UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET TECHNOLOGIES DE LILLE 1





RAPPORT DE STAGE DE WACHEUX LUCILE

Etude statistique et signatures angulaires caractéristiques de nuages hétérogènes observés à partir de POLDER/PARASOL

TUTEURS DE STAGE: CELINE CORNET JERÔME RIEDI

Master OPMA

Année universitaire 2007-2008

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier particulièrement mes responsables de stage Céline et Jérôme pour leur gentillesse et leur patience de m'avoir supportée pour la durée de ce stage. Merci pour les connaissances que vous m'avez apportées constamment.

Je tiens également à remercier M. Didier Tanré et M. Frédéric Parol, co-directeurs du Laboratoire d'Optique Atmosphérique pour leur accueil au sein du laboratoire.

Un grand merci également à Romain et Béatrice qui ont partagé mon bureau et qui ont permis des moments de détente fort appréciés.

Merci à Christine et Romain pour leur soutien logistique en informatique.

Enfin, je remercie tout ceux et celles qui m'ont renseignée et qui m'ont apporté leurs conseils et dont la liste serait un peu longue à énumérer.

SOMMAIRE

CONT	TEXTE GENI	ERAL				1
PART	TE 1: LES NU	J AGES				3
	1]Formation	et caractéristiq	ues			3
	2]Rôle	des	nuages	dans	la	machine
climati	ique			4		
	3]Pourquoi s'	intéresser aux 1	nuages?			5
PART	TE 2: TRANS	FERT RADIA	ATIF DIRECT			
INVERSION DE PROPRIETES NUAGEUSES						
	1]Transfert radiatif direct: simulation de l'interaction rayonnement nuages					
	2]Restitution des paramètres nuageux10					
	3]Nuages homogènes, nuages hétérogènes					
PART	TE 3: RESTI	FUTION DE I	PARAMETRES N	UAGEUX A L'A	AIDE DE PAI	RASOL15
	1]Description	générale				15
	2]Algorithme	de traitement	des données			17
	3]Analyse des variations de l'épaisseur optique des nuages d'eau1					
PART	'IE 4: ANAI	LYSE DE L'	ALBEDO SPHEF	RIQUE OBSER	EVE PAR PA	RASOL EN
FONC	CTION DE LA	GEOMETR	IE D'OBSERVAT	ION		21
	1]Sélection d	es données rete	enues pour l'étude			21
	2]Traitement	informatique				22
	3]Analyse de	s résultats				22

CONTEXTE GENERAL

Les nuages recouvrent 60 à 70% de la surface du globe. Ils jouent un rôle important dans la régulation du climat et sont responsables à l'heure actuelle d'un forçage radiatif de -20 W/m² sachant que nous recevons en moyenne du soleil un flux de l'ordre de 340 W/m².

C'est la raison pour laquelle l'évolution de la couverture nuageuse ainsi que ses propriétés optiques sont très suivies car toute modification de la couverture nuageuse est susceptible d'amplifier ou de diminuer le réchauffement climatique. Deux effets antagonistes nous intéressent particulièrement:

- l'effet de serre: qui piège le rayonnement au niveau du sol et tend à réchauffer l'atmosphère.
- l'effet d'albédo: qui renvoie le rayonnement vers l'espace et contribue plutôt pour sa part à un refroidissement.

Pour parvenir à chiffrer et comparer l'impact des différents effets, les nuages et leurs quantités radiatives sont modélisés informatiquement à partir de la théorie physique. Afin de suivre l'évolution des nuages d'une part et d'améliorer les modèles d'autres part, on réalise différents types d'observations.

Les observations au sol sont constituées de mesures météorologiques (températures, pluviométrie, vitesse des vents...), de mesures de flux radiatifs (pyranomètre,pyrgéomètre...), ou encore de mesures LIDARS qui fournissent des informations localisées spatialement sur l'évolution temporelle de la composition verticale de l'atmosphère.

Les observations par campagnes aéroportées permettent d'obtenir des mesures directes au sein de la couche nuageuse ou d'aérosols. La couverture spatiale est celle de la zone étudiée pour le temps du vol.

Enfin, les observations satellitaires (PARASOL, MODIS, MISR, AVHRR...) ont l'avantage d'offrir une couverture spatiale globale et temporelle quasi continue de la surface du globe. C'est la raison pour laquelle on a choisi de travailler avec ce type d'instrument pour ce travail.

Le rayonnement électromagnétique reçu et qui a interagi avec l'atmosphère contient des informations sur les propriétés des nuages. Ces interactions sont tout d'abord simulées par des codes de calcul qui donnent les valeurs du rayonnement électromagnétique correspondant à différentes situations nuageuses.

A partir des mesures de rayonnement réalisées par les satellites, on cherche à retrouver les propriétés des nuages survolés, ce qu'on nomme « inversion ».

Pour des raison de temps de calcul, on a recours en majorité à l'heure actuelle à des « modèles simplifiés », basés sur l'hypothèse d'un nuage à une dimension, plan, parallèle, homogène, infini, ce qui ne représente pas toujours la réalité physique.

De plus, la restitution des paramètres nuageux à partir de une ou plusieurs mesures ne correspond pas toujours à un seul et unique nuage. En effet, plusieurs nuages différents peuvent aboutir à une même valeur radiative.

Des erreurs lors de la restitution ,c'est à dire lors du calcul de différents paramètres nuageux (épaisseur optique, hauteur du nuage, contenu en eau,...) , peuvent donc être introduits.

Des résultats antérieurs (Buriez et al., 2001; Loeb and Coakley, 1998) ont montré qu'il existait des différences sur les propriétés retrouvées, selon la géométrie d'observation considérée ou encore selon le modèle utilisé.

L'objectif de ce stage est donc de réaliser une étude afin de savoir si l'hypothèse d'un nuage plan, parallèle, homogène et infini peut être considéré comme raisonnable ou insuffisante, et dans les cas échéants, d'essayer de comprendre l'origine des problèmes ainsi que les moyens de les résoudre.

Les données seront celles fournies par PARASOL, instrument de type POLDER (*Polarization and Directionality of the Earth's Reflectances*). C'est un imageur grand champ, avec la possibilité d'observer une même scène sous 16 angles de vue.

La première partie sera consacrée aux nuages, puis on verra dans une seconde partie quelques éléments de théorie du transfert radiatif et de la modélisation des propriétés nuageuses.

Puis on se penchera sur les principales caractéristiques de l'instrument PARASOL qui sera utilisé dans ce travail.

Enfin on présentera les analyses et les résultats de ce travail dans une quatrième partie.

PARTIE 1: LES NUAGES

1] Formation et caractéristiques

Un nuage se forme par condensation de la vapeur d'eau environnante autour des « noyaux de condensation ». Ce sont des particules solides appelées aérosols présentes dans l'atmosphère, qui peuvent être d'origine naturelles (sable, embruns marins...) ou anthropiques (particules de carbones issus de combustion, de processus industriels...).



Les nuages sont la plupart du temps classés suivant leur altitude et leur forme(fig1):

Figure 1 : Classification des nuages

Les nuages hauts sont appelés « cirrus » et ceux de l'étage moyen « alto ».

Les noms des nuages contiennent également des préfixes ou suffixes qui renseignent sur leur extension horizontale ou verticale : ainsi le terme « stratus » caractérise une extension horizontale importante, tandis que « cumulus » se rapporte à une extension verticale, avec des phénomènes convectifs.

Les cumulonimbus, quant à eux, sont tellement étendus en hauteur qu'il est possible de les classer parmi les nuages bas ou hauts.

Selon la température, la pression et les conditions de formation, les nuages sont composés de

gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace de tailles, concentrations et formes variées. Ils peuvent également contenir les deux comme par exemple les cumulonimbus.

Par conséquent, leurs propriétés physiques et donc optiques vont différer.

2] Rôle des nuages dans la machine climatique

Les nuages jouent un rôle très important car ils sont à l'origine de deux effets antagonistes: l'effet d'albédo et l'effet de serre:

Le nuage renvoie le rayonnement solaire reçu vers l'espace: c'est l'effet d'albédo. Sa contribution en terme de forçage est donc négative.

Au contraire, l'effet de serre piège les émissions infrarouges terrestres dans l'atmosphère et est donc responsable d'un forçage positif.

Le bilan de ces deux effets détermine donc le rôle global des nuages dans le bilan énergétique du climat.

Selon l'altitude et l'épaisseur des nuages, l'un ou l'autre effet sera prépondérant:

- si le nuage est fin et élevé(fig2a): son albédo est faible car il laisse passer du rayonnement vers le sol. Il est par contre responsable d'un fort effet de serre: en effet, si on le considère comme un corps noir ou gris, la quantité d'énergie qu'il absorbe et réémet en direction de l'espace est fonction de sa température, qui est basse en général au vu de son altitude. Il en renvoie donc peu vers l'espace ce qui tend à réchauffer l'atmosphère.

- si le nuage est épais et bas(fig2b): c'est l'inverse: l'albédo est élevé et l'effet de serre est faible. Sa température étant peu différente de celle du sol, il a peu d'impact sur l'effet de serre car son émission est similaire à celle du sol.

- si le nuage est étendu verticalement(fig2c): l'albédo est fort car le nuage est très épais, son effet de serre est également important.







Figure 2a

Figure 2b



Globalement, à l'heure actuelle, le forçage des nuages s'élève naturellement à -20 W/m^2 et la couverture nuageuse refroidit donc le climat.

3] Pourquoi s'intéresser aux nuages?

Aujourd'hui, l'homme injecte des aérosols et des gaz à effets de serre dans l'atmosphère, ce qui, par rétroaction, est susceptible de modifier les caractéristiques des masses nuageuses, leur durée de vie, la taille des gouttes. Ceci peut jouer un rôle sur le bilan radiatif des nuages, voire même sur le régime des précipitations. Les nuages sont des acteurs majeurs de notre climat et l'évolution de la couverture nuageuse dans les années à venir pourraient modifier leur capacité globale de refroidissement. Toute variation susceptible de modifier le bilan radiatif fait donc l'objet de la plus grande attention.

Des progrès portant sur les mesures et les modèles sont nécessaires car il faut connaître leur évolution et leurs rétroactions afin d'obtenir les prévisions climatiques les plus fiables possibles.

Les satellites sont des moyens de parvenir à ces objectifs car ils couvrent la surface du globe et recueillent de grandes quantités de mesures qui servent à la validation des modèles informatiques ainsi qu'à leur amélioration.

PARTIE 2: TRANSFERT RADIATIF DIRECT INVERSION DE PROPRIETES NUAGEUSES

Les radiomètres tels que POLDER mesurent les grandeurs radiatives que sont les luminances. Chaque pixel de l'instrument réalise une mesure. A partir de la valeur de la luminance, on cherche à retrouver les caractéristiques du nuage réel.

Dans cette deuxième partie, on explique le processus d'inversion des mesures en ce qui concerne PARASOL. Il existe d'autres méthodes d'inversion qui ne sont pas abordées ici.

Dans une première sous partie il s'agit de présenter les éléments de théorie nécessaires au calcul des propriétés radiatives nuageuses.

Dans une deuxième sous partie, on aborde le sujet de l'inversion.

1] Transfert radiatif direct: simulation de l'intéraction rayonnement - nuages

Dans cette première sous partie, nous commençons par présenter de façon générale la géométrie d'observation utilisée pour caractériser les observations satellitaires car ils seront utiles pour décrire les grandeurs physiques nécessaires au transfert radiatif. Ils interviennent également par la suite dans notre étude.

a) Géométrie d'observation: généralités

On utilise habituellement quatre angles qui permettent de repérer le satellite par rapport au trajet du rayonnement:

L'angle zénithal solaire est l'angle entre la direction solaire incidente et l'axe vertical du lieu.

L'angle de visée ou angle de vue est définit comme l'angle entre la la direction d'observation (ici du satellite) et l'axe vertical du lieu.

L'angle azimutal relatif

Une autre manière de caractériser la géométrie d'observation est de claculer l'angle de diffusion qui est défini comme l'angle entre la direction solaire incidente et la direction de diffusion, c'est à dire ici la direction d'observation. Lorsque le rayon diffusé est mesuré dans une direction proche de celle de l'incidence on parle de diffusion arrière (ou rétrodiffusion). Lorsqu'il se situe à l'opposé, on parle de diffusion avant. Lorsque la diffusion a lieu à 90° de la direction incidente, la diffusion est latérale.

L'angle de diffusion est calculé en fonction des trois angles précédents :

$$\cos(\Theta) = -\theta_{s}\theta_{v} - \sqrt{1-\theta_{s}^{2}}\sqrt{1-\theta_{v}^{2}}\cos(\theta)$$

avec Θ angle de diffusion

 θ_s cosinus de l'angle solaire

 θ_v cosinus de l'angle de vue

 ϕ angle azimutal relatif

Une valeur donnée de Θ peut donc correspondre à plusieurs situations d'observation (figure 3).



Figure 3: angles de diffusion en fonction de l'angle de vue et de l'angle azimutal relatif pour deux angles d'incidence solaire (Buriez et al., 2001)

Le schéma 4 propose la visualisation des angles concernés:



Figure 4: géométrie d'observation de PARASOL

b) Rayon effectif, distribution en taille des particules

On commence tout d'abord par décrire le nuage dont on veut calculer les propriétés. Pour cela, on définit donc deux paramètres;

On postule ici que les nuages qui nous intéressent sont liquides.

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.

La distribution en taille de l'assemblée de particules peut s'exprimer par une loi de Junge, une loi log-normale, gamma standard ou gamma modifiée.

- expression du rayon effectif et de la variance effective:

$$r_{eff} = \frac{\int_{0}^{\infty} r \cdot r^{2} \cdot n(r) dr}{\int_{0}^{\infty} r^{2} n(r) dr} \qquad v_{eff} = 1 / r_{eff}^{2} = \frac{\int_{0}^{\infty} r^{2} n(r) (r - r_{eff})^{2} dr}{\int_{0}^{\infty} r^{2} n(r) dr}$$

avec r: rayon d'une particule(m); n(r): distribution en taille de l'assemblée de particules(loi de Junge, log-normale...)

- on peut également définir un rayon moyen:

$$r_{moy} = \int r.n(r) dr$$

A partir de n(r), r_{eff} et V_{eff} , on définit et on calcule les grandeurs qui traduisent l'intéraction entre le rayonnement électromagnétique et les gouttes nuageuses.

b) Fonction de phase, coefficient d'extinction, albédo simple de diffusion.

Ces grandeurs sont calculées par un code de Mie, qui n'est pas détaillé ici. Les gouttes d'eau liquides sont de forme sphériques. Dans le cas de particules non sphériques, il serait nécessaire d'employer un autre type de code.

– le coefficient d'extinction:

Il quantifie l'atténuation du rayonnement par le long d'un parcours. Le code de Mie calcule tout d'abord le coefficient d'efficacité d'extinction Q_e pour une particule, lequel est lié au coefficient d'extinction de toute la distribution en taille des gouttes par la relation:

$$\sigma_{e} = \int_{0}^{\infty} \pi r^{2} Q_{e} (2\pi r / \lambda) n(r) dr$$

- l'épaisseur optique

Une fois le coefficient d'extinction obtenu, on intègre celui-ci sur l'épaisseur de la colonne atmosphérique afin d'en déduire son épaisseur optique. Elle représente l'atténuation du rayonnement le long d'un trajet dans le nuage et traduit la capacité du nuage à absorber et à diffuser ce rayonnement.

l'albédo sphérique:
L'albédo sphérique s'exprime comme suit:

$$As = \int_{0}^{1} r(\mu) 2\mu d\mu$$

avec $r(\mu)$ l'albédo plan, intégré en φ (angle azimutal relatif) et $-\circ$ (cosinus de l'angle solaire).

Il exprime l'énergie intrinsèque réfléchie par le nuage dans toutes les directions pour toutes les directions d'incidence solaire et toutes les directions de visée.

Ainsi l'albédo sphérique est indépendant de l'angle solaire et de l'angle de vue.

- l'albédo simple de diffusion:

Il traduit l'importance du processus de diffusion par rapport aux phénomènes d'absorption. Il vaut donc 1 si l'absorption est nulle et 0 si il n'y pas de diffusion.

$$\omega_0 = \frac{\sigma_d}{\sigma_a + \sigma_d} = \frac{\sigma_d}{\sigma_e}$$

8

avec σ_{d} : coefficient de diffusion; σ_{a} : coefficient d'absorption

– la fonction de phase:

Elle donne la probabilité pour une direction d'incidence qu'un rayonnement soit diffusé suivant -

$$P(\theta) = \frac{\int_{0}^{\infty} \pi r^{2} Q_{d} p(\theta, 2\pi r / \lambda) n(r) dr}{\int_{0}^{\infty} \pi r^{2} Q_{d} n(r) dr}$$

avec Q_d coefficient d'efficacité de diffusion pour une particule.

 $p(\theta)$: fonction de phase pour une unique particule; $P(\theta)$: fonction de phase pour la distribution en taille des particules.

c) Calcul des luminances

L'équation de transfert radiatif permet, suite à l'obtention des paramètres ci-dessus, de calculer les luminances. Cette équation exprime la variation de la luminance en sortie d'un volume traversé par un rayonnement.

$$\frac{\left(dL_{\lambda}(M,\vec{s})\right)}{\left(ds\right)} = -\sigma_{e}(M)\left[L_{\lambda}(M,\vec{s}) - J_{\lambda}(M,\vec{s})\right]$$

avec $L_{\lambda}(M, \vec{s})$ la luminance monochromatique en M qui provient d'une direction \mathfrak{s} , atténuée lors de la traversée du milieu, caractérisé par -e.

et $J_{\lambda}(M,\vec{s}) = J_{\lambda,d}(M,\vec{s}) + J_{\lambda,em}(M,\vec{s})$ la fonction source, qui contient les sources de rayonnement du volume lui même, provenant d'une direction \mathcal{S}' , émis ou diffusés suivant \mathcal{S} , et qui contribuent donc à la luminance totale dans la direction de mesure \mathcal{S} .

 $J_{\lambda,d}$ représente la partie de diffusion pour le terme de source.

 $J_{\lambda,em}$ représente les termes de source d'émission .

Cette équation générale du transfert radiatif ne peut être résolue analytiquement si on ne fait pas d'approximations.

Il existe différentes méthodes informatiques de résolution de cette équation.

Les plus simples et les plus utilisés sont des modèles de résolution 1D, où le nuage est considéré comme plan, parallèle, homogène et infini: adding doubling, discrete ordinate method Monte Carlo. Ce type de code présente l'avantage d'avoir un temps de calcul réduit.

Des codes à 3 dimensions prenant en compte les variations nuageuses existent également mais sont peu employés car ils requièrent beaucoup de temps de calcul. on peut néanmoins citer SHDOM (Spherical Harmonics Discrete Ordinate Method, Evans, 1998), la méthode de Monte-Carlo qui fonctionne aussi en 3D.

A partir des mesures réalisées par les satellites sous différentes géométries de visée, on cherche maintenant les caractéristiques des nuages observés.

2] Restitution des paramètres nuageux

On présente ici la méthode d'inversion la plus classique pour restituer les paramètres nuageux. Cette méthode est celle utilisée dans l'algorithme de PARASOL



Figure 5: courbe de la relation entre luminance et épaisseur optique

On calcule les luminances pour diverses géométries d'observations, on les regroupe sur un graphique qui exprime la luminance en fonction de l'épaisseur optique: ce sont les tables d'interpolation ou Look Up Tables (LUT).

A l'aide des LUT, on restitue l'épaisseur optique des nuages.

Dans le cas de l'algorithme de PARASOL, après avoir procédé à cette restitution, on peut en déduire l'albédo sphérique car c'est une fonction de l'épaisseur optique.

La relation entre l'épaisseur optique et l'albédo sphérique est illustrée par la figure 4.



Figure 6: illustration de la relation entre albédo sphérique et épaisseur optique

Par exemple, pour une luminance mesurée de 0,6, on trouve une épaisseur optique du nuage de environ 18.

3] Nuages homogènes, nuages hétérogènes

1) Le nuage plan, parallèle, homogène, infini(PPHI)

Pratiquement, les nuages sont découpés en pixels dont on mesure la luminance.

Dans la majorité des modèles, les nuages sont considérés comme une une couche plane, parallèle, homogène et infinie.

A l'échelle du pixel, sa composition est supposée fixe, notamment en ce qui concerne sa distribution en taille des gouttelettes, ou encore leur concentration.

De plus, l'extension horizontale du nuage est infinie et homogène.

La planarité de cette couche impose également qu'on ne tient pas compte de la forme réelle des nuages, de leur relief, de la hauteur de leur sommet

2) Hétérogénéité nuageuse

Des études réalisées jusqu'ici montrent que l'hétérogénéité inhérente des nuages conduit à des valeurs de luminance biaisées (Buriez et al.,2001;Loeb and Coakley,1997) en supposant un modèle de nuage homogène par rapport à la luminance réelle d'un nuage.

Les effets des hétérogénéités varient suivant les échelles et les géométries d'observation. Cidessous, on traite quelques uns de ces effets, qui sont les plus susceptibles de nous intéresser dans le cadre de cette étude.

a<u>] Les hétérogénéités sous pixel</u>

Comme le montre le graphique ci-dessous, la relation entre la luminance et l'épaisseur optique n'est pas linéaire.



Figure 7: luminance et épaisseur optique: le biais plan parallèle.

Si on prend l'exemple de deux pixels d'épaisseurs respectives τ_1 et τ_2 , alors on a l'inégalité suivante:

$$\frac{\left(\mathrm{L}(\tau_1) + \mathrm{L}(\tau_2)\right)}{(2)} \le \mathrm{L}\left(\frac{\tau_1 + \tau_2}{2}\right)$$

Cet écart est appelé le « biais plan-parallèle » (figure 7) (cahalan et al,1994).

On constate donc, à grande échelle c'est à dire supérieure au km, que la valeur des épaisseurs optiques retrouvées est inférieure à l'épaisseur optique réelle.

Par exemple, Si on considère deux luminances de 0,6 et 0,8, alors leurs épaisseurs optiques respectives sont de 20 et 40. La moyenne de ces luminances, (0,6+0,8)/2=0,7, correspond à une épaisseur optique de 25. Mais la moyenne des épaisseurs optiques correspondant aux deux luminances est égale à (20+40)/2=30, ce qui correspond à une luminance de 0,75>0,7.

<u>b) Le lissage radiatif</u>

Ce type d'hétérogénéités se manifestent principalement pour des distances de l'ordre ou inférieures au kilomètre. On peut néanmoins les retrouver à toutes les échelles mais, du fait des moyennes réalisées pour des dimensions supérieures, leurs effets ne seront pas prépondérants.

Le modèle plan parallèle infinie considèrent les pixels nuageux comme indépendants les uns des autres, sans influence avec le voisinage.

Or les inhomogénéités internes influencent le parcours des photons en son sein. Les colonnes nuageuses sont donc interdépendantes.

Le lissage radiatif survient à tous les angles d'incidence solaire. Dans ce cas les luminances sont soit surestimées soit sous-estimées par rapport aux luminances réelles. Ceci est dû au transport horizontal des photons dans le nuage, qui « lisse » le champ de luminances.

Sur le schéma on voit que le transport radiatif des photons peut sous estimer la valeur de la luminance car le modèle ne prend pas en compte les photons qui arrivent des deux côtés du nuage (les pixels sont considérés comme indépendants). A l'inverse il peut surestimer la valeur de la luminance car le modèle ne tient pas compte des photons qui s'échappent sur les bords du nuage.

transport horizontal des photons

lissage radiatif

Figure 8: lissage du champ de luminance.

c) *Les effets de surbrillance et d'ombrage*

Principalement aux angles d'incidence solaire et d'observation élevés, la forme des nuages est à l'origine de phénomènes d'ombrage et de surbrillance. Dans ce cas, les variations des luminances sont plus importantes que celles estimées par le modèle plan-parallèle.

Pour une incidence solaire élevée, la partie du nuage située derrière son sommet reste dans l'ombre. Au contraire, de l'énergie supplémentaire est apportée au nuage par le côté éclairé par le soleil (effet de surbrillance).

Ces deux effets ont donc pour conséquence de fausser la restitution des caractéristiques nuageuses. En fonction de l'échelle considérée et de la géométrie d'observation, on peut s'attendre à trouver des sous estimations, des surestimations sur la valeur des paramètres restitués.

Le schéma 9 résume les différents effets présentés auparavant en fonction de la distance à laquelle ils s'exercent préférentiellement.



Figure 9: effet des principales sources d'hétérogénéités selon la taille du pixel considéré

A petite échelle inférieure au km, ce sont les problèmes liés à l'interdépendance des pixels entre eux qui sont la source la plus importante d'hétérogénéités, comme le lissage radiatif par exemple.

A grande échelle, c'est le biais plan parallèle qui va intervenir de manière prépondérante.

Ces différents effets sont minimaux mais non nuls à l'échelle du km et permettent donc les biais les plus faibles sur ces distances.

PARTIE 3 : RESTITUTION DE PARAMETRES NUAGEUX A L'AIDE DE PARASOL

1] Description générale

Parasol orbite à une altitude de 705km. Il couvre la surface de la Terre en 24h.Sa résolution au sol est de 6km*7km.

La mission de cet instrument est de mesurer la polarisation et la directionnalité des luminances afin de caractériser les propriétés radiatives des nuages et des aérosols pour connaître leur impact sur le bilan radiatif. Les études concernent principalement:

- la caractérisation de la couverture nuageuse et son impact sur le bilan radiatif
- les aérosols
- la couleur de l'océan
- la végétation
- le bilan radiatif aux courtes longueurs d'ondes
- la mesure du contenu total en vapeur d'eau

Des filtres de différentes longueurs d'onde sont employés pour répondre à ces objectifs. Le schéma ci-dessous les résume:



Figure 10: roue porte-filtre sur l'instrument Parasol

Parasol fait partie de la catégorie des imageurs passifs. Il a été mis en orbite le 18 décembre 2004 par le CNES. C'est le premier radiomètre dont le récepteur est formé d'une matrice CCD à deux dimensions, ce qui lui permet de visualiser une scène complète à chaque prise de vue. Cette particularité lui donne la capacité d'observer un lieu sous plusieurs angles différents(jusqu'à 16 angles de vue différents), ce qu'on appelle la multidirectionnalité.

Parasol peut également réaliser des mesures en polarisation pour certains domaines de longueurs d'onde.



Figure 11: illustration de la multidirectionnalité de Parasol.

Lors du déplacement de la matrice, la scène au sol est vue par un même pixel sous différents angles d'observation.

Parasol fait partie d'une constellation de satellites qui se suivent à quelques minutes d'intervalles, le A-train. Ce « train » vise à combiner les données recueillies par les différents instruments du cortège pour une même scène observée, ce qui permet une meilleure caractérisation de ses propriétés.



Figure 12: le A-train, constellation de satellites

2]Algorithme de traitement des données

a) Généralités

Le radiomètre mesure des luminances. Ces données brutes sont nommées « produits de niveau 0 ». Après traitements, on obtient des produits de niveaux supérieurs:

- produits de niveau 1: luminances corrigées des déformations, des effets géométriques. Les valeurs des angles solaire, de vue, de diffusion, les coordonnées géographiques ainsi que d'autres informations concernant la mesure lui sont affectée. La résolution spatiale pour ces produits est à l'échelle du pixel d'acquisition des données brutes, à savoir 6km x 7km.
- produits de niveau 2: après les corrections dues à l'absorption gazeuse, les grandeurs voulues sont restituées à l'échelle d'un super pixel de 20km x 20km (3x3 pixels). Il s'agit de la détermination de la phase, de l'épaisseur optique, de l'altitude des nuages...
- produits de niveau 3: ce sont des moyennes réalisées sur un mois de ces grandeurs à l'échelle d'un pixel de 20km x 20km.

Dans l'optique de notre étude, on va s'intéresser aux produits de niveau 2 Budget Radiatif et Nuages. On le détaille donc plus précisément ci-dessous.





D'après le schéma, on voit que l'on commence par corriger les luminances de l'absorption gazeuse. Puis on s'attache à déterminer la présence de nuages, la phase de ces nuages avant de retrouver leurs propriétés radiatives. Nous allons travailler avec l'albédo sphérique pour cette étude. c'est pourquoi on se penche plus particulièrement sur l'algorithme de sa restitution.

b) Traitement de l'albédo sphérique

On rappelle que l'on dispose des luminances brutes ainsi que des LUT évoquées dans la deuxième partie, paragraphe 2. Après correction de l'absorption gazeuse, détermination de la phase, test de la présence de nuages, on interpole les valeurs comprises dans les LUT avec les précédents éléments, comme présenté sur le schéma ci-dessous:

Figure 14: algorithme de restitution de l'albédo et de l'épaisseur optique



On restitue tout d'abord pour chaque pixel identifié comme nuageux et pour chaque angle de vue la valeur de l'albédo sphérique et de l'épaisseur optique.

La moyenne est ensuite réalisée sur tous les pixels (à l'échelle de 20km x 20km) pour chaque direction de visée.

Enfin on moyenne sur toute les angles de vue.

A noter que le résultat sera différent si l'on choisit de moyenner d'abord sur tous les pixels avant de restituer l'albédo et l'épaisseur optique, sauf si la situation choisie répond parfaitement à l'hypothèse du nuage plan parallèle homogène. Dans ce cas, les deux méthodes doivent aboutir au même résultat final.

Nous avons travaillé avec des grandeurs directionnelles afin de vérifier l'hypothèse du nuage PPHI. On utilisera donc les valeurs moyennées sur les pixels, mais pas sur les angles de vue.

On décrit ci-dessous les paramètres des fichiers de niveau 2 que nous avons utilisés dans ce but ainsi que leur abréviation et la gamme de leurs variations:

-TMC: indicateur de surface

varie de 1 au-dessus des océans à 6 au-dessus des terres.

- CC: couverture nuageuse

varie de 0 en ciel clair à 1en ciel complètement couvert

- phase: phase thermodynamique du nuage.

varie de 0 (liquide) à 250 (glace)

-svis_dirXX: albédo sphérique directionnel dans la XX direction.

-mus: cosinus de l'angle solaire

-thetav_dirXX: angle (en degrés) de vue dans la XX direction varie de 0 à 73 degrés.

-phi_dirXX: angle (en degrés) azimutal relatif dans la XX direction.

varie de 180 à -180 degrés.

-CC_dirXX: couverture nuageuse directionnelle

On dispose au maximum de 16 directions de visée.

3] Analyses des variations de l'épaisseur optique des nuages d'eau(Buriez et al.,2001)

Cette étude menée par Buriez et al. en 2001 portait sur l'étude de la validité du modèle de nuage plan parallèle homogène(PPH) grâce à l'instrument POLDER(même fonctionnement que PARASOL car PARASOL dérive de POLDER).

Les mesures retenues étaient le douzième et le vingt septième jour de chaque mois de novembre 1996 à juin 1997. C'est à dire un échantillon de 16 jours en tout répartis sur ces 2 années.

Les scènes survolées sont nuageuses (CC=1), au-dessus des terres ou des océans. La phase thermodynamique est choisie liquide et le rayon est gouttelettes est fixé à 10µm.

Sur la figure 15 sont représentés des tracés de la différence $S() - S(120^{\circ})$ en fonction de l'angle de diffusion (avec S: albédo sphérique et : angle de diffusion).

Pour des angles solaire modérés, l'hypothèse PPH convient. Néanmoins, pour les angles de diffusion les plus faibles, c'est à dire en diffusion avant, on remarque des écarts notables par rapport à la valeur sous cette hypothèse. Pour les angles les plus élevés on note également des anomalies.

Les différences sont plus marquées lorsqu'on considère des nuages au-dessus des terres plutôt qu'au-dessus des océans.

La prise en compte de la microphysique horizontale et verticale du nuage apporte une amélioration, notamment en ce qui concerne la diffusion arrière, mais elle ne suffit pas à expliquer les anomalies.

Buriez dans sa publication fait l'hypothèse que le problème posé pour les petits angles de diffusion proviendrait de la variation du sommet des nuages, c'est à dire de leur structure 3D.

Il semblerait que le modèle PPH devienne insuffisant dès lors que l'on se place dans une situation où la microphysique et les effets 3D jouent un rôle important,même pour un choix de scène le plus homogène possible.



Figure 15: albédo sphérique en fonction de l'angle de diffusion(Buriez et al., 2001)

On observe des écarts aux petits et grands angles de diffusion, en particulier en surplomb d'une scène continentale.

D'autres auteurs ont également traité ces problèmes de modélisation des nuages avec d'autres instruments(AVHRR,MISR). Citons entre autres Loeb et Davis(Angular dependence of observed reflectances: a comparison with plane parallel theory,1997) ainsi que Loeb and coakley(Does 1D theory apply?,1997)) et ont abouti à des conclusions similaires.

PARTIE 4: ANALYSE DE L'ALBEDO SPHERIQUE OBSERVE PAR PARASOL EN FONCTION DE LA GEOMETRIE D'OBSERVATION

Pour étudier la validité de l'hypothèse PPHI, on cherche à tracer les courbes de l'albédo sphérique en fonction des angles d'observation. Si l'hypothèse se révèle pertinente, les valeurs de l'albédo sphérique devraient rester constantes car il ne dépend pas de l'angle solaire ni de l'angle de visée. Si tel n'est pas le cas, on devrait observer des variations.

1] Sélection des données retenues pour l'étude

On cherche à savoir si l'hypothèse PPH comme représentation des nuages est pertinente.

On travaillera tout d'abord sur des situations nuageuses les plus homogènes possibles, puis on s'attachera à des scènes reconnues « hétérogènes » par l'algorithme.

Plusieurs facteurs peuvent introduire des hétérérogénéités. On peut citer entre autres les paramètres microphysiques comme le rayon effectif ou la forme des particules, la distribution verticale et horizontale de celles-ci auxquelles s'ajoutent les effets détaillés dans la partie 3, les effets sous pixels, le lissage radiatif, les effets de surbrillance et d'ombrage.

Pour s'affranchir d'un certain nombre d'effets comme les effets de surface des particules nuageuses, on choisit les scènes:

- Situées au-dessus des océans: en effet, d'une part il présente peu de variation spatiale de sa surface mais aussi, excepté dans la direction du glitter (réflexion spéculaire) peu de variation angulaire. On choisit donc des scènes où le paramètre « tmc » est fixé à 1.
- Dans un premier temps. on considère de plus une couverture nuageuse totale et égale à 1 (CC=1).
- On ne considère que les nuages dont la phase est déterminée comme étant liquide (paramètre « phase » entre 0 et 99). Les cristaux sont de forme très variables et il est difficile de les modéliser à l'heure actuelle.
- On se limite aux latitudes inférieures à 60° N et 60° S pour éviter les surfaces enneigées pour lesquelles la restitution des propriétés nuageuses est connue pour être difficile.
- En ce qui concerne les angles, on se limite à des angles de vue compris entre 0 et $\pm 60^{\circ}$ car il existe peu de points au-delà (étant données les caractéristiques de Parasol). Il seraient donc peu représentatifs.

Une fois ces éléments établis, les données répondant à ces critères sont extraites du centre de traitement.

2] Traitement informatique

a) Extraction des données

Un programme shell permet d'extraire les données retenues pour toutes les orbites de Parasol en fonction du jour, du mois et de l'année. Les périodes d'études considérées pour ce travail sont les mois de juillet, août, septembre 2005 ainsi que les mois de janvier, février, mars 2006. C'est à dire un été et un hiver successifs. Les données sont rapatriées par catégories d'angle solaire: 5 classes d'angles entre 0 et 75° par pas de 15°.

b) Traitement des données

Après extraction, on traite informatiquement les données afin de pouvoir différencier les situations d'observation et ainsi calculer des luminances moyennes représentatives.

Tout d'abord, pour pouvoir manipuler les données simplement, elles sont envoyées dans un tableau.

Le premier traitement consiste à trier les points selon que l'angle de vue est positif ou négatif, c'est à dire faire la différence entre la diffusion avant et la diffusion arrière. Pour Parasol, si l'angle azimutal relatif est compris entre 135 et -135°, on se trouve en diffusion avant, si on se situe entre 45 et -45° il s'agit de la diffusion arrière.

Une fois cette distinction effectuée, on calcule la moyenne de l'albédo sphérique pour les points qui sont dans une même classe d'angle solaire et de vue, donc dans une même configuration d'observation. Les classes d'angles solaires sont au nombre de 5 (voir a) par pas de 15°. Les classes d'angles de vue sont au nombre de 12 par pas de 5°, pour des valeurs comprises entre 0 et 60°.

Le nombre de points correspondant à chaque situation est comptabilisé et l'écart type s'y rapportant est ensuite calculé.

<u>3] Analyses des résultats</u>

a) Couverture nuageuse égale à 1

On commence par tracer l'albédo sphérique au-dessus des océans pour une couverture nuageuse totale pour les deux périodes concernées, c'est à dire pour l'été 2005 (figure 16) et l'hiver 2006 (figure 17).

Sur les figures, l'albédo sphérique moyen est représenté en fonction des directions d'observation pour différentes classes d'angle solaire. Pour la classe 30-45° d'angle solaire, on a en plus reporté l'écart type de l'albédo sphérique pour chaque direction.

On voit que l'on retrouve bien l'allure générale des courbes présentées dans les études antérieures, notamment celle de Buriez et al.(2001), avec des valeurs plus élevées de l'albédo lorsque l'angle de vue est proche de 0° et plus faibles en diffusion avant ou arrière.



Figure16: Albédo sphérique au-dessus des océans, été 2005



Figure 17: albédo sphérique en fonction de l'angle de diffusion, été 2006

L'amplitude des variations est cependant assez importante: en effet par rapport à une valeur moyenne de l'albédo pour chaque courbe, on trouve des écarts de l'ordre de 0,10-0,15 soit environ 20% entre les valeurs minimales et maximales de ces courbes. De plus, si l'on compare les figures représentées en fonction de l'angle de vue et celles en fonction de l'angle de diffusion (figure 17), nous remarquons que l'amplitude des variations est plus importante en fonction de l'angle de vue qu'en fonction de l'angle de diffusion. Cela peut venir du fait que la répartition par angle de diffusion peut regrouper plusieurs situations angulaires qui seront séparées dans notre traitement.

Les pics observés vers 0° d'angle de vue sont liés à la zone du glitter (ou réflexion spéculaire sur l'océan), ce qui peut augmenter la valeur des luminances mesurées pour des épaisseurs optiques faibles et donc des albédos sphériques restitués. De plus pour ces points, il peut y avoir des erreurs sur la détection de la couverture nuageuse (pixel clair déclaré comme nuageux ou l'inverse).

A l'inverse, pour des angles de vue supérieurs à 30° et des angles solaires supérieurs à 45°, on observe (figures 16, 18 et 19) que l'albédo sphérique diminue fortement. Pour la direction de diffusion avant une des explications concerne les effets d'ombrage qui surviennent lorsque le soleil est bas sur l'horizon et que le satellite observe les nuages avec une forte inclinaison: dans cette situation, la hauteur du sommet du nuage peut laisser dans l'ombre une partie de celui-ci, ce qui entraîne une sous estimation de l'albédo sphérique et donc de son épaisseur optique (Partie2, 3, c).



Figure 18: Albédo sphérique au-dessus des océans, hiver 2006.

Sur toutes les courbes est tracé l'écart type pour un angle solaire entre 30 et 45°. Il n'a pas été tracé pour les autres valeurs afin d'éviter de surcharger les graphiques. On constate qu'il est à peu près constant sur toute la gamme d'angles, c'est à dire que la forme de la courbe est représentative. La valeur de l'écart type est d'environ 0,1 pour une couverture nuageuse de 1.

En comparant les courbes pour deux saisons différentes, on ne remarque pas de différences majeures. Les signatures angulaires sont similaires, avec des valeurs plus faibles pour les directions de diffusion avant et arrière supérieures à 60° que pour des angles proches de 0°. La forme de la courbe ne semble donc pas dépendre de la saison.

De même, lorsqu'on compare l'albédo sphérique au-dessus des terres et au-dessus des océans, les signatures angulaires sont une nouvelle fois similaires, l'écart type proche de 0,1. De même qu'au-dessus des surfaces océaniques, on remarque que pour les angles solaire et de vue élevés, l'albédo sphérique diminue nettement.

On voit donc que même pour les scènes choisies comme les plus homogènes possible c'est à dire pour une couverture nuageuse déclarée comme totale, on retrouve encore des variations non négligeables de l'albédo sphérique suivant l'angle d'observation. Les effets d'hétérogénéités peuvent, aux grands angles, être responsables d'une diminution de sa valeur (effet d'ombrage). De plus, les problèmes liés au glitter ne sont pas encore complètement cernés.



Figure 19: Albédo sphérique au-dessus des terres, été 2005

L'hypothèse du plan parallèle homogène et infini pour les nuages semblent donc être encore insuffisante, même pour des situations de couverture nuageuse totale. En effet les nuages présentent des variabilités de leurs propriétés comme de leurs épaisseurs optiques et de leurs sommets qui peuvent entraîner des différences sur la restitution de l'albédo sphérique en fonction de l'angle d'observation utilisé.

b) Couverture nuageuse fractionnée



Figure 20: Albédo sphérique pour une couverture nuageuse entre 0,4 et 0,6, été 2005

Dans cette partie, nous examinons maintenant les cas de couverture nuageuses fractionnées, comprises entre 0 et 1. Pour cette étude deux classes de points ont été retenues:

ceux pour lesquels la couverture nuageuse est comprise entre 0,4 et 0,6 et ceux pour lesquels la couverture nuageuse est comprise entre 0,6 et 0,8.

On trace la courbe de l'albédo sphérique pour des scènes au-dessus des océans pour les classes de couverture nuageuse évoquées plus haut (figures 20 et 21). On ne se penchera pas sur les scènes au-dessus des terres car le traitement de l'albédo des surfaces est plus complexe. L'écart type est de nouveau tracé pour des angles solaires entre 30 et 45 degrés.



Figure 21: Albédo sphérique pour une couverture nuageuse entre 0,6 et 0,8

D'emblée, on s'aperçoit que les courbes diffèrent sensiblement des précédentes.

Le comportement observé pour des angles inférieurs à -20° et pour la classe d'angle d'incidence solaire comprise entre 45 et 60° est assez similaires à celui observé pour des couvertures nuageuses totales: les valeurs de l'albédo sphérique sont plus faibles pour les angles d'observations importants que pour les angles proches du nadir.

Dans le cas des classes d'incidence solaire comprise entre 15 et 45° et pour des angles de vue supérieurs à 0°, on note que les valeurs sont très variables et la signature observée n'est pas très claire. On se pose la question de savoir d'où viennent ces incohérences. Deux hypothèses sont formulées:

- La première hypothèse concerne le nombre de points utilisés pour faire la moyenne des classes d'angle d'observation, qui serait insuffisant. Après examen du nombre de points concernés (qui est calculé aussi par le programme de traitement), on constate que pour toutes les catégories angulaires dans le cas des nuages fractionnés, le nombre de situations disponibles est inférieur à celui où la couverture nuageuse est totale ce qui peut expliquer une partie de la variabilité. D'autant plus que dans les cas d'angles de vue proches de 0°, le nombre de points est très faible.

Néanmoins, on relève aussi que des valeurs de la figure qui nous apparaissent incohérentes ont un nombre de situations correspondantes correct. De la même façon des valeurs qui ne semblent pas poser problème sont associées à un faible nombre de cas.

- Une deuxième hypothèse est donc examinée: on s'intéresse de plus près à la couverture nuageuse en elle même.

La couverture nuageuse que l'on a employé jusqu'ici est non directionnelle: pour chaque scène elle représente la moyenne des couvertures nuageuses déterminée pour chaque direction d'observation à l'échelle du super pixel de 20km x 20km. Pour chaque super-pixel comprenant 3x3 pixels, la couverture nuageuse correspond au rapport entre le nombre de pixels nuageux sur le

nombre total de pixels.

On dispose des couvertures nuageuses directionnelles dans les produits PARASOL. Pour chacun de nos points déclarés dans une classe de couverture nuageuse (CC=0,4 à 0,6 ou CC=0,6 à 0,8), on recueille la valeur de la couverture nuageuse directionnelle correspondant à ce point. On réalise une moyenne de leur valeur pour chaque classe d'angle de vue pour les données de l'été 2005. Ce qui est représenté sur les figures 22 et 23.



Figure 22: Couverture nuageuse directionnelle pour une CC entre 0,4 et 0,6



Figure 23: Couverture nuageuse directionnelle pour une CC entre 0,6 et 0,8

On remarque que dans la direction de diffusion avant (angle zénithal >0), la valeur de la couverture nuageuse directionnelle est anormalement élevée puisqu'elle égale ou proche de 1.

Cela pourrait être dû à un problème lié au glitter. En effet, dans la plupart des cas ces valeurs

élevées sont proches de la direction du glitter. Par exemple sur la figure 22, pour des angles d'incidence solaire entre 15 et 30°, on retrouve des valeurs de couverture nuageuse proches de 1 entre 0 et 40°. Dans la direction du glitter la luminance est très importante, le pixel peut donc être déclaré par erreur comme nuageux, même si des précautions sont prises pour éviter ce type d'erreurs.

La valeur de l'albédo sphérique présentée précédemment sur les figures 20 et 21 correspond à une valeur moyenne calculée sur la partie nuageuse. Cette valeur sera donc différente si la couverture nuageuse est différente suivant la direction d'observation. Pour s'affranchir de ces différences, on reprend le programme de traitement initial mais en pondérant chaque valeur de l'albédo par la valeur de la couverture nuageuse directionnelle qui lui correspond. On obtient alors des courbes « d'albédo sphérique corrigé » que l'on représente en fonction de l'angle de vue.

Il apparaît que les variations en diffusion arrière et pour des classes d'angle d'incidence solaire entre 45 et 60° sont fortement réduites par la pondération réalisée. Une correction par la couverture nuageuse directionnelle semble donc, pour ces angles de vue, résoudre une partie des effets des hétérogénéités constatés.

En ce qui concerne les incohérences dans la direction de diffusion avant pour les incidences solaires comprises entre 15 et 45°, l'amélioration n'est pas frappante. La prise en compte de la couverture nuageuse directionnelle est clairement insuffisante et la variabilité importante observée a certainement une autre explication qui nécessiterait d'approfondir cette étude.



Figure 24: albédo sphérique corrigé pour une couverture nuageuse initiale entre 0,4 et 0,6



Figure 25 albédo sphérique corrigé pour une couverture nuageuse initiale entre 0,4 et 0,6

Pour l'ensemble de cette étude, on peut donc retenir que l'hypothèse PPH est mise en défaut même pour des situations considérées comme homogènes.

Il faut cependant distinguer les situations où la couverture nuageuse est totale et celles où elle est fractionnée car les signatures d'albédos sphériques diffèrent pour ces deux cas. Les sources d'hétérogénéités semblent liées plutôt aux variations du sommet des nuages dans le premier cas, alors que les variations spatiales horizontales (alternance de zones claires et de zones nuageuses) du champ nuageux semble plus en cause dans le second cas.

De plus, dans le cas des couvertures fractionnées, des problèmes de traitement de la couverture nuageuse en amont subsistent, liés apparemment à la prise en compte du glitter.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce stage m'a permis de me familiariser avec les notions de modèle, d'observations satellitaires, d'inversion de données. J'ai pu apercevoir la difficulté d'interprétations et de traitements des données satellites, ainsi que la nécessité d'utiliser un modèle approprié.

Ce stage portait sur la pertinence d'utiliser un modèle de nuage plan, parallèle, homogène et infini pour la restitution des paramètres nuageux ainsi que sur les effets des hétérogénéités nuageuses.

A l'issue de ce travail, on a pu voir que même dans le cas de nuages d'eau au-dessus des océans, donc des situations réputées homogènes, le modèle PPHI reste insuffisant pour expliquer les variations d'albédo sphérique constatées pour les différentes classes d'angles. Ce qui rejoint les études antérieures déjà réalisées.

On a pu distinguer deux types de scènes:

Les scènes où la couverture nuageuse est totale semblent mettre en exergue des effets dus au glitter pour des angles de vue proches de 0° ainsi que des des effets d'ombrage pour des angles solaire et de vue élevés.

Les situations où la couverture est fractionnée pointe le problème pour des angles de vue en diffusion arrière de la variabilité spatiale de la couverture nuageuse. Toutefois, la prise en compte de la couverture nuageuse directionnelle semble apporter une amélioration notable à ces effets.

Dans le cas des angles de diffusion avant on retrouve des problèmes de contaminations dues au glitter, dont il faudra déterminer l'origine.

La poursuite de ce travail pourra s'orienter vers la modélisation en trois dimensions des nuages afin de mieux prendre en compte leur structure dans l'espace.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

. Thèses

Restitution des paramètres nuageux par méthodes neuronales dans des cas de nuages hétérogènes à couverture fractionnaire, par Céline Cornet, Université Blaise Pascal, 2003.

Analyse de la phase thermodynamique des nuages à l'échelle globale: utilisation des mesures de polarisation du radiomètre spatial POLDER1/ADEOS1, Par Jérôme Riédi, Université de Lille 1, 2001

Etude de l'influence de l'hétérogénéité des nuages sur le champ de rayonnement solaire réfléchi vers l'espace, par Dominique Jolivet, Université de Lille 1, 1998

Analyse de l'anisotropie du rayonnement réfléchi par les nuages à partir des observations du radiomètre POLDER, par Jacques Descloitres, Université Paris 7, 1996

. Publications

Jean-Claude Buriez, Marie Doutriaux-Boucher, and Frédéric Parol, Norman G. Loeb, 2001: Angular variability of the Liquid Water Cloud Optical Thickness Retrived from ADEOS-POLDER, American Meteorological Society, vol. 58, p. 3007 à 3018

J.C Buriez, C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, B. Bonnel, Y. Fouquart, P. Couvert, G. Sèze, 1997: Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER, Int. J. Remote Sensing, vol. 18, no. 13, p. 2785 à 2813

Tamas Varnai and Alexander Marshak, 2007: View angle dependance of cloud optical thickness retrieved by Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), Journal of geophysical research, vol. 112, D06203

Steven Platnick, Mickael D. King, Steven A. Ackerman, W. Paul Menzel, Bryan A. Baum, Jérôme C. Riédi and Richard A. Frey, 2003: **The MODIS Cloud Products: Algorithms and Examples from Terra**, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensin, vol. 41, no. 2.

Norman G. Loeb and Roger Davies, 1996: **Observationnal evidence of plane parallel model biases: Apparent dependence of cloud optical depth on solar zenith angle**, Journal of Geophysical Research, vol. 10, no. D1, p. 1621 à1634

Norman G. Loeb and Roger Davies, 1997, Angular dependence of observed reflectances: A comparison with plane parallel theory, J. of Geophysical Res., vol. 102, no. D6, p. 6865 à 6881

Akos Horvath, Roger Davies, 2004: Anisotropy of water cloud reflectance: A comparison of measurements and 1D theory, Geophysical Res. Letters, vol. 31, L01102

Norman G. Loeb and J. A. Coakley Jr., 1998: Inference of Marine Status Cloud Optical Depths from Satellite Measurements: Does 1D Theory Apply?, Journal of Climate, vol. 11, p. 215 à 233.

Norman G. Loeb and Tamas Varnai, Roger Davies, 1997: Effect of cloud inhomogeneities on the solar zenith angle dependence of nadir reflectance, J. of Geophys. Res., vol. 102, no. D8, p. 9387 à 9395

. Sites internet

http://loa-univ-lille1.fr http://www.icare.univ-lille1.fr/parasol/