des données d'OSIRIS, on peut extraire les luminances non polarisées, totales et polarisées des longueurs d'ondes 490, 670, 870, 1600 et 2200 nm, celles à ce 670 nm sont présentes sur la figure 18.

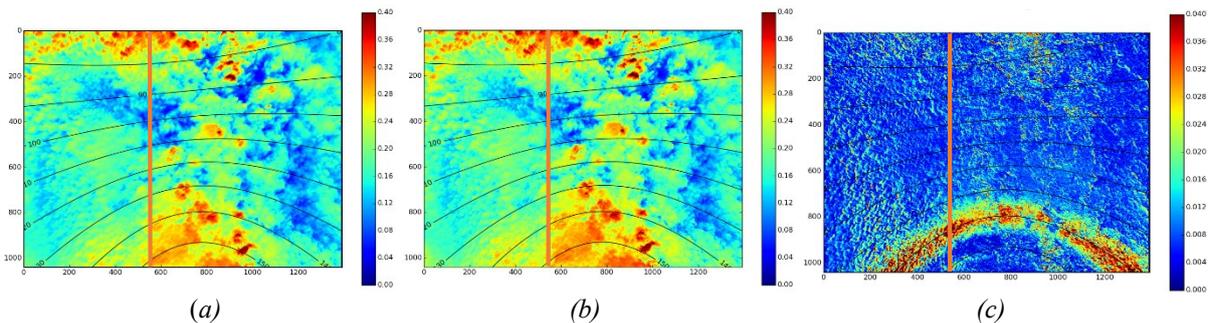


Figure 18 : Luminance « Full » (a), totale (b) et polarisée (c) à 670 nm.

On prend une ligne verticale selon $x = 550$ (figure 18), ce qui nous permet de représenter les luminances en fonction d'une gamme d'angle de diffusion étendue.

On a représenté sur les figures 19.1 et 19.2 les luminances « Full » et les luminances reconstruites à partir des polariseurs. Des différences entre les deux pourraient permettre de détecter un problème avec un des filtres.

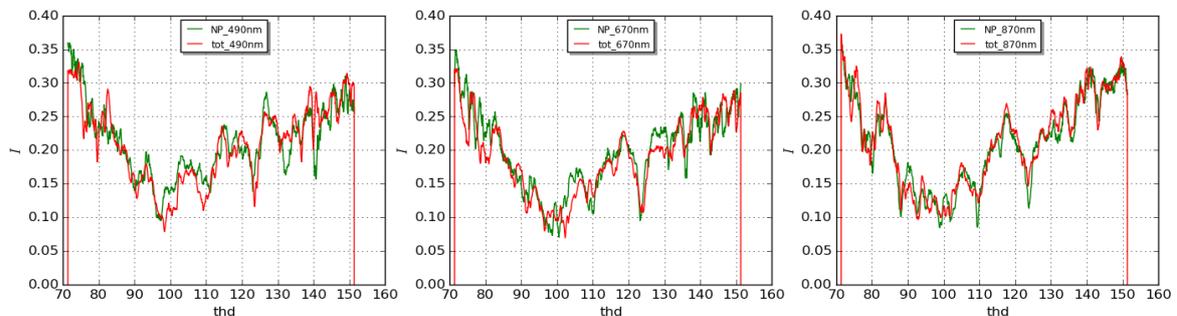


Figure 19.1 : Luminance « Full » en vert et totale en rouge mesurées par OSIRIS pour les longueurs d'ondes 490, 670 et 870 nm (respectivement de gauche à droite).

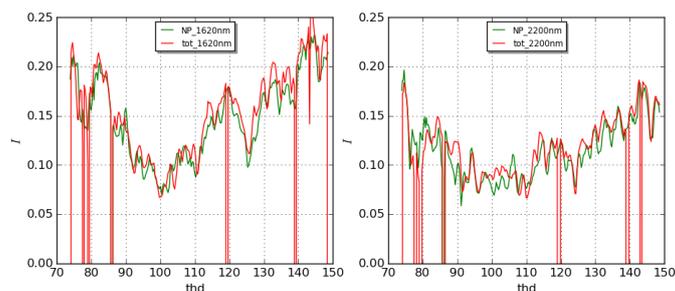


Figure 19.2 : Luminance « Full » en vert et totale en rouge mesurées par OSIRIS pour les longueurs d'ondes 1620 nm (à gauche) et 2200 nm (à droite).

Les « lignes » verticales rouges qui apparaissent sur la luminance totale (figure 19), sont dues aux valeurs utilisées pour les pixels non valides (saturés, morts,..), qui sont plus fréquentes dans le proche infrarouge. Il y a peu d'écart entre les luminances Full et totales, ce qui montre que les polariseurs sont cohérents avec le filtre Full.

Les mesures pixels à pixels sont très variables. Dans le but d'améliorer leurs représentations et diminuer le bruit, nous avons supprimé les points relatifs aux pixels non valides et moyenné les points avec un pas de 20 pour le visible et de 5 pour le moyen-infrarouge. La différence des pas est due à la différence de résolution des matrices CCD des deux capteurs, qui est de 1040×1392 pixels pour le visible et de 256×320 pixels pour le moyen infrarouge. On obtient 69 points de mesures pour le visible et 64 points pour l'infrarouge, tout en gardant la même allure que celle des courbes non moyennées, ce qui est suffisant pour la simulation de ces données.

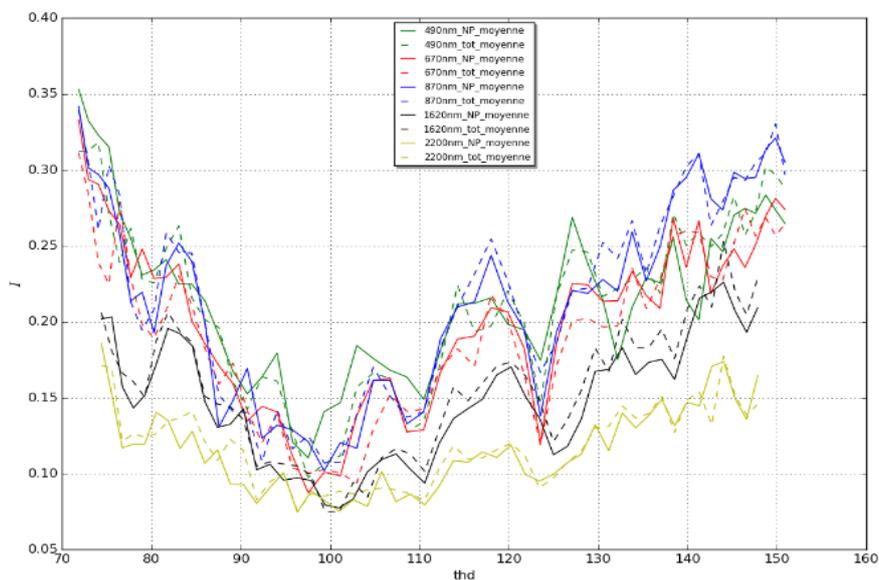


Figure 20 : Luminance « Full » et totale moyennées pour les longueurs d'ondes 490nm, 670nm, 870nm, 1620nm et 2200 nm.

Sur la figure 20, on a tracé les luminances Full et totales reconstruites et moyennées (en tirets) des 5 longueurs d'ondes. On constate que les luminances aux longueurs d'ondes visibles (490 et 670 nm) et proche infrarouge (865 nm) sont nettement supérieures à celle aux longueurs d'onde du moyen infrarouge (1600 et 2200 nm). Il y a donc plus d'absorption dans le nuage aux longueurs d'ondes moyen infrarouge (Van de Hulst, 1981 ; Platnick et Valero, 1981).

Sur la figure 21, nous avons les luminances polarisées des 5 longueurs d'ondes étudiées. On constate la présentation des pics de luminances pour les angles de diffusion entre 130 et 150°. Ces pics représentent des arcs de polarisation (figure 18.c). Le maximum des pics est inversement proportionnel à la longueur d'onde, en effet le pic à 490 nm est 3 fois plus grand que celui à 2200 nm. Cette observation est attribuable au rayonnement polarisé généré par les gouttelettes de nuage d'eau. Donc nous sommes dans un cas d'un nuage d'eau qui peut être mixte à cause de son altitude de 5 km et avec Cirrus fin glacé au-dessus.

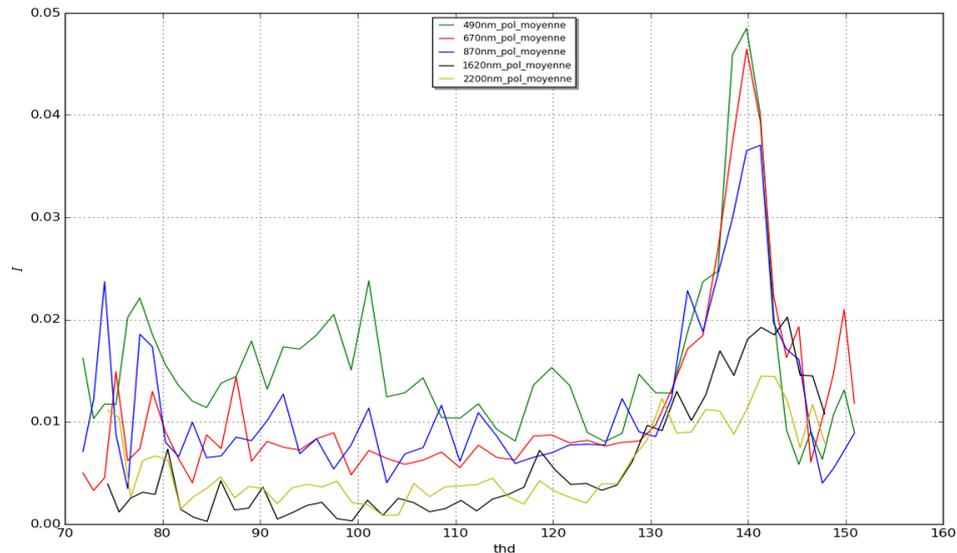


Figure 21: Luminances polarisées moyennées pour les longueurs d'ondes 490, 670, 870nm, 1620 et 2200 nm.

3.2.2 Simulation des données OSIRIS en ARTDECO

La simulation des données OSIRIS est basée sur les informations déjà obtenues, l'altitude de nuage de 5 km, la présence d'un cirrus à 10 km et l'implémentation d'une surface océanique vue que notre scène est au-dessus de l'atlantique.

Différents modèles de nuages et d'aérosols ont été testés afin de reproduire au mieux les luminances mesurées par OSIRIS à différentes longueurs d'ondes.

Le meilleur modèle test correspond à une épaisseur optique du nuage de 6 et un rayon effectif des gouttelettes de 12 μm avec une variance effective de 0.04, nous avons ajouté au-dessus à 10 km un cirrus avec une épaisseur optique de 0.02 avec un diamètre effective des cristaux de 40 microns. Nous avons rajouté une concentration d'aérosols de type soluble dans l'eau (water-soluble aerosols WASO) d'une épaisseur optique de 1, d'un rayon géométrique de $2.62 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}$ et d'une variance effective de 2.24 entre 2 et 3 km d'altitude. Ce type d'aérosol est un mélange, il provient de la conversion des particules et est constitué de divers types de sulfates, de nitrates et d'autres substances solubles dans l'eau, organiques, également (Hess et al.,1998).

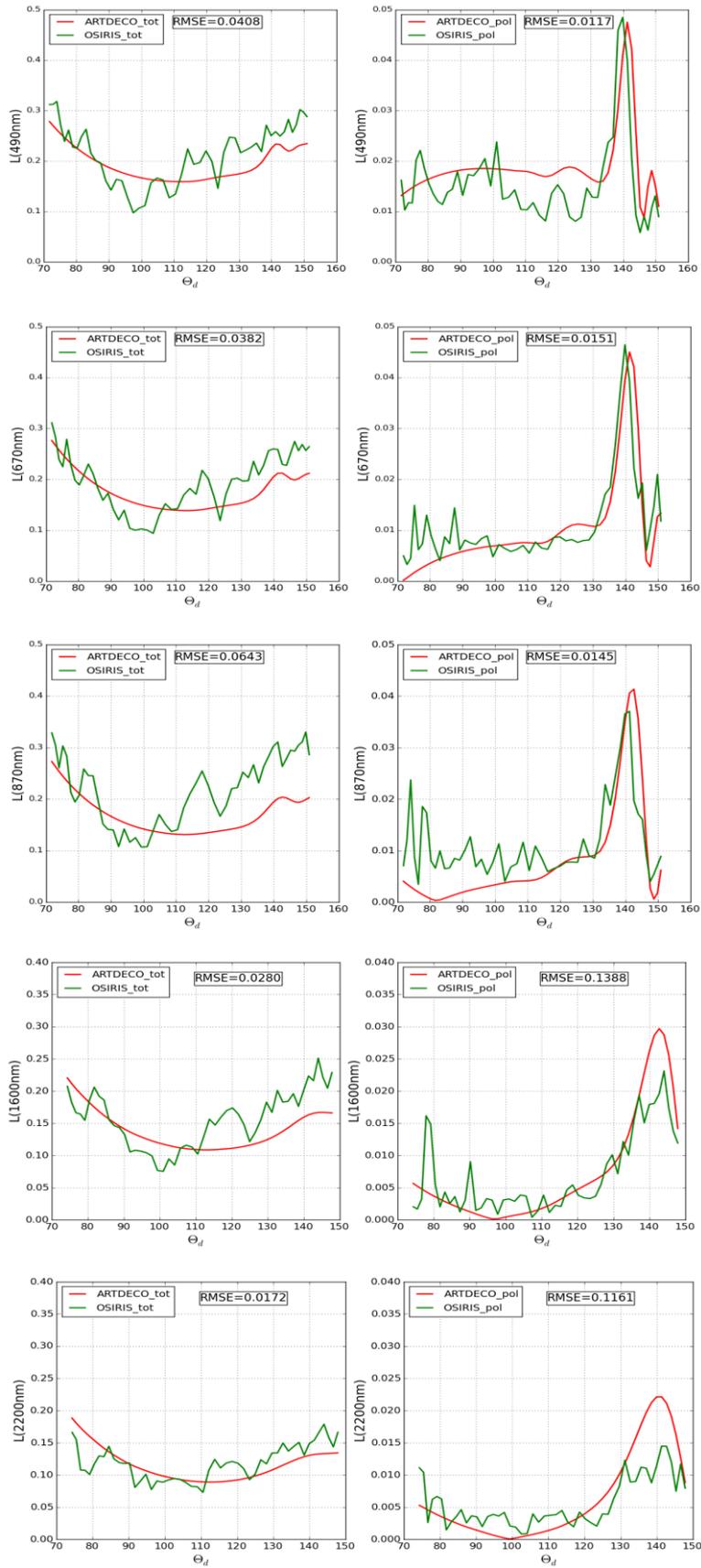


Figure 22 : Luminances totales (à gauche) et polarisées (à droite) des mesures d'OSIRIS (en vert) et simulées par ARTDECO (en rouge) pour les longueurs d'ondes 490, 670, 870, 1620 et 2200 nm.

Pour les luminances totales, on obtient des courbes de mêmes allures que les mesures d'OSIRIS avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) variante entre 0.0117 et 0.1388. De même, pour les luminances polarisées on a pu atteindre une bonne simulation de l'allure des mesures d'OSIRIS ; le pic de polarisation dans le visible est mieux simulé qu'en moyen infrarouge, en effet la plus grande valeur de RMSE en visible est de 0.0643 à 870 nm tandis qu'elle atteint 0.1388 à 1600 nm. Le pic est bien positionné aux 5 longueurs d'ondes, mais son amplitude est plus faible dans l'IR. Ceci peut être dû à un problème dans les filtres IR, ou bien au fait que c'est un nuage mixte.

Un des difficultés pour reproduire les mesures pourrait provenir de la variation du sommet des nuages, c'est à dire de leur structure 3D. La prise en compte de la variation de la microphysique horizontale et verticale du nuage pourrait aussi apporter une amélioration.

3.3 Cas d'une situation en ciel nuageux 24/10/2014

On a étudié une deuxième scène, mesuré le 24 octobre à 11h 02. Elle a été mesurée par OSIRIS à une altitude de 10576 m, une longitude de -2.85° et latitude de 46.78° . La luminance totale à 670 nm reçue par OSIRIS est présentée sur la figure 23-a en niveau de gris.

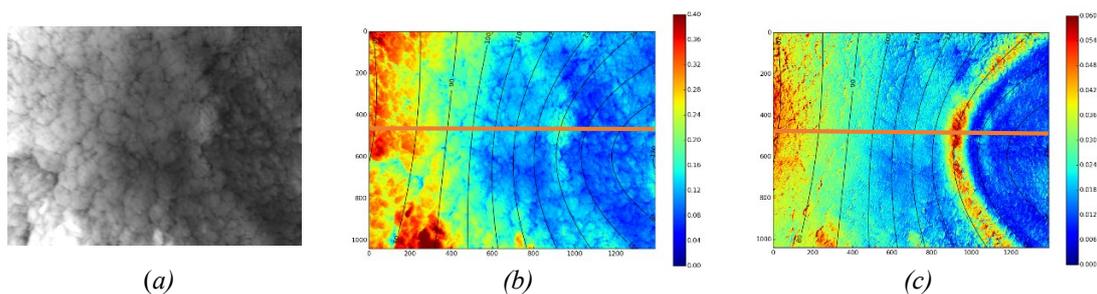


Figure 23 : Luminance totale (a), « Full » (b) et polarisée (c) à 670 nm.

La même procédure du travail est faite pour cette scène que celle de la partie 3.2. Le nuage se trouve à 5,5 km (donnée LIDAR), et contient de gouttelettes d'eau nuageuse (arcs de polarisation est clair dans les luminances polarisées).

Le meilleur modèle test pour simuler cette scène correspond à une épaisseur optique de 1.8 et un rayon effectif des gouttelettes de 16 m avec une variance effective de 0.02 à 5,5 km. Nous avons rajouté une concentration d'aérosols de type soluble dans l'eau (water-soluble aerosols WASO) entre 2 et 3 km d'altitude, d'épaisseur optique de 0.5, d'un rayon géométrique de $2.62 \cdot 10^{-2} \mu\text{m}$ et d'une variance effective de 2.24.

En luminance totale, nous n'avons pas pu simuler la diminution après 150° qui est clair dans les mesures d'OSIRIS dans le visible (figure 24). Le pic est bien positionné mais même problème d'amplitude pour le proche infrarouge apparaît où les valeurs sont plus écartées. En luminance polarisée, en diffusion avant, on remarque des écarts notables par rapport à la valeur d'OSIRIS. Pour les angles les plus élevés on note également des anomalies. Vu l'altitude du nuage, il peut être mixte (eau et glace) ce qui peut modifier la signature angulaire mais que nous n'avons pas pu tester par manque de temps.

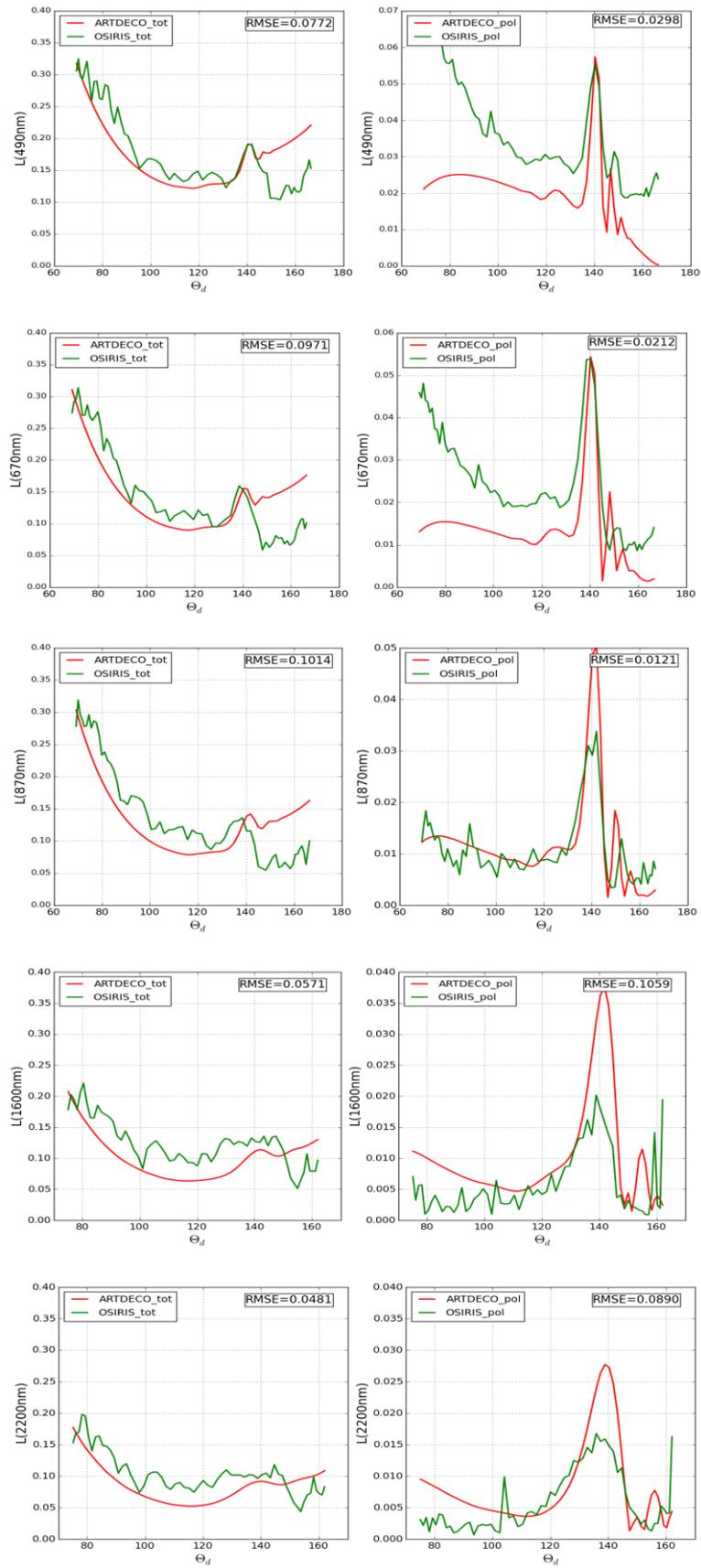


Figure 24 : Luminances totales (à gauche) et polarisées (à droite) des mesures d'OSIRIS (en vert) et simulées par ARTDECO (en rouge) pour les longueurs d'ondes 490, 670, 870, 1620 et 2200 nm.

Conclusion

Au cours de ce stage, nous avons décrit la sensibilité de la luminance aux paramètres nuageux et environnementaux à l'aide du programme de simulation de transfert radiatif ARTDECO. Nous avons reporté un exemple de mesure d'OSIRIS d'un nuage d'eau au-dessus de l'océan. Puis, nous avons discuté les variations des luminances totales et polarisées en fonction des variations de l'épaisseur optique de nuage, du rayon effectif et variance effective des gouttelettes d'eau, de l'altitude du nuage et de la vitesse du vent en surface. La luminance totale est très sensible à l'épaisseur optique, tandis que la luminance polarisée (surtout les arcs surnuméraires) est sensible aux rayons effectifs et variance effective des gouttelettes d'eau nuageuses. Ces luminances sont donc un bon estimateur des paramètres nuageux.

Nous avons ensuite sélectionné, dans la campagne aéroportée CALIOSIRIS-2, deux mesures d'OSIRIS du rayonnement au travers de couverture nuageuse au-dessus de l'Atlantique. Elles étaient très bruitées, nous avons essayé de les représenter d'une façon plus facile à simuler sans perdre de l'information. Puis, en s'appuyant sur ARTDECO nous avons essayé, avec des modèles tests de mélanges des nuages et aérosols, de reproduire aux mieux les luminances mesurées par OSIRIS sur les longueurs d'ondes du visible, proche infrarouge et moyen infrarouge. Les mesures d'OSIRIS sont cohérentes angulairement, car nous avons réussi à simuler, dans un cas du nuage d'eau, la position des pics aux 5 longueurs d'ondes pour cette campagne. Ceci est un bon facteur pour l'évaluation des mesures d'OSIRIS. Des écarts d'amplitude pour le proche infrarouge ont été détectés. Des anomalies restent dans la diffusion avant et arrière.

Avec ARTDECO, nous avons considéré un nuage homogène plan parallèle infini, or dans la réalité les nuages sont plus complexes, et les effets de la microphysique horizontale et verticale du nuage jouent un rôle important, même pour un choix de scène le plus homogène possible. Ces effets causent une modification des luminances aux bords du nuage. La restitution des paramètres nuageux est donc compromise en utilisant un modèle 1D comme modèle direct.

Une solution serait d'utiliser un modèle 3D qui va être très couteux en temps de calcul mais ceci pourrait permettre de mieux simuler les mesures. Une fois les mesures sont complètement valides, nous pourrions bénéficier des mesures d'OSIRIS combinant les domaines visible, proche infrarouge et moyen infrarouge, de son information dans la lumière polarisée et de ses optiques grands champs pour passer à l'étude des propriétés physiques et radiatives des nuages et des aérosols.

Bibliographie

Auriol, F., J.F. Léon, J.Y. Balois, C. Verwaerde, P. François, J. Riedi, F. Parol, F. Waquet, D. Tanré, and P. Goloub. *Multidirectional visible and shortwave infrared polarimeter for atmospheric aerosol and cloud observation: OSIRIS (Observing System Including Polarisation in the Solar Infrared Spectrum)*. Society of Photo-Optical Instrumentation Engineers, 7149, 2008.

Bréon, F.-M. and P. Goloub. *Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements*. Geophysical Research Letters, 25, 1879-1882, 1998.

Charlson, R. J. and M. J. Pilat. *Climate: The Influence of Aerosols*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 8, 1001–1002, 1969.

Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Séze, *Cloud thermodynamical phase classification from the POLDER spaceborne instrument*, 105, 14747–14759, 2000.

Goloub P. *Transfert Radiatif dans l'Atmosphère*. Master course, Université des Sciences et Technologies de Lille1, 2012.

Hess, M., P. Koepke, and I. Schult. *Optical Properties of Aerosols and Clouds: The Software Package OPAC*. Bulletin of the American Meteorological Society, 79, 831-844, 1998.

Hulst, H. C. Van De. *Light Scattering by Small Particles*. New York (John Wiley and Sons), London (Chapman and Hall), 1957.

Peers, F. *Caractérisation en laboratoire du polarimètre OSIRIS dédié à l'observation des aérosols et des nuages*. Probation Report, Université des Sciences et Technologies de Lille1, 2012.

Platnick, S., and Francisco P. J. Valero. *A Validation of a Satellite Cloud Retrieval during ASTEX*. Journal of the Atmospheric Sciences, 52, 2985-3001, 1995.

Ramanathan, V.R.D., Cess, E.F., Harisson, P., Minis, B.R. Barkstrom E.A. and Hartmann D. *Cloud radiative forcing and climate: results of the Earth Radiation Budget Experiment*, Science, 243, 57-63, 1989.

Twomey, S. *Atmospheric Aerosols*. New York (Elsevier Scientific Publishing Co), 1977.

Waquet, F. *Apport de l'information multispectrale (0.49-2.2 μ m) et polarisée pour la caractérisation des aérosols*. Phd Thesis, Université des Sciences et Technologies de Lille1, 2005.

Zinner, T. and B. Mayer. *Remote sensing of stratocumulus clouds: Uncertainties and biases due to inhomogeneity*, Journal of Geophysical. Research, 111, 2156-2202, 2006.