THÈSE

Pour l'obtention du diplôme de

DOCTEUR de l'ÉCOLE POLYTECHNIQUE

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par

Dimitra Konsta

EVALUATION DE LA DESCRIPTION DES NUAGES DANS LES MODÈLES DE CLIMAT À PARTIR DES OBSERVATIONS SATELLITALES DE L'A-TRAIN

Soutenue le 6 décembre 2010 devant le jury composé de :

Mme **Hélène Chepfer**	Professeur, UPMC	Directrice
M. **Jean-Louis Dufresne**	Directeur de Recherche, CNRS	CoDirecteur
M. **Hervé Le Treut**	Professeur, Ecole Polytechnique	Président
M. **Norman G. Loeb**	Senior Scientist, NASA LaRC, USA	Rapporteur
M. **Mark Ringer**	Senior Scientist, Met Office, UK	Rapporteur
M. **Didier Tanré**	Directeur de Recherche, CNRS	Examinateur
M. **George Tselioudis**	Senior Scientist, NASA GISS, USA	Examinateur

Laboratoire de Météorologie Dynamique
Institut Pierre Simon Laplace

Remerciements

Tout d'abord un grand merci à mes directeurs de thèse Hélène Chepfer et Jean-Louis Dufresne, à Jean-Louis et Hélène. J'en suis reconnaissante pour tous ! Pour leurs grandes qualités comme enseignants, comme scientifiques, comme personnes. Pour le soutien et l'intérêt quotidien, leur encouragement, leur passion scientifique, leurs idées claires, toutes les discussions et les réunions instructives, le temps qu'ils m'ont consacrés.

Merci à Norman Loeb et Mark Ringer pour avoir accepté d'être mes rapporteurs et tous les membres du jury de ma thèse.

Merci à George Tselioudis pour me donner la chance de continuer à travailler dans le même cadre.

Merci à Sandrine Bony, pour sa présence discrète et très catalytique.

Merci à Gregory Cesana pour les 64645 fois avoir lancé GOCCP pour moi et pour répondre toujours aux emails même quand aux vacances… Merci à Abderrahmane Idelkadi pour son aide précieuse sur COSP.

Merci à Vincent Noel pour sa patience et pour mes premiers pas informatiques.

Merci à tous ceux qui ont été préoccupés par mes soucis de logement : Hélène, Jean-Louis, Stavros, Tamara, Martine.

Merci aux gens du bureau, Edouard, Cindy, Yohann, Gregory, Ionela, Veronique, surtout pour avoir supporté mes standards différents à la température ambiante…

Pour finir, je dois l'achèvement de cette thèse, et je tiens à exprimer mes remerciements pour cela, à ma famille qui m'a enormement soutenu, à mes amis étant proche ou loin et particulièrement à deux chéris petits joueurs visages, Elisa et Peggy.

Résumé

Les modèles climatiques ont beaucoup progressé pour représenter les nuages. Pourtant la réponse et la rétroaction nuageuse demeure très différente d'un modèle à l'autre, et reste la principale source d'incertitude pour la sensibilité climatique prédite par les modèles de climat, et limite la fiabilité sur les projections du changement climatique dû au forçage anthropique. Il est donc crucial d'améliorer la représentation des processus nuageux dans les modèles climatiques. L'évaluation des nuages nécessite des observations précises. Jusqu'à récemment, des observations de plusieurs aspects fondamentaux des nuages comme la distribution tridimensionnelle des nuages existaient uniquement très grossièrement et obtenus de manière très indirecte par les satellites de télédétection passive (i.e. CERES, ERBE, ScaRab, ISCCP) qui mesurent les flux radiatifs au sommet de l'atmosphère. Les observations A-Train constituent des outils exceptionnels pour caractériser les propriétés nuageuses. L'objet de cette thèse est de tirer profit des observations de l'A-train afin d'évaluer la description des nuages simulée par les modèles climatiques. Nous utilisons le radiomètre CERES pour estimer l'effet radiatif des nuages, les radiomètres PARASOL et MODIS qui mesurent la réflectance, analysée ici comme un proxy de l'épaisseur optique des nuages et le lidar CALIPSO qui fournit des informations précises sur la distribution verticale des nuages. Les données co-localisées et analysées statistiquement constituent une occasion exceptionnelle de contraindre simultanément les propriétés radiatives des nuages et leur distribution tridimensionnelle. Le modèle du climat évalué est le LMDZ ainsi qu'une nouvelle version du modèle en cours de développement, où des nouvelles paramétrisations du bloc couche-limite/convection/nuages est testée. La méthode de comparaison des sorties des modèles climatiques aux grandeurs observées utilise d'une part le simulateur COSP (CFMIP Observation Simulator Package) qui comprend SCOPS, le simulateur lidar et le simulateur PARASOL et d'autre part les jeux des données (CFMIP-OBS) construits pour être compatibles avec les simulateurs. Nous étudions les propriétés nuageuses dans les tropiques par régime de circulation, et en classant les nuages par régions. Une nouvelle méthode a été développée : les observations sont analysées à haute résolution (spatiale et temporelle) au lieu des moyennes mensuelles et saisonnières utilisées habituellement afin de se placer à une échelle aussi proche que possible de celle des processus nuageux. Cette analyse a permis de contraindre les paramétrisations développées pour représenter les nuages et révéler des biais dans les deux versions du LMDZ. Des compensations d'erreurs ont été identifiées (i) sur la distribution verticale des nuages : la couverture nuageuse des nuages hauts et surestimée alors que les nuages bas et moyens sont significativement sous-estimés, (ii) entre la couverture nuageuse et l'épaisseur optique : la couverture nuageuse totale est sous-estimée mais les nuages qui se forment ont une épaisseur optique très élevée ce qui aboutit à une simulation correcte des flux au sommet de l'atmosphère par le modèle.

Abstract

Climate models have progressed a lot in the representation of clouds. Nevertheless the cloud response and the cloud feedback remain very different from one model to another, and they still constitute a major limitation to the reliability of climate change projections due to anthropogenic forcing. It is therefore imperative to improve the representation of cloud processes in models. The evaluation of clouds description requires accurate observations. Until recently, observations of several fundamental aspects of the cloudiness as the three-dimensional distribution of the cloud cover existed only very roughly and has been largely indirect, based on passive remote sensing satellites (e.g. CERES, ERBE, ScaRab, ISCCP) which measure the TOA radiative fluxes. The A-train observations constitute exceptional tools to characterize the cloud properties. The goal of this thesis is to use the A-train observations to better assess the cloud description simulated by GCMs. We use the radiometer CERES to estimate the radiative effect of clouds, the radiometers MODIS and PARASOL that measure reflectance values which are analysed as a proxy of the clouds optical thickness, and the lidar CALIPSO that provides accurate information on the vertical distribution of clouds. The data are colocalised and analysed statistically and they constitute a unique opportunity to constrain simultaneously the radiative properties of clouds with their three-dimensional distribution. The LMDZ model is evaluated and a new version of the model under development, where new parameterisations of the block boundary layer/convection/clouds is also tested. The method for comparing the model's outputs with the observations uses on the one hand the COSP simulator (CFMIP Observation Simulator Package) which includes SCOPS, the lidar simulator and PARASOL simulator and on the other hand the CFMIP-OBS observational dataset, built to be compatible with the simulators. The analysis is done in classifying clouds in function of the circulation regime in the tropics, and according to geographical areas. A new method has been developed to analyse observations: those are examined statistically at high resolution (both in space and time), instead of monthly and seasonal means usually used, to focus on a scale as close as possible to the cloud processes one. This analysis has allowed constraining the parameterisations developed to represent the clouds and revealing the biases in the two versions of LMDZ. Errors' compensations were identified (i) on the cloud vertical distribution: the high cloud cover is overestimated whereas low and mid level clouds are significantly underestimated, (ii) between the cloud cover and the optical depth: overall the global cloud cover is underestimated but the clouds that form have a too high optical depth which results in a correct simulation of the TOA fluxes by the model.

Table des matières

Introduction et objectif 13

1. Les nuages dans les modèles de climat et dans les observations satellitales 17

1.1. Les nuages dans les modèles de climat (du LMD) 17

1.2. Les nuages observés par les capteurs satellitales de l'A-train 18
1.2.1. Capteurs passifs 19
(a) CERES 19
(b) PARASOL/POLDER 20
(c) MODIS 20
1.2.2. Instruments de télédétection active 21
(a) CALIPSO 21
(b) CLOUDSAT 22

1.3. Les simulateurs d'observables : un pont entre modèles de climat et observations satellitales 23

1.4. Conclusion : l'approche suivie dans cette thèse 25

2. Sélection et couplage des observations et produits satellitales de l'A-train pour les modèles de climat 27

2.1. Les produits et variables utilisées 27
2.1.1. Les produits et variables standards utilisés 27
(a) CERES 27
(b) PARASOL/POLDER 28
(c) MODIS 29
(d) CALIPSO 29
(e) CLOUDSAT 29
2.1.2. Les produits et variables dédiées développées pour cette étude 30
(a) PARASOL/POLDER 30
(b) MODIS 32
(c) CALIPSO 33

2.2. Co-localisation des observations A-Train 37
(a) A-train 37
(b) Jeu des données utilisé 37
(c) Colocalisation des observations 37
(d) Cas d'étude : illustration des différences entre les capteurs pour les nuages bas tropicaux 39

2.3. Comparaison entre la couverture nuageuse et la réflectance issues des différents capteurs 43
2.3.1. Comparaison des couvertures nuageuses CALIPSO-MODIS-PARASOL 43

2.3.2. Relation entre les couvertures nuageuses tropicales 45
2.3.3. Relation entre les réflectances PARASOL et MODIS 46

2.4. Conclusion 48

3. Analyse physique des propriétés nuageuses observées 51

3.1. Effet radiatif des nuages 51
3.1.1. Forçage radiatif des nuages 51
3.1.2. Réflectance : un proxy de l'épaisseur optique 55

3.2. Couverture nuageuse et altitude des nuages 56
3.2.1. Fraction nuageuse totale et par niveaux d'altitude 56
3.2.2. Distribution verticale des nuages 57
3.2.3. Histogrammes de Scattering Ratio (SR) lidar normalisé et de la réflectivité radar en fonction de la pression 58

3.3. Lien entre réflectance et couverture nuageuse 60
3.3.1. Sensibilité de l'analyse statistique aux différents facteurs 60
(a) Représentativité statistique des mesures dans chaque boite latitude-longitude 60
(b) Effet de la valeur seuil (SR) utilisée pour détecter les nuages 61
(c) Effet de l'utilisation des différents capteurs mesurant la réflectance 62
(d) Effet de la résolution de l'analyse statistique : taille de la boite lat x lon 62
3.3.2. Relation entre réflectance et fraction nuageuse totale 64
3.3.3. Relation entre réflectance, fraction nuageuse et altitude des nuages dans les tropiques 66

3.4. Analyse en régimes dynamiques dans les tropiques 67
3.4.1. Circulation atmosphérique dans les tropiques 67
3.4.2. Propriétés nuageuses en fonction de la circulation atmosphérique 69
3.4.3. Propriétés nuageuses pour différents régimes dynamiques 72

3.5. Analyse régionale des propriétés nuageuses 74
3.5.1. Pacifique Ouest Tropical 75
3.5.2. Région des stratus Californiens 77
3.5.3. Pacifique Nord 80

3.6. Conclusion 82

4. Analyse des propriétés nuageuses observées à haute résolution spatiale 85

4.1. Méthodologie pour fusionner les différentes variables en conservant l'information statistique à haute résolution spatiale 85
4.1.1. Description de la méthodologie 85
4.1.2. Analyse statistique de la population 'nuageux' et de la population 'ciel clair' 87

4.2. Etude des propriétés des nuages 90
4.2.1. Lien entre la couverture nuageuse, la distribution verticale nuageuse, et la réflectance nuageuse 91
(a) Lien entre la réflectance et la couverture nuageuse totale 91
(b) Lien entre la structure verticale nuageuse, la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse 92
(c) Distribution géographique des nuages en fonction de l'altitude et l'épaisseur optique 95
(d) Types des nuages 96

(e) Lien entre l'altitude du sommet des nuages, la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse 99
4.2.2. Analyse en régimes dynamiques 100
(a) Réflectance nuageuse et régimes dynamiques 100
(b) Fraction nuageuse et régimes dynamiques 101
(c) Lien entre la réflectance nuageuse et la couverture nuageuse pour différents régimes dynamiques 102
(d) Réflectance nuageuse et distribution verticale de la couverture nuageuse en fonction de ω_{500}. 102
4.2.3. Focalisation sur les nuages de couche limite 105

4.3. Caractérisation des nuages détectés différemment par les capteurs 109
4.3.1. Caractérisation des nuages sous-estimés par les capteurs passifs 110
4.3.2. Caractérisation des nuages détectés par CALIPSO-GOCCP différemment pour des seuils de détection nuageuse différentes (SR3-SR5) 112
4.3.3 Caractérisation des nuages sous-estimés par GOCCP 113

4.4. Conclusion 115

5. Evaluation des propriétés nuageuses simulées par les modèles climatiques 117

5.1. Comparaison globale LMDZ / observations 118
5.1.1. Albédo 118
5.1.2. Réflectance totale et simulateur PARASOL 119
5.1.3. Couverture nuageuse et simulateur lidar 120
(a) Simulateur lidar 120
(b) Evaluation de la couverture nuageuse LMDZ par rapport aux observations CALIPSO-GOCCP à l'échelle globale 121

5.2. Comparaison LMDZ / observations dans les tropiques 124
5.2.1. Réflectance totale et nuageuse simulée 124
5.2.2. Signal lidar simulé 126
5.2.3. Relation entre réflectance et couverture nuageuse simulée 127
5.2.4. Analyse en régimes de circulation grande échelle 130

5.3. Comparaison régionale LMDZ / observations 134
5.3.1. Pacifique Ouest Tropical 134
5.3.2. Région des stratus Californiens 136
5.3.3. Pacifique Nord 138

5.4. Analyse multi-modèles 139
5.4.1. Fraction nuageuse totale 139
5.4.2. Fraction nuageuse et distribution verticale nuageuse 140
5.4.3. Fraction nuageuse en fonction des régimes de circulation dans les tropiques 141
5.4.4. Relation entre couverture et réflectance nuageuse 142

5.5. Conclusion 143

Conclusion 147
Les outils observationnels : les satellites de l' A-Train 147
Caractérisation des propriétés nuageuses observées 148
Evaluation des propriétés nuageuses simulées par les modèles de climat 150
Perspectives 151

Annexe 153

A. Simulateur PARASOL 153
B. Simulateur lidar 154
C. Figures complémentaires sur l'analyse modèle de climat 155
Acronymes..... 163
Liste des symboles 165
Bibliographie..... 167

Introduction et objectif

Le climat de la Terre est décrit par des nombreuses variables et il a un comportement très complexe. Le système climatique évolue dans le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne et en raison des changements dans les facteurs externes qui influencent le climat (les forçages). En raison des activités humaines (industrialisation de la planète et utilisation des énergies fossiles) nous enregistrons aujourd'hui une augmentation record en ampleur et en rapidité, des concentrations atmosphériques en CO_2 et en méthane : celles-ci sont au plus haut depuis au moins 650000 ans, avec une augmentation en un siècle (+35% pour le CO_2, +140% pour le méthane) aussi importante qu'au cours des 20000 dernières années [IPCC AR4 2007]. Le CO_2 et le méthane sont de puissants gaz à effet de serre, la modification de leur concentration modifie le bilan énergétique de la Terre. Cette perturbation du bilan énergétique est appelée forçage radiatif, et elle est considérée comme la cause la plus probable qui entraîne une modification de la Température moyenne de la Terre dans la seconde moitié du XXe siècle. La température moyenne globale a déjà augmentée de 0.75°C depuis un siècle, et le taux de réchauffement au cours des 50 dernières années est presque le double par rapport à celui des 100 dernières années [IPCC AR4 2007]. Il apparaît alors nécessaire de prévoir l'évolution de la température au cours du XXIe siècle.

Les modèles climatiques sont des outils permettrant de faire des projections de l'évolution du climat. Ces modèles ont évolué au cours des dernières années notamment grâce à une augmentation considérable de la capacité de calcul qui a permis une augmentation correspondante de la complexité des modèles et de la résolution spatiale. Un progrès parallèle s'est produit dans le domaine de la prévision numérique du temps. Pourtant l'incertitude sur l'ampleur du réchauffement climatique tel que prédite par ces modèles est encore élevée. Plus précisément les différents modèles climatiques participant au programme CMIP4 [Meehl et al., 2007] et dont les résultats ont été synthétisés dans le 4e rapport de l'IPCC prédisent en moyenne un réchauffement global du climat de 3°C en réponse à un doublement de CO_2 atmosphérique, mais variant entre 2.1 et 4.0 °C selon les modèles (Figure 1.a). Un doublement de la concentration en CO_2 produit un forçage radiatif qui entraîne un changement de température de surface de la Terre de 1.2 ±0.1°C, en supposant que ce changement n'affecte que la loi d'émission du corps noir (loi de Planck, Dufresne et Bony, 2008). En réalité dès que l'on change la température de surface, toutes les variables climatiques (vent, humidité, nuages, couverture neigeuse) sont modifiées. Certaines de ces variations vont entraîner un changement du bilan énergétique au sommet de l'atmosphère, qui va à son tour entraîner un changement de la température d'équilibre de la surface. C'est ce que l'on appelle une boucle de rétroaction, qui peut être soit positive (amplification de l'accroissement initial de température), soit négative (atténuation de l'accroissement initial). Les principales boucles de rétroaction du climat sont la rétroaction vapeur d'eau, la rétroaction des nuages et la rétroaction due à l'albédo de la surface. La Figure 1 montre que les rétroactions climatiques sont à l'origine des incertitudes sur les changements de température (le calcul sans rétroaction étant assez précis) et que les rétroactions multiplient la variation initiale de la température par un facteur allant de 2 à 3 environ.

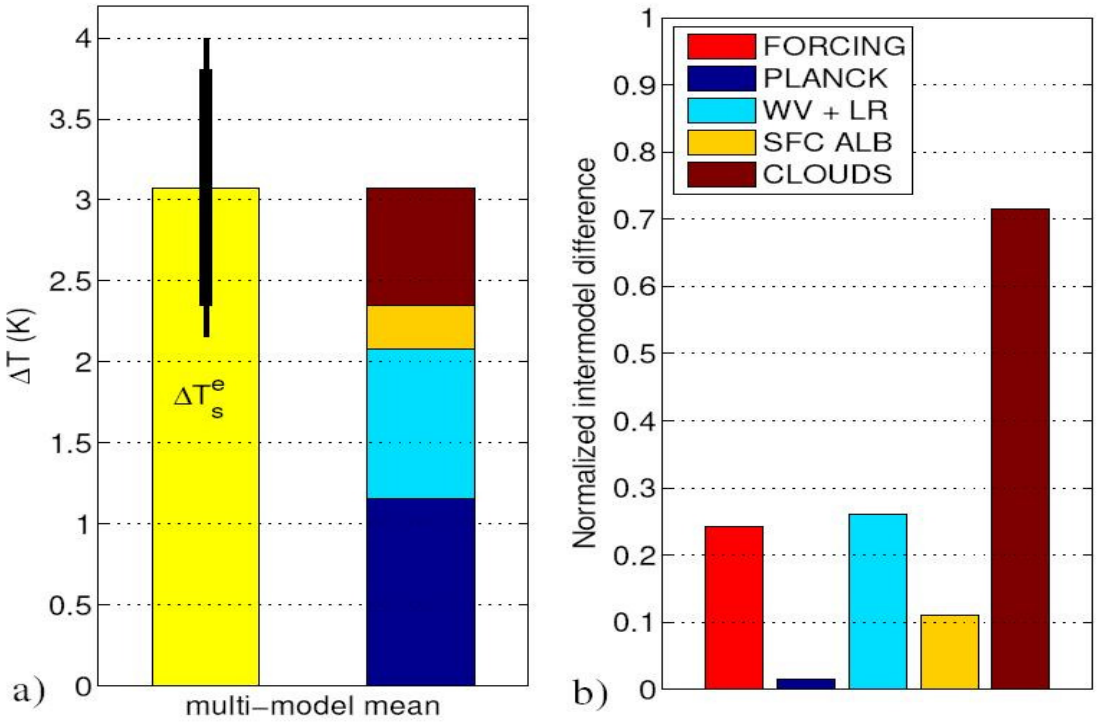


Figure 1: Pour un doublement de la concentration en CO_2, (a) moyenne ±1 dispersion standard (ligne épaise) et 5%-95% intervalle (ligne fine) du changement de la température d'équilibre. Contributions moyennes à ce réchauffement, dues aux différentes rétroactions : réponse de Planck, changements de la vapeur d'eau et du gradient de température, albédo de surface et nuages. (b) dispersion inter-modèles du changement de température associé au forçage radiatif, à la réponse de Planck, et aux différentes rétroactions normalisées par la dispersion standard du changement de la température d'équilibre entre modèles signalée à (a). [Dufresne and Bony 2008]

Les modèles climatiques prévoient toujours une large gamme des rétroactions radiatives des nuages [Soden et Held, 2006, Webb et al., 2006, Ringer et al. 2006]. La diversité des rétroactions liées aux nuages est considérée depuis plus de quinze ans (et le 1er rapport de IPCC) comme l'une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité climatique [Bony et al., 2006]. La Figure 1-b montre que c'est toujours le cas aujourd'hui puisque c'est pour la rétroaction nuageuse que l'on note la plus forte disparité entre les modèles. Des études récentes [Bony et Dufresne, 2005] indiquent que cette dispersion des résultats dans les régions tropicales provient principalement de la façon dont les différents modèles climatiques prédisent la réponse des nuages bas (du type stratus, stratocumulus ou petit cumulus) au réchauffement global. La façon dont les autres nuages (notamment les gros nuages d'orage du type Cumulonimbus) répondront au changement climatique est incertaine également, mais elle contribue peu à la dispersion de l'amplitude du réchauffement global prédite par les modèles de climat aujourd'hui. En revanche elle contribue aux incertitudes sur les changements régionaux de la précipitation qui sont associés au réchauffement global. Il est donc crucial d'améliorer la représentation des différents types des nuages dans les modèles climatiques.

Les nuages sont les éléments clés du bilan radiatif du système Terre/océan/atmosphère. Ils couvrent en moyenne 70% de la surface du globe (voir Figure 3.5.a) et ont par conséquent une

grande influence sur le bilan radiatif terrestre, ils contribuent de façon très importante aux effets de serre et d'albédo d'origine non anthropique. Ils contribuent à refroidir la troposphère car ils réfléchissent une partie important du rayonnement solaire, c'est l'effet d'albédo. Ils contribuent également à la réchauffer car ils absorbent une partie du rayonnement infrarouge terrestre, c'est l'effet de serre. La compétition entre ces deux effets opposés est gouvernée par leur distribution spatio-temporelle et leurs propriétés micro et macro physiques. La connaissance de ces propriétés doit être améliorée pour pouvoir les représenter de manière pertinente dans les modèles climatiques.

L'évaluation des nuages nécessite des observations précises. Jusqu'à récemment des estimations à grande échelle de plusieurs aspects fondamentaux de la distribution tridimensionnelle des nuages étaient obtenues de manière très indirecte et de façon peu précise. La télédétection passive, majoritairement présente sur les satellites (i.e. ISCCP, MODIS, PARASOL, CERES, ERBE, ScaRab), qui a été utilisée jusqu'à présent pour évaluer la représentation des nuages dans les modèles climatiques [Zhang et al., 2005, Webb et al. 2001, Bony et al., 2004, Cole et al., 2010, Yu et al., 1996, Su et al., 2010], permet d'obtenir une bonne estimation de la distribution spatio-temporelle des nuages et des flux au sommet de l'atmosphère, mais donne peu d'information sur la distribution verticale des nuages. Elle est donc insuffisante pour caractériser correctement les propriétés nuageuses car une bonne simulation des flux radiatifs par les modèles peut être le résultat des diverses compensations d'erreurs. De ce fait, les paramétrisations développées pour représenter les nuages ont tendance à être mal contraintes par les observations. Mais cela a commencé à changer. De nouveaux ensembles de données sont capables, pour la première fois, de décrire la structure en trois dimensions des nuages et des processus liées aux nuages à grande échelle. Plus précisément le train de satellites A- train est en orbite depuis 2006. Cet ensemble de satellites est un observatoire spatial adapté à l'étude des nuages, et nous disposons à l'échelle globale d'un panel complet des propriétés des nuages : le nombre des couches nuageuses et leur altitude qui sont déduites des observations lidar et radar (CALIPSO, CLOUDSAT), les flux au sommet de l'atmosphère (CERES), et l'épaisseur optique des nuages (MODIS/Aqua, PARASOL).

L'objet de cette thèse est de tirer profit des nouvelles observations de l'A-train afin d'évaluer les propriétés des nuages simulées par les modèles de circulation générale atmosphérique (GCMs). Des méthodologies originales seront développées et des outils seront créés afin de fournir de l'information pertinente pour l'évaluation et le développement des paramétrisations de ces modèles. Pour faire une comparaison significative entre les nuages simulés par les modèles et ceux observés, il est nécessaire que les modèles et les observations parlent la même langue. Dans cette thèse nous utiliserons un logiciel nommé 'CFMIP Observation Simulator Package' (COSP), développé dans le cadre du programme CFMIP (Cloud Feedback Model Intercomparaison Program) (voir http://www.cfmip.net), afin de pouvoir comparer de manière cohérente les propriétés nuageuses prédîtes par les modèles climatiques avec celles provenant des différentes observations satellitales. Le modèle de circulation générale testé dans cette thèse est LMDZ [Hourdin et al., 2006] qui a été développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique pour étudier le climat et prévoir son évolution à l'échelle globale ; les mécanismes physiques liés à la représentation des nuages doivent encore y être améliorés. Dans cette thèse, on utilisera les observations de l'A-train pour évaluer deux versions du modèle LMDZ qui diffèrent uniquement par des paramétrisations du bloc couche-limite/convection/nuages.

En premier lieu, le contexte de la thèse sera décrit dans le Chapitre1 : on présentera le modèle de circulation générale LMDZ, les principes des mesures des différents capteurs (CERES, POLDER, MODIS, CALIPSO et CLOUDSAT) ainsi que les méthodes de comparaison entre le modèle et les observations. Ensuite (Chapitre 2) on présentera la sélection et le couplage des observations et des produits satellitales de l'A-train dédiés à évaluer les modèles de climat. A partir des observations on étudiera les propriétés des nuages (Chapitre3) : leur effet radiatif, leur épaisseur optique, la couverture nuageuse et leur distribution verticale. On analysera les nuages tropicaux par régimes de circulation et en fonction de leur distribution géographique. On développera une méthode (Chapitre 4) qui permet d'analyser les observations de façon suffisamment fine pour alimenter la compréhension des processus nuageux et aider au développement des modèles. Par ailleurs, on utilisera cette méthode pour caractériser les nuages qui sont détectés différemment selon les capteurs. Le Chapitre 5 consiste à évaluer les propriétés nuageuses simulées par LMDZ. L'ensemble des paramètres nuageux observés par les capteurs sera comparé à ceux simulés par les deux versions du modèle climatique. On identifiera des nuages que LMDZ représente bien, et ceux que la nouvelle version du modèle a contribué à mieux représenter. On mettra encore en évidence les nuages que le modèle (ancienne et nouvelle version) a des difficultés à simuler correctement. D'autres modèles de climat (CCCMA, ECHAM5, CAM3.5) sont également testés afin d'avoir une vision complète des capacités et des limites des GCMs.

Chapitre 1.
Les nuages dans les modèles de climat et dans les observations satellitales

Dans la première partie de ce chapitre on introduit la notion de modèles climatiques, et on décrit les principales caractéristiques du modèle LMDZ. Dans la deuxième partie de ce chapitre, nous présentons les principaux instruments de télédétection utilisés pour caractériser les propriétés nuageuses. Dans la troisième partie nous présentons la méthode de comparaison entre le modèle et les observations.

1.1. Les nuages dans les modèles de climat (du LMD)

Les Modèles de Circulation Générale (GCMs) Océan-Atmosphère reposent sur des lois physiques fondamentales qui sont ensuite soumises à des approximations physiques appropriées pour le système climatique à grande échelle, puis approchés par le biais de discrétisation mathématique. Les contraintes de calcul restreignent la résolution possible des équations discrétisées et une représentation de l'impact des processus non résolus à grande échelle est requise (il s'agit des paramétrisations). Les modèles climatiques sont à même de reproduire les caractéristiques générales du climat actuel, de son évolution récente et des changements climatiques passés. Ils permettent également d'estimer les changements climatiques futurs en réponse à différents forçages. Ces estimations dépendent fortement du modèle qui doit toujours être considéré de façon critique. Il y a eu des améliorations continues des modèles : résolution, méthodes de calcul, paramétrisations et introduction de nouveaux processus. Néanmoins, les changements climatiques simulés par les modèles en réponse à une perturbation diffèrent toujours fortement entre les modèles, et les processus nuageux jouent un rôle majeure dans cette dispersion [Randall et al., 2007, Bony et al., 2006, Dufresne et Bony, 2008]. Ainsi les capacités et les limites des GCMs doivent être évalués.

Dans cette étude on utilisera deux versions du modèle de circulation générale LMDZ5, proche du LMDZ4 [Hourdin et al., 2006] qui est la composante atmosphérique du modèle couplé de l'IPSL [Marti et al., 2010] et qui sera utilisé pour effectuer des simulations de changements climatiques pour le projet CMIP5 en vue de la préparation du 5ème rapport d'évaluation de IPCC. La partie dynamique du code est basée sur une formulation en différences finies des équations primitives de la météorologie. La discrétisation assure la

conservation numérique de l'enstrophie pour les écoulements barotropes et du moment cinétique pour la composante axisymétrique. Couplé à la base dynamique, le modèle comprend un ensemble de paramétrisations physiques. Le jeu de paramétrisations physiques de la version standard LMDZ4 du modèle [Hourdin et al., 2006] inclue le schéma de transfert radiatif de Fouquart et Bonnel (1980) pour le rayonnement solaire et celui de Morcette et al. (1986) pour le rayonnement terrestre. La paramétrisation de la convection nuageuse repose sur une approche en flux de masse. Le schéma de convection d'Emanuel (1991) est utilisé. La couverture nuageuse est prévue par un schéma statistique des nuages qui utilise une distribution log-normale généralisée (asymétrique) pour décrire la variabilité sous-maille de l'eau total. La fraction nuageuse associé à la convection est prédite à partir du contenu en eau des nuages prédits par le schéma en flux de masse au travers d'une distribution statistique [Bony and Emanuel, 2001]. En plus des nuages convectifs, des nuages 'stratiformes' sont prédits à partir de l'eau totale dans la maille et de la humidité à saturation en imposant une distribution statistique avec une largeur imposée [Le Treut and Li, 1991].

Le modèle a connu des évolutions successives au cours du temps. Mais comme la plupart des modèles, et comme on verra dans la suite, LMDZ sous-estime les nuages moyens et bas qui proviennent notamment de la convection peu profonde. Il a été montré que la rétroaction radiative associée aux nuages bas est une source majeure de dispersion de l'estimation par les GCMs de l'amplitude du réchauffement climatique [Bony and Dufresne, 2005]. Par ailleurs le cycle diurne de la convection profonde au dessus des continents n'est pas bien représenté dans les GCMs. Pour essayer d'améliorer ces aspects dans le modèle, une nouvelle version de LMDZ appelée 'nouvelle physique' (LMDZ5-NP), dans laquelle les paramétrisations pour le bloc couche-limite/convection/nuages ont été totalement revues, est en cours d'évaluation. La 'nouvelle physique' comprend principalement : (1) Un nouveau schéma de couche limite combinant un modèle en diffusion turbulente avec équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente et un schéma 'en flux de masse' pour représenter les structures cohérentes de la couche limite convective sèche ou nuageuse [Rio and Hourdin, 2008] ainsi qu'une nouvelle schéma des nuages bas. (2) Une version modifiée du schéma de convection profonde d'Emanuel (modification de la prescription de probabilité de mélange avec l'environnement, fermeture et déclenchement basés sur les caractéristiques de la couche limite) [Grandpeix et al., 2004]. (3) La prise en compte des poches froides crées par réévaporation des pluies convectives. Ces poches froides sont utilisées en retour pour le déclenchement et la fermeture de la convection [Grandpeix et Lafore, 2010].

1.2. Les nuages observés par les capteurs satellitales de l'A-train

L'A-Train est une constellation de cinq satellites en orbite volant en formation autour du globe à une altitude de 690 kilomètres. Chaque satellite de l'A-Train a des capacités de mesure spécifiques qui se complètent mutuellement. Pour la première fois, des mesures presque simultanées provenant de plusieurs satellites peuvent être utilisés ensemble pour obtenir des informations complètes sur les caractéristiques de l'atmosphère à haute résolution spatiale [Marchand et al., 2010, Mace, 2010, Loeb et al., 2006, Hayes et al., 2010, Holz et al., 2008, Mace et al. 2009]. Ces informations seraient inaccessibles avec l'observation provenant d'un seul capteur. Cet ensemble d'observations a pour objectif de mieux comprendre les phénomènes qui influencent la distribution et les propriétés des nuages et des aérosols à

grande échelle. L'orbite de l'A-Train est héliosynchrone et chaque satellite traverse l'équateur vers 1h30 et 13h30 en heure locale avec un intervalle de moins de 15min entre le premier et dernier satellite. Les satellites complètent 14.55 orbites par jour avec un espacement de 24.7° de longitude à l'équateur entre chaque orbite successive.

L'A-Train observe conjointement les propriétés radiatives des nuages avec les capteurs passifs PARASOL, MODIS, CERES et la structure verticale des nuages avec la nouvelle génération de satellites portant des instruments radar (CloudSat) et lidar (CALIOP/CALIPSO) (Tableau 1.1). Ils constituent une occasion exceptionnelle d'observer simultanément plusieurs propriétés radiatives des nuages et leur distribution tridimensionnelle. Le Tableau 1.1 résume les principes de mesure de ces différents capteurs.

capteur	satellite	caractéristiques du capteur	mesures du capteur
radiomètre **CERES**	AQUA (NASA)	-canal ondes courtes (0.3 - 5µm) -canal ondes longues (8-12µm) -canal pour spectre total du rayonnement sortant (0.3-100nµ)	flux radiatifs à partir des radiances mesurées
radiomètre **POLDER**	PARASOL (CNES)	8 bandes spectrales (de 443 à 910nm)	Radiances et radiances polarisées
radiomètre **MODIS**	AQUA (NASA)	36 bandes spectrales (de 0.4 à 14.4µm)	radiances
lidar **CALIOP**	CALIPSO (NASA-CNES)	λ=532nm, 1064nm	ATB (signal lidar atténué rétrodiffusé)
radar **CLOUDSAT**	CLOUD-SAT (NASA)	ν=94GHz	Reflectivité radar

Tableau 1.1 : Quelques caractéristiques des capteurs de l'A-Train utilisés dans cette thèse.

1.2.1. Capteurs passifs

(a) CERES

L'instrument CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) est un capteur conçu pour mesurer à la fois l'énergie solaire réfléchie et le rayonnement émis par la Terre au sommet de l'atmosphère (TOA, pour 'Top Of the Atmosphere'). L'instrument CERES [Weilicki et al., 1996] est un radiomètre qui dispose de trois canaux : un canal ondes courtes pour mesurer la lumière du soleil réfléchie dans le domaine spectral allant de 0.3 à 5 µm, un canal pour mesurer le rayonnement thermique émis par l'ensemble Terre-Atmosphère dans la fenêtre de transparence de l'atmosphère (entre 8 – 12 µm), et un canal pour mesurer le spectre total du rayonnement sortant de la Terre (rayonnement émis plus réfléchi). Pour estimer le bilan radiatif de la Terre à partir des mesures satellitales, une étape nécessaire consiste à convertir la radiance mesurée dans une direction donnée, en flux radiatifs. Les flux instantanés TOA sont estimés à l'aide d'ADMs (Angular Distribution Models, Loeb et al., 2003), des modèles empiriques qui permettent d'estimer la dépendance angulaire de la

radiance, qui dépend fortement des caractéristiques physiques et optiques de la scène (comme le type de surface, la fraction nuageuse, la phase des nuages (eau liquide, glace), l'épaisseur optique des nuages/aérosols) ainsi que de l'angle solaire zénithal. L'identification de scène (nuage/aérosol/clair) est déduite des mesures instantanées d'autres instruments comme MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). CERES a recueilli près de 10 ans des données depuis 1999, il a montré une stabilité remarquable et il fournit les mesures du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère (TOA) les plus précises à ce jour. Deux instruments CERES (FM3 et FM4) sont à bord de la plateforme Aqua depuis mai 2002.

(b) PARASOL/POLDER

Le radiomètre PARASOL (Polarisation and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar) est un imageur à grand champ de vue POLDER (POLarization and Directionality Earth's Reflectances) qui mesure les caractéristiques directionnelles et la polarisation de la lumière réfléchie par l'ensemble Terre/atmosphère. L'objectif de ces mesures est d'améliorer notre connaissance des propriétés radiatives et microphysiques des nuages et des aérosols. Ces instruments présentent la particularité d'avoir des capacités multispectrales, multipolarisées et multidirectionnelles. L'instrument POLDER contient trois éléments principaux : un FOV (field-of-view) optique télécentrique, une roue portant des filtres spectraux et des polariseurs, et une matrice CDD (Coupled Device Detector) de 244x274 détecteurs. Lorsque le satellite se déplace le long de l'orbite, jusqu'à 14 mesures successives d'une même scène sont acquises dans huit bandes spectrales situées entre 443 et 910 nm [Deschamps et al., 1994]. Les instruments POLDER ont été lancés à bord des satellites ADEOS-1 et ADEOS-2 en août 1996 et décembre 2002 respectivement et ont recueilli 8 mois des données pour POLDER-1 (de novembre 1996 à juin 1997) et 7 mois des données pour POLDER-2 (de mars 2003 à septembre 2003). PARASOL a été lancé en décembre 2004. Les principales différences entre PARASOL et POLDER1 et 2 proviennent du changement de l'orientation de la matrice CDD qui permet une meilleure couverture de l'angle de diffusion (jusqu'à 16 directions par rapport à 14 au POLDER) et l'ajout de la bande spectrale de 1020nm qui est proche du canal CALIOP de 1064nm.

(c) MODIS

MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer) est un instrument mis en orbite en 1999 à bord du satellite Terra et en 2002 à bord du satellite Aqua. L'instrument collecte des observations dans 36 bandes spectrales comprises entre 0.4µm et 14.4µm, à différentes résolutions spatiales (2 bandes à 250m, 5 bandes à 500m et 29 bandes à 1km). Les bandes de résolution 250m sont centrées sur 0.65 et 0.86µm, celles de 500m sur 0.47, 0.56, 1.24, 1.63 et 2.13µm. MODIS est conçu pour déterminer des propriétés nuageuses à partir des mesures de la réflexion et d'émission thermique [King et al., 1992]. MODIS est etalonné en vol. MODIS observe les scènes perpendiculaires à la trajectoire du satellite sur une distance d'une largeur 2330km et avec un angle zénithal de visée maximum (au sol) de 63°.

1.2.2. Instruments de télédétection active

(a) CALIPSO

CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infared Pathfinder Satellite Observation) est un satellite développé dans le cadre d'une collaboration entre la NASA et le CNES et qui a été lancé le 28 avril 2006. Il a été conçu pour fournir des mesures globales en trois dimensions des aérosols et des nuages. CALIPSO combine un instrument actif, le lidar CALIOP, avec des instruments passifs, des imageurs dans le domaine visible et infrarouge. CALIOP, l'instrument de base transporté par CALIPSO, est le premier lidar optimisé pour des mesures des nuages et des aérosols en orbite. Le lidar est constitué d'une source laser impulsionnelle et polarisée fonctionnant à 1064 et 532nm [Winker et al., 2007] et d'un télescope de 1m de diamètre. Le faisceau laser sortant est polarisé linéairement et deux canaux récepteurs, polarisés à 532nm, fournissent des mesures du degré de polarisation linéaire du signal de retour. En utilisant les deux canaux récepteurs à 532nm et le canal qui mesure le signal total de retour à 1064nm, on peut estimer la distribution verticale détaillée des nuages et aérosols ainsi que certaines de leurs propriétés microphysiques et optiques. La détection des couches nuageuses repose principalement sur le canal à 532nm.

Nous décrivons maintenant le principe de mesure du lidar CALIOP. Le capteur envoie une impulsion électromagnétique dans l'atmosphère. Cette onde interagit avec les milieux qu'elle rencontre via des processus d'absorption et de diffusion. Admettons qu'une impulsion laser de puissance F_0 et de longueur d'onde λ soit émise par le laser à l'instant t_0. Apres interaction avec l'atmosphère à une altitude z, une certaine quantité d'énergie $P(\lambda,z)$ revient vers la télescope, qui l'enregistre à l'instant $t=t_0+\Delta t$. Comme les photons se déplacent à la vitesse de la lumière c, une équivalence peut être rétablie entre le temps d'aller-retour Δt et l'altitude z à laquelle a eu lieu l'interaction si le tir est vertical ($z=\frac{c\Delta t}{2}$). Le grand avantage de lidar est que pour chaque impulsion électromagnétique, il est possible de mesurer une distribution verticale de l'énergie rétrodiffusé, dont l'intensité donne une information sur les propriétés de l'élément diffusant, de l'atmosphère. Pour chaque impulsion laser émise, la distribution verticale de la puissance rétrodiffusée $P(\lambda,z)$ est donnée par [Collis et Russel, 1976] :

$$P(\lambda,z)=KF_o\beta(\lambda,z)\frac{A}{z^2}\exp[-2\int_z^{z_{TOA}}\alpha(z')dz'] \quad [\mathrm{J\ s^{-1}}] \qquad (1.1)$$

- K est une constante instrumentale, prenant en compte les éléments optiques et électroniques qui composent la chaîne de traitement de l'énergie lumineuse rétrodiffusée.
- F_0 représente l'énergie initiale du faisceau en J s^{-1}.
- A est l'aire du récepteur en m^2.
- $\alpha(z)$ représente le coefficient d'extinction total (absorption et diffusion) à l'altitude z en m^{-1}.
- $\beta(\lambda,z)$ représente le coefficient de rétrodiffusion à l'altitude z_{TOA} en m^{-1} sr^{-1}.

On définit le signal ATB (ATtenuated Backscatter signal) corrigé par des effets géométriques comme

$$ATB(\lambda,z)=\frac{P(\lambda,z)}{KF_0}\frac{z^2}{A}=\beta(\lambda,z)\exp[-2\int_z^{z_{TOA}}\alpha(z')dz'] \qquad (1.2)$$

A la longueur d'onde du lidar CALIOP (λ=532nm), les particules atmosphériques et les molécules de gaz contribuent à la diffusion mais pas à l'absorption [Chepfer et al., 2007]. Le

coefficient de rétrodiffusion β(z) décrit le produit de l'atténuation α(z) à l'altitude z et la probabilité de rétrodiffusion k(z) dans la couche d'épaisseur dz. Les coefficients α(z) et β(z) correspondent à la somme de la contribution de tous les éléments atmosphériques rencontrés (molécules, aérosols, particules nuageuses).

$$\beta(z) = \beta_{sca.part}(z) + \beta_{sca.mol}(z) \quad \text{et} \quad (1.3)$$

$$\alpha(z) = \alpha_{sca.part}(z) + \alpha_{sca.mol}(z) \quad (1.4)$$

L'équation du signal ATB montre que le faisceau s'atténue selon une exponentielle négative de l'épaisseur optique de la couche atmosphérique entre z et z_{TOA}. La Figure 1.1 montre un exemple de profil lidar mesuré par CALIOP. On y voit que le faisceau est premièrement rétrodiffusé par des molécules. Ensuite il rencontre des nuages fins aux hautes altitudes et un gros nuage vers 5-6km d'altitude, en dessous duquel le signal est fortement atténué.

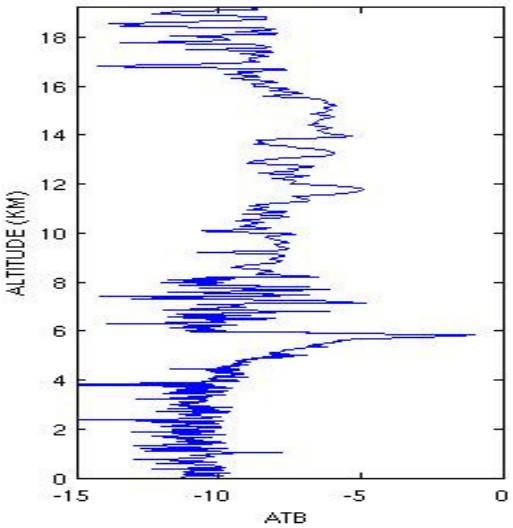


Figure 1.1: Exemple d'un profil vertical lidar mesuré par CALIOP ATB (en m^{-1} sr^{-1}) en échelle logarithmique.

(b) CLOUDSAT

CloudSat, lancé le 28 avril 2006, vole en formation dans l'A-Train et utilise un radar pour mesurer l'altitude et les propriétés des nuages et précipitations. Il détecte le rayonnement diffusé non seulement par les gouttelettes des nuages mais également par les précipitations.

Les systèmes radar météorologiques émettent une impulsion électromagnétique et mesurent l'énergie rétrodiffusée et captée par l'antenne radar. La rétrodiffusion est le résultat d'interactions avec les nuages et les particules de précipitation, mais aussi avec les gaz atmosphériques comme la vapeur d'eau et l'oxygène. La façon dont le rayonnement électromagnétique interagit avec ces particules dépend de la fréquence du rayonnement, ainsi que le type, la taille, l'orientation et la distribution des particules. Le radar CloudSat (CPR) fonctionne à 94 GHz. A cette fréquence, le profil vertical de réflectivité radar est donnée par :

$$Z(z) = \int_{r_{\min}}^{r_{\max}} (2r_e)^6 n(z, r_e) dr_e \quad (1.5)$$

- r_e est le rayon effectif des particules qui interagissent avec l'onde incidente (mm),
- $n(r,z_e)dr_e$ est le nombre de particules dont le rayon est compris entre r_e et dr_e (m^{-3}),
- Z(z) est la réflectivité radar (il est courant d'estimer la réflectivité radar en décibels : Z(dB(z))= 10log[Z(z)].

A la fréquence de 94 GHz, seules les grosses particules nuageuses ou les petites particules en forte densité contribuent à la réflectivité qui sera mesurée. Les couches nuageuses optiquement fines (typiquement $\tau<1$) ne peuvent pas être détectées à la longueur d'onde de cet instrument alors que celles précédemment trop opaques pour le lidar ($\tau>3$) le seront. Aussi l'atténuation par la vapeur d'eau est non négligeable et l'atténuation par les précipitations peut être importante. Les mesures de la puissance rétrodiffusée sont généralement converties dans l'unité météorologique de la réflectivité radar, exprimé en décibels (dBZ). Ces mesures de réflectivité permettent ensuite d'extraire des quantités telles que le contenu en eau liquide ou le taux de précipitation [Haynes et al., 2007].

1.3. Les simulateurs d'observables : un pont entre modèles de climat et observations satellitales

Une des façons d'accroître notre confiance dans les projections du climat futur est d'évaluer la capacité des modèles climatiques à simuler le climat actuel. Vu le rôle important des nuages dans le bilan radiatif de la Terre et dans la dispersion de la sensibilité climatique, l'évaluation fine de leurs propriétés et de leur sensibilité est particulièrement importante. L'évaluation des sorties des modèles à partir des observations satellitales est assez complexe. Par exemple, en ce qui concerne la couverture nuageuse, il n'y pas de définition unique des nuages ou de type des nuages ni dans les modèles ni dans les observations. Par conséquent pour comparer les modèles avec les observations, il est nécessaire d'utiliser une définition uniforme des nuages en tenant compte des effets de la géométrie de visée du capteur, de la sensibilité du capteur, du recouvrement vertical des couches nuageuses, etc.

Les nuages simulés par les modèles climatiques peuvent être comparés aux observations par plusieurs approches. Une approche est de comparer les 'grandeurs géophysiques'. Ces variables peuvent être déduites des mesures satellitales, mais pour cela il est nécessaire de développer des algorithmes. Ceux ci comportent des hypothèses qui peuvent être nombreuses et qui peuvent influencer significativement les résultats. Ces hypothèses dépendent notamment de la nature des mesures (longueur d'onde utilisé, capteur actif ou passif, etc.) et la comparaison des différentes estimations est un travail en soi, comme par exemple pour la couverture nuageuse [e.g. Stubenrauch et al, 1999, Wielicki et al., 1992, Buriez et al., 1997, Platnick et al., 2003, Chepfer et al., 2010].

Une autre méthode de comparaison entre modèle et observations, poursuite dans cette étude, est l'approche 'modèle vers observations' [Morcette, 1991, Doutriaux-Boucher et al., 1998, Chiriaco et al., 2006, Chepfer et al., 2007]. Elle consiste à utiliser les sorties du modèle pour diagnostiquer certaines grandeurs telles qu'elles seraient observées depuis l'espace si les satellites volaient au-dessus d'une atmosphère semblable à celle prédite par le modèle. On utilise à cet effet un simulateur d'observable. Dans le présent travail, nous utiliserons le paquet logiciel COSP (CFMIP Observational Simulator Package). Celui-ci comprend tout d'abord SCOPS (Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler) [Klein and Jacob, 1999, Webb et

al., 2001] qui génère une variabilité sous-maille des variables moyennes du modèle. Les profils verticaux sont convertis en un ensemble de profils sous-maille en divisant chaque grille du modèle en un certain nombre (de l'ordre de 20 à 50) de sous-colonnes générées stochastiquement en utilisant un processus d'échantillonnage pseudo-aléatoire : dans chaque sous-colonne et pour chaque niveau du modèle la fraction nuageuse est attribuée à 0 ou 1 avec la contrainte que la quantité d'eau condensée et la fraction nuageuse moyennée dans toutes les sous-colonnes est égale à la valeur moyenne de chaque grille du modèle, et que l'hypothèse de recouvrement des nuages est la même que celle utilisée par le schéma radiatif du modèle. Ainsi on arrive à introduire une dimension supplémentaire sur la maille et à obtenir une variabilité sous-maille en trois dimensions (Figure 1.2). Ensuite le simulateur calcule les grandeurs telles qu'elles seraient observées par différent capteur embarqué sur un satellite et qui survolerait ses sous-colonnes. En particulier COSP contient le simulateur ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) [Webb et al., 2001, Zhang et al., 2005, Webb et al., 2006, Williams et Tselioudis, 2007, Williams et Webb, 2008], le simulateur CLOUDSAT [Haynes et al., 2007, Bodas-Salcedo et al., 2008, Inoue et al., 2010, Satoh et al., 2010] qui simule des réflectivités du radar CLOUDSAT, le simulateur CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations, Chepfer et al., 2008) qui simule les signaux de rétrodiffusion lidar, et le simulateur PARASOL qui simule les radiances visibles observées par PARASOL. Finalement des diagnostiques et des statistiques sont appliqués sur les grandeurs observables simulées et les valeurs de chaque sous-colonne sont re-moyennées sur la grille du modèle.

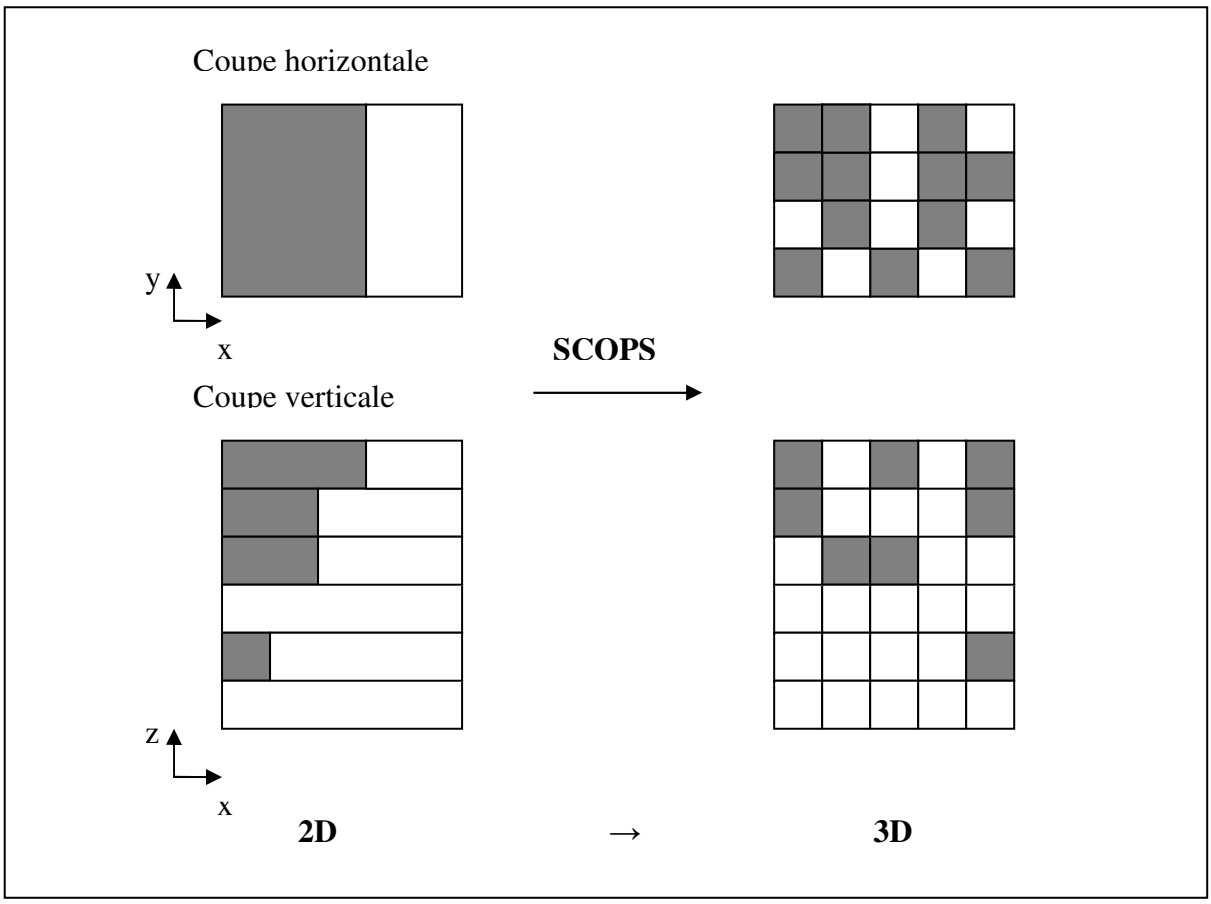


Figure 1.2 : Schéma de l'effet du module sous maille SCOPS : Une grille du modèle avant l'utilisation du SCOPS (à gauche) et après sont utilisation (à droite). La partie grise correspond aux nuages et la blanche au ciel clair.

1.4. Conclusion : l'approche suivie dans cette thèse

Dans cette étude on utilisera une méthode de comparaison entre modèle et observations intermédiaire entre l'approche modèle vers observations et l'approche observations vers modèle comme elle est schématisée dans la Figure 1.3. D'une part le simulateur COSP simule à partir des sorties du modèle des grandeurs observables. D'autre part, pour les observations, le même algorithme de détection des nuages est appliqué sur le signal lidar directement observé par CALIPSO et sur celui calculé par le simulateur lidar. Le jeu des données GOCCP (GCM Oriented CALIPSO Cloud Product) a été construit pour diagnostiquer les propriétés nuageuses à partir des observations CALIPSO exactement de la même façon que dans le simulateur (même résolution spatiale, mêmes critères utilisés pour la détection des nuages, même diagnostic statistique des nuages) [Chepfer et al., 2010, voir http://climserv.ipsl.polytechnique.fr/cfmip-atrain.html]. De même, les données PARASOL sont traitées de la même façon que dans le simulateur PARASOL (réflectances dans une direction constante). Cela garantit que les écarts entre le modèle et les observations révèlent des lacunes sur la représentation de la couverture nuageuse par le modèle plutôt que des différences dans la définition des nuages ou des diagnostiques.

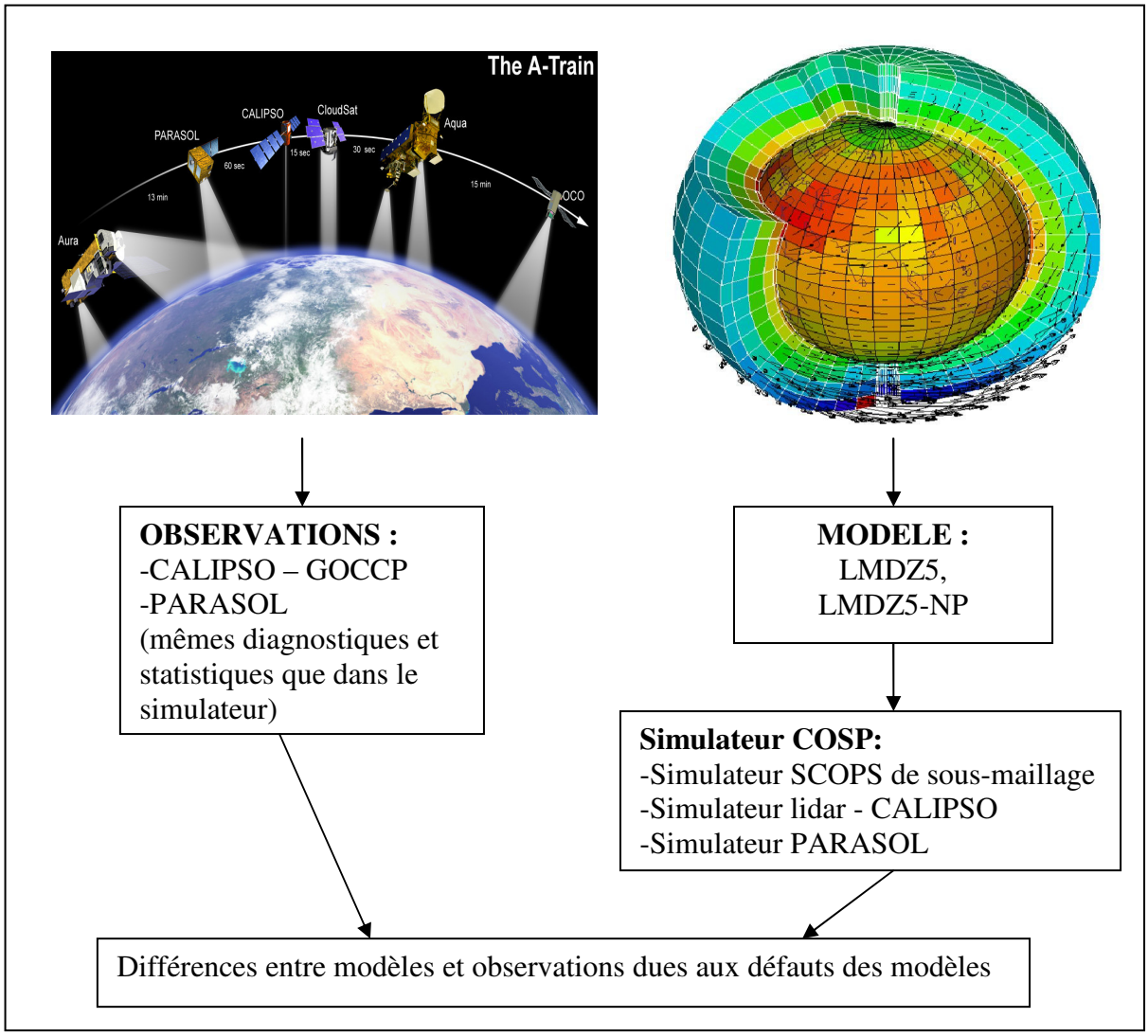


Figure 1.3 : Schéma décrivant l'approche suivie dans cette étude pour l'évaluation des nuages dans les modèles climatiques.

Chapitre 2.
Sélection et couplage des observations et produits satellitales de l'A-train pour les modèles de climat

Le but de ce chapitre est de présenter les mesures observationnelles de l'A-train qui seront utilisées dans cette thèse pour évaluer les modèles de climat. Dans la première partie de ce chapitre on présente les produits et les variables standards des satellites. A partir des produits standards, nous avons développé des produits dédiés à cette étude, ayant toujours comme objectif l'évaluation des modèles climatiques, et qui sont également présentés. Dans la deuxième partie on met en évidence un atout des observations A-train : les différents capteurs sont capables de détecter le même scène nuageuse simultanément. Un cas d'étude montre cet atout, et il montre également comment les différents instruments de télédétection observent la même scène nuageuse, les accords et les désaccords entre eux, ainsi que le rôle important de la résolution spatiale de chaque capteur. Finalement nous comparons la fraction nuageuse et la réflectance issues des différents capteurs.

2.1. Les produits et variables utilisées

2.1.1. Les produits et variables standards utilisés

On a déjà présenté (voir section 1.2) les principes de mesure des différents instruments de l'Atrain utilisés dans cette thèse. Ici on présente certains produits et variables des capteurs utilisées.

(a) CERES

Deux ensembles des données CERES sont considérés dans cette étude : CERES ES-4 (ERBE-like) et CERES-EBAF. Le produit CERES-ES4 utilise les mêmes algorithmes que ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) (d'où le nom ERBE-like) et a pour objet de garantir la continuité entre les données ERBE (qui existent pour la période 1984-1990, Barkstrom 1984, Barkstrom and Smith, 1986) et CERES [Weilicki et al., 1996]. Les ADMs (Angular Distribution Models) d'ERBE dépendent de la couverture nuageuse, pour quatre types de surface (océan, terre, désert, neige/glace), mais ne dependent pas des autres

propriétés nuageuses comme l'épaisseur optique. Le produit CERES-EBAF (Energy Balanced and Filled) [Loeb et al., 2008] est issu d'un algorithme qui utilise de nombreuses mesures annexes : i) celles provenant de satellites géostationnaires pour le cycle diurne, ii) la synergie de données MODIS CERES et iii) des nouveaux ADMs. Les flux CERES-EBAF sont issus du produit CERES SRBAVG-GEO. CERES-EBAF utilise un algorithme pour ajuster les flux au TOA à l'incertitude relative à la calibration du capteur et à la constante solaire, de sorte que le flux net au TOA soit conforme à une estimation de la quantité d'énergie stockée dans le système (basé sur les données de chaleur océanique plus la modélisation pour l'océan profond). De plus, les flux ciel clair sont obtenus en utilisant les pixels MODIS sans nuages inclus dans les pixels CERES ; une nouvelle climatologie des flux ciel clair TOA à haute résolution spatiale est ainsi obtenue. La résolution horizontale de CERES au nadir est de 20km².

Nous avons choisi de ne pas utiliser les valeurs instantanées des flux fournis par CERES. La détermination des flux s'appuie sur l'utilisation d'ADMs, qui sont valables en moyenne mais entraînent des erreurs importantes sur les flux instantanés. La référence de ciel clair n'est pas forcement observée à l'échelle d'un pixel CERES (~20km au nadir).

(b) PARASOL/POLDER

Les produits PARASOL niveau 1 utilisés sont des radiances calibrées avec une résolution spatiale proche de 6 x 6 km² au nadir. Les produits niveau 2 et 3 sont la fraction nuageuse, et l'albédo bande large en SW. Ceux-ci sont calculés pour des superpixels d'environ 18.5 x 18.5 km² composés de 3 x 3 pixels pleine résolution.

La fraction nuageuse est obtenue de la façon suivant : premièrement, les mesures POLDER dans les canaux centrés à 443, 670 et 865nm qui sont peu affectés par l'absorption des gaz sont converties en réflectance corrigée de l'absorption gazeuse. Ensuite la fraction nuageuse (à la résolution des 3 x 3 pixels) est déterminée en appliquant un algorithme de détection nuageuse dans chaque pixel POLDER à pleine résolution et dans chaque direction. Le système de détection des nuages se compose d'une séquence des tests de seuil, principalement fondée sur le rapport des réflectances à 763 et 765nm, la réflectance R (865nm pour l'océan et 443 pour le continent), les réflectances polarisées à 443 et 865nm, et le rapport des réflectances à 443 et 865nm [Buriez et al., 1997]. Ensuite la phase thermodynamique des nuages est dérivée de la réflectance polarisée à 865nm. Des albédo α monochromatique (λ=443, 670 et 865nm) sont alors calculés en utilisant une LUT (look-up-table) [Buriez et al., 2005]. Enfin ces albédos sont combinés pour intégrer spectralement et estimer l'albédo bande large en SW.

L'algorithme des flux PARASOL/POLDER et CERES/ERBE-like différent dans l'intégration spectrale (PARASOL ne mesure pas de radiances bande large contrairement à CERES) et dans l'intégration de la distribution angulaire (CERES ne fait pas de mesures bidirectionnels contrairement à PARASOL/POLDER). De plus dans POLDER les nuages sont supposés homogènes et plan parallèles. CERES utilise les ADMs pour déduire les flux TOA à partir des radiances mesurées. CERES se confond aussi avec les observations par satellites géostationnaires pour résoudre explicitement les variations diurnes des nuages et du rayonnement. La résolution spatiale des mesures PARASOL/POLDER est 6x6km² mais le

flux est fournit à la résolution de 20km² (comme CERES). Les deux approches sont complémentaires pour obtenir les meilleures estimations de flux.

(c) MODIS

L'ensemble des données MODIS de niveau 1B contient des radiances calibrées et géolocalisées pour les 36 bandes provenant de MODIS niveau 1A (MOD01). Dans cette étude on utilise la réflectance MODIS (MYD02QKM, MYD02HKM et MYD021KM, avec une résolution de 250m, 500m et 1 km respectivement) dans les bandes spectrales de réflexion solaire (bandes 1-19 : 405-2155nm, et 26 : 1360-1390µm) [Toller et al., 2008].

On utilisera aussi le produit de la fraction nuageuse des données MODIS niveau 2 (MOD06-L2). Le produit des nuages MODIS combine des techniques infrarouges et visibles afin de déterminer les propriétés physiques et radiatives des nuages comme la température et la pression du sommet du nuage, l'émissivité effective, la phase des particules nuageuses [Platnick et al, 2003]. L'algorithme de la fraction nuageuse est produit pour la journée et la nuit, avec une résolution de 1km, et il emploie jusqu'à 19 bandes spectrales MODIS pour optimiser une détection nuageuse fiable. La fraction nuageuse durant la journée est plus fiable car elle utilise les informations supplémentaires collectées dans le domaine des longueurs d'onde visible.

(d) CALIPSO

L'exploitation du signal lidar commence par les données CALIPSO niveau 1 (collection V2.01). Les résolutions horizontales et verticales des mesures sont 333m (333m le long de la trace et 75m perpendiculaire à la trace) et 30m respectivement en dessous de 8km, et 1km et 60m pour les altitudes supérieures à 8km [Winker et al., 2007].

(e) CLOUDSAT

Les observations radar utilisées dans cette étude proviennent des données opérationnelles de CloudSat connues sous le nom 2B-GeoProf (Geometric Profile). GeoProf contient un masque de détection des nuages qui prend des valeurs comprises entre 0 et 40 pour chaque niveau vertical. Les valeurs supérieures à 5 indiquent l'existence probable des nuages ; les valeurs croissantes indiquent une probabilité réduite de fausse détection. En plus ce produit contient la réflectivité radar (la puissance de retour mesurée et calibrée) [Marchand et al., 2009].

Le taux d'échantillonnage radar est 0.16sec par profil vertical ce qui correspond à une résolution verticale de 250m. L'empreinte du radar est de 1.5km perpendiculairement à la trajectoire et 2.5km le long de la trace [Stephens et al., 2002].

2.1.2. Les produits et variables dédiées développées pour cette étude

Dans la suite, à partir des produits standards décrits ci dessus on développe des variables d'avantage orientées vers l'évaluation des modèles climatiques et cohérentes avec les sorties du simulateur.

(a) PARASOL/POLDER

Dans cette étude on utilise la mesure par PARASOL/POLDER de la réflectance totale directionnelle à 865nm ρ (produit niveau 1) qui est définie comme :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = \frac{\pi L(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{E_s \mu_s} \qquad (2.1)$$

où θ_s, θ_v, $\phi_s - \phi_v$ sont respectivement l'angle solaire zénithal, l'angle zénithal de visée et la différence entre les angles d'azimut du soleil et de visée. L est la radiance mesurée, μ_s est le cosinus de l'angle solaire zénithal, et E_s est le rayonnement solaire incident. On utilise le canal à 865nm pour lequel la participation des gaz atmosphériques à la diffusion de Rayleigh et l'albédo de la surface est faible au dessus des océans. Les données sont corrigées de la transmission de l'ozone stratosphérique. La résolution spatiale est 6x6km². La réflectance dans le visible, au-dessus des surfaces océaniques, est surtout sensible à la direction de visée et à l'épaisseur optique des nuages. Certaines directions d'observation sont contaminées par la réflexion de la lumière solaire sur la surface ('glitter') ou sont très dépendantes des propriétés microphysiques des nuages (via leurs propriétés optiques). Dans le travail présenté dans ce mémoire, nous avons choisi une direction de visée constante et unique pour tout le globe (Figure 2.1) qui permet d'éviter (i) les directions où $90° < \phi_s - \phi_v < 270°$ car elles sont sensibles à la réflexion de 'glitter', (ii) la direction de la rétrodiffusion qui est très sensible aux propriétés microphysiques des nuages et (iii) la direction du nadir qui est moins sensible à l'épaisseur optique que toutes les autres. Ensuite on a cherché parmi les autres directions possibles, celles qui sont les plus fréquemment observées par PARASOL sur tout le globe. Pour cela on a tracé le nombre d'occurrences pour une latitude et un angle zénithal de visée (θ_v) donné (Figure 2.2.a) ainsi que le nombre d'occurrences pour une latitude et un angle ϕ ($=\phi_s - \phi_v$) donné (Figure 2.2.b) pour les données PARASOL co-localisées avec les observations de CALIPSO. Les Figures montrent que les angles les plus fréquemment observés sont θ_v=27° et $\phi_s - \phi_v$ =320° et par conséquent on utilisera dans l'étude présente les observations PARASOL avec des angles dans l'intervalle de θ_v=27°±2.5° et $\phi_s - \phi_v$ =320°±5°. En raison de l'orbite du satellite, l'angle solaire zénithal θ_s varie avec la latitude entre 18° et 62° dans les tropiques (±30°) et jusqu'à 80° aux latitudes plus élevées (Figure 2.2.c).

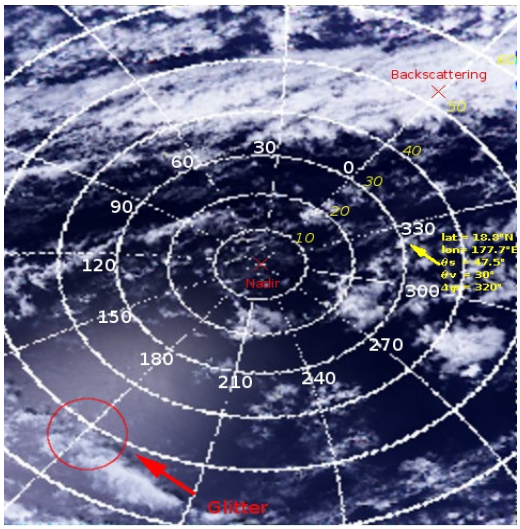


Figure 2.1: Exemple d'une image Parasol/Polder niveau 1 au dessus des océans tropicaux à 865nm. Les flèches jaunes montrent la direction choisie dans l'étude (θ_v= 27°, $\phi_s - \phi_v$ =320°).

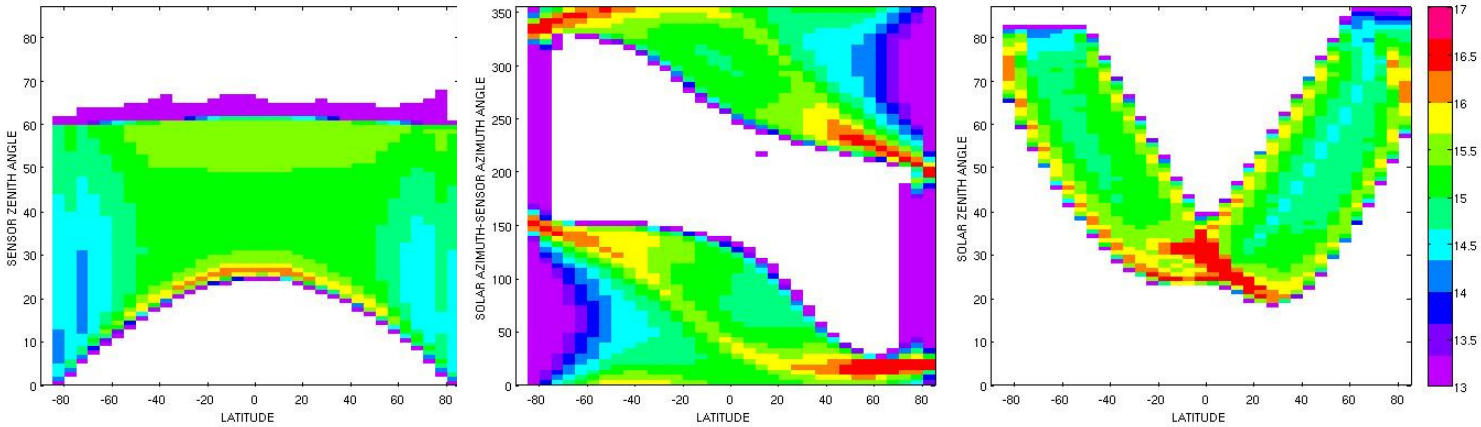


Figure 2.2: Nombre d'occurrence (en échelle logarithmique) de (a) l'angle zénithal de visée θ_v, (b) la différence entre les angles d'azimut du soleil et de visée $\phi_s - \phi_v$ et (c) l'angle solaire zénithal θ_s en fonction de la latitude pour des donnés PARASOL (co-localisées avec les données CALIPSO) pour les deux années 2007-2008.

Pour une direction de visée constante, la réflectance est principalement dépendante de l'épaisseur optique, de la fonction de phase des nuages, de l'angle solaire zénithal et de la fraction nuageuse. La réflectance dans une direction constante est calculée comme dans Chepfer et al. (2002) pour diverses épaisseurs optiques des nuages et angles solaires zénithaux (Figure 2.3), en utilisant un code de transfert radiatif [De Haan et al., 1986]. Quand on se place dans les régions tropicales (30°S-30°N), l'angle solaire zénithal θ_s varie entre 18° et 60° (Figure 2.2.c). Pour ces valeurs de θ_s, les variations de la réflectance sont inférieures à 0.1 en considérant une fonction de phase donnée (particules sphériques ou non sphériques). Les variations peuvent atteindre 0.15 lorsqu'on va vers les latitudes plus élevées, c'est-à-dire vers les angles zénithaux plus élevés (θ_s>60°). Une variation de réflectance supérieure à 0.15 (0.1 pour les tropiques) ne pourra donc pas être attribué à des variations de θ_s, mais à la présence des particules différentes (nuages). La sensibilité de la réflectance en fonction de la forme des particules nuageuses (sphériques ou pas sphériques) est maximale aux hautes latitudes et pour des valeurs élevées de l'angle solaire zénithal (0.13) et diminue légèrement dans les régions tropicales (0.1).

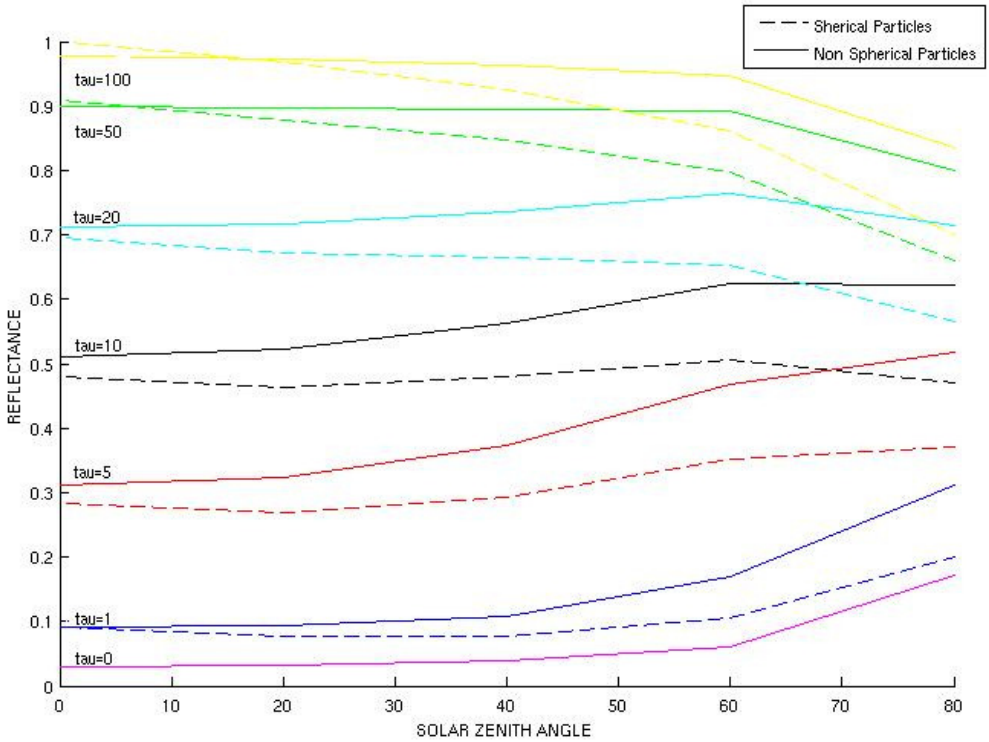


Figure 2.3: Réflectance simulée dans une direction constante en fonction de l'angle solaire zénithal (θ_s) pour la direction de visée (θ_v= 27°, $\phi_s - \phi_v$ =320°) pour différents épaisseurs optiques nuageuses et selon que les particules des nuages sont sphériques ou non sphériques. Les nuages sont supposés plans parallèles infinis.

(b) MODIS

La géométrie de visée de MODIS est analysée par rapport à celle de PARASOL. Comme les angles MODIS co-localisés sous la trace de CALIOP ne sont pas encore disponibles, nous avons utilisé pour cette analyse les données MODIS co-localisées sous la trace de la camera visible (WFC) de CALIPSO. Celles-ci correspondent à une région de ±30km de part et d'autre de la trace du lidar. La Figure 2.4.a montre le nombre d'occurrences pour une latitude et un angle zénithal de visée (θ_v) et la Figure 2.4.b. montre le nombre d'occurrence des observations MODIS co-localisées avec WFC CALIPSO pour chaque latitude et chaque angle solaire zénithal (θ_s) pour le janvier 2008. Les angles solaires zénithaux (θ_s) MODIS sont proches à ceux de PARASOL (Figure 2.2.b) car ils dépendent de la position du soleil et du satellite et non de la géométrie de visée du capteur.

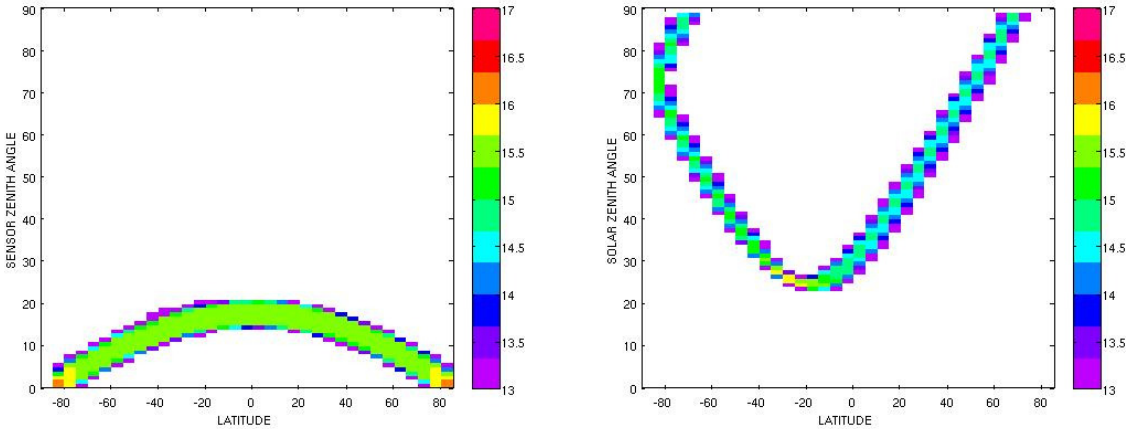


Figure 2.4 : Nombre d'occurrence (en échelle logarithmique) de (a) l'angle zénithal de visée θ_v et (b) l'angle solaire zénithal θ_s en fonction de la latitude pour des données MODIS (co-localisées à la WFC de CALIPSO) pour le janvier 2008.

Nous avons fait un essai, nous avons construit une fraction nuageuse de jour CF-MODIS$_{250m}$, issu des mesures de réflectance par MODIS. A partir des valeurs de réflectance MODIS co-localisées sous trace CALIPSO dans les océans tropicaux (bande 2, 841-876 nm et 250m de résolution) on considère chaque point de mesure comme nuageux quand la réflectance est supérieure au 0.03 (CF=1), tandis lorsque la valeur de réflectance est inférieure à 0.03 on l'attribue au ciel clair (CF=0). Ensuite on moyenne dans l'espace (grilles horizontales de 1°x1°) et dans le temps (chaque jour) sur tout le globe et on obtient la CF-MODIS$_{250m}$. On montrera ensuite la raison du choix de la valeur 0.03 comme seuil de réflectance pour faire la distinction entre le ciel clair et les nuages ainsi que les résultats de cette méthode.

(c) CALIPSO

Produit GOCCP à partir du signal lidar

Dans cette étude on utilise le produit GOCCP [Chepfer et al., 2010] conçu pour évaluer les nuages simulés par les GCM. Il contient des diagnostiques des propriétés nuageuses à partir des observations CALIPSO entièrement compatibles avec ceux du simulateur lidar. L'algorithme de GOCCP commence par l'utilisation du signal ATB à 532nm qui fait partie des données CALIPSO niveau 1 avec 583 niveaux verticaux distribués de la surface jusqu'à 40km (Figure 2.5.a). Le profil de la densité moléculaire (MD) est dérivé à partir des profils GMAO (Global Modeling and Assimilation Office) de la température et de la pression [Bey et al., 2001] pour 33 niveaux verticaux. Les profils ATB et MD sont moyennés ou interpolés indépendamment sur la grille verticale utilisée dans le simulateur (40 niveaux équidistants avec un intervalle de 480m). Pour chaque profil ATB, un profil moléculaire ATB$_{mol}$ est calculé et normalisé par rapport au signal ATB dans la stratosphère, supposé sans nuages. Cette normalisation se fait par rapport aux mesures entre 22 et 27km pour les données de nuit (et entre 20 et 25km pour le jour). Puis le rapport de diffusion SR (Scattering Ratio) est déduit en divisant le profil ATB mesuré par ce profil moléculaire (ATB$_{mol}$ calculé, Figure 2.5.b). SR

est égal à 1 en l'absence des particules (molécules de gaz seulement) et lorsque le signal lidar n'est pas atténué, il est supérieur à 1 en présence de particules diffusants.

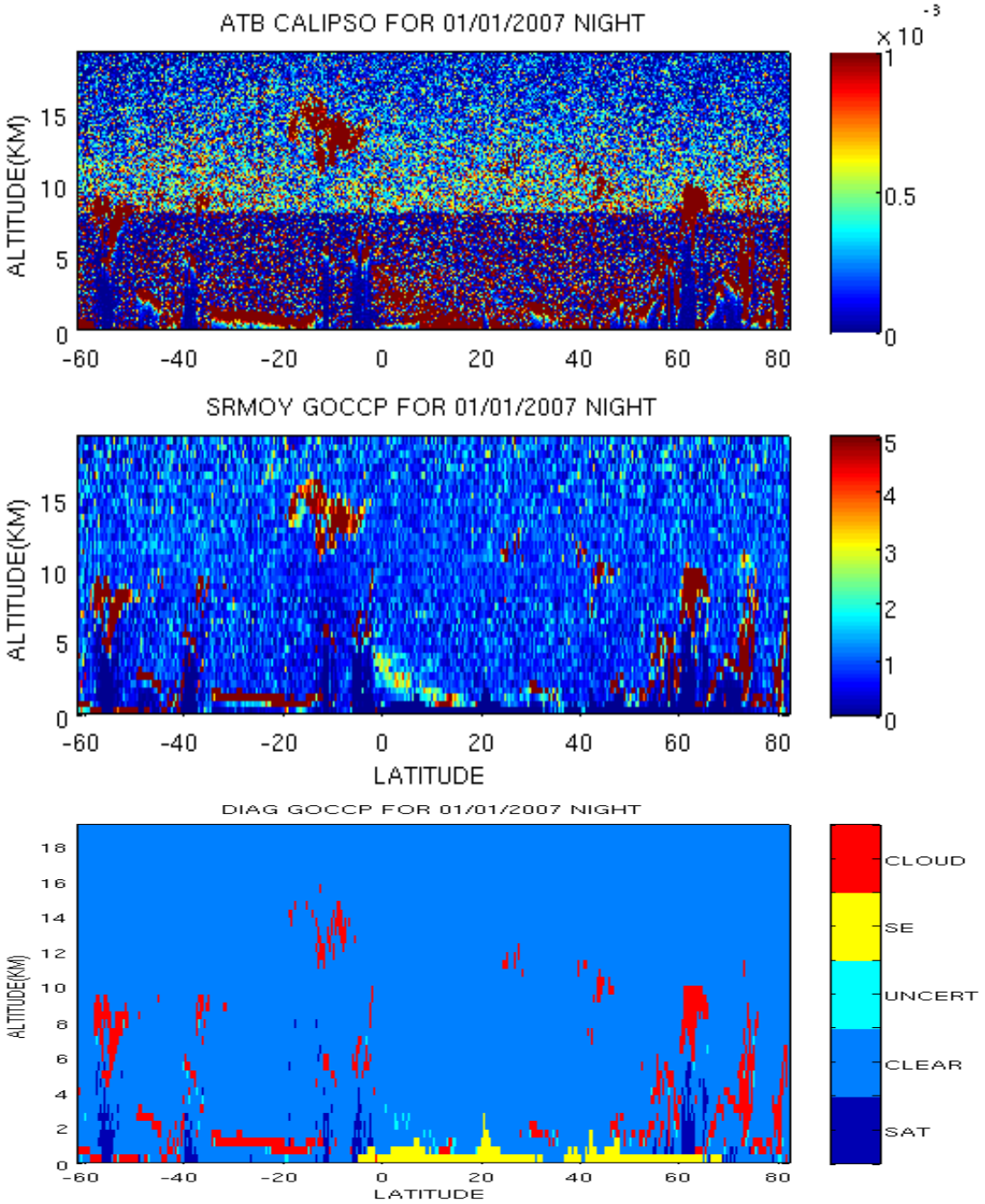


Figure 2.5: Exemple de traitement pour une orbite. (a) Signal ATB à partir du produit CALIOP niveau 1, 583 niveaux verticaux. (b) Signal SR pour 40 niveaux verticaux équidistants. (c) diagnostics GOCCP : nuage, clair, incertain, totalement atténué (SAT), en dessus du niveau de la surface (SE) [Chepfer et al., 2010].

La présence des couches nuageuses est alors diagnostiquée à partir du profil de SR. Différents seuils de SR sont utilisés pour classer chaque couche atmosphérique (Figure 2.5.c) comme nuageuse (SR>5), claire (0.01<SR<1.2), totalement atténuée (SR<0.01), ou non classée (1.2<SR<5) pour éviter les fausses détections. Le SR est atténué quand des nuages optiquement épais sont présents dans les couches supérieures de l'atmosphère, masquent les couches inférieures et atténuent totalement le faisceau laser. La fraction nuageuse journalière

est ensuite calculée à chaque niveau vertical en divisant, pour chaque maille horizontale (latitude - longitude) avec une résolution de 1°x1° ou 2.5°x3.75°, le nombre des profils de SR classées comme nuageux par le nombre total des profils de SR classés comme non atténués. Des fraction nuageuses sont également calculées pour les trois couches atmosphériques définies par ISCCP : niveaux hauts (entre 50 et 440hPa niveaux de pression), niveaux moyens (entre 440 et 680hPa) et niveau bas (altitudes en dessus du niveau de 680hPa).

Effet du seuil de la détection nuageuse (SR)

Dans l'algorithme de GOCCP les couches nuageuses sont détectées par l'application d'un seuil sur le profil de SR. La valeur de ce seuil (ici SR=5) est un paramètre qui affecte la détection des nuages optiquement fins. Plus le seuil SR est élevé, plus les nuages optiquement les plus fins ne seront pas détectés et plus la fraction nuageuse sera faible. En supposant un nuage d'eau liquide de couche limite, homogène, d'une épaisseur géométrique de 250-500m et avec un rayon des particules liquides de 12µm, une valeur de SR=5 correspond à une épaisseur optique de 0.03-0.05 et un contenu en eau liquide (LWP :Liquid Water Path) de 0.1-0.2g/m². En gardant tous les autres paramètres constants, l'épaisseur optique va augmenter avec le LWP et diminuer lorsque la taille des particules augmente. Sur la base de cette estimation, la plupart des nuages semitransparents (épaisseur optique > 0.03) sont détectés, mais les subvisibles peuvent être identifiés comme 'non classées'. D'autre part, certaines couches de poussière très denses peuvent être classés comme nuageuses après l'application d'un seuil de détection nuageuse seulement basé sur le SR.

Pour tester la sensibilité de la détection des nuages à ce seuil on a calculé les fractions nuageuses pour des seuils de SR=3 et SR=10 (Figure 2.6), ce qui permet de détecter les nuages ayant une épaisseur optique supérieure à environ 0.015 et 0.045 respectivement. Pour les observations de nuit, lorsque le seuil de la détection nuageuse est réduit (SR=3, Figure 2.6.a), la fraction nuageuse totale augmente en moyenne d'environ 0.05 et cette augmentation est plus importante (jusqu'à 0.2) au centre des océans Pacifique et Atlantique dans la région des alizés, alors qu'on ne signale pas d'augmentation dans la partie Est des bassins océaniques ou en dehors des tropiques. Cela suggère que les grandes valeurs de la fraction nuageuse sont liées à la capacité des mesures lidar de détecter des nuages optiquement fins et/ou fragmentés due d'un part à la haute résolution horizontale et d'autre part à sa grande sensibilité à la présence des particules nuageuses. Quand le seuil augmente (SR=10, Figure 2.6.c) l'algorithme détecte moins des nuages, et la fraction nuageuse diminue de 0.05% de façon presque uniforme sur tout le globe. Lorsque le seuil de la détection nuageuse pour les données de jour diminue (SR=3, Figure 2.6.b), la fraction nuageuse augmente plus fortement par rapport aux données de nuit, mais en plus elle augmente au dessus des continents dans le domaine des grandes déserts probablement à cause des événements de feux ou de poussière et/ou à la présence des nuages fins au sommet de la couche limite atmosphérique saharienne. En conclusion, le critère de détection SR=5 utilisé dans cette étude constitue un compromis acceptable, en sachant que des nuages très fins ne sont pas détectés, les propriétés de ces nuages fins seront analysées dans la section 4.3 de cette thèse.

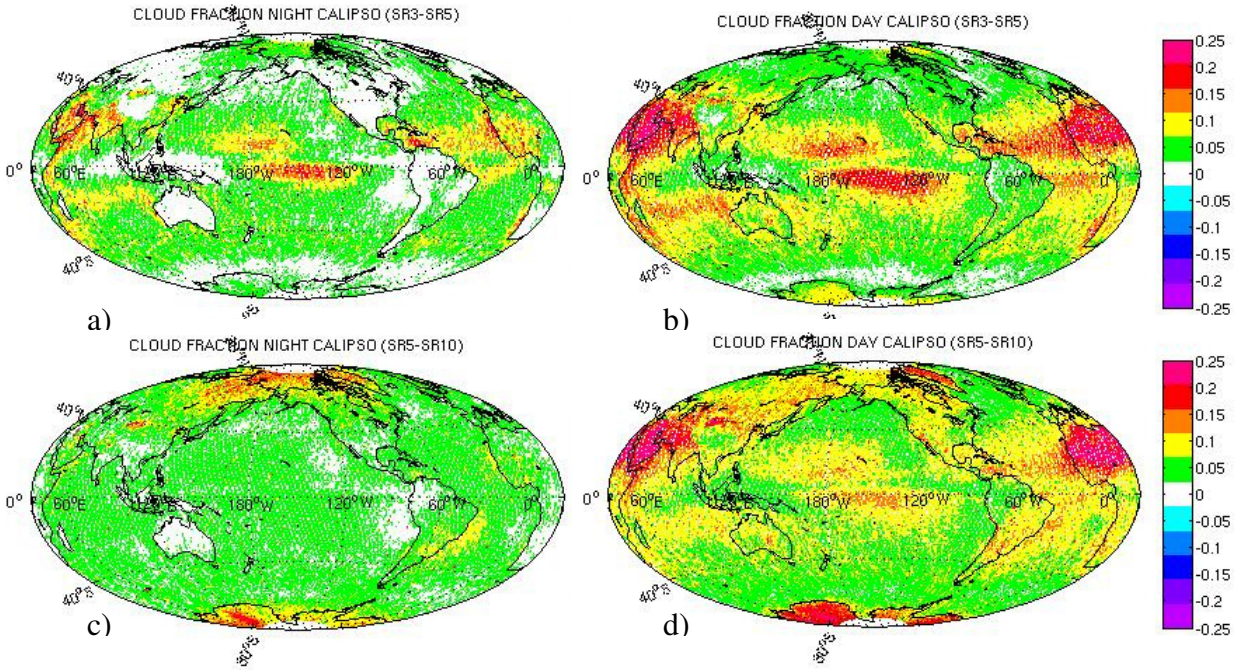


Figure 2.6: Différence entre la fraction nuageuse pour le période 2007-2008, diagnostiquée avec des seuils de détection nuageuse différents, (a) entre SR=3 et SR=5 pour les données de nuit, (b) entre SR=3 et SR=5 pour les données de jour, (c) entre SR=5 et SR=10 pour les données de nuit, et (d) entre SR=5 et SR=10 pour les données de jour.

Variation journalière de la couverture nuageuse

Pour le seuil de détection standard (SR=5), on étudie également les différences jour-nuit de la couverture nuageuse. Les données de jour sont beaucoup plus bruitées que les données de nuit à cause des photons solaires qui perturbent le signal lidar et un pourcentage important des données de jour (environ 30%) est rejeté dans GOCCP. La carte des différences des couvertures nuageuses jour-nuit (Figure 2.7) montre que les nuages sont plus fréquents sur les continents pendant la journée (13 :30 en heure locale), alors qu'ils sont plus fréquents (15%) pendant la nuit (1 :30 en heure locale) dans les régions de subsidence des océans tropicaux ce qui est en accord avec le cycle diurne prononcé des nuages bas océaniques tropicaux selon Rozendaal et al. (1995) et Wylie (2008). Cette variation jour-nuit dans GOCCP ne semble pas correspondre à un artefact du bruit associé aux photons solaires, mais à la variation réelle 'diurne' des nuages [Chepfer et al., 2010].

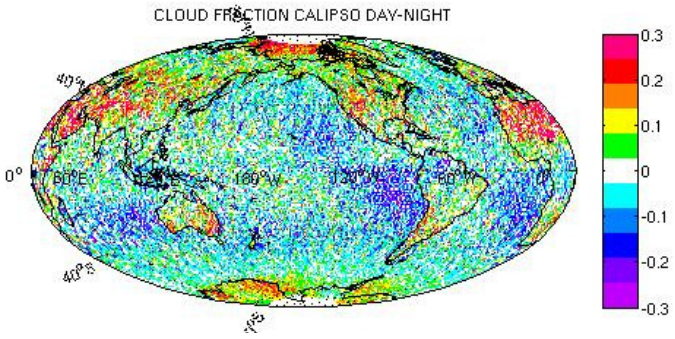


Figure 2.7 : Différence de couverture nuageuse entre les données GOCCP jour et nuit pour la période 2007-2008.

2.2. Co-localisation des observations A-Train

(a) A-train

Un grand avantage de l'A-Train est que cet ensemble des satellites permet des mesures simultanées et coordonnées. Le dernier satellite survole le même point du globe que le satellite en tête en moins de 15min d'intervalle, avec une vitesse moyenne de 7 km/sec tandis que l'intervalle entre les satellites successifs est inférieur à 5min (17.5sec entre CALIPSO et CloudSat). Cela permet d'utiliser ensemble les données de plusieurs capteurs différents, et complémentaires pour caractériser les propriétés d'un même nuage et aussi d'obtenir une image globale, détaillée et complète de l'atmosphère.

(b) Jeu des données utilisé

Le Tableau 2.1 présente les instruments utilisés dans cette thèse, leur résolution, les produits standards ainsi que les produits dédiées à cette étude. Chaque capteur nous fournit des informations différentes et complémentaires de la même scène nuageuse issues de différentes méthodes de télédétection (lidar, radar, radiomètres, différents longueurs d'onde), pour différentes variables (flux, réflectance, fraction nuageuse), et issues de différentes approches d'analyse du signal initial (données niveau 1, niveau 2, utilisation des ADMs, utilisation d'autres capteurs pour l'identification de scène, sélection d'angles visés, intégration sur le cycle diurne ou sur la bande spectrale) mais aussi à différences de résolution spatiale.

(c) Colocalisation des observations

Notre travail étant centré sur l'apport des observations CALIPSO pour mieux observer les nuages, nous avons utilisé uniquement les données MODIS et PARASOL co-localisées sous la trace de CALIPSO. Le travail de co-localisation (ramener les données au même instant et à la même longitude-latitude) a été effectué par le CGTD/ICARE. En comparant les valeurs moyennes issues des données co-localisées avec celles issues des données complètes on constate que les deux ensembles des données donnent des résultats similaires (voir section 3.1.2). Les statistiques réalisées avec les « données co-localisées avec CALIPSO uniquement » sont plus bruitées, car moins nombreuses, que les statistiques réalisées sur toutes les données MODIS ou PARASOL. En effet le pixel de CALIPSO (333mx75m) est beaucoup plus petit que celui des autres capteurs. Les données colocalisées restent pourtant représentatives de l'ensemble.

Toutes les données satellitales sont ramenées sur la même grille horizontale : 1°x1° pour l'analyse statistique des propriétés nuageuses et 2.5°x3.75° pour l'évaluation du modèle de climat. Dans la suite de cette thèse nous utilisons ce jeu de données, homogène, multi capteurs pour analyser statistiquement les propriétés nuageuses.

SATELLITE			PRODUIT STANDARD			PRODUIT SPECIFIQUE À CETTE ANALYSE		
capteur	**satellite**	**séquence des satellites**	**nom du produit initial**	**variables utilisées pour cette étude**	**résolution spatiale des variables utilisées**	**produit utilisé pour l'analyse**	**Informations**	**résolution de l'analyse statistique**
radiomètre **CERES**	AQUA (NASA)	en tête	CERES ES-4 (ERBE-like) CERES-EBAF	Flux LW_{TOT}, LW_{CIEL_CLAIR}, SW_{TOT}, SW_{CIEL_CLAIR} Albédo	$20km^2$	aucune colocalisation	on n'utilise pas de flux instantané	1°x1° 2.5°x3.75°
radiomètre **POLDER**	PARASOL (CNES)	1 mn après CALIOP	L1 (niveau 1) RB2 (niveau 2)	Réflectance Fraction nuageuse	6x6km² 18.5x18.5km²	extracte des observations sous la trace de CALIPSO	extraction θv =30°, ϕ_s-ϕ_v=320°, λ=864nm	1°x1° 2.5°x3.75°
radiomètre **MODIS**	AQUA (NASA)	en tête	MYD02QKM MYD02HKM MYD021KM (niveau 1)	Réflectance	250x250m 500x500m 1x1km	extracte des observations sous la trace de CALIPSO	λ=841-876nm	1°x1° 2.5°x3.75°
			MOD06-L2 (niveau 2)	Fraction nuageuse	5x5km	$CF\text{-}MODIS_{250m}$		
lidar **CALIOP**	CALIPSO (NASA-CNES)	17.5 sec après CLOUD-SAT	collection V2.01 (niveau 1)	ATB (signal lidar)→ SR (Scattering Ratio) → fraction nuageuse	pour altitude<8km: 330m horizontal et 30m vertical pour altitude>8km: 1km horizontal et 60m vertical	GOCCP Histogramme SR Maps Total-Low-Mid-High de Cloud Cover 3D Cloud Fraction	λ=532nm	grille horizontale de 1°x1° 2.5°x3.75° et 40 niveaux verticaux de 480m
radar **CLOUD-SAT**	CLOUD-SAT (NASA)	1 mn après AQUA	2B-GeoProf	Réflectivité radar Masque de détection des nuages	$1.4x2.5km^2$ horizontal et 480m vertical		ν=94GHz	

Tableau 2.1: Description du jeu d'observations utilisé dans la thèse.

(d) Cas d'étude : illustration des différences entre les capteurs pour les nuages bas tropicaux

L'analyse statistique des propriétés nuageuses, comme elle sera développé dans les chapitres suivants, révèle une importante population des nuages optiquement fins (réflectance<0.1) et dont la fraction est comprise entre 0 et 0.5. Cette population correspond principalement à des nuages bas (voir Figure 3.13.c), afin de mieux appréhender leurs caractéristiques, on réalise une étude de cas, en utilisant les observations à pleine résolution spatiale.

La Figure 2.8 montre les observations de la même scène nuageuse avec les différents capteurs (CALIPSO, CLOUDSAT, MODIS et PARASOL). Elle illustre la complémentarité des capteurs, la co-localisation des données ainsi que l'effet de la résolution spatiale des capteurs. On étudie une petite partie d'une orbite de l'A-train (28/03/2007, durant 5,4sec pendant la journée et sur une longueur de 0.325°x0.069° de latitude-longitude) dans l'océan Pacifique central. La Figure 2.8.a montre le signal brut du lidar (ATB). La Figure 2.8.b montre le rapport de diffusion SR (Scattering Ratio), utilisé par GOCCP pour détecter un nuage lorsque SR>5. On remarque que CALIPSO-GOCCP détecte des nuages bas en dessous de 2km d'altitude, dispersés, probablement des cumulus peu profonds. Vers 1.06°N peu de nuages atteignent 8 km d'altitude et ils sont associés à de faibles valeurs de SR (SR<7). Par contre les nuages bas peuvent atteindre des valeurs de SR allant jusqu'à 50, ils atténuent alors fortement le signal lidar. Les régions blanches de la Figure 2.8.b) correspondent aux profils lidar rejetés par le traitement CALIPSO-GOCCP lorsque le rapport signal sur bruit du jour est jugé trop élevé. Le radar CloudSat (Figure 2.8.c) détecte un nuage continu collé à la surface qui est probablement associé à une fausse détection liée à la réflection du signal radar sur l'océan.

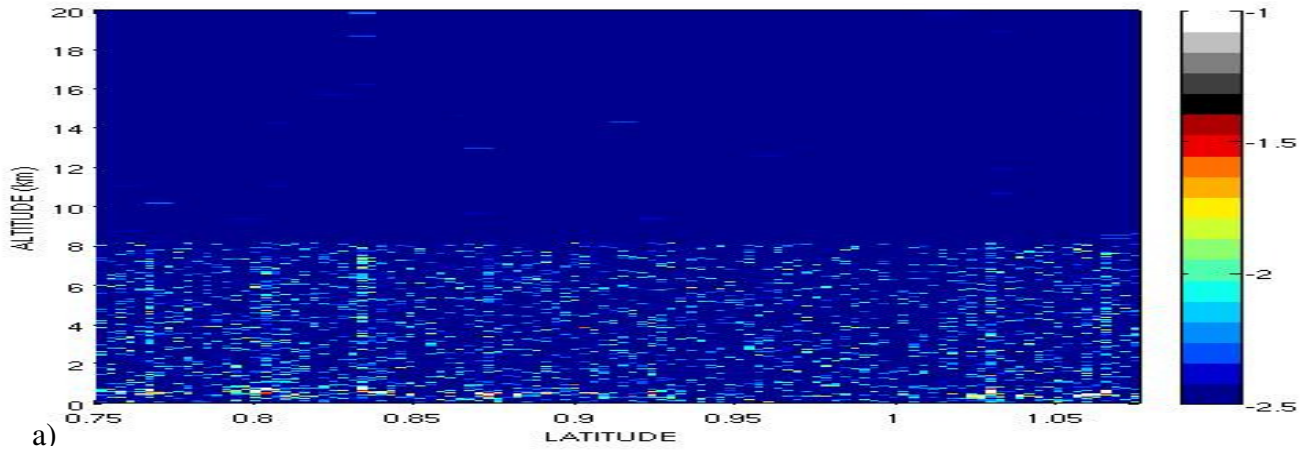
La Figure 2.8.e montre les réflectances mesurées par MODIS (niveau 1) à différentes résolutions spatiales (250m, 500m et 1km). Dans la même Figure les points carrés correspondent aux coordonnées géographiques (latitude-longitude) du passage lidar. Les points noirs indiquent qu'il n'y pas de nuage détecté par CALIOP, les points pourpre indiquent qu'un nuage est détecté, mais avec un signal retrodiffusé faible (SR entre 5 et 10, probablement un nuage optiquement fin), et les points blancs correspondent aux valeurs de SR supérieures à 10 : il s'agit d'identification certaine des nuages. CALIPSO-GOCCP et MODIS sont bien en accord. Quand le lidar détecte un nuage, la réflectance prend des valeurs plus fortes atteignant 0.14, et quand CALIOP observe du ciel clair, la réflectance vaut 0.02-0.03 (0.96°-1.02°N). La Figure 2.8.e) montre aussi la réflectance estimée par la WFC (Wide Field Camera) à bord de CALIPSO. Elle a une résolution de 125m sous la trace CALIPSO, et de 1km quand on s'éloigne. La réflectance n'est pas calibrée, on ne peut pas donc la comparer directement à la valeur de réflectance MODIS (différente échelle de couleur pour la réflectance WFC CALIPSO) mais on obtient une grandeur quantitative qui est également conforme aux observations MODIS et au lidar. Les mesures de tous ces capteurs (WFC, CALIPSO, MODIS-250m) montrent un champ de nuages fragmentés dont les épaisseurs optiques sont relativement faibles (faibles valeurs de réflectance). En regardant en détail la région sous la trace CALIPSO observée par la WFC en haute résolution (125m) on observe un petit décalage de la scène nuageuse vers l'ouest par rapport à celle décrite par MODIS qui peut s'expliquer par la vitesse du vent qui peut déplacer les nuages sur une distance supérieure à un pixel MODIS. On a tracé sur la même figure avec des croix, la trace CALIPSO transportée par le vent tel qu'estimé par les réanalyses ERA-Interim [Simmons et al., 2007] (u=-9.4m/sec et v=-2.7m/s vers 1km d'altitude) 1min et 17sec avant le passage du lidar,

pendant le passage AQUA. Ce décalage disparaît lorsqu'on prend en compte le mouvement des nuages lié au vent.

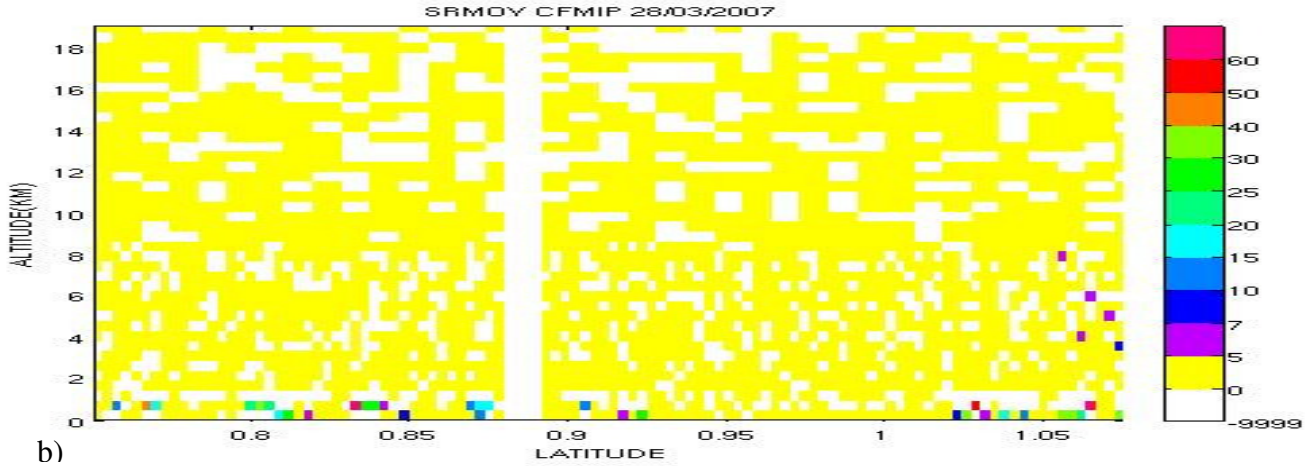
Les fractions nuageuses estimées par les produits de niveau 2 MODIS et PARASOL (Figure 2.8.f) décrivent uniquement les nuages qui ne sont pas trop rares (partie gauche des Figures). Les produits niveau 2 MODIS et PARASOL ne détectent pas les nuages dispersés, même s'ils sont associés à de fortes valeurs de SR (voir Figure 2.8.b).

La Figure 2.8.d) utilise les produits co-localisés sous trace CALIPSO et il montre clairement les accords et les désaccords entre les capteurs. En présence du nuage, la fraction nuageuse et la réflectance de tous les capteurs augmente mais pas de la même façon.

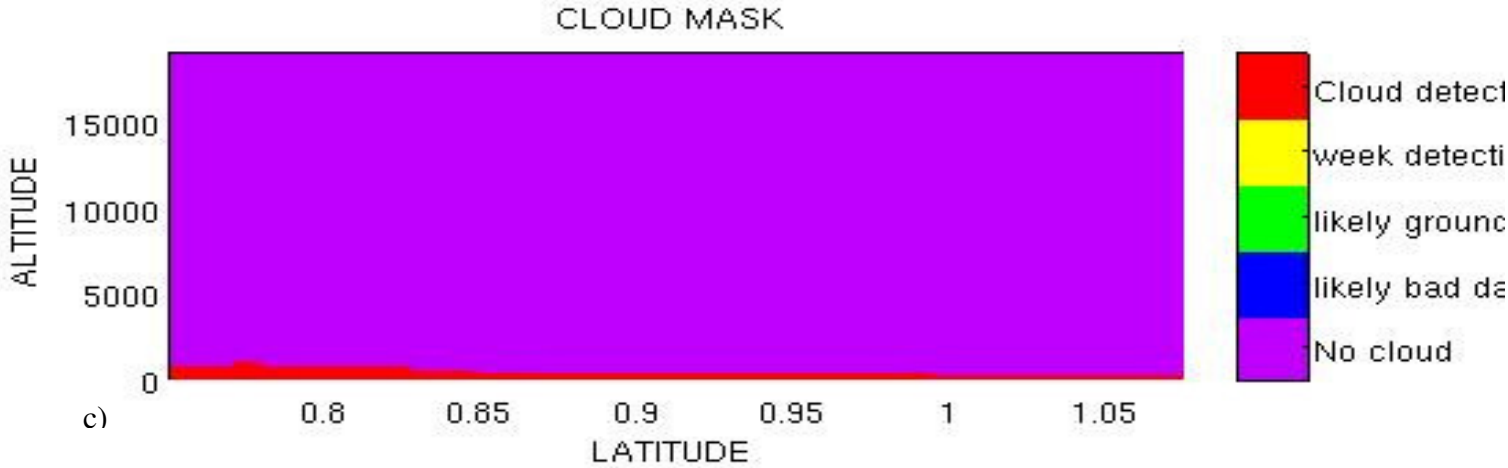
En conclusion, cet exemple montre l'importance de la résolution spatiale des capteurs. Dans cet exemple, d'une scène nuageuse des petits cumulus peu profonds, lorsque la résolution est plus grossière les capteurs mesurent la réflectance moyenne et la fraction nuageuse d'une zone plus grande que la taille des nuages, il y a donc une perte d'information. Lorsque la résolution est fine, plus les capteurs sont en accord avec CALIPSO. Les différences dans la détection des nuages ne sont donc pas seulement dues aux différentes techniques de télédétection (i.e. passif versus actif), mais aussi et surtout aux différences de résolutions spatiales [Wielicki and Welch, 1986, Wielicki et Parker, 1992, Koren et al., 2008]. La différence de résolution spatiale des capteurs jouera un rôle moins important dans une autre scène nuageuse comme par exemple pour des cirrus fins étendus.


ALTITUDE (km)
LATITUDE

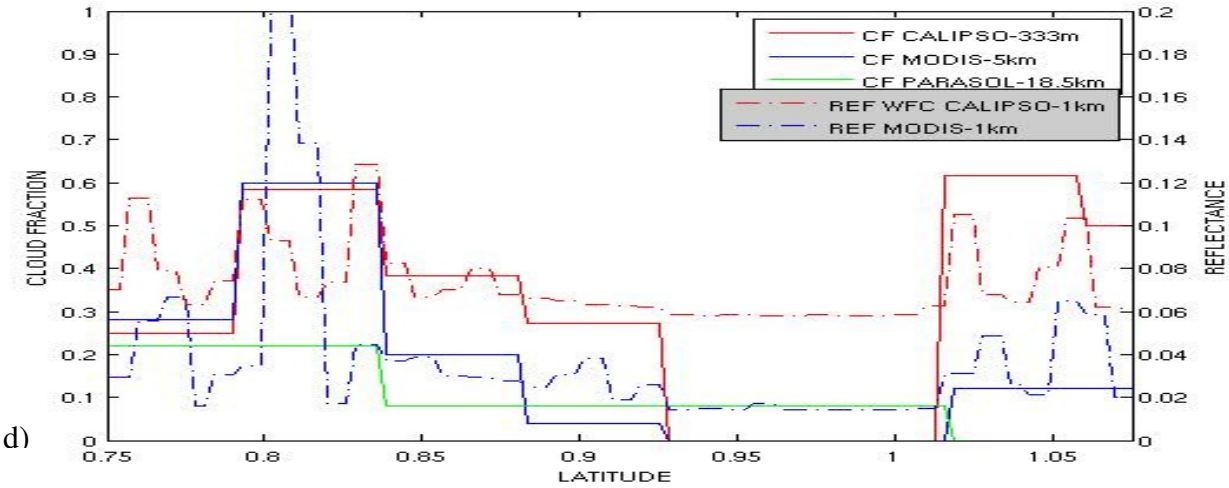
a)


SRMOY CFMIP 28/03/2007
ALTITUDE(KM)
LATITUDE

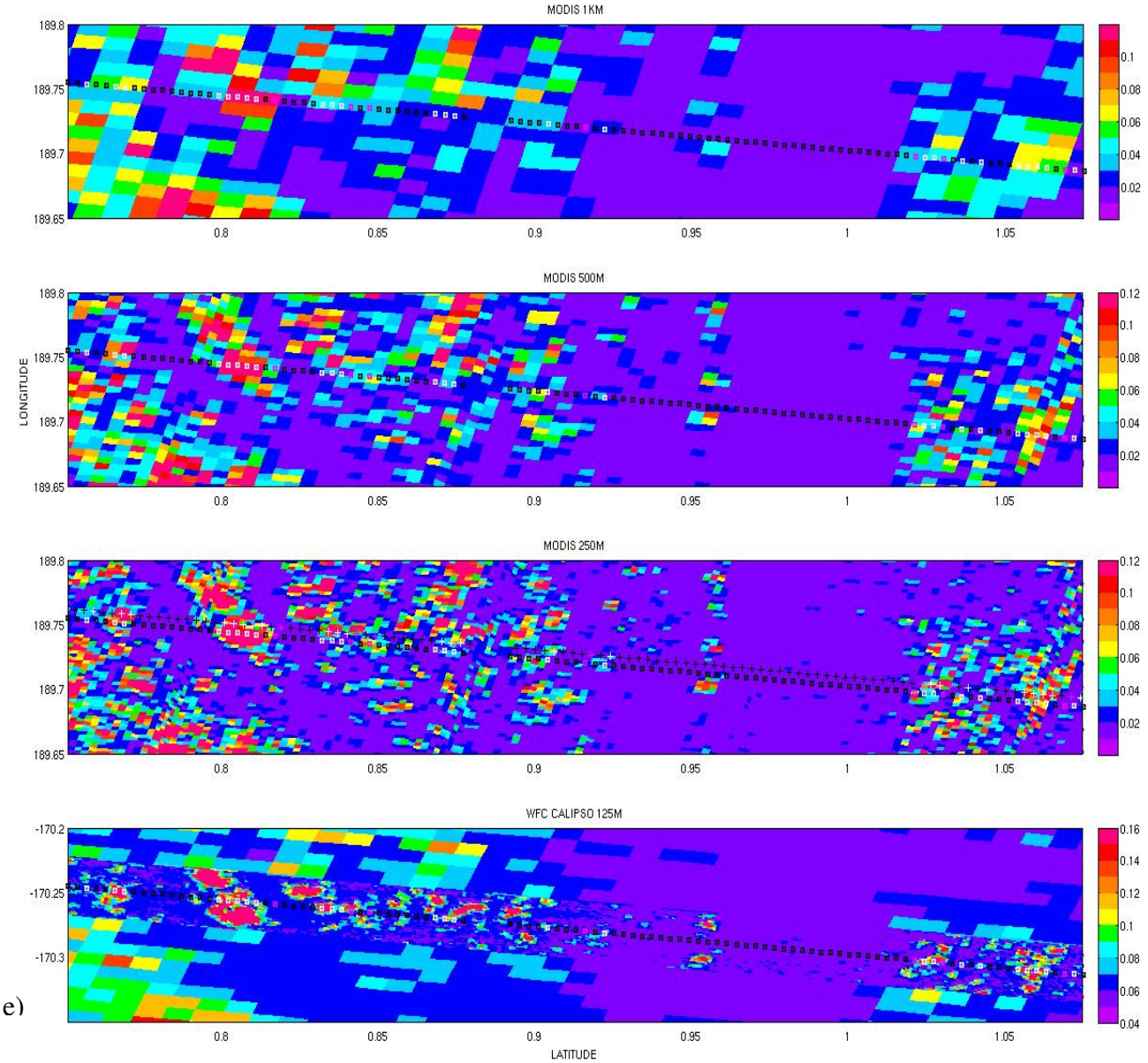
b)


CLOUD MASK
ALTITUDE
LATITUDE
Cloud detect
week detecti
likely ground
likely bad da
No cloud

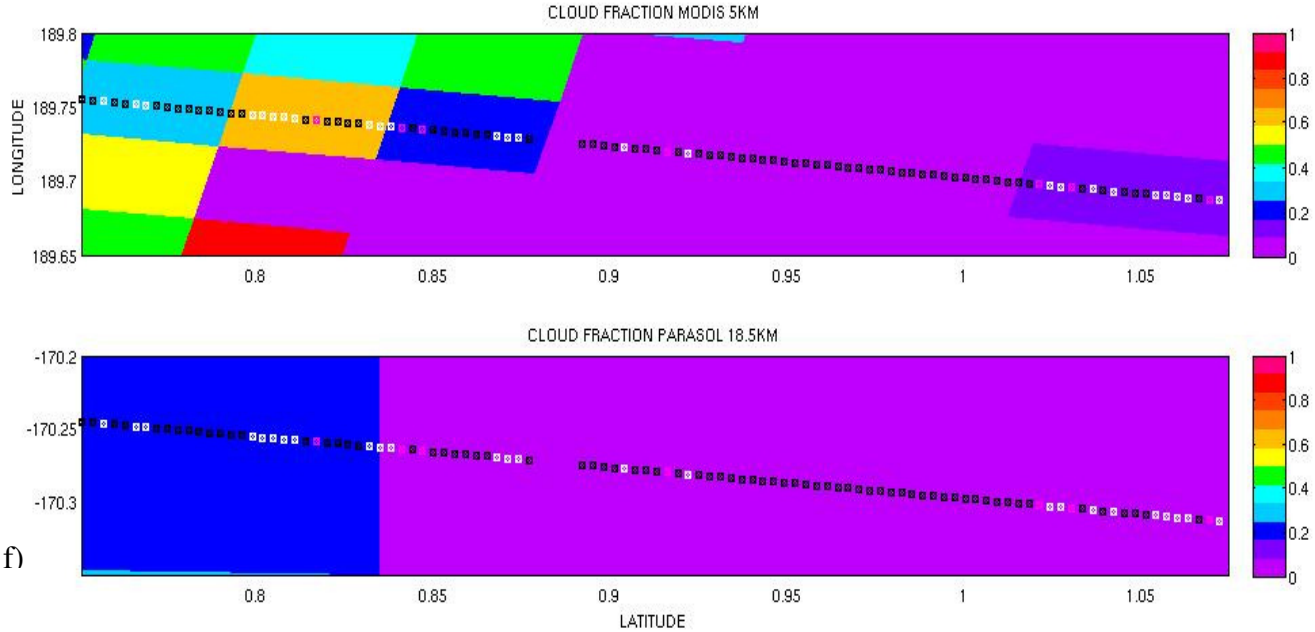
c)


CF CALIPSO-333m
CF MODIS-5km
CF PARASOL-18.5km
REF WFC CALIPSO-1km
REF MODIS-1km
CLOUD FRACTION
REFLECTANCE
LATITUDE

d)


MODIS 1KM
MODIS 500M
MODIS 250M
WFC CALIPSO 125M
LONGITUDE
LATITUDE

e)


CLOUD FRACTION MODIS 5KM
CLOUD FRACTION PARASOL 18.5KM
LONGITUDE
LATITUDE

f)

Figure 2.8: Cas d'étude (pour le 28/03/2007 de 01:04:59.9406 à 01:05:05.2974 UTC -journée en heure local, latitude (0.75° - 1.075°N), longitude (170.245° -170.314° W))

a) ATB, Signal lidar brut issu des données CALIPSO de niveau 1 en fonction de la latitude et de l'altitude
b) SR (Scattering Ratio) CALIPSO-GOCCP
c) Masque nuageux estimé par CloudSat
d) Réflectances et Fraction nuageuse détectées par les différents capteurs et co-localisées sous l'orbite CALIPSO
e) Réflectances MODIS à différentes résolutions (1km, 500m et 250m), WFC CALIPSO (125m) sous et autour de la trace de CALIOP. Les points noirs correspondent aux ciel clair identifié par CALIPSO-GOCCP, les points pourpres et blancs correspondent aux nuages 5<SR<10 et SR>10 respectivement. La trace avec les points carrés représente les coordonnées géographiques (latitude-longitude) du passage CALIPSO, la trace avec les croix correspond à la scène nuageuse observée par CALIPSO et transporté par le vent.
f) Fraction nuageuse par MODIS et PARASOL. Les petits carrés représentent la trace CALIPSO.

2.3. Comparaison entre la couverture nuageuse et la réflectance issues des différents capteurs

2.3.1. Comparaison des couvertures nuageuses CALIPSO-MODIS-PARASOL

La couverture nuageuse montre au premier ordre l'existence (ou l'absence) des nuages. La définition de la couverture nuageuse est en partie arbitraire et diffère non seulement d'un modèle à l'autre, mais aussi d'une observation satellitaire à l'autre (Figure 2.8. d), et f). La définition et la comparaison de la couverture nuageuse observée constitue une question ouverte depuis longtemps en télédétection : elle dépend du capteur, de sa sensibilité, de sa longueur d'onde, de la distinction entre nuage et aérosol. Comme nous l'avons vu dans la section précédente, nous utilisons ici les produits de fraction nuageuse issus des capteurs actifs (CALIOP) et passifs (MODIS, PARASOL), de résolutions spatiales différentes (diagnostiques qui commencent à 333m, 1km et 6km) et basées sur des méthodes de détection différents (diagnostiques de SR pour le lidar, tests sur l'infrarouge et le visible pour les radiomètres, et seuil sur la réflectance MODIS pour CF-MODIS$_{250m}$, Section 2.1.2.b). Pour toutes ces raisons la fraction nuageuse diffère d'un capteur à l'autre. L'objectif de cette section est d'identifier statistiquement à l'échelle globale quels sont les nuages détectés par certains capteurs et pas par d'autres.

La Figure 2.9 montre les cartes des différences de couverture nuageuse CALIPSO-GOCCP, PARASOL, MODIS-250m. Les capteurs passifs (MODIS et PARASOL) sous-estiment la couverture nuageuse par rapport au capteur actif (lidar). PARASOL (Figure 2.9.a) sous-estime fortement la couverture nuageuse totale dans tous les tropiques (d'un facteur 0.1 par rapport à la couverture nuageuse de CALIPSO-GOCCP) et surtout au dessus de la 'warm pool', dans le Pacifique central, au Nord de l'océan Indien, près de la cote Est de l'Amérique du Sud (d'un facteur de 0.2 dans ces régions). La différence de la couverture nuageuse dans l'Atlantique Sud est probablement due au SAA (South Atlantique Anomalie). Il s'agit d'un

champ électromagnétique dans cette région qui perturbe les signaux [Dickson et al., 1968] : le signal lidar est corrigé de ces perturbations mais ces corrections ne sont pas parfaites. Il existe une forte différence entre les fractions nuageuses CALIPSO-GOCCP et PARASOL au dessus du Sahara : ceci est probablement du aux poussières désertiques considérées comme des nuages dans GOCCP. MODIS (Figure 2.9.b) sous-estime aussi globalement la couverture nuageuse mais cette sous-estimation est moins importante que pour PARASOL. Elle apparaît principalement dans certaines régions du Pacifique central et dans l'Atlantique Sud. La différence entre la couverture nuageuse CALIPSO-GOCCP et MODIS est de l'ordre de 0.1 contre 0.2 pour PARASOL. Au dessus de la 'warm pool' MODIS détecte plus de nuages que CALIPSO-GOCCP. Lorsqu'on utilise le produit de fraction nuageuse MODIS à partir du seuil sur les réflectances CF-MODIS$_{250m}$, les couvertures nuageuses sous-estimées par cette méthode se trouvent presque partout, mais la différence entre la fraction nuageuse MODIS$_{250m}$ et CALIPSO-GOCCP est assez bruitée (Figure 2.9.c). Les fractions nuageuses MODIS de nuit sont en meilleur accord avec celles de CALIPSO-GOCCP (Figure 2.9.d). On observe que MODIS détecte plus de nuages que CALIPSO-GOCCP dans un large domaine au dessus de la warm pool et au dessous du continent Américain, ce qui est probablement du au fait que MODIS utilise deux canaux infrarouges pour la détection des nuages pendant la nuit, ceux-ci sont très sensibles à la détection des cirrus qui se trouvent dans ces régions. Par contre MODIS détecte moins de nuages dans le Sahara, dans la région de la SAA et dans une petite région de l'océan Atlantique central.

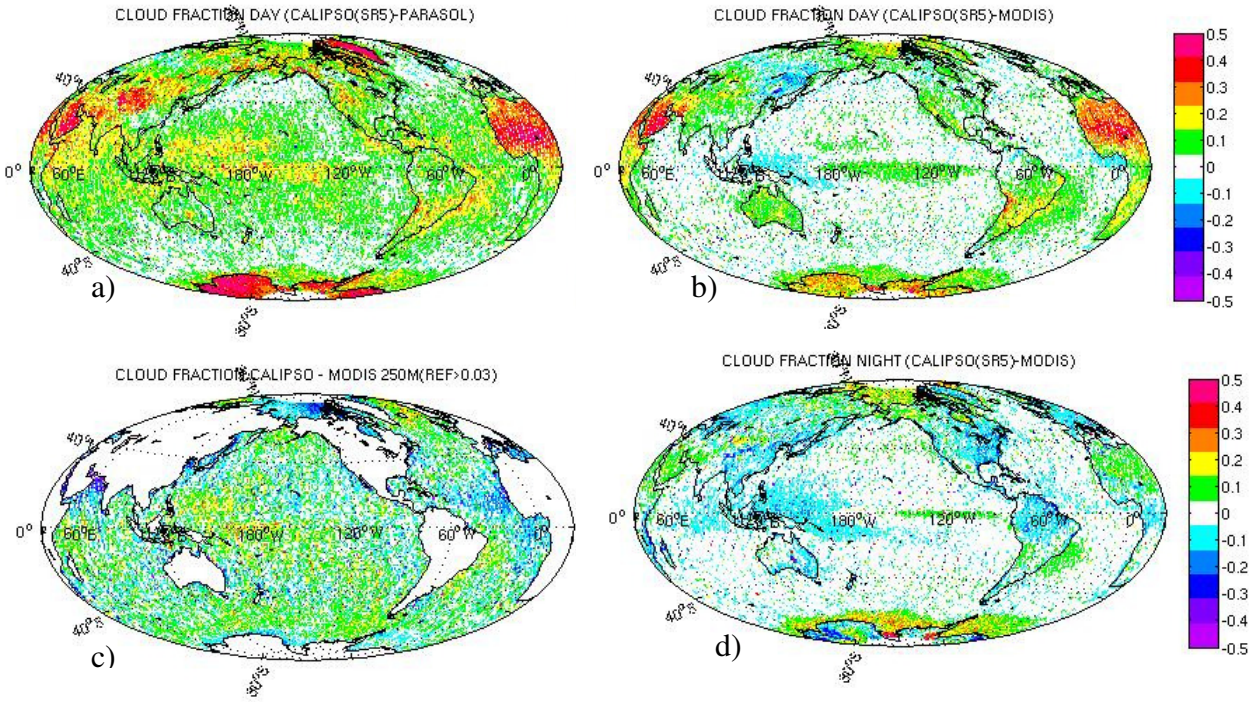


Figure 2.9 : Cartes de différence de fraction nuageuse entre le capteur actif (lidar) et les capteurs passifs sur des grilles de 1°x1° pour deux ans des données (2007-2008) a) CALIPSO(GOCCP)-PARASOL pour les données de jour, b) CALIPSO(GOCCP)-MODIS pour les données de jour, c) CALIPSO(GOCCP)-MODIS$_{250m}$ pour les données de jour, et d) CALIPSO-MODIS pour les données de nuit.

2.3.2. Relation entre les couvertures nuageuses tropicales

La Figure 2.10 montre la relation entre la fraction nuageuse estimée par les différents capteurs dans les océans tropicaux. Plus les points des diagrammes sont proches à la ligne x=y, plus les capteurs sont en accord. La meilleure corrélation est obtenue par CALIPSO-GOCCP et MODIS de nuit (Figure 2.10.d). Au contraire PARASOL est le capteur le plus éloigné du lidar et a tendance à sous-estimer la fraction nuageuse. La Figure 2.10.a) montre que les nuages sous-estimés par PARASOL sont plutôt des nuages associés à des faibles couvertures nuageuses, par contre pour les hautes valeurs de la fraction nuageuse (CF>0.5) les capteurs PARASOL et CALIOP sont en bon accord. On observe également un nombre important de nuages détectés par CALIOP mais non vus par le capteur passif ($CF_{PARASOL}$=0 et CF_{GOCCP}>0). MODIS montre un comportement similaire à PARASOL (sous-estimation des petites valeurs d'occurrence des nuages et nuages non vus par MODIS), cependant MODIS est beaucoup plus proche de CALIPSO-GOCCP que PARASOL. Ceci amplifie l'argument de la section 2.2.d. et de la Figure 2.8.d) et f) concernant l'effet de la résolution spatiale des capteurs. Une fois que la résolution de l'analyse de chaque capteur devient moins fine (18.5km pour la fraction nuageuse PARASOL contrairement à 5km pour MODIS qui se basent aux diagnostiques à 6km pour PARASOL, à 1km pour MODIS, et à 333m pour lidar) on estime la fraction nuageuse moyenne d'une région plus large et on n'est plus capable de détecter des nuages ayant une faible fraction. On s'attend alors à ce que les nuages 'ratés' par les capteurs passifs en raison de leur résolution spatiale soient plutôt des nuages fragmentés. Il

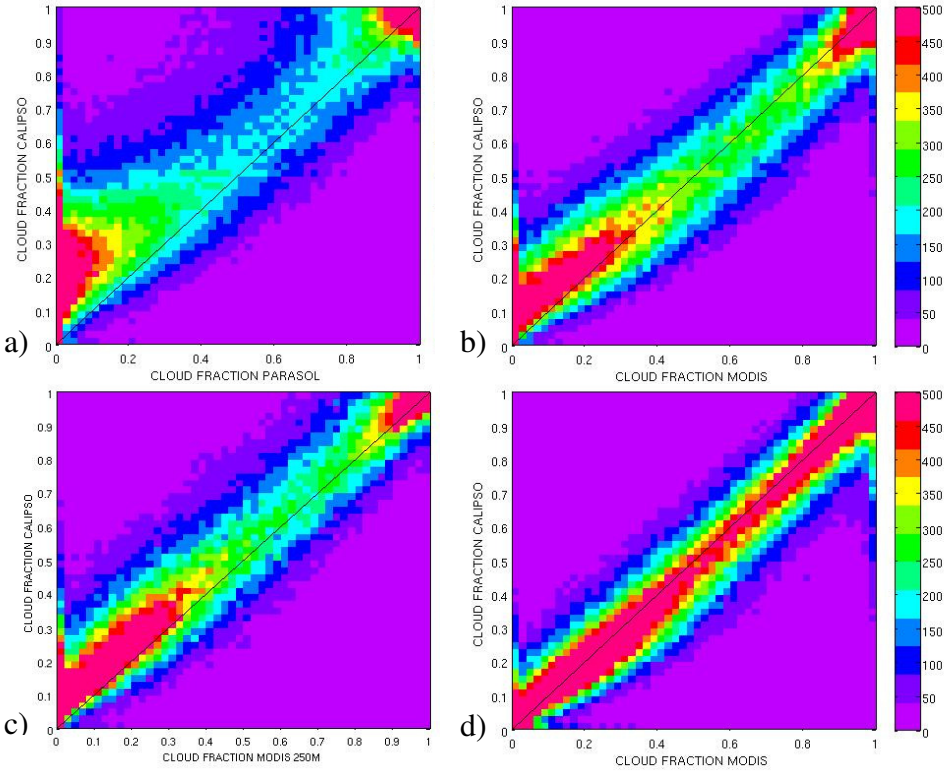


Figure 2.10 : Corrélation de la Fraction Nuageuse entre les différents capteurs pour les océans tropicaux sur des grilles de 1°x1° pour deux ans des données a) CALIPSO-GOCCP et PARASOL pour les données de jour, b) CALIPSO-GOCCP et MODIS pour les données de jour, c) CALIPSO-GOCCP et $MODIS_{250m}$ pour les données de jour, et d) CALIPSO-GOCCP et MODIS pour les données de nuit.

s'agit alors d'identifier s'il y a une relation entre la sous-estimation de ces nuages et les nuages 'ratés' par le lidar quand on change le seuil de détection de SR sur les diagnostiques de GOCCP (Figure 2.6).

2.3.3. Relation entre les réflectances PARASOL et MODIS

On étudie maintenant la corrélation entre les réflectances tropicales MODIS et PARASOL et entre les réflectances MODIS pour différentes résolutions du capteur (1km versus 250m). La Figure 2.11.a montre que la réflectance observée par PARASOL est toujours supérieure à celle observée par MODIS. Pour expliquer cette différence nous examinons maintenant le rôle de (i) l'effet de la géométrie de vissée des capteurs, (ii) la contribution du ciel clair, (iii) la structure 3D de nuage, et (iv) les incertitudes liées à l'étalonnage des instruments.

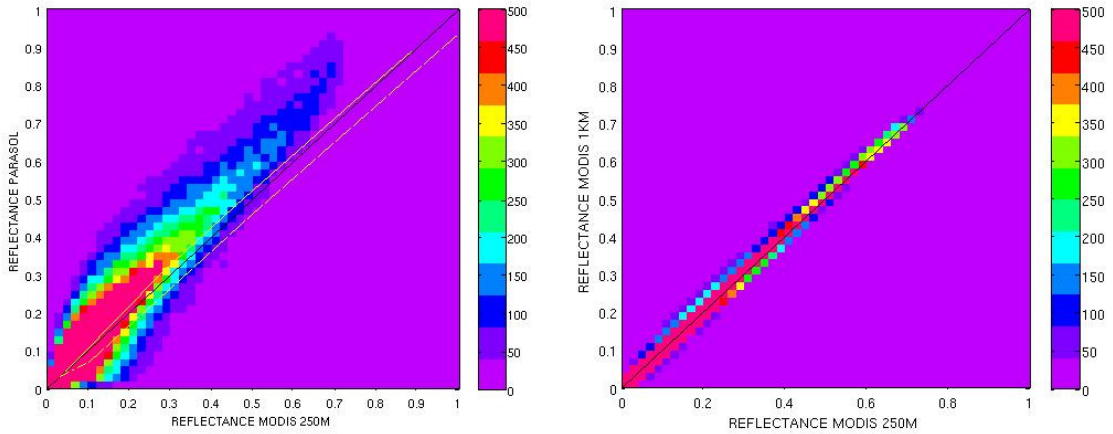


Figure 2.11 : Corrélation de la réflectance entre a) MODIS 250m et PARASOL 6km et b) MODIS 250m et MODIS 1km pour les océans tropicaux sur des grilles de 1°x1° pour deux ans des données.

Géométrie de visée des capteurs

Nous avons simulé la relation entre les réflectances PARASOL et MODIS dans les tropiques et dans les latitudes moyennes en prenant en compte leurs géométries de visées respectives. Pour les régions tropicales (30°S, 30°N) et pour les moyennes latitudes (60°S), θ_s est lu sur la Figure 2.4.b, θ_v PARASOL vaut 27°, θ_v MODIS est lu sur la Figure 2.4.a, $\phi_s - \phi_v$ est constant (320°). Pour ces différentes géométries de visée nous avons calculée les réflectances PARASOL et MODIS pour des nuages d'épaisseur optique (τ=1, 5, 10, 50 et 100), à l'aide du code de transfert radiatif 'adding-doubling' de De Hann et al. (1986). La Figure 2.12. montre que dans les tropiques la différence de géométrie de visée entre MODIS et PARASOL, induit une différence de 0.07 en réflectance simulée. Aux latitudes moyennes la réflectance PARASOL est toujours supérieure à la réflectance MODIS (espace entre les lignes rouge et verte dans la Figure 2.12).

On peut donc utiliser indifféremment les réflectances observées par MODIS ou PARASOL dans les tropiques et aux moyennes latitudes. Par ailleurs, la géométrie de visée des capteurs n'explique pas la différence entre les réflectances MODIS et PARASOL observées dans les

tropiques (Figure 2.11.a) qui est de signe opposé : réflectance PARASOL inférieure à la réflectance MODIS.

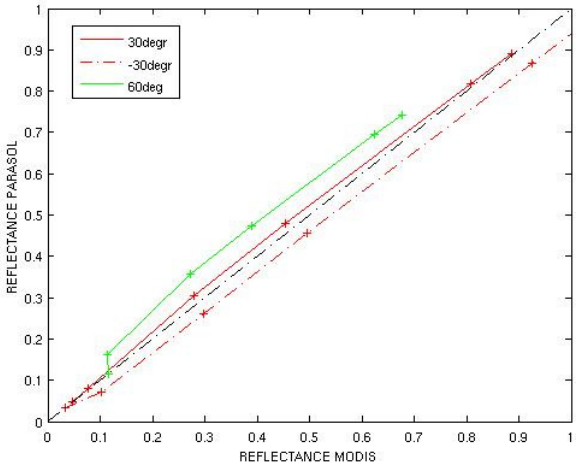


Figure 2.12 : Réflectance simulée de la direction de visée PARASOL en fonction de la réflectance simulée de la direction de visée MODIS pour de nuages d'épaisseur optique (τ=1, 5, 10, 50 et 100) dans différentes régions (30°N, 30°S et 60°N). Les particules sont supposées sphériques.

Effet du ciel clair

La Figure 2.11 montre que la réflectance à haute résolution spatiale (MODIS-250m) est inférieure à celle observée à grande résolution spatiale (PARASOL-6km). Ceci est d'autant marqué que le niveau de réflectance est élevé (réflectance>0.3). La contamination par le ciel clair n'est donc pas la cause des différences entre réflectance PARASOL et MODIS.

Structure 3D de nuages

L'effet radiatif 3D des nuages conduit à des interactions radiatives horizontales entre les zones hétérogènes qui ont des propriétés radiatives différentes [Davies, 1984]. Dans l'interprétation habituelle des mesures, on ignore les effets 3D des nuages. On utilise des calculs radiatifs 1D qui estiment les processus verticaux, sans prendre en compte la structure 3D des nuages avec des fortes variabilités dans la direction horizontale et verticale, ce qui peut introduire des importants erreurs dans les résultats observationnelles [Varani et Marshak, 2000, Loeb et Coakley, 1997, Marshak et al., 1999]. Les mesures du pixel PARASOL, ayant une surface horizontale de 6x6km², sont plus affectés par l'effet 3D des nuages et les interactions radiatives horizontales impliquées que les mesures MODIS (250m). Cet effet est encore plus apparent pour les hautes valeurs de réflectance [Davies, 1978]. Les différences de réflectance pourraient être expliquées par l'effet 3D des nuages. Cette surestimation des réflectances est apparente dans le cas d'étude d'un gros nuage convective au dessus du Pacifique Ouest, présenté sur la Figure 2.13. On constate encore que la réflectance PARASOL est environ 50% supérieure à celle de MODIS. Les réflectances MODIS à différentes résolutions spatiales sont proches l'une de l'autre.

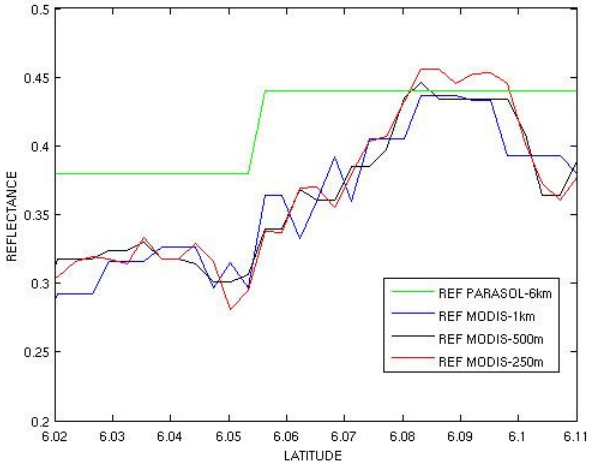


Figure 2.13 : Réflectances PARASOL (6km) et MODIS (1km, 500m et 250m) co-localisées sous l'orbite CALIPSO pour le cas d'étude de 05/06/2007, latitude (6.02°-6.11°N), longitude (134.527°-134.545°E) au dessus du Pacifique Ouest Tropical.

Incertitude de l'étalonnage des instruments

L'incertitude de l'étalonnage absolu des instruments a un effet sur l'exactitude de la réflectance au sommet de l'atmosphère et donc sur la réflectance corrigée, étant différente pour MODIS et PARASOL : l'incertitude d'étalonnage absolu de MODIS est de 2% (one sigma) [Slater et al., 1991] et de 5% pour PARASOL [Hagolle et al., 2002] (qui ne possède pas de source d'étalonnage à bord pour surveiller la stabilité). La réflectance MODIS et la réflectance PARASOL ne peuvent pas avoir un accord mieux que l'incertitude absolue respective de la calibration des instruments, celle-ci pourrait expliquer les différences de réflectance.

Les réflectances MODIS à 1km et 250m sont en très bon accord (Figure 2.11.b) ; les réflectances MODIS 1km sont légèrement plus importantes que celles de MODIS 250m.

2.4. Conclusion

Nous avons décrit les observations utilisées dans cette thèse. Lorsque on considère individuellement chaque capteur de l'A-train on conclut que :

- CERES est approprié pour l'étude du bilan radiatif terrestre et il va nous fournir des informations sur le rayonnement émis par les nuages (LW) ainsi que sur l'énergie solaire diffusée (SW). Nous n'utilisons pas CERES pour l'étude des flux instantanés à cause de la résolution spatiale du capteur (20km²).

- PARASOL fournit des mesures de la réflectance. Selon notre analyse sur les données de réflectance (choix d'angle de direction constante, θ_v=27°±2.5° et $\phi_s - \phi_v$ =320°±5°), la réflectance PARASOL constitue un proxy de l'épaisseur optique des nuages. Nous utilisons également le produit de fraction nuageuse PARASOL.

- Nous utilisons aussi les réflectances MODIS avec trois résolutions différentes (1km, 500m et 250m) et le produit de la fraction nuageuse MODIS (pour jour et nuit) du niveau 2.

- Un algorithme de détection nuageuse est appliqué au signal du lidar CALIPSO à pleine résolution horizontale (333m). Cet algorithme fournit le produit GOCCP qui contient la couverture nuageuse et la distribution verticale des nuages. Le produit GOCCP est sensible au seuil de détection des nuages (un grande seuil n'est pas capable de détecter des nuages optiquement fins, pour un petit seuil il y a le danger de détecter des aérosols ou des petites particules comme nuages). Nous choisissons le seuil de SR=5 qui constitue un compromis acceptable et qu'on appliquera également sur les sorties du simulateur lors de l'évaluation des modèles.

- CLOUDSAT nous fournit des mesures de réflectivité radar.

Mais le grand avantage de l'A-train est qu'il permet des mesures simultanées et coordonnées des différents capteurs avec une haute résolution spatiale. Lorsqu'on considère l'ensemble des données de l'A-train on conclut que :

- Les différents capteurs nous fournissent des informations uniques, différentes et complémentaires pour caractériser les propriétés nuageuses.

- Les satellites survolent le même point du globe dans l'intervalle de quelques minutes. Nous avons montré avec l'exemple d'un cas d'étude qu'ils observent presque simultanément la même scène nuageuse (on a constaté un petit décalage de la scène nuageuse observée par les différentes capteurs du au transport des nuages par le vent). Dans cette thèse les données sont co-localisées sous la trace de CALIPSO et ensuite analysées statistiquement sur la même grille horizontale.

- Les différences dans la détection des nuages par les capteurs ne sont pas seulement dues aux différentes techniques de télédétection (active versus passive et différences de longueur d'onde), mais aussi aux différences de la résolution spatiale des capteurs. Dans le cas d'étude d'une scène nuageuse des petits cumulus peu profonds, lorsque la résolution spatiale du capteur est grossière (la taille du pixel observé est plus grande que la taille du nuage) les mesures sont contaminées par le ciel clair autour du nuage dans la grille. C'est pour cela que la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP (333m) est supérieure à la fraction nuageuse MODIS (diagnostiques à 1km) et plus grande que la fraction nuageuse PARASOL (diagnostiques à 6km). La différence de couverture nuageuse entre les capteurs est plus importante pour des faibles valeurs de fraction nuageuse, pour des nuages fragmentés (où la contribution de la partie ciel clair est plus apparente) comme dans la région du Pacifique central. Par ailleurs les fortes valeurs de réflectance PARASOL sont supérieures aux réflectances MODIS. Dans notre analyse statistique des propriétés nuageuses nous utilisons les mesures à l'échelle la plus fine, la couverture nuageuse CALIPSO-GOCCP et la réflectance MODIS à 250m.

Chapitre 3.
Analyse physique des propriétés nuageuses observées

Le but de ce chapitre est de caractériser les propriétés nuageuses en utilisant les observations de l'A-train décrites et développées dans le chapitre 2, avec l'objectif de les utiliser en suite pour évaluer les propriétés nuageuses simulées par les modèles climatiques. Nous étudions d'abord l'impact des nuages sur le bilan radiatif global et nous estimons le forçage radiatif des nuages. La réflectance est utilisée ensuite comme proxy de l'épaisseur optique. Les observations CALIPSO-GOOCP et CloudSat fournissent d'informations sur la couverture nuageuse et sur la distribution verticale des nuages. La fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP et la réflectance MODIS/PARASOL sont couplées en prenant en compte de la différence de résolution spatiale. Puis les propriétés nuageuses sont ensuite caractérisées en fonction de la circulation atmosphérique. Nous étudions des populations nuageuses classifiées selon le système de circulation grande échelle correspondant. Enfin, les propriétés nuageuses sont examinées pour les types de nuage dominant.

3.1. Effet radiatif des nuages

3.1.1. Forçage radiatif des nuages

L'énergie radiative reçue par la Terre provient du soleil. La planète et son atmosphère réfléchissent une partie de cette énergie et absorbent le reste. Elles émettent également du rayonnement infra-rouge vers l'espace. Sur des périodes de temps longues il y a équilibre entre l'énergie absorbée et l'énergie radiative émise. Le rayonnement net au sommet de l'atmosphère (TOA, top of the Atmosphere) est la différence entre l'énergie solaire absorbée et le rayonnement infra-rouge émis :

$$R = S(1-\alpha)-F = Q-F \qquad (3.1)$$

- R est le rayonnement net en W/m²
- S est le rayonnement solaire incident en W/m²
- α est l'albédo planétaire (rapport de l'énergie réfléchie à entrante)
- F est le rayonnement ondes longues (LW) sortant en W/m², émis par la Terre et l'atmosphère

- Q est le rayonnement solaire absorbé en W/m²

La Figure 3.1.a) montre le rayonnement ondes longues (LW) sortant (F) (courbe bleu), le rayonnement solaire absorbé (SW) (courbe rouge) et le rayonnement net (R) (courbe vert) en moyenne zonale ainsi que les mêmes quantités en ciel clair (en l'absence de nuage) dans la Figure 3.1.b). L'inclinaison des rayons du soleil étant en moyenne plus forte dans les régions polaires que dans la zone tropicale, le rayonnement incident est maximale dans la zone tropicale. Par conséquent le rayonnement absorbé (ligne rouge, Figure 3.1.a) et 3.1.b) est maximal dans la zone tropicale, tandis qu'aux pôles comme le rayonnement est faible, l'absorption est très faible également. Concernant le rayonnement émis par la Terre (ligne bleue, Figure 3.1.a) et 3.1.b) on voit que le flux total LW sortant prend des valeurs plus importantes dans les tropiques que dans les hautes latitudes froides ou l'énergie rayonnée est minimale. Dans les tropiques, le rayonnement LW sortant est plus élevé vers 20°N et 20°S, régions des déserts et des océans sub-tropicaux. Il s'agit des régions de subsidence de la circulation de Hadley-Walker où l'air est sec et sans nuages, l'effet de serre est alors faible et la température de surface chaude. Par contre dans la zone de convergence intertropicale (ITCZ) l'énergie rayonnée est plus faible à cause de la présence très fréquente des nuages hauts et froids. Le bilan radiatif net du système terrestre (ligne vert, Figure 3.1.a) et 3.1.b) qui est l'énergie absorbée moins l'énergie émise vaut zéro en moyenne globale annuelle avec un excédent dans les régions tropicales, compensé par un déficit dans les régions polaires.

Pour le rayonnement solaire, l'effet des nuages dans ce système est d'augmenter la réflexion et donc réduire la quantité de rayonnement solaire absorbé par la Terre. Ce refroidissement est en partie compensé par l'effet de serre des nuages qui réduisent le rayonnement sortant ondes longues. Afin de mesurer l'effet radiatif des nuages on utilise la quantité appelée forçage radiatif des nuages (CRF, Cloud Radiative Forcing) qui est définie comme la différence de flux entre les conditions de ciel clair (sans aucun nuage) et les conditions nuageuses :

$$\text{Net Cloud Radiative Forcing} = R_{\text{ciel clair}} - R \quad [\text{W/m}^2]$$
$$\text{Shortwave Cloud Radiative Forcing} = Q_{\text{ciel clair}} - Q \quad [\text{W/m}^2]$$
$$\text{Longwave Cloud Radiative Forcing} = F_{\text{ciel clair}} - F \quad [\text{W/m}^2]$$

Le forçage radiatif des nuages est représenté sur la Figure 3.1.c) en moyenne zonale et sur la Figure 3.2 pour tout le globe. La composante visible du forçage radiatif est toujours négative car l'albédo nuageux est supérieur à l'albédo de ciel clair. Ceci représente un effet refroidissant des nuages sur le système Terre-Atmosphère surtout dans les zones tropicales (maximum de 50-70W/m²). Pour la composante ondes longues du forçage radiatif, le flux émis au sommet des nuages qui ont une faible température est moins énergétique que celui émis par la surface. L'effet de serre est donc lié aux nuages hauts, même si ceux-ci sont relativement fins et il est plus fort dans les régions avec une forte présence des systèmes nuageux convectifs comme au dessus de l'ITCZ et au dessus de la 'warm pool' ainsi qu'avec des nuages frontaux aux moyennes latitudes. L'effet d'albédo est fortement lié aux nuages bas optiquement épais et dans une moindre mesure aux nuages hauts qui réfléchissent le rayonnement solaire contribuant à refroidir la surface de la Terre. Il a un fort effet (en valeur absolu) vers 10°N tout au long de l'ITCZ à cause des nuages convectifs dans cette région ainsi que vers 40°-60°N et 40°-65°S à cause des nuages frontaux des moyennes latitudes au dessus de l'océan qui réfléchissent le rayonnement incident. Il présente aussi des valeurs négatives maximums dans la partie Est des océans (Pacifique et Atlantique) là où les nuages bas sont réfléchissants (Figure 3.2.a). L'effet radiatif net des nuages est négatif à presque

toutes les latitudes, donc il refroidit le système climatique, c'est-à-dire que l'effet d'albédo des nuages est supérieur à leur effet de serre. En moyenne il est faible dans les tropiques mais il est fortement négatif à l'Est des océans subtropicaux et aux moyennes latitudes.

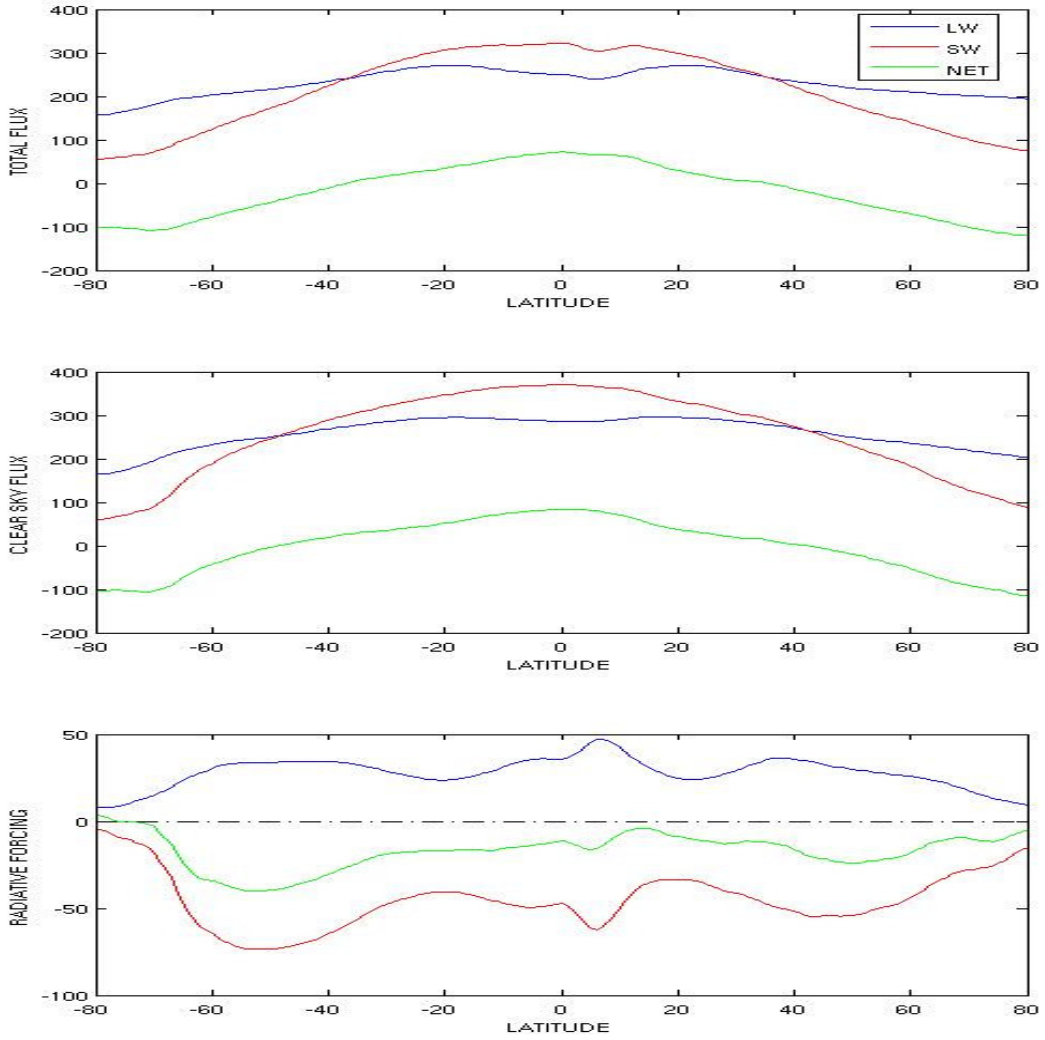


Figure 3.1: (a) Flux total et (b) flux ciel clair en moyenne zonale. Le flux infrarouge (LW) sortant au sommet de l'atmosphère est tracé en bleu, le flux solaire (SW) absorbé (flux solaire entrant au sommet de l'atmosphère moins le flux solaire réfléchi vers l'espace) est tracé en rouge et le flux radiatif net au sommet de l'atmosphère en vert. (c) Forçage radiatif des nuages en moyenne zonale à partir des mesures CERES-EBAF pour 5 ans des données (novembre 2000 – octobre 2005) [W/m²].

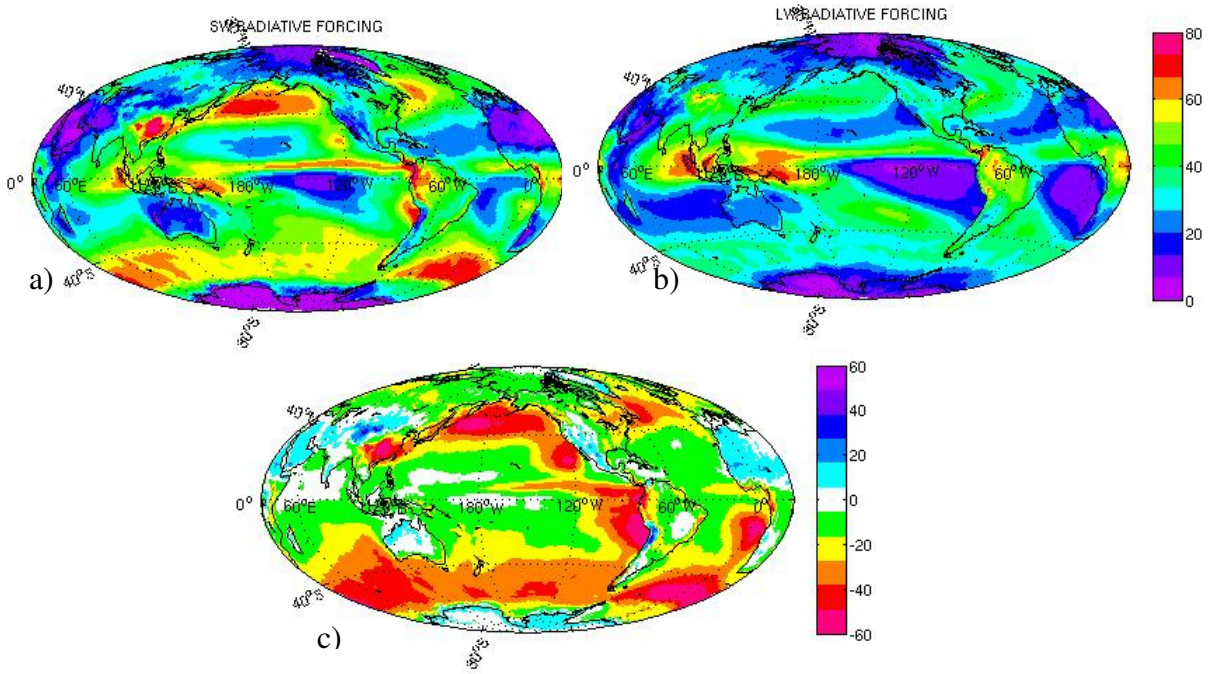


Figure 3.2: Forçage radiatif nuageux (a) dans les courtes longueurs d'onde (SW), (b) les grandes longueurs d'onde (LW) et (c) le forçage radiatif nuageux net (SW+LW) à partir des données CERES-EBAF pour la période novembre 2000 - octobre 2005.

Une autre façon de caractériser l'effet radiatif ondes courtes (SW) des nuages est d'utiliser l'albédo qui mesure le pouvoir réfléchissant d'une surface (sol, océan ou nuages). Il est défini comme le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident (Figure 3.3). Plus l'albédo est fort, plus les surfaces réfléchissent le rayonnement solaire, et donc moins elles l'absorbent. On remarque en particulier que l'albédo au dessus des océans est, en moyenne, plus faible qu'au dessus des continents. On remarque aussi les valeurs élevées de l'albédo dans les régions très nuageuses : la 'warm pool', l'ITCZ, la partie Est des océans, les moyennes latitudes. Par contre dans les océans tropicaux, l'albédo est faible et le flux solaire absorbé est maximal. L'albédo est fort aux moyennes et hautes latitudes, à cause des nuages bas réfléchissants présents dans ces régions. Les différences entre les deux produits CERES (EBAF et ERBE-like) sont faibles. L'albédo PARASOL est plus faible que l'albédo CERES aux hautes latitudes mais tous les instruments sont en accord dans les tropiques.

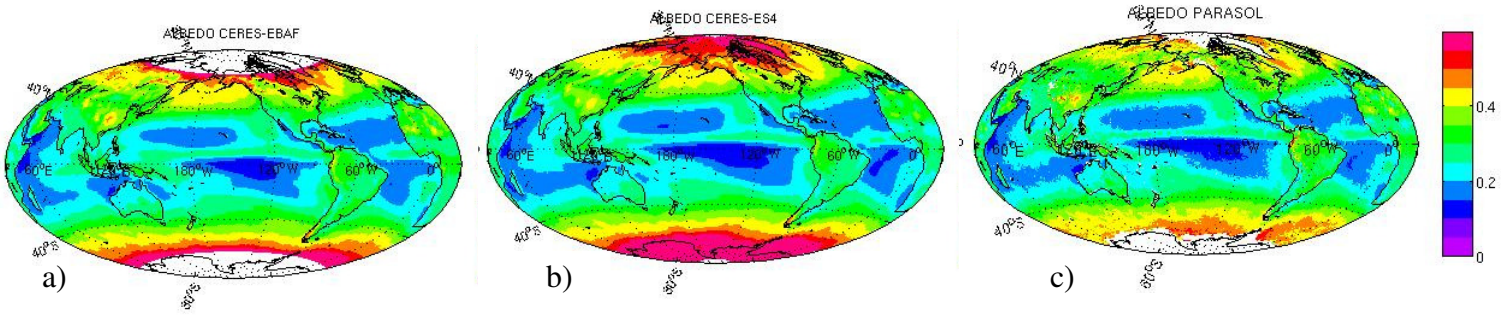


Figure 3.3 : Albédo calculé à partir des données (a) CERES-EBAF pour novembre 2000 - octobre 2005, (b) CERES-ES4 pour janvier 2007-decembre 2008 et (a) PARASOL pour janvier 2007-decembre 2008.

3.1.2. Réflectance : un proxy de l'épaisseur optique

Nous avons vu précédemment (voir 1.2.1.b) que la réflectance dans une direction constante donne une information sur l'épaisseur optique des nuages. Elle présente l'avantage par rapport au flux, d'utiliser des mesures directes et instantanées du capteur (PARASOL ou MODIS) sans l'intégration sur le cycle diurne et sur un domaine spectral. Ainsi on peut utiliser des mesures de réflectance co-localisées sous la trace de CALIPSO et ensuite comparer la réflectance instantanée à la fraction nuageuse instantanée dérivée par CALIOP afin de descendre à l'échelle des processus nuageux, comme on le verra dans la Section 3.3).

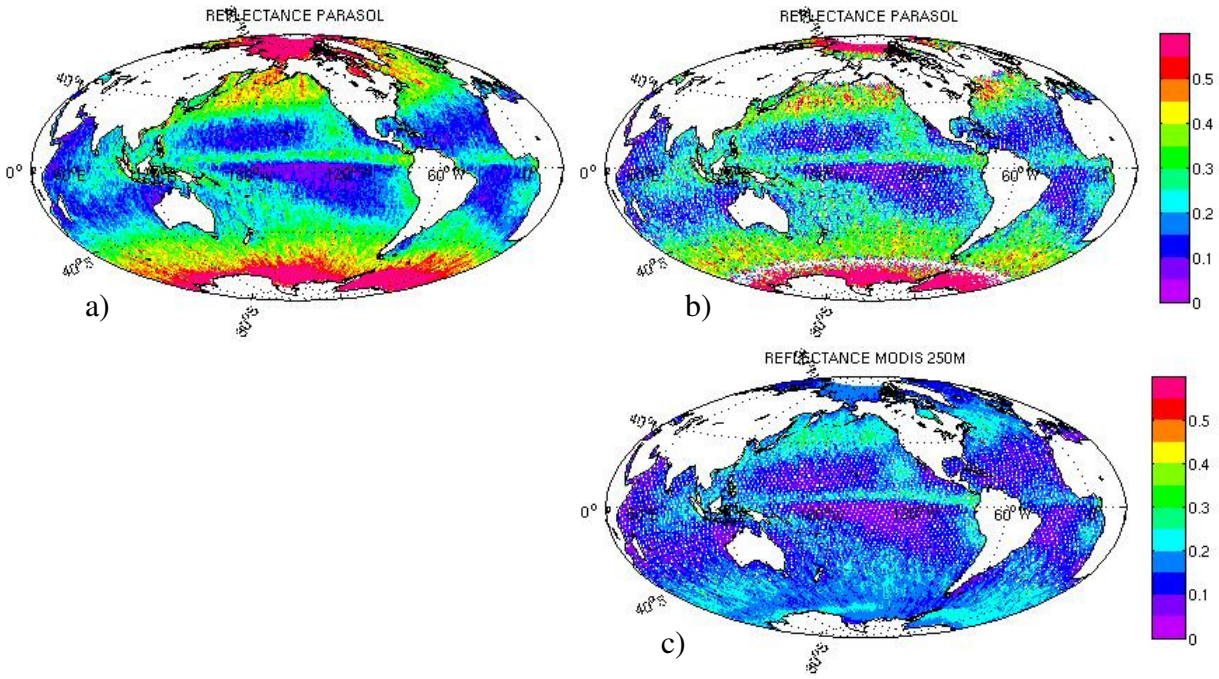


Figure 3.4: Réflectance pour janvier 2007 - décembre 2008 à partir des données (a) PARASOL dans la direction (θ_v=30°, $\phi_s - \phi_v$ =320°), (b) PARASOL dans la direction (θ_v=30°, $\phi_s - \phi_v$ =320°) co-localisée sous la trace de CALIPSO et (c) MODIS co-localisée sous la trace de CALIPSO. Valeur moyenne pour la période janvier 2007-decembre 2008.

La Figure 3.4. montre la réflectance sur tout le globe pour deux ensembles des données PARASOL : l'un (Figure 3.4.a) comprend toutes les valeurs de réflectance mesurées par PARASOL dans la direction (θ_v=30°, $\phi_s - \phi_v$ =320°, résolution 6x6km²), et l'autre (Figure 3.4.b) est un sous échantillon qui ne comprend que la réflectance mesurée le long de la trace CALIPSO (données co-localisées). La Figure 3.4.c) représente les données MODIS co-localisées sous trace de CALIPSO à une résolution de 250m. Dans tous les cas (Figure 3.4.a-c) on retrouve la même distribution géographique pour le forçage radiatif des nuages : des valeurs élevées de réflectance au dessus des régions convectives de l'ITCZ, de la 'warm pool' et des régions, de nuages bas (à l'Est des océans subtropicaux et aux moyennes latitudes). Les réflectances PARASOL colocalisées ou non colocalisées on voit qu'elles sont similaires même si les données co-localisées sont plus bruitées (le nombre des mesures est plus faible pour les dernières). Cette similitude entre les deux ensembles de données montre que les pixels PARASOL co-localisés avec CALIOP (6x6km²) sont statistiquement représentatifs de

tous les pixels PARASOL inclus dans la boite de 1°x1°. Il est donc raisonnable de considérer que tous les ensembles de données co-localisées sous la trace de CALIOP ou encore les mesures de CALIOP elles mêmes, quand elles sont accumulées pendant un certain temps, sont statistiquement représentatives de l'ensemble des données dans chaque boite de 1°x1°. Les réflectances MODIS (Figure 3.4.c) sont comparables aux réflectances PARASOL et légèrement plus faibles (-0.2, voir Section 2.3.3). Notons que chaque boite de 1°x1° contient des zones nuageuses et des zones de ciel clair, la réflectance moyenne sur la boite de 1°x1° ne permet pas de distinguer le ciel clair des nuages.

3.2. Couverture nuageuse et altitude des nuages

3.2.1. Fraction nuageuse totale et par niveaux d'altitude

La fraction nuageuse totale et pour trois niveaux d'altitude des nuages, diagnostiquée par GOCCP (Section 2.1.2.c), est présentée sur la Figure 3.5. La Figure 3.5.a montre que le minimum de couverture nuageuse totale se trouve sur les déserts subtropicaux (Sahara, Afrique du Sud, Australie, etc), et le maximum se trouve sur la Zone de la Convergence Intertropicale (ITCZ), aux moyennes latitudes et dans la partie Est des bassins océaniques. Si on décompose la fraction nuageuse totale en nuages de niveau bas, moyen et haut (séparation des niveaux selon la classification de ISCCP) on voit que (Figure 3.5.b, c et d) : la fraction nuageuse du niveau haut présente des valeurs maximales dans les régions de la convection profonde principalement situées sur les continents tropicaux, l'ITCZ, la 'warm pool' dans l'océan Pacifique et la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ). Des maxima secondaires de nuages hauts apparaissent aux latitudes extra-tropicales. Des nuages de niveau intermédiaire sont observés dans les moyennes latitudes et dans les régions de la convection profonde, en dessous des nuages hauts. Les données GOCCP suggèrent que les nuages bas dominent au dessus des océans, à la fois dans les tropiques et dans les extra-tropiques, avec un contraste important entre terre et mer. La fraction de nuages bas est d'environ 35-50% dans la région des alizés (généralement couverte par des cumulus), tandis qu'elle atteint des valeurs supérieures à 60% aux latitudes moyennes et dans la partie Est des bassins océaniques, qui sont connus pour être couverts de stratus et stratocumulus. Des faibles fractions de nuages bas sont observés dans les régions de convection profonde ('warm pool', ITCZ). Les nuages hauts sont tellement hauts et épais dans ces régions que le signal lidar est généralement totalement atténué avant d'atteindre la surface.

Les cartes de couverture nuageuse (Figure 3.5) sont semblables à celles du forçage radiatif de nuages (Figure 3.2, 3.3 et 3.4). Notons par exemple les nuages bas et le forçage radiatif des courtes longueurs d'onde (SW) à l'Est des océans équatoriaux et aux moyennes latitudes associés à un fort effet sur le forçage radiatif net et sur la réflectance dans les mêmes régions. Les nuages hauts convectifs de l'ITCZ et de la 'warm pool' ont un impact important sur le forçage radiatif des longues longueurs d'ondes (LW), mais également sur la réflectance. On examinera plus en détail la relation entre la couverture nuageuse et le forçage radiatif dans la Section 3.3.

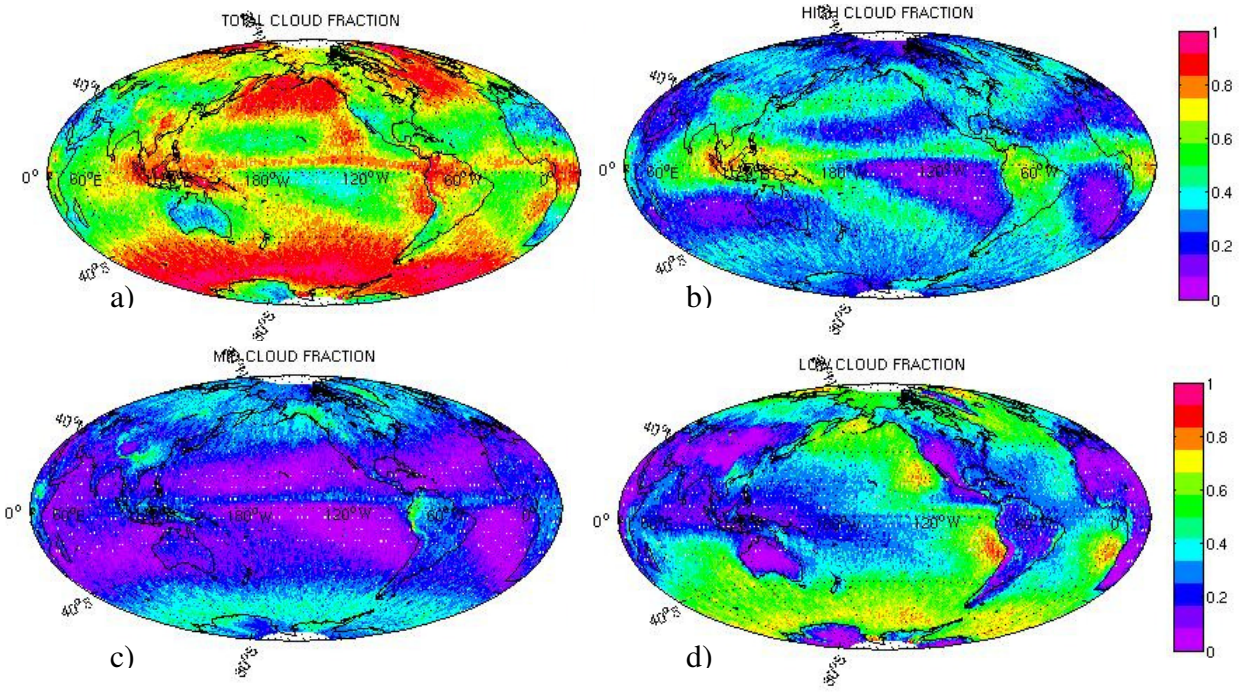


Figure 3.5: Fraction nuageuse (a) totale, (b) pour le niveau haut (50hPa<pression<440hPa), (c) pour le niveau moyen (440hPa<pression<680hPa) et (d) pour le niveau bas (pression>680hPa), à partir de deux ans des données GOCCP, moyennées sur jour et nuit.

3.2.2. Distribution verticale des nuages

Les observations CALIPSO-GOCCP observent la structure verticale de la couverture nuageuse à une résolution spatiale fine (333m). La Figure 3.6. présente la distribution verticale de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP. La fraction nuageuse zonale moyenne est maximale dans la couche limite atmosphérique (au dessus de 700hPa) sauf aux très basses latitudes, où les nuages de plus haut niveau peuvent masquer les nuages du niveau bas. Les nuages de moyennes latitudes couvrent tous les niveaux atmosphériques, avec un maximum de nuages dans les basses couches. Une telle structure est attendue dans les régions où des instabilités baroclines produisent des nuages frontaux sur toute la hauteur de la troposphère et où des situations anticycloniques produisent des nuages de couche limite. La couverture nuageuse de haute altitude est importante aux alentours de l'Equateur (±20°). Les nuages hauts étendus sont formés par les systèmes convectifs qui dominent les tropiques. Les principales variations saisonnières de la couverture nuageuse (Figure 3.6.a pour JFM vs Figure 3.6.b pour JJA) se produisent dans les régions tropicales (entre 30°N et 20°S) et suivent la migration latitudinale saisonnière de la zone de la convergence intertropicale (ITCZ).

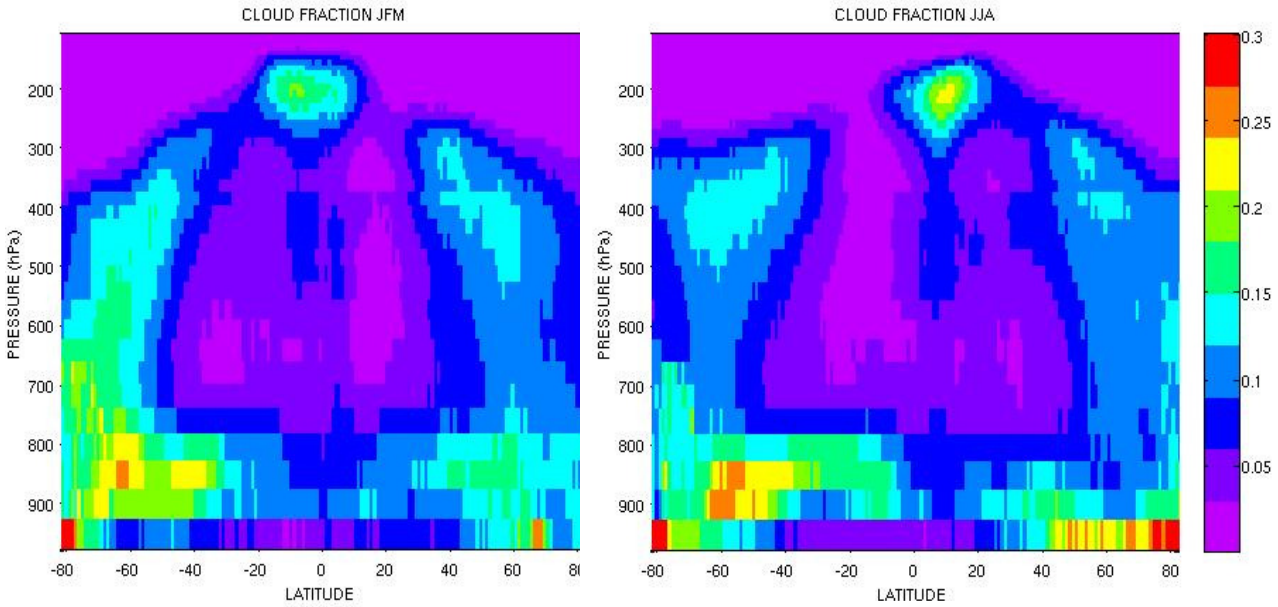


Figure 3.6: Moyenne zonale de la Fraction Nuageuse (en fonction de la latitude et de la pression) à partir des données CALIPSO-GOCCP moyennées sur jour et nuit a) pour JFM (janvier-février-mars) et b) pour JJA (juin-juillet-août).

3.2.3. Histogrammes de Scattering Ratio (SR) lidar normalisé et de la réflectivité radar en fonction de la pression

On peut avoir une description complémentaire de la distribution verticale des nuages en examinant les histogrammes à deux dimensions de la réflectivité lidar et radar et de la pression [Zang et al., 2007, Bodas et al., 2008, Marchand et al., 2009, Chepfer et al., 2010]. La fréquence d'occurrence dans chaque boite de l'histogramme réflectivité-pression est obtenue en divisant le nombre d'occurrence dans chaque boite (réflectivité-pression) par le nombre total d'occurrences dans le diagramme. La fréquence obtenue pour chaque boite est représentée en échelle linéaire logarithmique.

La Figure 3.7 montre les histogrammes de réflectivité lidar (SR dans GOCCP) et radar pour les océans tropicaux (en haut) et pour les océans extratropicaux (en bas). Les valeurs sur l'histogramme lidar qui se trouvent à droite de la ligne verticale SR=5 correspondent aux nuages. De même, les valeurs de réflectivité supérieures à -27.5dBZe correspondent aux nuages pour le radar.

L'histogramme de SR pour les océans tropicaux (Figure 3.7.a) présente des maxima pour les nuages hauts (pression<440hPa) pour des valeurs de SR comprises entre 5 et 15, qui correspondent aux systèmes de convection profonde. La troposphère moyenne présente un minimum d'occurrences pour les valeurs moyennes de SR et un maximum pour SR>60, celles-ci sont probablement produites par les congestus épais associées aux nombreuses valeurs (SR<0.01) en dessous de 450hPa liées à l'atténuation du signal lidar par les couches nuageuses épaisses au dessus. Les nuages bas (pression>680hPa) produisent un large éventail des valeurs de SR entre 5 et 80.

L'histogramme de réflectivité radar-pression montre des similitudes avec l'histogramme SR du lidar pour la même région (océans tropicaux). Les pressions supérieures à 680hPa

correspondantes aux nuages bas de couche limite sont associés à fréquence élevée de réflectivité entre environ -27.5 et 7.5 dBZe. Dans les niveaux de pression intermédiaires (440hPa<P<680hPa), CloudSat observe fortes réflectivités avec un maximum de 2.5 à 12.5 dBZe. Un autre maximum d'occurrence est associé aux faibles valeurs de réflectivité aux hautes altitudes. Il semble y avoir une relation linéaire entre la réflectivité et la pression maximum pour les nuages hauts. L'intensité du signal augmente à mesure que la pression augmente à cause de l'agrégation qui produit des particules plus grosses [Bodas et al., 2008]. Quand la glace qui tombe atteint le niveau de congélation, située vers 550hPa pour l'atmosphère tropicale, elle fond et tombe en pluie.

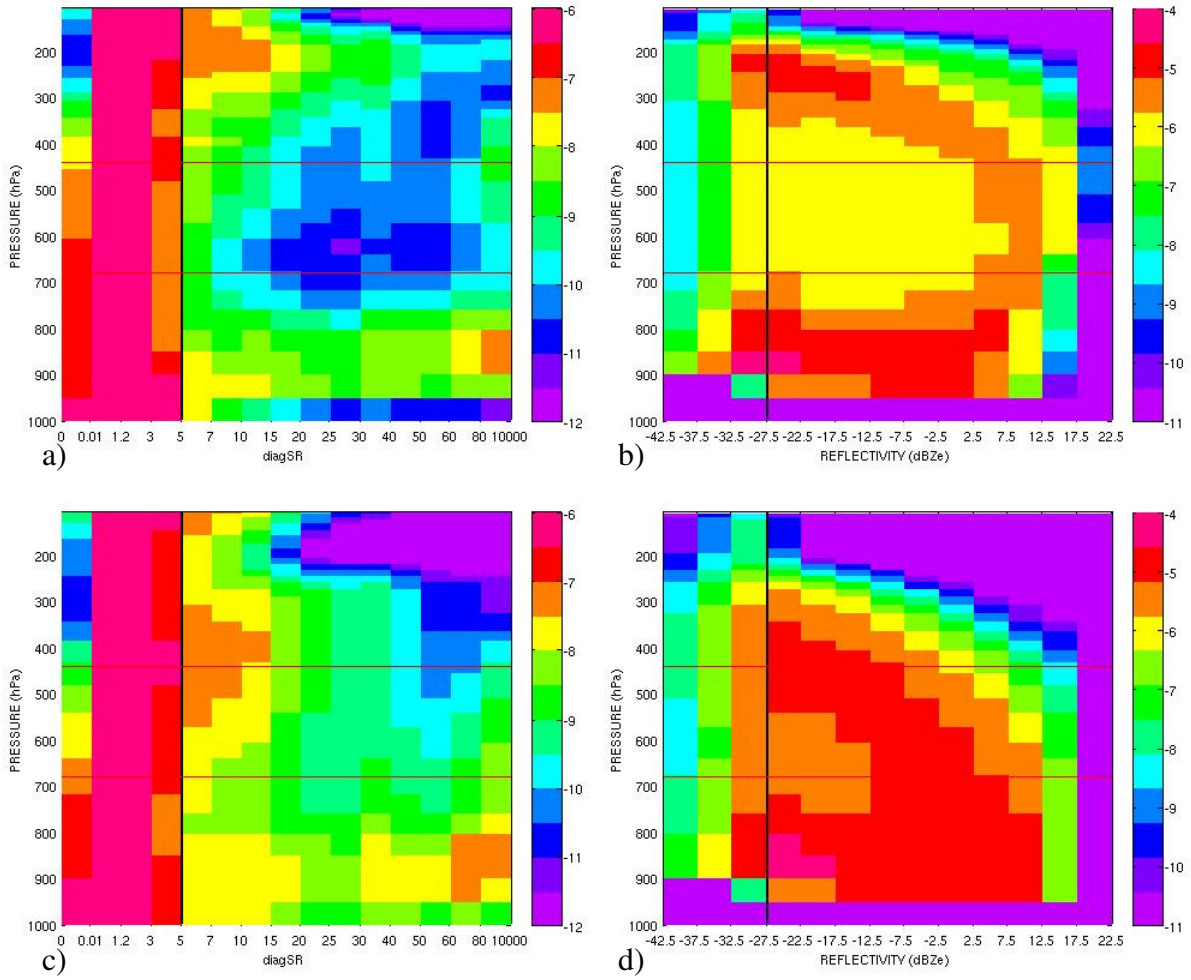


Figure 3.7 : Fréquence d' occurrence de l'intensité du signal observé en fonction de la pression dans les océans tropicaux (30°S<lat<30°N) (ligne du haut, a et b), et dans les océans extratropicaux (lat>30°N ou lat<30°S) (ligne du bas, c et d). Le signal provient des données CALIPSO-GOCCP (colonne gauche, a et c) et des données CloudSat 2B-GeoProf (colonne droite, b et d). Les observations sont faites jour et nuit, pendant deux ans pour CALIPSO-GOCCP (2007-2008) et un an pour CloudSat (2007). Dans chaque diagramme l'axe vertical représente la pression (hPa) et l'axe horizontal la valeur de SR pour CALIPSO-GOCCP et la valeur de réflectivité (dBZe) pour CloudSat. La fréquence d'occurrence est en échelle logarithmique.

Dans les régions extratropicales l'histogramme de SR (Figure 3.7.b) montre une large gamme des valeurs de SR sur l'ensemble de la troposphère ainsi qu'un nombre important de valeurs totalement atténuées pour les bas niveaux (SR<0.01), compatibles avec la présence

des nuages hauts frontaux de grande extension verticale dans les régimes d'ascendance synoptique et avec la présence des nuages bas dans les régimes de subsidence synoptique. De même l'histogramme de réflectivité comporte une région presque triangulaire dans l'espace en 2-D réflectivité-pression avec un minimum d'occurrences aux niveaux moyens pour des faibles valeurs de réflectivité (cet endroit de minimum d'occurrences est beaucoup plus étroit que dans les tropiques).

3.3. Lien entre réflectance et couverture nuageuse

Dans cette section on utilise les informations co-localisées provenant de satellites différents. Nous allons analyser la relation entre la réflectance mesurée par les capteurs passifs, qui donne une mesure de l'épaisseur optique des nuages, et la couverture et l'altitude des nuages, mesurées par le lidar. La relation change selon la méthode de l'analyse. Dans un premier temps l'impact des différents facteurs sur l'analyse sera étudié et ensuite les résultats décrivant la relation réflectance - couverture nuageuse seront présentés.

3.3.1. Sensibilité de l'analyse statistique aux différents facteurs

Dans cette étude les valeurs quotidiennes de la fraction nuageuse totale GOCCP sont moyennées sur une grille de résolution de 1°x1° horizontalement. Les réflectances issues des capteurs MODIS et PARASOL co-localisées sont moyennés sur la même grille pour chaque jour et puis l'analyse statistique des relations entre ces deux observations sur deux ans des données (janvier 2007-decembre 2008) est réalisée en utilisant des diagrammes de corrélation (ou histogrammes 2D, Figure 3.8). 0.02 donne la taille du 'bin' dans la légende de la Figure. On corrèle ainsi la fraction nuageuse de jour CALIPSO-GOCCP avec les réflectances observées de jour.

(a) Représentativité statistique des mesures dans chaque boite latitude-longitude

La trace de CALIPSO peut passer au centre de la boite de 1°x1° et la traverser dans toute sa longueur ou passer dans un coin de la boite et ne traverser qu'une petite section. Le nombre des mesures est très différent pour ces deux cas, et même certaines mailles de la grille de 1°x1° ne sont jamais traversées par CALIPSO. Le nombre maximal des mesures MODIS pour un passage dans une boite de1°x1° est environ 370. La relation entre la réflectance MODIS et la couverture nuageuse au dessus des océans tropicaux va être présentée sur la Figure 3.8 : la Figure3.8.a utilise toutes les données disponibles, la Figure 3.8.b uniquement les boites contenants plus que 235 mesures MODIS (50% du nombre maximal) et la Figure 3.8.c uniquement les boites contenants plus de 313 mesures MODIS (75% du nombre maximal). On constate que la relation entre la réflectance et la couverture nuageuse ne change pas avec le nombre de données. Cette vérification a été faite pour les analyses présentées dans la suite de ce mémoire, et ne sera plus mentionnée. Dans l'analyse statistique qui suit nous utilisons toutes les observations.

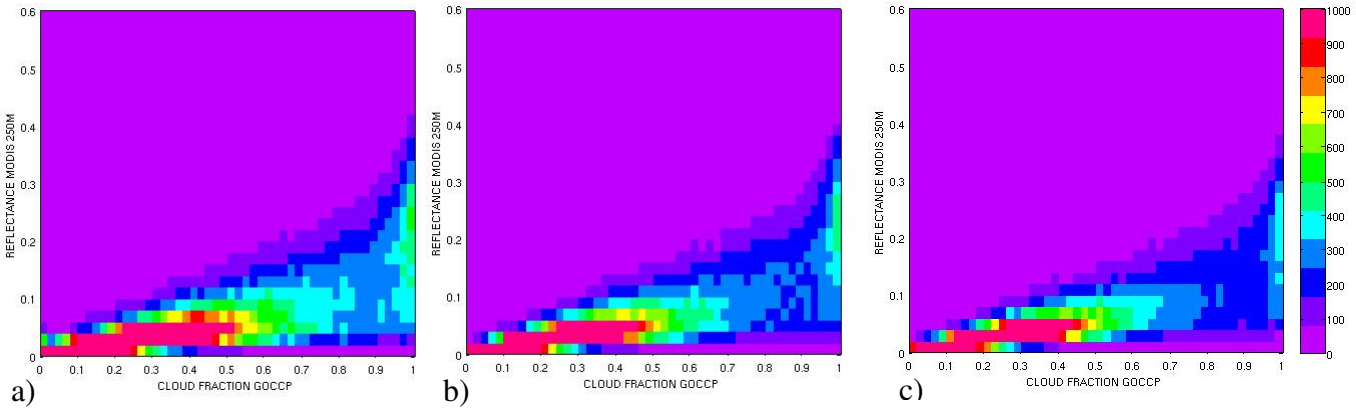


Figure 3.8 : Histogramme 2D de la réflectance MODIS (250m) en fonction de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP au dessus des océans tropicaux à partir des données de jour (a) toutes les données disponibles, (b) en considérant uniquement les boites de 1°x1° contenants au moins 50% de nombre maximal de mesures (=337), (c) en considérant uniquement les boites de 1°x1° contenant au moins 75% de nombre maximal de mesures. L'échelle de couleur donne le nombre de points dans chaque boite de l'histogramme.

(b) Effet de la valeur seuil (SR) utilisée pour détecter les nuages

La variation de la couverture nuageuse avec la valeur seuil de SR utilisée pour détecter les nuages a été présentée dans la Section 2.1.2.c. Ici on regarde l'effet d'un changement du seuil de détection des nuages (SR=3, 5 et 10) sur la relation entre la réflectance et la couverture nuageuse au dessus des océans tropicaux (Figure 3.9.a, b et c). Quand le seuil de SR augmente, les nuages optiquement les plus fins ne sont plus détectés, et la relation réflectance - couverture nuageuse est décalée vers des valeurs plus faibles de la couverture nuageuse. La distinction entre les deux populations (l'une avec de faible quantité des nuages associée aux faibles valeurs de réflectance et l'autre avec des hautes valeurs de la couverture nuageuse associée aux valeurs de réflectance variées) devient plus claire avec l'augmentation du seuil de détection nuageuse.

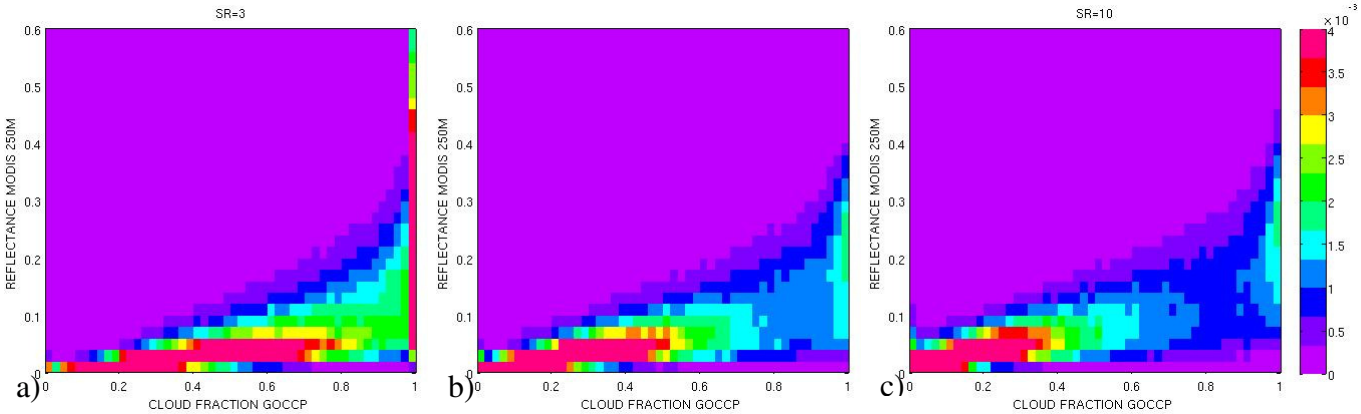


Figure 3.9 : Histogramme 2D de la réflectance MODIS (250m) en fonction de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP au dessus des océans tropicaux à partir des données de jour en utilisant différents seuils pour la détection nuageuse : (a) SR=3, (b) SR=5 et (c) SR=10. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

(c) Effet de l'utilisation des différents capteurs mesurant la réflectance

La réflectance est estimée à partir des données PARASOL (6km de résolution spatiale) et MODIS (1km, 500m et 250m). La relation réflectance - fraction nuageuse est tracée à partir des réflectances PARASOL (Figure 3.10.a), MODIS à 1km (Figure 3.10.b) et MODIS à 250m (Figure 3.10.c). La différence de réflectances entre les capteurs a été présentée dans la Section 2.3.3. Cet effet est également apparent dans la Figure 3.10 : PARASOL surestime les valeurs de réflectance par rapport à MODIS, cette surestimation est plus importante pour les fractions nuageuses élevées (voir Figure 2.11.a). On observe également une faible augmentation de la réflectance MODIS 1km par rapport à MODIS 250m.

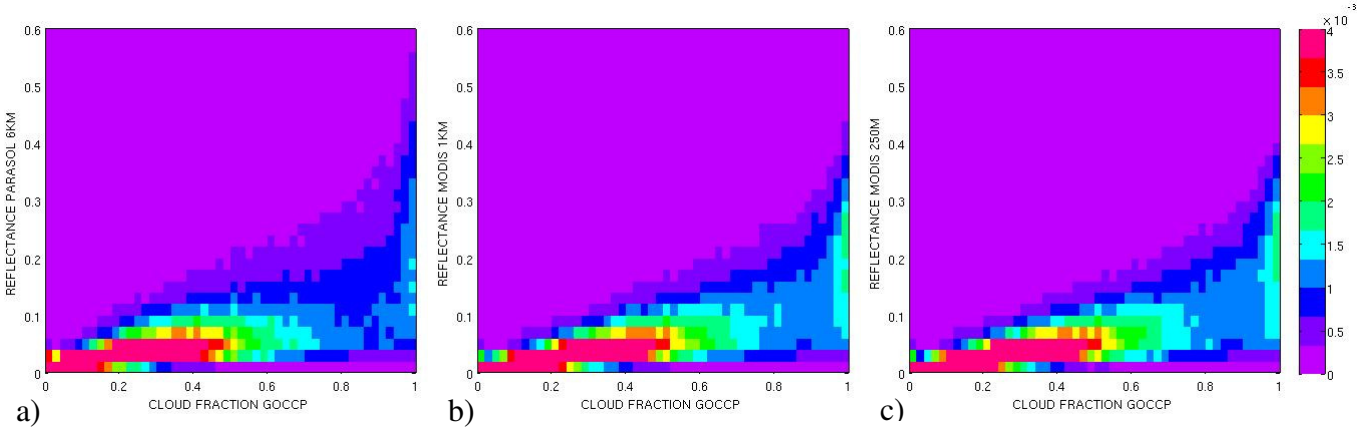


Figure 3.10 : Histogramme 2D de la réflectance à partir des données (a) PARASOL, (b) MODIS (1km) et (c) MODIS (250m) en fonction de la fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) au dessus des océans tropicaux pour les données de jour. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

(d) Effet de la résolution de l'analyse statistique : taille de la boite lat x lon

La Figure 3.11.a. représente la corrélation entre la valeur moyenne mensuelle de la fraction nuageuse sur une grille de 1°x1° avec la valeur moyenne de la réflectance sur cette grille. La Figure 3.11.b représente la corrélation entre les valeurs journalières (et non mensuelles) entre réflectance et fraction nuageuse sur cette même grille (1°x1°). La Figure 3.11.c. représente la corrélation entre les valeurs instantanées de fraction nuageuse et réflectance. Ces Figures montrent que la corrélation entre l'épaisseur optique et la fraction nuageuse dépend fortement de l'échelle spatiotemporelle du moyennage. Elle a la tendance à être plus linéaire pour l'analyse mensuelle (Figure 3.11.a). Par contre plus la résolution devient fine plus cette linéarité entre l'épaisseur optique et la quantité des nuages est perdue et on obtient une corrélation plus 'plate' avec des faibles valeurs de réflectance associés à plusieurs valeurs de fraction nuageuse et des hautes valeurs d'épaisseur optique associées à différentes valeurs de réflectance. La relation change radicalement lorsqu'on conserve les valeurs instantanées de réflectance sans les moyenner sur la grille lat x lon. Dans ce cas les valeurs de la réflectance restent très faibles (<0.15) pour presque toutes les fractions nuageuses (CF<0.9) et elles augmentent uniquement pour des fractions nuageuses supérieures à 0.9.

MENSUELLE JOURNALIERE PLEINE RESOLUTION

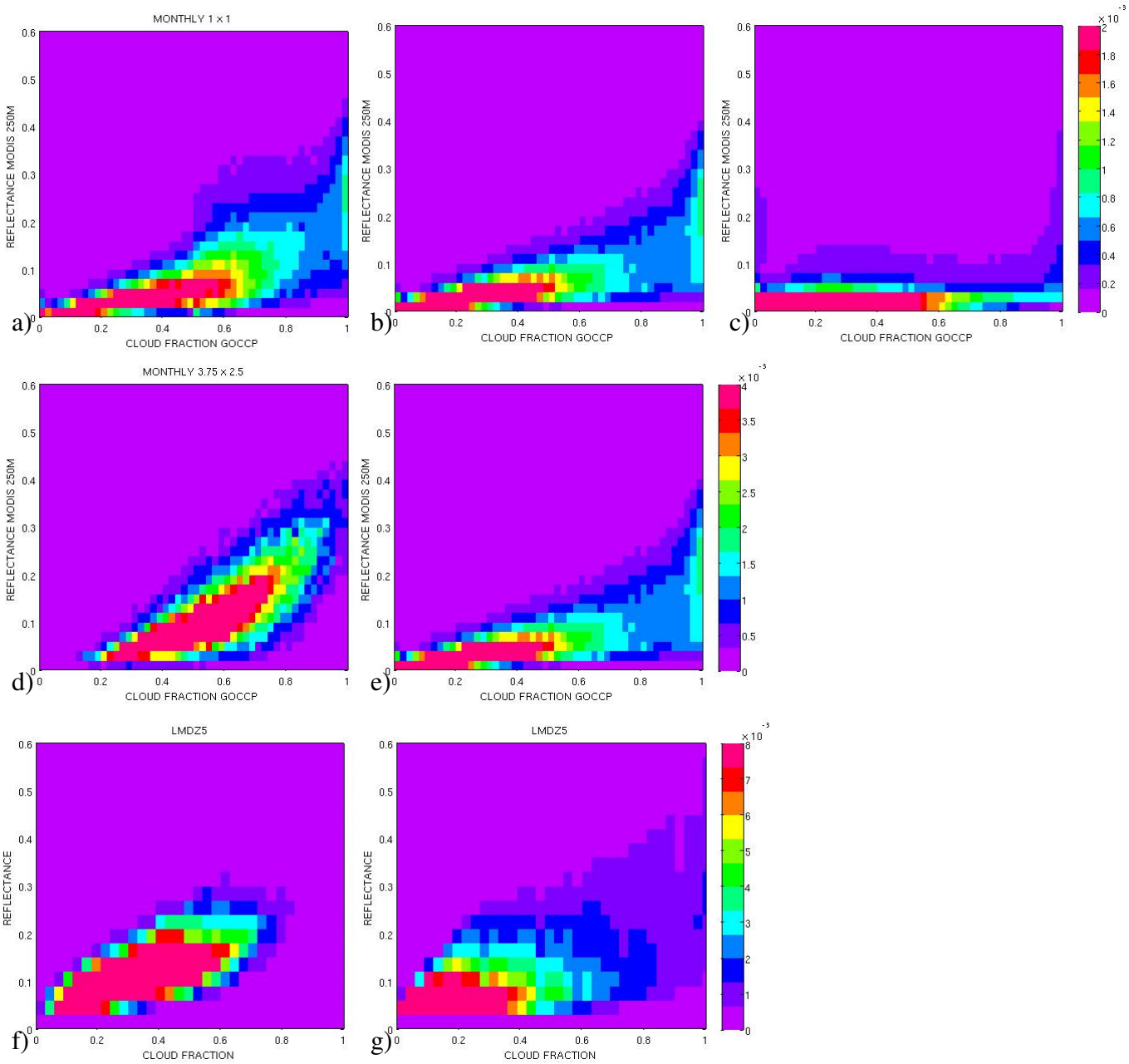


Figure 3.11: Corrélation entre la réflectance et la fraction nuageuse MODIS 250m co-localisées et CALIPSO-GOCCP (a,b,c,d,e) et à partir des sorties du modèle et du simulateur (f,g) au dessus des océans tropicaux pour les données de jour en utilisant différente résolution pour l'analyse statistique (différente taille de boite lat x lon) : (a,d,f) à partir des valeurs moyennes mensuelles, (b,e,g) à partir des valeurs moyennes journalières et (c) en attribuant chaque valeur de réflectance MODIS à la fraction nuageuse correspondante de la grille de 1°x1° (pas de moyennage de réflectances), (a,b,c) en moyennant sur une grille de 1°x1°, (d,e) en moyennant sur une grille de 3.75°x2.5° et (f,g) en moyennant sur une grille de 3.75°x1.875°. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

La sensibilité à la taille des boites (1°x1° versus 3.75°x2.5°) est examinée avec les Figures 3.11.d-e. La différence entre l'analyse mensuelle et l'analyse journalière diminue avec la

résolution lat x lon : le nombre de mesure lidar dans chaque boite de 1°x1° pour un mois est faible (de l'ordre de 2) ; c'est pour cela que la corrélation entre les valeurs mensuelles est proche de la corrélation de celle des valeurs journalières. Par contre lorsqu'on moyenne sur la grille de résolution 3.75°x2.5° le nombre de passages par mois est assez loin du nombre de passage journalière et la relation est très différente entre ces deux analyses. Finalement on étudie la sensibilité de cette corrélation à la résolution de l'analyse statistique pour le modèle (Figure 3.11.f,g) et on constate le même comportement que pour les observations. Dans la suite de cette thèse nous utilisons les valeurs journalières pour l'analyse statistique afin de garder l'information à l'échelle des processus nuageux.

3.3.2. Relation entre réflectance et fraction nuageuse totale

Dans cette section nous utilisons les observations en moyenne journalière sur une grille de 1°x1°, le seuil SR=5 pour la détection des nuages au GOCCP, et la réflectance mesurée par MODIS à 250m (la résolution la plus fine). La Figure 3.12.a montre une relation non-linéaire entre la réflectance et la fraction nuageuse en moyenne journalière au dessus des océans tropicaux, avec une pente douce et une petite dispersion pour la plupart des nuages correspondants aux faibles quantités nuageuses, associés à des faibles épaisseurs optiques qui indiquent que des nombreux nuages optiquement fins apparaissent dans les régions tropicales océaniques. La valeur de réflectance le plus fréquemment observée (<0.1, Figure 3.12.a) correspond à des épaisseurs optiques inférieures à 1 (Figure 2.3). Une deuxième population associée à une pente plus raide avec une plus grande dispersion quand la quantité de nuages augmente de hautes valeurs de fractions nuageuses (>0.9) sont associées à des valeurs de réflectances comprises entre 0.02 et 0.4 ($0<\tau<6$). Aux hautes et moyennes latitudes (Figure3.12.b) ces deux populations consistent également grandes fractions nuageuses et nuages optiquement fins sont fréquents. On voit aussi dans ces régions (>30°N ou <30°S) fractions nuageuses associées à des faibles épaisseurs optiques (réflectance <0.1).

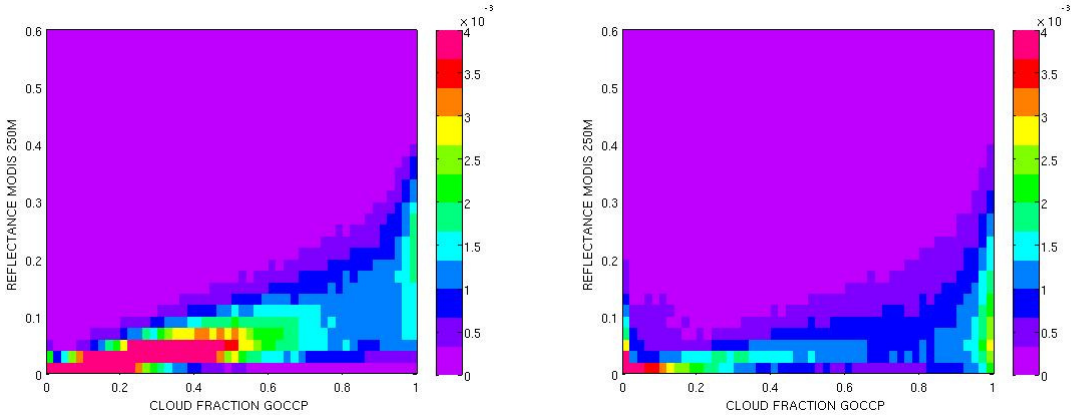


Figure 3.12 : Histogramme 2D de la réflectance en fonction de la fraction nuageuse pour l'océan (a) dans les tropiques et (b) aux moyennes et hautes latitudes (>30°N et <30°S) à partir des données de jour CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées en moyenne journalière sur la grille de 1°x1°. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

Nous étudions la relation entre la réflectance et la fraction nuageuse dans les tropiques pour les nuages hauts et pour les nuages bas. La présence des nuages hauts (et ou bas) est identifiée avec deux critères suivants : l'un montre la prédominance des nuages dans cette

couche ($CF_{HIGH/LOW}$>0.9*CF_{TOT}, Figure 3.13.a,c) et l'autre montre l'inexistence des nuages dans les autres couches ($CF_{HIGH/LOW}$>0 & CF_{MID}<0.1 & $CF_{LOW/HIGH}$<0.1, Figure 3.13.b,d). La relation change radicalement selon le type de nuages dominant. Lorsque la présence de nuages hauts est dominante (Figure 3.13.a), la couverture nuageuse (>0.7) et la réflectance (valeurs atteignant 0.3) de toute la colonne atmosphérique sont grandes. En l'absence des nuages bas et ou moyens (Figure 3.13.b) la fraction nuageuse (CF_{max}=0.4) et la réflectance (<0.1) diminuent.

Les nuages de couche limite (Figure 3.13.c), sont optiquement fins et associées à des faibles couvertures nuageuses : leur épaisseur optique augmente ($réflectance_{max}$=0.4) avec la couverture nuageuse.

Les nuages bas seuls ou hauts seuls sont associées à des réflectances faibles (<0.15). Les épaisseurs optiques supérieures à 2 (réflectances supérieures à 0.17 dans les tropiques) sont associées à des situations multi-couches (partie droite de la Figure 3.13.a. et c). Les systèmes convectifs correspondent à des nuages hauts, moyens et bas dans toute la colonne atmosphérique.

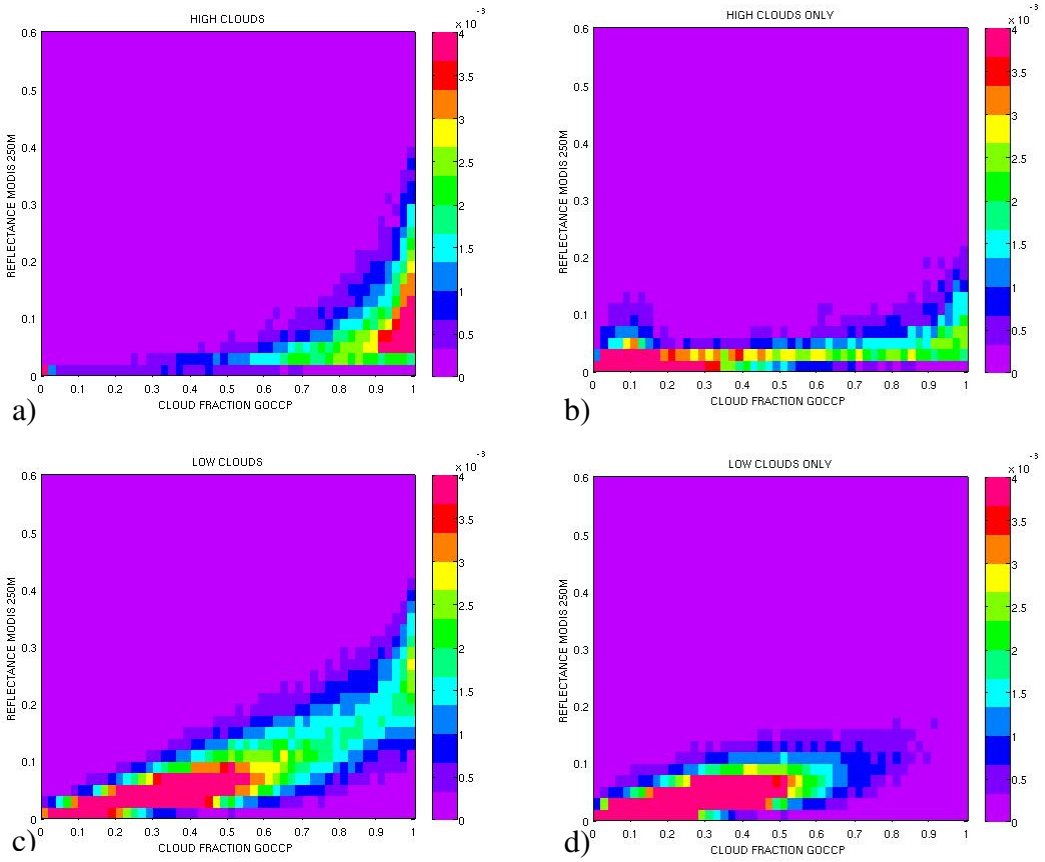


Figure 3.13 : Histogramme 2D de la réflectance en fonction de la fraction nuageuse pour les océans tropicaux (a) nuages hauts (quand CF_{HIGH}>0.9*CF_{TOT}), (b) nuages hauts sans nuages en dessous (quand CF_{HIGH}>0 & CF_{LOW}<0.1 & CF_{MID}<0.1), (c) nuages bas (quand CF_{LOW}>0.9*CF_{TOT}), et (d) nuages bas sans nuages au dessus (quand CF_{LOW}>0 & CF_{MID}<0.1 & CF_{HIGH}<0.1) à partir des observations de jour CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées en moyenne journalière sur la grille de 1°x1°. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

3.3.3. Relation entre réflectance, fraction nuageuse et altitude des nuages dans les tropiques

Nous allons maintenant utiliser l'information sur la verticale donnée par le lidar, en plus de la réflectance et de la couverture nuageuse totale. Chaque jour à chaque maille de 1°x1°, sont associés une valeur moyenne de la réflectance et un profil moyen de la fraction nuageuse en fonction de l'altitude. La Figure 3.14.a montre la relation statistique entre les valeurs de réflectance, le niveau de pression et la fraction nuageuse (en échelle couleur) au dessus des océans tropicaux. Lorsque les nuages sont peu réfléchissants, la réflectance est inférieure à 0.1 (ce qui correspond aux épaisseurs optiques inférieures à 1.5 pour les particules sphériques et pour θ_s=30°), et la colonne atmosphérique est composée de nuages bas optiquement fins et fractionnés (CF<15%). L'apparition des nuages dans tout le profil vertical atmosphérique (nuages bas, moyennes et hauts) est associée à des valeurs importantes de réflectance. Lorsque la réflectance est comprise entre 0.1 et 0.4 (1.5<τ<8) la fraction nuageuse est importante dans les basses (10% < CF< 30%) et les hautes couches (5%-20%) et elle n'est pas négligeable dans les nuages moyens (0-15%). Les nuages très réfléchissants (épaisseurs optiques supérieures à 8) sont associés à des nuages hauts abondants (CF jusqu'à 70%). Les nuages bas sont alors peu fréquents (10%), car ils sont masqués par les nuages qui se trouvent en dessous, le signal lidar ne peut pas passer à travers les nuages très épais.

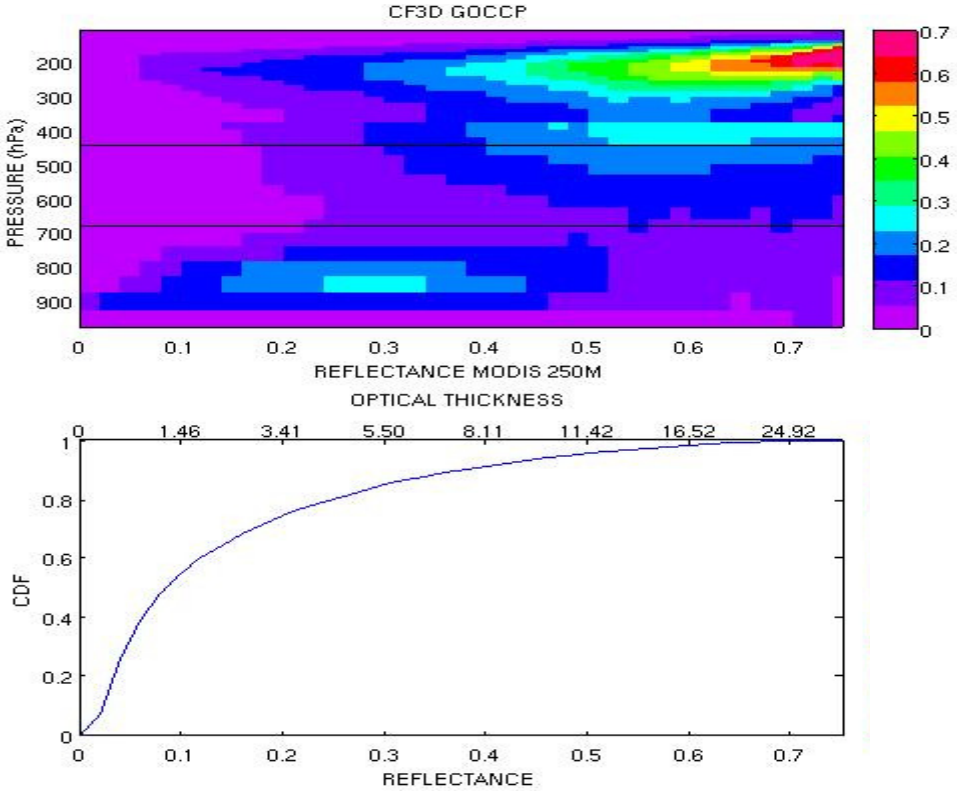


Figure 3.14 : (a) Relation statistique entre la réflectance (MODIS 250m co-localisée) et profil vertical de couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP), chacun d'eux étant calculé tous les jours, lors du passage de jour de l'A-train, et moyenné sur une grille de 1°x1°, au dessus des océans tropicaux. Les lignes horizontales correspondent à la classification des niveaux verticaux d'ISCCP (680 et 440hPa). (b) CDF (Cumulative Distribution Function) du nombre des points associés aux valeurs de réflectance. L'épaisseur optique correspondante aux réflectances pour des particules sphériques et θ_s=30° est donnée en double échelle.

La Figure 3.14.b illustre la CDF (Cumulative Distribution Function) de la réflectance correspondante. En peu plus de la moitié de la population nuageuse correspond a des réflectances inférieures à 0.1, il s'agit des nuages très fins optiquement. Les nuages optiquement plus épais ($1.5<\tau<8$, 0.1< réflectance < 0.4) représentent environ 40% de la population totale (entre 50% et 90%). Les nuages très épais optiquement (réflectances > 0.4) sont rares, ils représentent moins de 10% de la population totale.

3.4. Analyse en régimes dynamiques dans les tropiques

3.4.1. Circulation atmosphérique dans les tropiques

Les propriétés macrophysiques des nuages sont en premier ordre contrôlées par la circulation atmosphérique de grande échelle. Dans cette section on s'intéresse aux régions tropicales. La circulation de l'atmosphère tropicale à grande échelle et les nuages qui en résultent sont schématisés sur la Figure 3.15 [Emanuel, 1994] : la subsidence atmosphérique favorise la formation des nuages bas de couche limite (stratus, strato-cumulus, cumulus), tandis que les mouvements ascendants de grande échelle sont associés à une importante activité convective produisant des nuages cumuliformes allant des nuages peu profonds aux nuages profonds et à des nuages hauts, très étendus.

On utilisera une méthodologie proposée par Bony et al. (2004) pour quantifier les éléments dynamiques des nuages dans les observations ou dans les modèles. On utilise la vitesse verticale de la moyenne troposphère (500hPa) en moyenne mensuelle ω_{500} comme un proxy de la circulation atmosphérique de grande échelle. Ensuite, on discrétise la circulation tropicale de grande échelle dans une série de régime dynamique définis par la valeur ω_{500} (intervalles de 5hPa/jour). Les branches ascendantes de la circulation de Hadley-Walker, qui se produisent surtout au-dessus de la partie plus chaude des Tropiques, correspondent aux valeurs négatives de ω_{500}, tandis que les régions de subsidence grande échelle correspondent aux valeurs positives de ω_{500} (Figure 3.16). Le poids statistique de chaque régime dynamique dans les Tropiques, définie comme la zone couverte par des régions ayant une vitesse verticale ω_{500} normalisée par la superficie totale des zones Tropicales, est appelée P_ω. P_ω vérifie :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} P_\omega d\omega = 1 \qquad (3.2)$$

Soit C une variable nuageuse (comme la fraction nuageuse, le forçage radiatif des nuages ou la réflectance), et $\overline{C}$ la valeur moyennée dans les tropiques de C. Si C_ω se réfère à la valeur moyenne de C dans le régime dynamique défini par ω_{500} (en pratique, C_ω est calculé en combinant les valeurs régionales de C dans des boites de 5hPa/jour), $\overline{C}$ peut être exprimé comme :

$$\overline{C} = \int_{-\infty}^{+\infty} P_\omega C_\omega d\omega \qquad (3.3)$$

Il faut noter que cette partition peut être appliquée dans n'importe quelle région géographique. Elle sera appliquée uniquement sur les zones océaniques tropicales. Nous analysons séparément chaque niveau de pression.

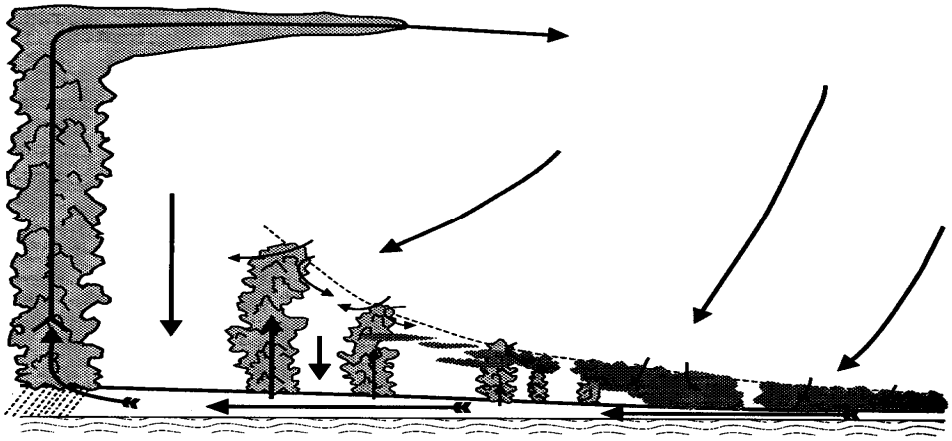


Figure 3.15 : Structure de l'atmosphère tropicale, montrant les différents régimes en fonction de la vitesse verticale de grande échelle au milieu de la troposphère (des mouvements ascendants sur la gauche jusqu'aux mouvements descendants sur la droite). [Emanuel, 1994].

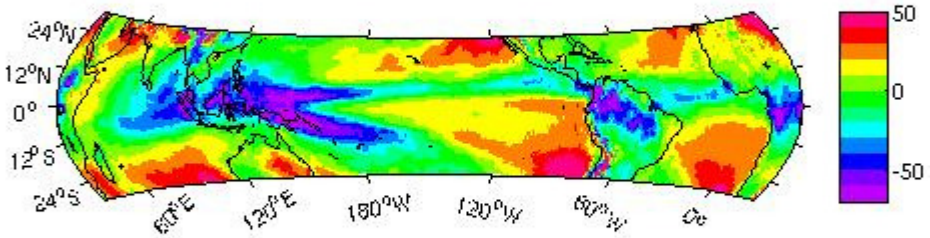


Figure 3 :16 : Vitesse verticale moyenne mensuelle de grande échelle à 500hPa ω_{500} (en hPa/jour) dans les tropiques (30°S-30°N) provenant des réanalyses météorologiques ERA-Interim 2007-2008.

On utilise les données moyennes mensuelles de la vitesse verticale à 500hPa issues des réanalyses météorologiques ERA-Interim du 'European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Atmospheric Reanalysis' [Simmons et al. 2007]. Ici, ces données sont utilisées sur la période 2007-2008, à une résolution spatiale initiale de 0.75° puis moyennées sur la grille de 1°x1°. La Figure 3.17 montre la PDF de ω_{500} dans les tropiques dérivée des réanalyses météorologiques et du modèle LMDZ. Les distributions pour les réanalyses et le modèle sont très semblables avec une asymétrie négative et un maximum fort autour de 15-25hPa/jour. Cette figure montre le fort poids statistique (c'est-à-dire la forte extension géographique) des mouvements de subsidence modérés dans la moyenne troposphère (comme dans les régions des alizés) et le poids relativement plus faible des régimes de circulation extrêmes, qu'ils soient ascendants (région de la warm pool et de l'ITCZ) ou fortement subsidents (partie est des bassins océaniques). Ces régimes extrêmes correspondent aux queues de la PDF de ω_{500}.

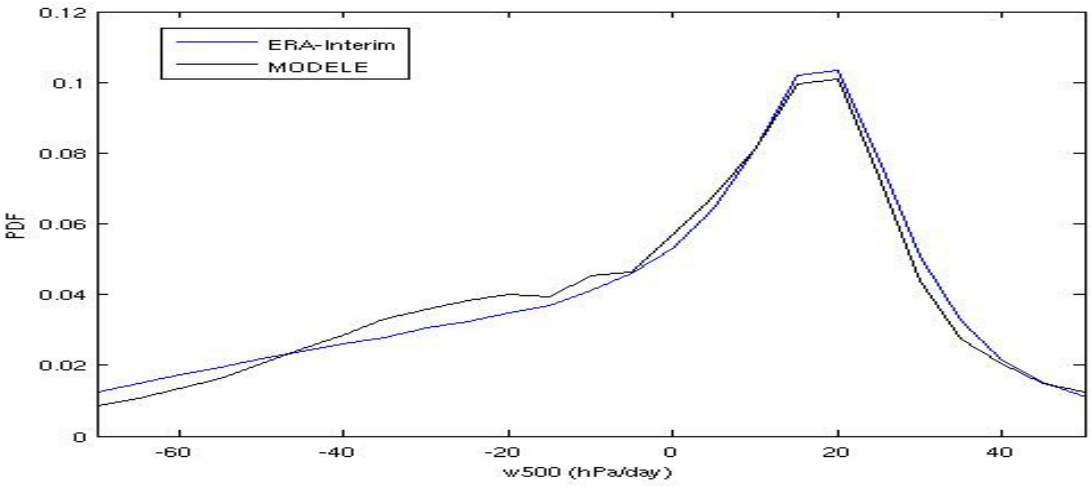


Figure 3.17 : PDF (Probability Distribution Function) de la vitesse verticale moyenne mensuelle de grande échelle à 500hPa ω_{500} (en hPa/jour) aux tropiques (30°S-30°N) provenant des réanalyses météorologiques ERA-Interim et du modèle LMDZ.

3.4.2. Propriétés nuageuses en fonction de la circulation atmosphérique

Une illustration de la dépendance des propriétés radiatives des nuages à la circulation de grande échelle est présentée sur la Figure 3.18, montrant le forçage radiatif des nuages pour les longues (LW) et les courtes (SW) longueurs d'onde, et le forçage radiatif net obtenus par CERES en fonction de ω_{500}. Les forçages radiatifs LW et SW (en valeur absolue) augmentent avec l'augmentation du flux de masse convectif. Le forçage radiatif LW reflète principalement la température au niveau d'émission du rayonnement infrarouge. Pour des conditions nuageuses, le niveau d'émission reflète l'altitude du 'sommet' des nuages : plus le sommet des nuages est haut, plus le rayonnement infrarouge au sommet de l'atmosphère est faible et plus le forçage radiatif LW est fort. Dans les régimes de subsidence (valeurs positives de ω_{500}) on observe des faibles valeurs de forçage radiatif LW qui reflètent la présence de nuages de couche limite avec des sommets chauds. Le forçage radiatif LW ne varie pas beaucoup avec ω_{500} dans les régions de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour) mais il s'aplatit vers 15-20W/m² : cesi indique que dans ces régions le hauteur du sommet des nuages ne dépend pas beaucoup de l'intensité des mouvements descendants. Au contraire pour ω_{500}<20hPa/jour, le forçage radiatif LW a une forte tendance à augmenter progressivement vers les valeurs négatives de ω_{500}, ce qui indique une augmentation de la quantité de nuages d'altitude associée à un accroissement de l'activité convective. Le forçage radiatif SW est semblable au LW. Lorsque ω_{500}>15hPa/jour, la relation entre ω_{500} et le forçage radiatif change de pente. Le forçage radiatif net (Figure 3.18.b) montre la forte compensation entre le forçage radiatif LW et SW (plus importante en dehors des régimes de subsidence). Il reste négatif pour tous les régimes vers -12W/m² et -15W/m² dans les régions de subsidence.

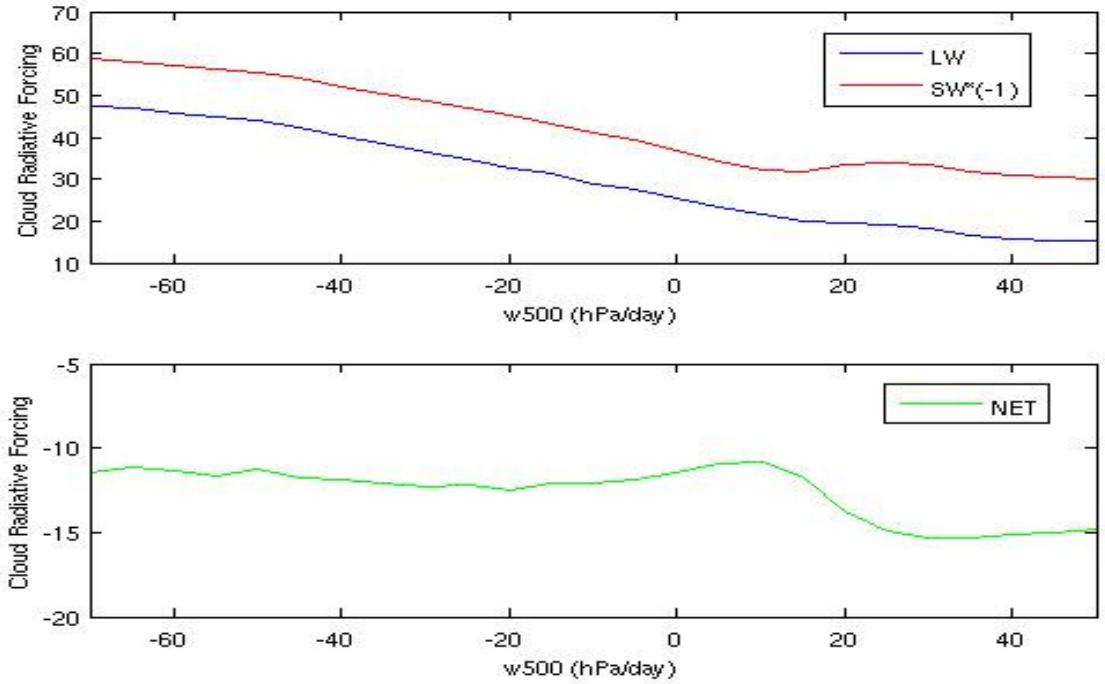


Figure 3.18 : Evolution du forçage radiatif des nuages en fonction de la vitesse verticale ω_{500} pour a) les ondes longues (LW) et les ondes courtes (SW, multiplié par -1) et b) le bilan net en W/m². Les données utilisées sont CERES-ES4 et les réanalyses ERA-Interim au cours de 2007-2008 au dessus des tropiques (30°S-30°N).

On étudie maintenant l'évolution de la réflectance (MODIS, PARASOL) et de la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) avec ω_{500} (Figure 3.19). Les réflectances PARASOL sont supérieures à celles de MODIS dans tous les régimes, la différence étant plus importante dans les régimes extrêmes. La réflectance MODIS à 250m est proche de celle à 1km, dans les régimes convectifs la réflectance MODIS 1km est plus importante que MODIS 250m. La différence de réflectance entre capteurs a été déjà constatée (voir section 2.3.3).

Quelque soit le capteur, la réflectance varie avec ω_{500} comme le forçage radiatif des nuages. L'épaisseur optique augmente quasi linéairement avec le flux de masse convective (représenté par ω_{500}). Par contre dans les régimes de subsidence (ω_{500}>15hPa/jour) la réflectance augmente légèrement quand les mouvements descendants s'amplifient, contrairement au forçage qui reste constant. Ce comportement s'explique par la fraction nuageuse totale des nuages, représenté par la ligne noire et l'axe droit de la Figure 3.19. La couverture nuageuse augmente quand ω_{500} diminue et l'activité convective s'intensifie. Cette augmentation suit la même pente que la réflectance. La fraction nuageuse reste constante (0.53) dans les régimes de subsidence (ω_{500}>15hPa/jour). Lorsque les mouvements de subsidence s'amplifient, les nuages deviennent réfléchissants mais leur couverture reste constante.

La Figure 3.20.a) montre la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP résolue verticalement en fonction de la pression et des régimes de circulation. Les régions de convection (ω_{500}<0) sont associées aux nuages hauts (P<350hPa). Plus la convection devient profonde (extrême gauche de la Figure 3.20.a), plus la fréquence et l'altitude des nuages convectifs augmentent dans l'haute troposphère. Les nuages moyens (350hPa<P<550hPa) sont moins fréquents mais

jouant un rôle important pour alimenter les hautes couches de l'atmosphère en humidité. Les nuages bas (P>680hPa) ne sont pas vus par le lidar car ils sont masqués par les nuages hauts. Les régimes de subsidence (ω_{500}>0) sont associés à des nuages bas stratiformes de couche limite ayant des valeurs de fraction nuageuse importantes. Les nuages hauts sont très peu nombreux. La Figure 3.20.b résume le comportement décrit précédemment. Il faut ici noter que la séparation des nuages par niveau de pression est faite selon la classification ISCCP et par conséquent une partie des congestus (Figure 3.20.a) est classifiée comme nuages de hautes altitudes (P<440hPa).

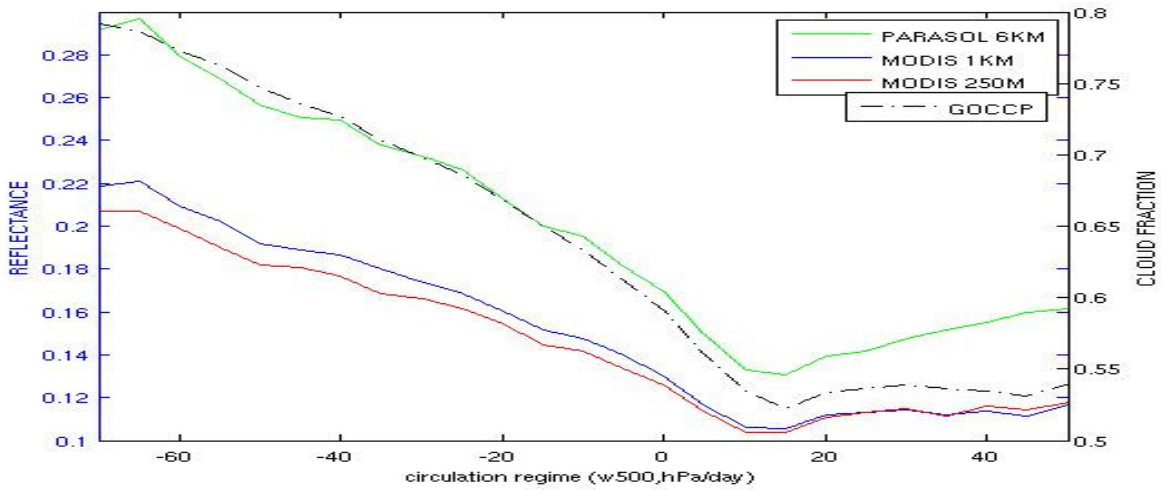


Figure 3.19 : Réflectance PARASOL (résolution spatiale de 6km) et MODIS (1km et 250m) et fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP de jour en fonction de ω_{500} dans les océans tropicaux pendant 2007-2008.

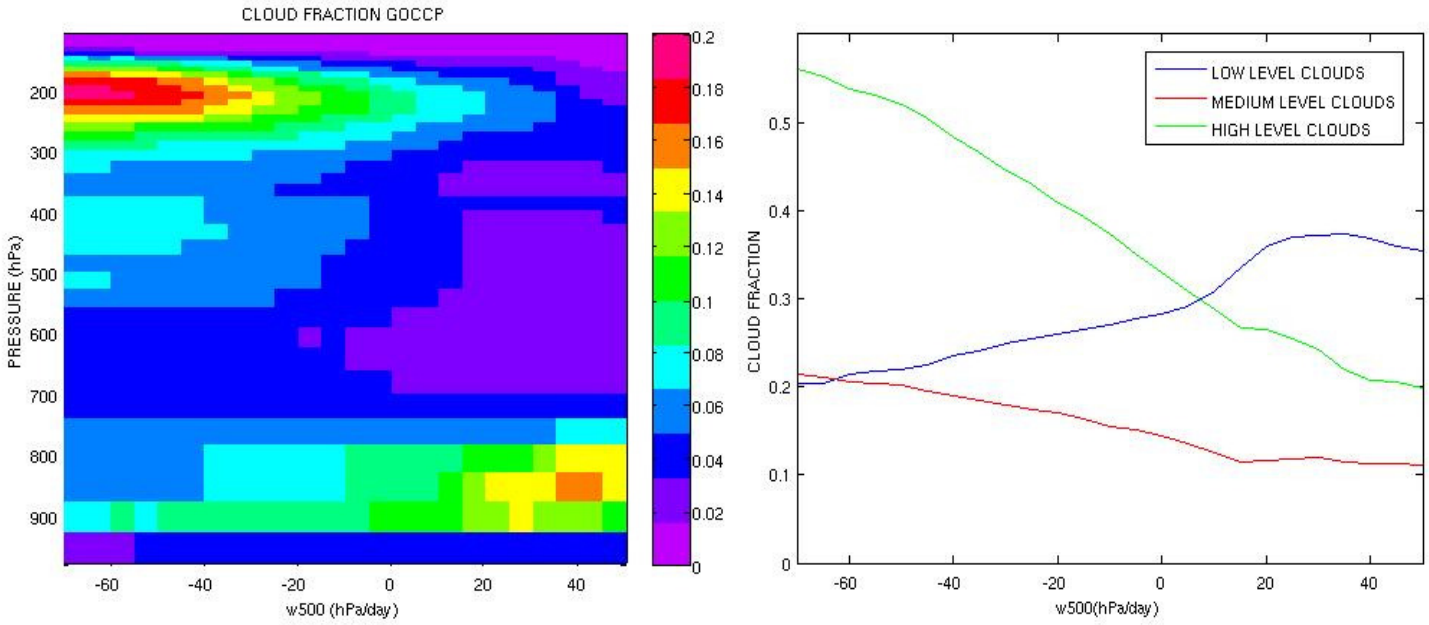


Figure 3.20 : a) Fraction nuageuse en fonction de la pression et des régimes de circulation et b) fraction des nuages haut, moyen et bas en fonction des régimes de circulation à partir des données CALIPSO-GOCCP moyennées sur jour et nuit, pour les océans tropicaux, 2007-2008.

3.4.3. Propriétés nuageuses pour différents régimes dynamiques

Dans cette section on étudie les propriétés nuageuses des trois populations des nuages associées aux situations synoptiques suivantes : les situations convectives lorsque ω_{500}<-20hPa/jour, les situations intermédiaires quand 20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour, et les situations de subsidence pour ω_{500}>20hPa/jour. Le diagramme des valeurs de SR (Figure 3.21) en fonction de la pression montre les caractéristiques des trois populations. La convection profonde produit des valeurs de SR importantes (>10) dans la haute troposphère (P<400hPa), des maxima secondaires dans la moyenne troposphère (350-600hPa) associées aux congestus épais et dans la couche limite (P>700hPa) associés à petits cumulus. Au contraire, l'histogramme SR associé aux mouvements descendants (ω_{500}<-20hPa/jour), présente un maximum dans la couche limite (P>680hPa) où des nombreux nuages produisent des valeurs de SR variant entre 5 et 10.000. On note également un deuxième maximum vers 200-300hPa environ, associé à la présence des cirrus fins. La population intermédiaire qui décrit les régimes de transition entre les régimes des mouvements ascendants et descendants, présente des caractéristiques entre les deux précédentes.

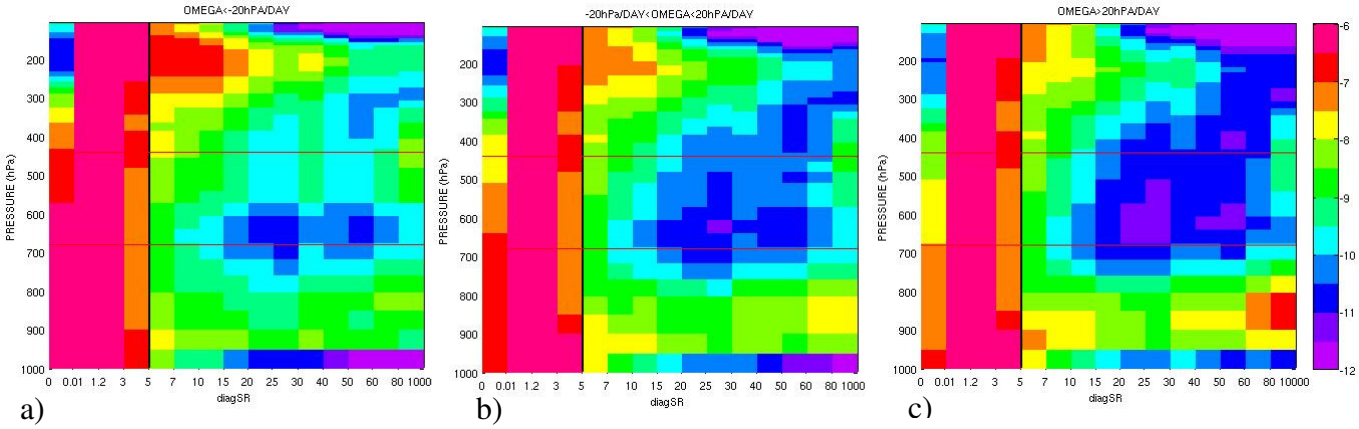


Figure 3.21 : Fréquence d'occurrence de l'intensité du signal lidar (CALIPSO-GOCCP) en fonction de la pression (en échelle logarithmique) dans les océans tropicaux (30°S<lat<30°N), pour a) les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour), b) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et c) les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour). Les données GOCCP correspondent à la moyenne de jour et nuit, 2007-2008.

Le lien entre la fraction nuageuse et la réflectance pour les différents régimes (Figure3.22.a) montre que les deux populations (nuages avec des faibles fréquences et peu réfléchissants et nuages avec des hautes fréquences et épaisseurs optiques variants), varient en fonction du régime dominant à grande échelle. La Figure 3.22.d-i) montre la distribution géographique des différentes populations définies par le régime dynamique et par la fraction nuageuse. (<0.85 en haut et >0.85 en bas). Les nuages optiquement épais (0.03 < réflectance <0.4, 0 < τ < 8.1 pour des particules sphériques et θ_s=30°) associées à de fortes occurrences nuageuses (CF>0.85) sont plus présents dans les régimes de la convection profonde (ω_{500}<-20hPa/jour) le long de l'ITCZ et de la 'warm pool'. Dans les régions de forte subsidence, partie Est des bassins océaniques, les stratus-stratocumulus sont très réfléchissants. Lorsque l'intensité de l'activité dynamique de subsidence devient moins forte, ce qui correspond à une grande partie de la population, les stratocumulus-cumulus ont des valeurs de réflectance allant au plus jusqu'à 0.15 (3.11 en épaisseur optique), il s'agit des nuages optiquement fins (et ou fragmentés). Les mêmes caractéristiques présentent les nuages aux régimes intermédiaires (-

20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour) avec la plupart de la population nuageuse étant optiquement fine et moins fréquente et se plaçant au Pacifique et Atlantique Central.

Il faut ici noter que les propriétés nuageuses décrivent les caractéristiques à l'échelle de la maille de 1°x1° : lorsque le nuage ne remplit pas toute la maille les propriétés nuageuses sont contaminés par le ciel clair. Ce phénomène est plus important pour les cumulus fragmentés des régimes intermédiaires et de subsidence. Dans la suite de cette étude (chapitre 4) on développera une méthode afin de distinguer les propriétés nuageuses de celles du ciel clair.

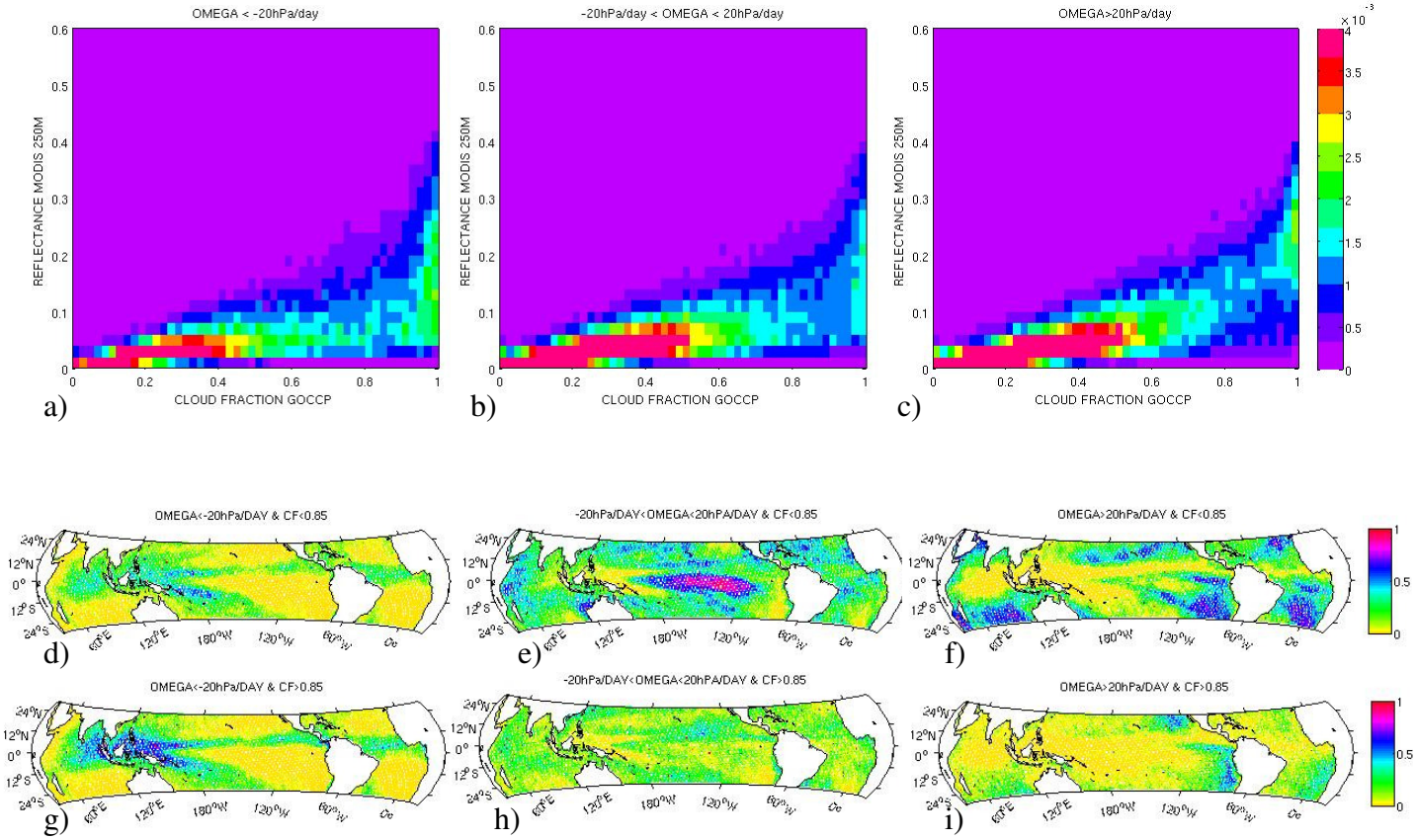


Figure 3.22 : Histogramme 2D de la réflectance en fonction de la fraction nuageuse pour les océans tropicaux en haut (a, b et c) à partir des données de jour CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées en moyenne journalière sur la grille de 1°x1° pour les régimes dynamiques. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.
Distribution géographique pour régimes dynamiques dont : (d, e et f) la fraction nuageuse est inférieure à 0.85 et (g, h et i) la fraction nuageuse est supérieure à 0.85. L'échelle de couleur représente le pourcentage des points qui correspond à la population sur l'ensemble des points.
Pour (a, d et g) les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour), (b, e et h) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et (c, f et i) les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour).

La présentation de la fraction nuageuse en fonction de la réflectance et des niveaux de pression pour les différents régimes dynamiques montre clairement la séparation entre les différents types nuageux (Figure 3.23). Pour ω_{500}<-20hPa/jour la présence des nuages convectives profonds de troposphère est prépondérante, avec de fortes valeurs de la fraction nuageuse et de fortes valeurs de réflectance (0.2-0.7 qui vaut 5-25 en épaisseur optique pour des particules sphériques et θ_s=30°). Juste en dessous (350hPa<P<550hPa) les congestus sont également optiquement épais. Les nuages bas sont probablement masqués par les nuages épais dans les hautes et moyennes couches de la troposphère. Au contraire, pour ω_{500}>20hPa/jour les nuages stratiformes de couche limite couvrent toute la gamme de valeurs de réflectance (0.15< réflectance <0.55, 3 < τ < 14). Les nuages hauts et optiquement épais associés à de faibles fractions nuageuses, correspondent à très peu des points (figure non montrée). Le régime intermédiaire -20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour est associé à des caractéristiques nuageuses intermédiaires : il s'agit d'un régime de transition contenant des cumulus de couche limite peu réfléchissants et des hautes et moyens nuages similaires aux nuages convectives.

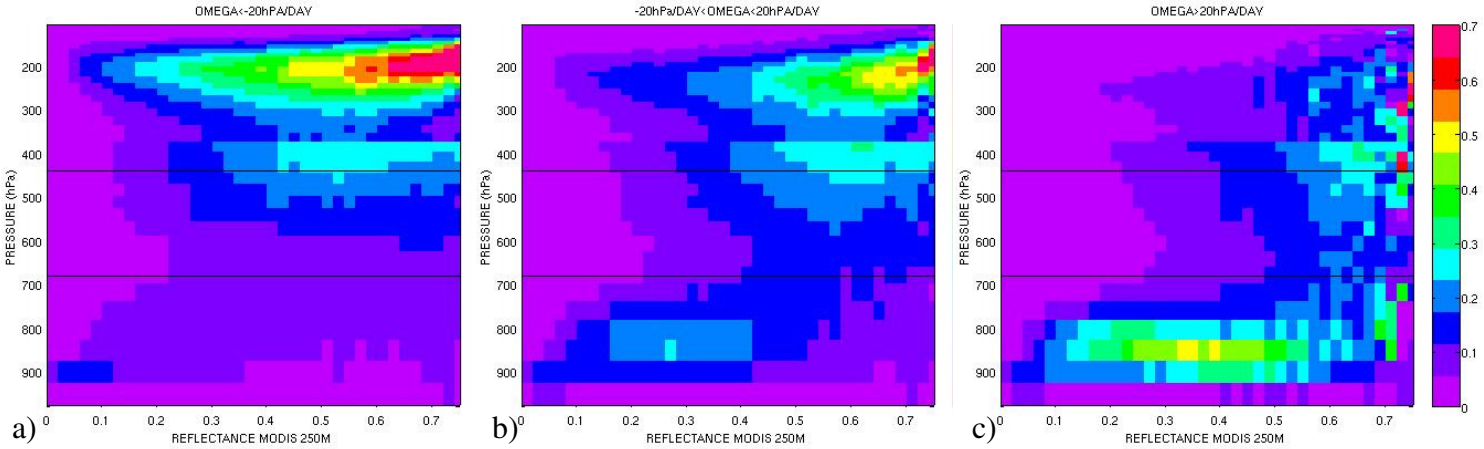


Figure 3.23 : Relation statistique entre réflectance (MODIS 250m co-localisée sous la trace CALIPSO) et profil vertical de la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) pour a) les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour), b) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et c) les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour) au dessus des océans tropicaux pour les données de jour, en moyenne journalière sur une grille de 1°x1°.

3.5. Analyse régionale des propriétés nuageuses

On examinera ici plus en détail trois régions océaniques (Figure 3.24) : le Pacifique Ouest tropical, la région des stratus Californiens, et le Pacifique Nord, définit suivant Chepfer et al. [2010]. Il s'agit d'une région où la convection est une caractéristique dominante, une région subtropicale avec des nuages de couche limite, et une région de moyennes latitudes où les tempêtes à l'échelle synoptique sont fréquentes.

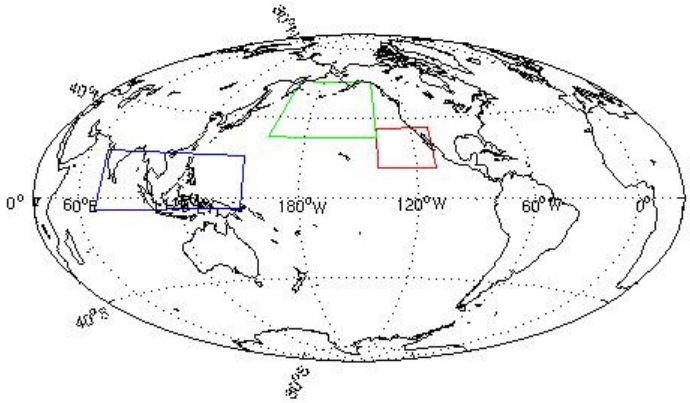


Figure 3.24 : Positionnement géographique des trois régions d'intérêt particulier :
Pacifique Ouest Tropical (70-150°E, 5°S-20°N, région bleue)
Région des stratus Californiens (220-250°E, 15-35°N, région rouge)
Pacifique Nord (160-250°E, 30-60°N, région vert)

3.5.1. Pacifique Ouest Tropical

La Figure 3.25 présente un cas d'étude dans le 'warm pool' du Pacifique Ouest Tropical. L'exemple montre les nuages typiques qui dominent cette région. Un système convectif est détecté par le lidar (Figure 3.25.a) vers 6-9km d'altitude qui crée des fortes valeurs de Scattering Ratio (>50, Figure 3.25.b). Ces nuages issus de la convection profonde sont associés également à des fortes valeurs de réflectance (détectée par MODIS et par la WFC CALIPSO, Figure 3.25.c) et qui sont toujours supérieures a 0.1 (τ=1.5) avec une valeur moyenne de réflectance de 0.3 (τ=5.5) et qui correspond aux nuages épais.

Le diagramme de la Scattering Ratio du lidar en fonction de la pression pour la 'warm pool' au Pacifique Ouest Tropical (Figure 3.26) est logiquement similaire à celui de régions convectives tropicales (Figure 3.21.a).

La Figure 3.27 montre le diagramme de la fraction nuageuse en fonction de la réflectance et du niveau de pression. Les nuages sont fréquents dans la haute troposphère, avec des épaisseurs optiques très variables. Les congestus (350hPa<P<550hPa) sont associés à des fortes valeurs de réflectance (0.2-0.7). Pendant l'été (JJA) les nuages hauts sont plus nombreux que pendant l'hiver (JFM).

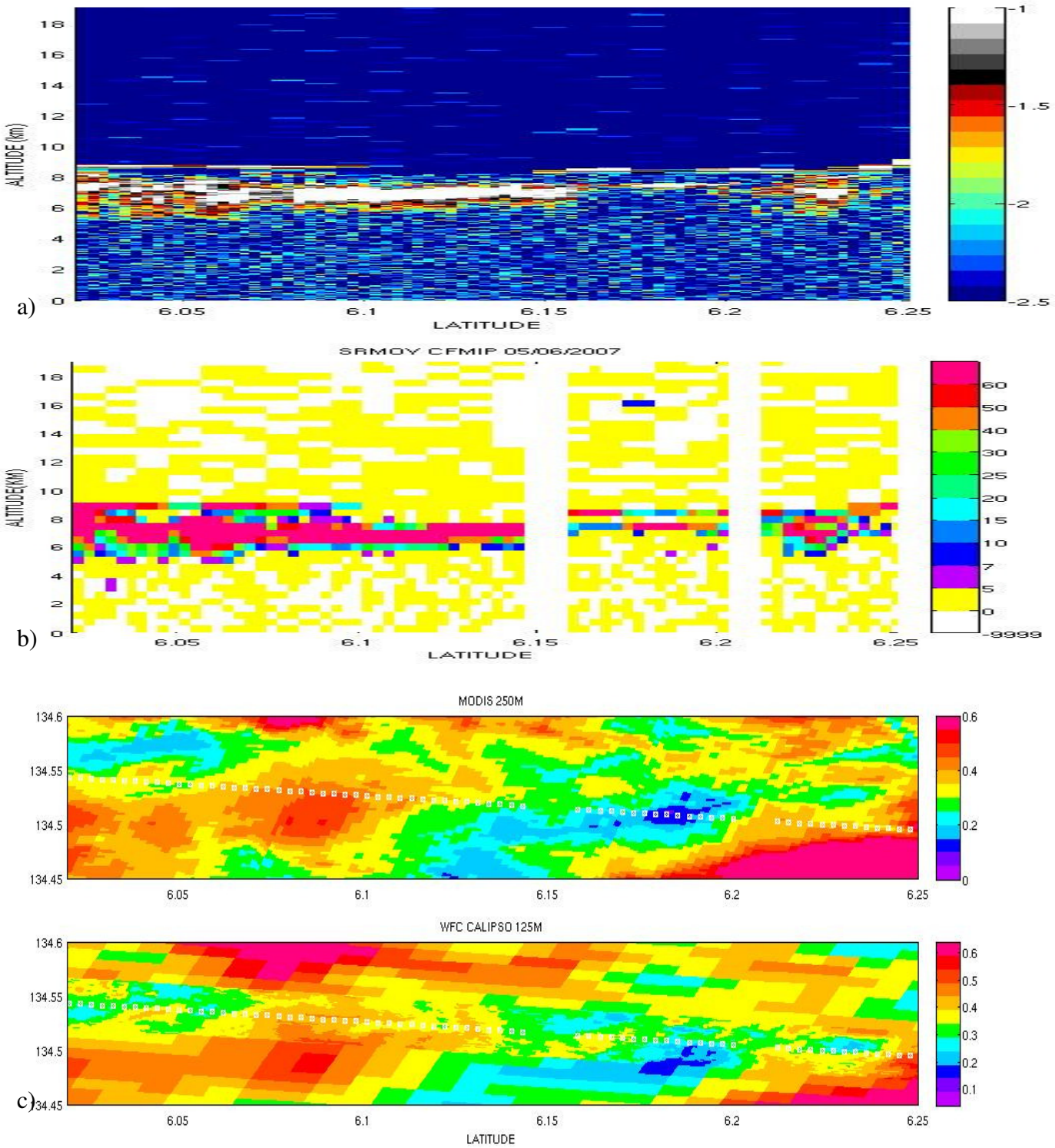


Figure 3.25 : Cas d'étude dans l'océan Pacifique Ouest (pour le 05/06/2007 de 04:42:42.88 to 04:42:46.75 UTC -journée en heure local, latitude (6.02° - 6.25°N), longitude (134.495-134.545° E))

a) ATB, Signal lidar brut issu des données CALIPSO de niveau 1.
b) SR (Scattering Ratio) CALIPSO-GOCCP en fonction de la latitude et de l'altitude.
c) Réflectances MODIS à 250m, WFC CALIPSO (125m) sous et autour de la trace de CALIOP. Les points noirs correspondent aux ciel clair identifié par CALIPSO-GOCCP, les points pourpres et blancs correspondent aux nuages 5<SR<10 et SR>10 respectivement).

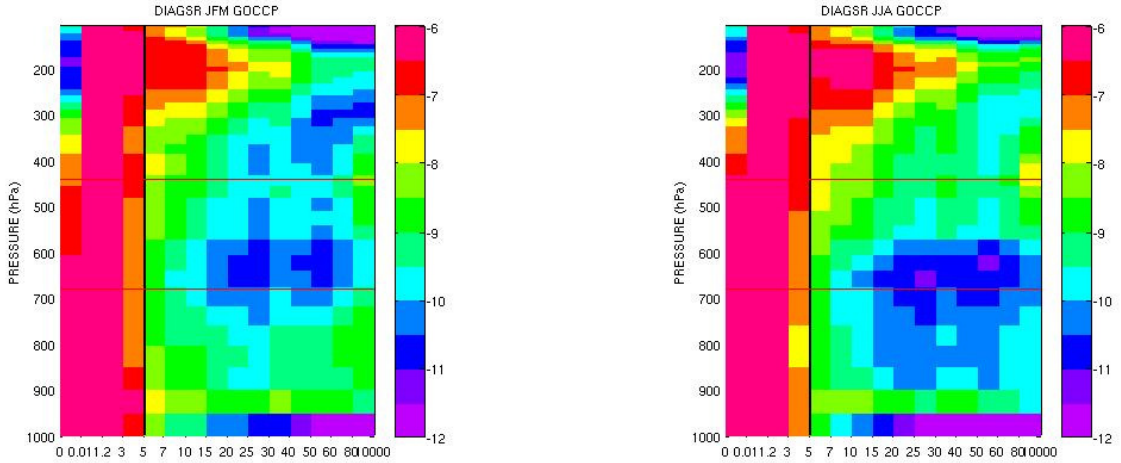


Figure 3.26 : Fréquence d'occurrence de l'intensité du signal lidar (CALIPSO-GOCCP) observée en fonction de la pression (échelle logarithmique) dans le Pacifique Ouest Tropical pour (a) JFM et (b) JJA. Les donnés CALIPSO-GOCCP correspondent à la moyenne de jour et nuit.

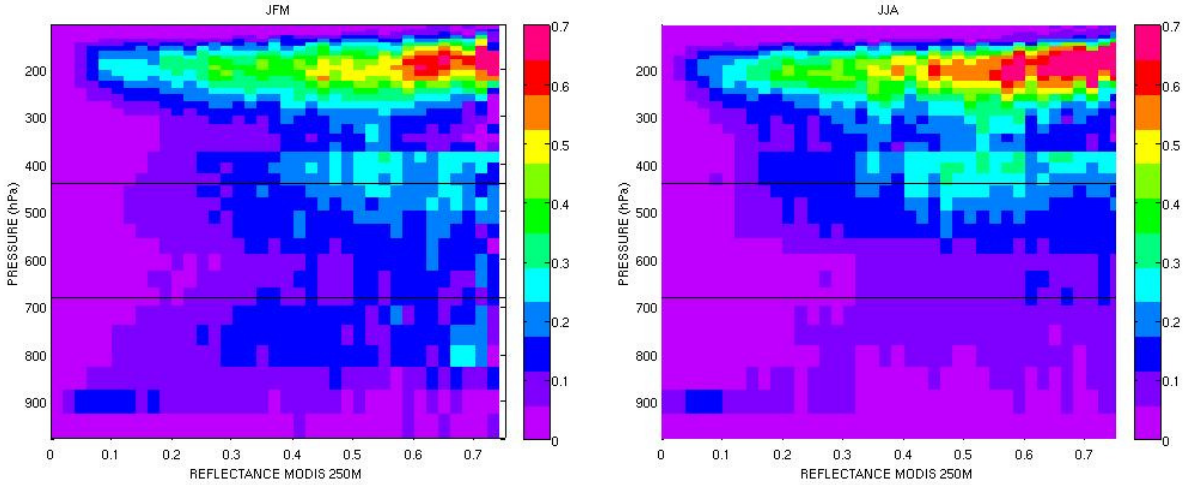


Figure 3.27 : Relation statistique entre réflectance MODIS (250 co-localisée sous la trace CALIOP) et profil vertical de la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) au dessus du Pacifique Ouest Tropical en (a) JFM et (b) JJA pour les données de jour, en moyenne journalière sur une grille de 1°x1°.

3.5.2. Région des stratus Californiens

La région étudiée ensuite est celle des stratus Californiens. Cette région est dominée par des mouvements descendants, elle montre donc des similitudes avec les régimes de subsidence (voir section 3.4.3). Le cas d'étude du 13/06/2008 (Figure 3.28) montre une scène nuageuse typique de cette région, constituée par des nuages étalés le long de la trace CALIOP, vers 1km d'altitude, avec des valeurs de SR supérieures à 50. L'effet radiatif de ces nuages est

également important, réflectances supérieures à 0.4 (τ>8.11), il s'agit donc d'une majorité de nuages très réfléchissants.

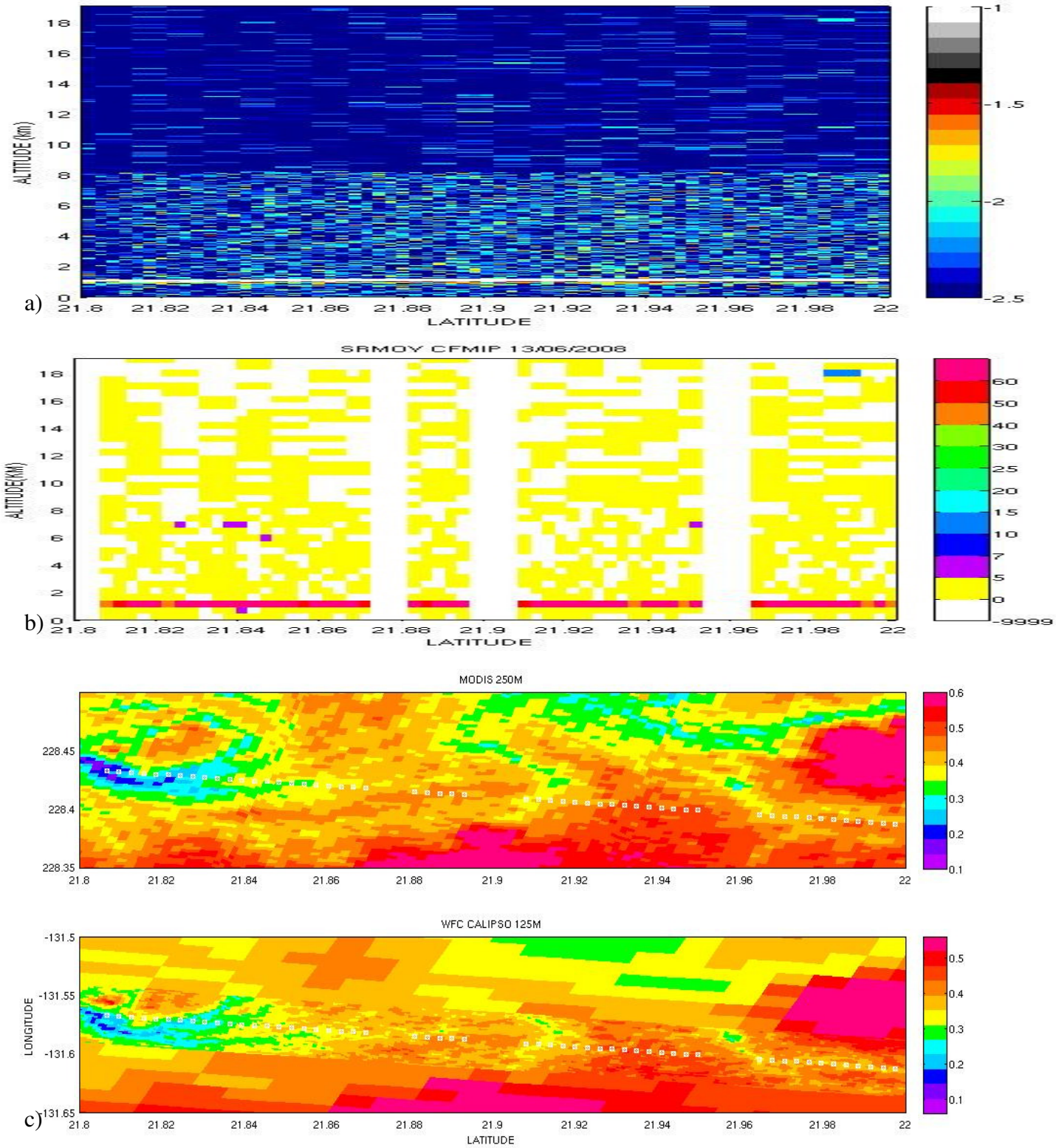


Figure 3.28 : Figure 3.25 pour la région des stratus Californiens (pour le 13/06/2008 de 22:17:48.84 to 22:17:52.21 UTC -journée en heure local, latitude (21.08 - 22°N), longitude (228.387-228.435° E)).

L'histogramme de SR en fonction de la pression associé aux nuages stratocumulus Californiens (Figure 3.29) montre clairement les deux types de nuages observés dans cette région. Les nuages de hautes altitudes (P<400hPa) avec des faibles valeurs de SR correspond aux cirrus, qui sont courants dans cette région en JFM. Les nombreux nuages bas (P>700hPa) sont associés à une large gamme des valeurs de SR avec plutôt des fortes valeurs de SR (>40).

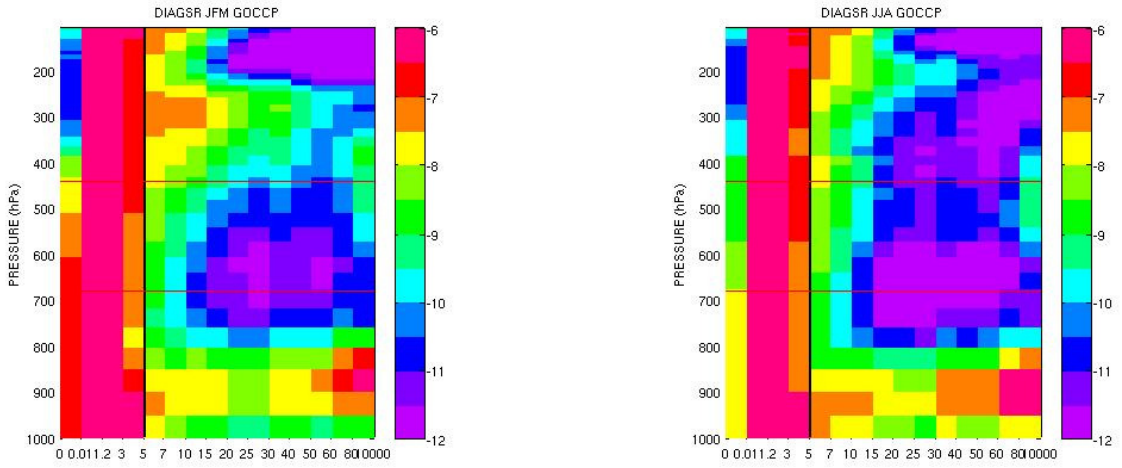


Figure 3.29 : Figure 3.26 pour la région des stratus Californiens.

Ces deux types de nuages apparaissent également clairement sur la Figure 3.30 qui montre la fraction nuageuse observée par CALIPSO-GOCCP en fonction de la réflectance et du niveau de pression. Le type des nuages le plus fréquemment observé dans cette région correspond aux réflectances variant entre 0.03 et 0.7 (allant jusqu'à 25 en épaisseur optique). La Figure montre, sans surprise que les nuages bas de la couche limite sont les plus nombreux et que les plus grandes valeurs de réflectance leurs sont associées. Les nuages hauts sont peu nombreux à cause de l'air descendant dans les sub-tropiques. La Figure 3.30 montre peu des nuages moyens et hauts avec une augmentation notable de la quantité nuageuse en JFM vers 200-450hPa à des épaisseurs optiques importants.

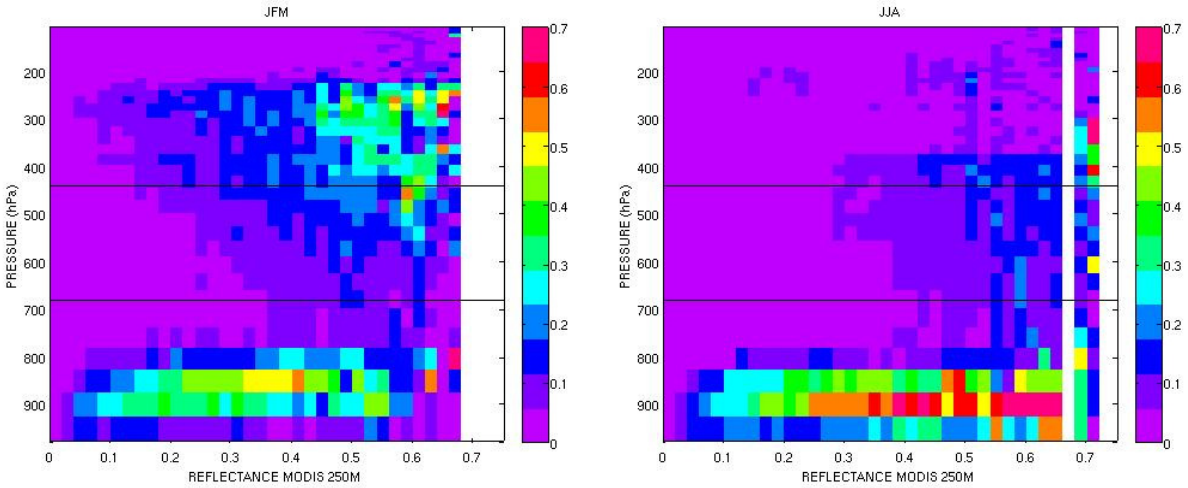


Figure 3.30 : Figure 3.27 pour la région des stratus Californiens.

3.5.3. Pacifique Nord

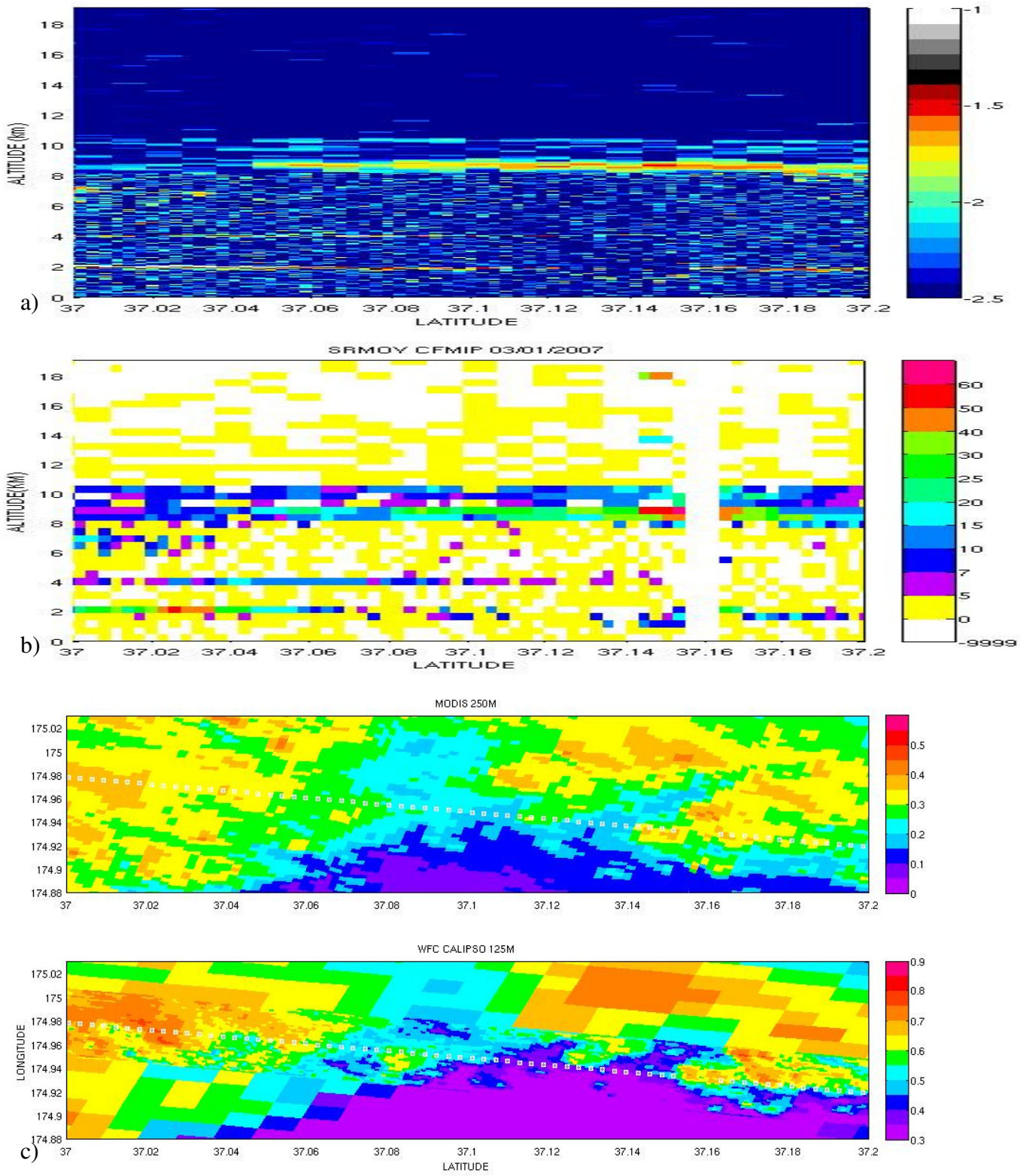


Figure 3.31 : Figure 3.25 pour le Pacifique Nord (pour le 03/01/2007 de 01:39:16.77 to 01:39:20.19 UTC -journée en heure local, latitude (37 – 37.2°N), longitude (174.919-174.980° E))

La Figure 3.31 montre un cas d'étude pour la région du Pacifique Nord aux moyennes latitudes. Le lidar CALIPSO (Figure 3.31.a et b) détecte une structure nuageuse multicouche : une couche des nuages hauts qui s'étale de 8 jusqu'à 10km d'altitude et avec une valeur moyenne de SR vers 10 ; de nuages moyens à 4km d'altitude, des nuages bas (2km) avec des valeurs SR variables (5-50). Ce système multicouche réfléchi fortement le rayonnement solaire (Figure 3.31.c et d). La différence à l'échelle des réflectances entre MODIS et CALIPSO est remarquable pour ce cas du Pacifique Nord car la géométrie de visée des capteurs est encore plus différente dans les moyennes latitudes qu'aux tropiques (Section 2.1.2 a et b). Les réflectances MODIS varient entre 0.2 et 0.4.

La structure générale de l'histogramme de SR (Figure 3.32) ainsi que le diagramme de la fraction nuageuse en fonction de la réflectance et du niveau de pression pour le Pacifique Nord partage certaines caractéristiques avec la 'warm pool' tropicale (Figure 3.29), on y trouve deux types de nuages principaux (moins distincts) : (i) les nuages frontaux d' extension verticale importante, qui s'étendent de la couche limite à la troposphère supérieure et qui sont optiquement épais (réflectance>0.2), (ii) les nuages bas (P>800hPa), avec une épaisseur optique moyenne (0.02< réflectance < 0.5) et scission en deux régimes selon la valeur de SR (SR> 30 et SR<20). La Figure 3.33 montre que l'épaisseur optique augmente avec l'altitude des nuages du Pacifique Nord (réflectances plus fortes). Dans cette région on observe que les nuages bas sont plus fréquents à JJA qu'à JFM.

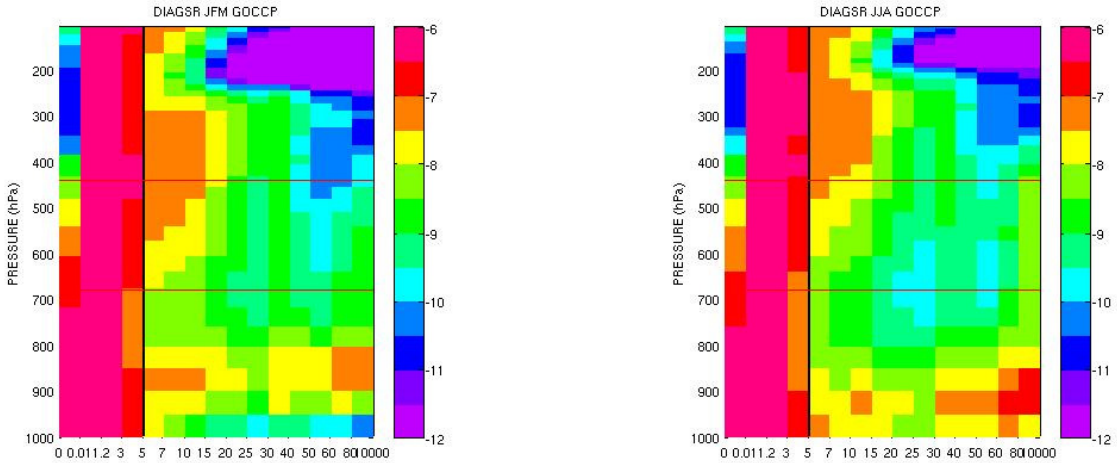


Figure 3.32 : Figure 3.26 pour le Pacifique Nord.

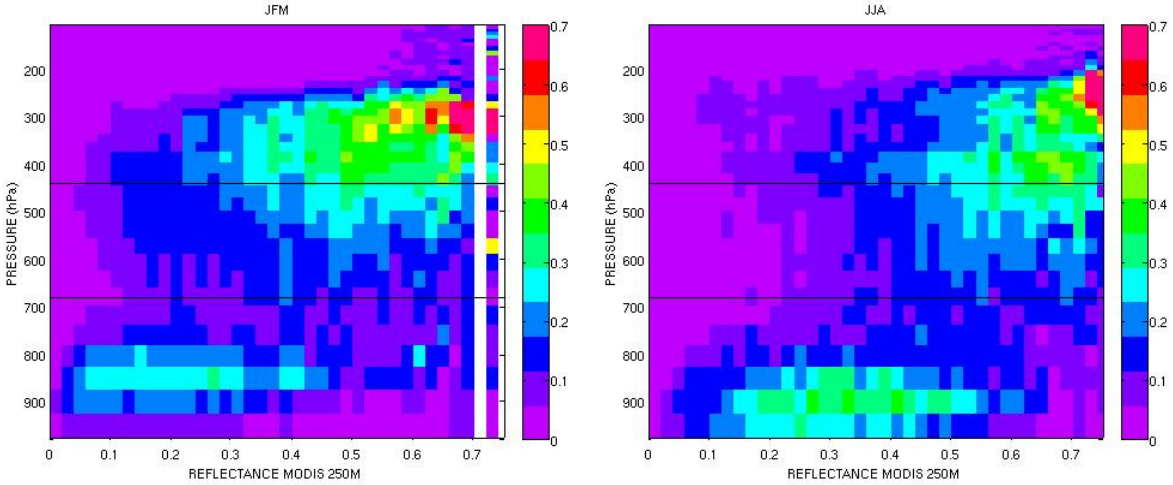


Figure 3.33 : Figure 3.27 pour le Pacifique Nord.

3.6. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons utilisé les observations des capteurs de l'A-train pour caractériser les propriétés nuageuses. Chaque instrument fournit des informations complémentaires sur les nuages : les flux au sommet de l'atmosphère, leur altitude, leur épaisseur optique, leur distribution spatiale. Premièrement nous avons étudié les nuages décrits par des différents capteurs séparément à l'échelle globale :

- L'effet radiatif des nuages résulte d'une compétition entre l'effet d'albédo des nuages bas optiquement épais (à l'Est des océans subtropicaux et aux moyennes latitudes) et l'effet de serre des nuages hauts qui se trouvent dans les systèmes convectifs tropicaux et dans les systèmes frontaux des moyennes latitudes. L'effet d'albédo des nuages est supérieur à leur effet de serre dans presque toutes les latitudes et donc les nuages refroidissent le système climatique.

- Les valeurs de réflectance MODIS et PARASOL sont de proxy de l'épaisseur optique, du même signe que le forçage radiatif SW des nuages. Nous avons constaté que les données de la réflectance co-localisées sous la trace de CALIOP sont statistiquement représentatives de tout l'ensemble des données.

- Le lidar CALIPSO nous fournit la distribution horizontale et verticale des nuages. On trouve (i) des nuages de hautes altitudes dans les régions de la convection profonde principalement situées sur les continents tropicaux, l'ITCZ, la 'warm pool' du Pacifique et le long de la zone de convergence du Pacifique Sud (SPCZ), (ii) des nuages moyens aux moyennes latitudes et au dessus des nuages hauts convectifs et (iii) des nuages bas dans les régions océaniques, aux latitudes moyennes et dans la partie Est des bassins océaniques. Nous avons aussi identifié les systèmes des instabilités baroclines aux moyennes latitudes qui créent des nuages sur toute la hauteur de la troposphère.

Nous avons analysé ces observations nuageuses et illustré l'importance de la résolution de l'analyse statistique à la quelle on se place : les résultas obtenus changent si les grandeurs observées sont moyennées ou pas, ils changent selon la résolution de la grille (lat x lon), ils changent également avec la résolution temporelle (moyennées chaque jour, ou chaque mois). L'effet de la résolution de l'analyse statistique (résolution de la grille lat x lon) est également important sur l'analyse statistique des sorties du modèle. Nous choisissons de moyenner les données sur une grille de 1°x1° et sur une base journalière afin de garder l'information à l'échelle des processus nuageux.

En couplant les différents instruments de l'A-train nous avons encore illustré l'avantage des observations multi-capteurs simultanées : nous avons pu faire le lien entre l'épaisseur optique des nuages, la fraction nuageuse et leur distribution verticale. Les histogrammes 2D de la réflectance en fonction de la fraction nuageuse montrent deux populations des nuages océaniques tropicaux : ceux qui sont optiquement fins (réflectances < 0.2) et qui sont associées aux faibles couvertures nuageuses, et les nuages qui couvrent une grande partie de la maille (CF>0.8) et peuvent être optiquement fins jusqu'à optiquement épais. Cette dernière population est plutôt associé aux nuages hauts des systèmes convectifs en présence des nuages moyennes et ou bas. Par contre la population des nuages bas montre une dépendance plus forte entre la couverture nuageuse et l'épaisseur optique des nuages. Ces populations nuageuses sont retrouvées dans les histogrammes 2D de l'albédo CERES en fonction de la

fraction nuageuse selon Cole et al., 2010. Plus de la moitié de toute la population des nuages océaniques tropicaux se situe dans la couche limite, ils sont optiquement fins (réflectance < 0.1) et ont des faibles couvertures nuageuses (CF<15%). Les fortes réflectances correspondent à des situations où les nuages couvrent tous les niveaux d'altitude et surtout aux situations où les nuages hauts épais atténuent le signal lidar.

Comme les propriétés nuageuses sont contrôlées en premier ordre par la circulation atmosphérique, nous avons étudié les propriétés nuageuses par régime de circulation en utilisant la vitesse verticale de l'air à 500hPa ; les scènes nuageuses sont classées en fonction du régime dynamique auquel elles sont associées. On en déduit les informations suivantes :

- Les mouvements ascendants associés à une importante activité convective produisent des nuages cumuliformes allant des nuages peu profonds aux nuages profonds et à des nuages hauts, très étendus. Nous avons montré que les régions de convection correspondent à la forte présence de nuages de haute altitude, de congestus de moyenne altitude et de nuages bas. La fréquence et l'altitude des nuages hautes convectifs augmente avec l'intensification de la convection. L'intensification de l'activité convective, implique une augmentation du flux de masse convectif, de la quantité des nuages et par conséquent du forçage radiatif LW et SW (en valeur absolue) et de la réflectance. Ces nuages se trouvent géographiquement le long de l'ITCZ et de la 'warm pool'.

- La subsidence atmosphérique favorise la formation des nuages bas de couche limite (stratus, strato-cumulus, cumulus). Nous avons identifié dans les régimes de subsidence la forte présence des nuages bas stratiformes prenant des valeurs de fraction nuageuse importantes. On a identifié peu de nuages hauts. Même si les mouvements de subsidence sont plus intenses, la quantité de nuages dans la colonne atmosphérique n'augmente pas, par contre l'épaisseur optique augmente, les nuages deviennent plus réfléchissants. Ces nuages très réfléchissants associées aux régimes de subsidence sont des stratus-stratocumulus situés sur les bords Est des bassins océaniques. Pour des mouvements de subsidence modérés (comme dans les régions des alizés) qui ont le plus fort poids statistique, la réflectance diminue ce qui indique que les nuages deviennent optiquement plus fins et/ou fragmentés.

Nous avons également examiné trois régions océaniques typiques de différents types nuageux :

- la région du Pacifique Ouest tropical est une région de convection profonde avec des gros nuages de hautes altitudes qui dominent et des nuages de moyennes altitudes en dessous qui atténuent fortement le signal lidar qui ne peut pas passer à travers. Ces nuages convectifs sont associés à de grandes valeurs de réflectance et fraction nuageuse.

- la région des stratus Californiens est une région subtropicale contenant des stratocumulus de couche limite très réfléchissants. On y trouve également peu des nuages hauts optiquement fins. C'est une région caractéristique des mouvements de subsidence.

- la région du Pacifique Nord est une région caractéristique des moyennes latitudes. Dans cette région nous avons identifié des nuages frontaux avec une extension

verticale importante, qui s'étendent de la couche limite à la troposphère supérieure et qui sont optiquement épais. Des nuages bas de la couche limite sont aussi présents avec des épaisseurs optiques non négligeables.

Chapitre 4.
Analyse des propriétés nuageuses observées à haute résolution spatiale

Les rétroactions nuageuses impliquent des processus nuageux instantanés et de petite échelle. Les observations doivent donc être analysées à haute résolution (à la fois dans l'espace et dans le temps) et à une échelle aussi proche que possible de celle des processus nuageux. Les observations de l'A-Train à haute résolution spatiale répondent à ces contraintes : elles contiennent des informations statistiques à l'échelle globale, des variables nuageuses collectées simultanément à l'échelle du temps instantanée, et à haute résolution spatiale. Dans ce chapitre on présente d'abord la méthodologie utilisée pour construire des statistiques globales des propriétés nuageuses contenant des informations sur la variabilité nuageuse à haute résolution spatiale. Ensuite, cette méthode est utilisée pour étudier le lien entre la couverture nuageuse, la distribution verticale des nuages et la réflectance nuageuse (épaisseur optique). Les mêmes propriétés nuageuses sont ensuite analysées par régimes dynamiques. On s'intéresse plus particulièrement aux nuages océaniques tropicaux de couche limite car ils sont au cœur des incertitudes de la rétroaction des nuages tropicaux dans les estimations des modèles climatiques [Bony and Dufresne, 2005, Wyant et al., 2006]. On utilisera cette même méthodologie pour étudier les propriétés des nuages qui sont détectés différemment par les capteurs.

4.1. Méthodologie pour fusionner les différentes variables en conservant l'information statistique à haute résolution spatiale

4.1.1. Description de la méthodologie

Des observations à haute résolution sont nécessaires pour obtenir une bonne détection des nuages ainsi que de bonnes valeurs de la réflectance nuageuse surtout dans les régions de petits cumulus (voir cas d'étude de la partie 2.2.d). La couverture nuageuse CALIPSO-GOCCP fournit des statistiques à l'échelle globale provenant de la détection nuageuse à pleine résolution horizontale du lidar (330m le long de la trace). Par soucis de cohérence les statistiques de réflectance nuageuse doivent être basées sur la réflectance à pleine résolution (250m) pour ne pas être contaminées (et diminuées artificiellement) par le ciel clair environnant. Nous définissons ci-dessous une méthodologie pour réaliser des études

statistiques globales, tout en conservant les informations contenues dans les observations instantanées des différents capteurs à haute résolution horizontale (330m et 250m).

La réflectance moyenne d'une boîte horizontale donnée dépend de la réflectance ciel clair, de la fraction nuageuse et de la réflectance nuageuse dans cette boîte. La réflectance de la surface océanique étant très faible (typiquement 3%), si la fraction nuageuse dans la boite vaut CF, la fraction CF des plus hautes valeurs de réflectances, correspond à la réflectance des nuages ; et le reste c'est-à-dire la fraction 1-CF des valeurs de réflectance les plus faibles, correspond à la réflectance ciel clair. Pratiquement, pour une journée donnée et pour une grille horizontale (ici 1°x1°), on construit la PDF (Figure 4.1.a) et la CDF (Figure 4.1.b) de toutes les valeurs de la réflectance MODIS à 250m co-localisées sous la trace CALIPSO. Pour la même journée et pour la même boite, la fraction nuageuse CF est donnée par CALIPSO-GOCCP : une fraction CF de pixels 250m inclus dans la boite de 1°x1° est déclaré nuageuse et une fraction 1-CF est déclarée claire. L'intersection entre la CDF et la valeur de 1-CF (point A dans la Figure 4.1.b) indique la limite entre les valeurs de la réflectance déclarées 'claires' (partie gauche) et celles déclarées 'nuageuses' (partie droite). Comme la réflectance d'un pixel nuageux est plus élevée que la réflectance d'un pixel ciel clair sur l'océan, la 'réflectance ciel clair' correspond alors à la fraction 1-CF des valeurs de réflectance (250m) les plus basses dans la boite (1°x1°) montrées dans la Figure 4.1.d), alors que la 'réflectance nuageuse' correspond à la fraction CF des valeurs de réflectance les plus élevées dans le même boite montrées dans la Figure 4.1.c). Celle-ci définit les réflectance ciel clair (Figure 4.1.d) et réflectance nuageuse (Figure 4.1.c) à pleine résolution MODIS 250m. Ces réflectances ciel clair et nuageux à pleine résolution peuvent être moyennées sur la grille (1°x1°), ce qui va définir la réflectance ciel clair moyennée sur la grille et la réflectance nuageuse moyennée sur la grille. Avec cette méthode la 'réflectance claire' (moyennée sur la grille ou à pleine résolution) n'est pas augmentée artificiellement par la contamination par des nuages clairsemés. De même, la 'réflectance nuageuse' dans la boite de 1°x1° correspond aux pixels complètement couverts, elle n'est pas diminuée par la contamination par le ciel clair. Afin de consolider les valeurs de réflectance claire et nuageuse, on a appliqué un critère conservateur sur la CF-GOCCP : CF+0.1 pour la population ciel clair (point B dans la Figure 4.1.b) et CF-0.1 pour la population nuageux (point B' dans la Figure 4.1.b). Quand CF< 0.1 on n'attribue pas de réflectances nuageuses, quand CF>0.9 on n'attribue pas de réflectances ciel clair. De cette manière, on rejette les valeurs ambiguës de la réflectance (régions en rouge) probablement liées à la présence de nuages de taille plus petite que 250m, ainsi la séparation entre les populations 'nuageux' et 'claire' dans la boite de 1°x1° est plus fiable. L'application du critère conservateur CF ± 0.1 permet aussi de ne pas attribuer les pixels clairs à 250m contaminés par les nuages comme pixels ciel clair. Cette contamination est due au transport horizontal des photons de façon que les pixels clairs à coté des nuages auront des valeurs de réflectance plus élevées que les pixels clairs loin des nuages. En outre, l'humidité plus élevée dans le voisinage des nuages entrain des valeurs de réflectance plus élevées. Nous avons aussi testé le critère CF ± 5% qui reste proche au critère de fraction nuageuse MODIS (Figure non montrée). Outre la réflectance MODIS-250m, on applique la même méthode à la réflectance MODIS-1km et PARASOL-6km. On obtient ainsi les réflectances 'claire' et 'nuageuse' pour PARASOL-6km et pour MODIS-1km.

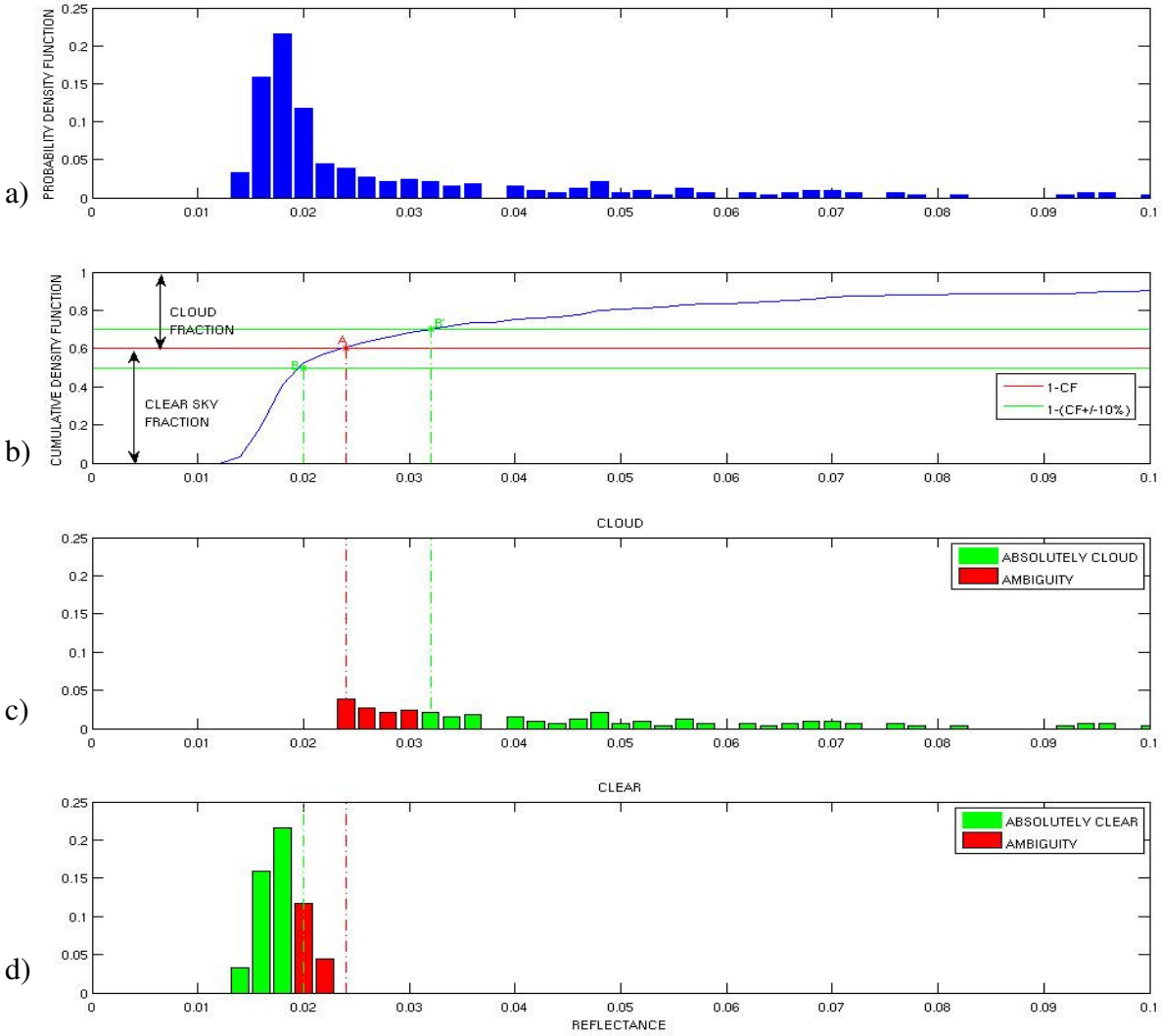


Figure 4.1 : Cas d'étude : détermination de la valeur de la réflectance 'nuageux' et de la réflectance 'ciel clair' dans une grille de 1°x1° (journée de 1/1/2008, latitude=13.5°N, longitude=185.5°W, CF_{GOCCP}=0.4, de 01:13:41.97 jusqu'à 01:13:46.93 UTC).

a) PDF des réflectances MODIS 250m pour toute la région du pixel de 1°x1°.
b) CDF des réflectances. Fraction Nuageuse CALIPSO-GOCCP (ligne rouge) et CF-GOCCP±10% (ligne verte) pour distinguer les régions 'nuageuse' - 'ciel clair'.
c) PDF de la réflectance nuageuse à pleine résolution.
d) PDF de la réflectance ciel clair à pleine résolution.

4.1.2. Analyse statistique de la population 'nuageux' et de la population 'ciel clair'

La Figure 4.2. montre les résultats obtenus en appliquant la méthodologie (Section 4.1.1) à deux ans de données dans la ceinture tropicale (±30°). Les Figures 4.2.a) et b) montrent la PDF et la CDF respectivement des réflectances MODIS-250m classées comme réflectances claires. La plus grande partie de la population 'claire' correspond à des valeurs inférieures à 0.03. La CDF (Figure 4.2.b) montre que 93% des réflectances claires sont inférieurs à 0.03. Cette proportion monte jusqu'à 96% en considérant la détection nuageuse par CF-GOCCP+10% au lieu de CF-GOCCP. Ceci est cohérent avec le seuil de réflectance de 0.03

utilisé pour détecter les nuages à partir des réflectances MODIS (CF-MODIS$_{0.03}$, Section 2.1.2.b).

Les réflectances MODIS-250m associées aux pixels nuageux présentent un maximum vers 0.03-0.1 et prennent des valeurs allant jusqu'à 0.75 (Figure 4.2.c). 50% des réflectances nuageuses (Figure 4.2.d) sont inférieures à 0.12 (en utilisant le seuil de CF-GOCCP). Si on associe ces valeurs de réflectance aux épaisseurs optiques correspondantes (voir Section 2.1.2.a), on constate que la moitié des nuages tropicaux ont typiquement une épaisseur optique inférieure à 1.3-1.9 s'ils sont constitués d'eau liquide (0.5-1.5 pour les cristaux de glace respectivement), et la moitié des nuages ont des épaisseurs optiques plus élevées. La Figure 4.2.d) indique que 10% des nuages tropicaux ont une épaisseur optique supérieure à 10, et 27% ont une épaisseur optique inférieure à 1. Les Figures 4.2.c) et d) montrent l'impact du critère de la détection nuageuse sur les propriétés de la réflectance nuageuse : le pic de la PDF de réflectances nuageuses (Figure 4.2.c) est plus marqué quand la résolution du capteur est plus fine (de CF-MODIS$_{0.03}$ (250m), à CF-GOCCP (330m), à CF-MODIS (5km)).

La PDF et CDF des réflectances nuageuses à pleine résolution et moyennées sur la grille (ligne rouge pointillée sur la Figure 4.2.c) et d) présentent des caractéristiques très différentes. Les réflectances nuageuses moyennées sur la grille contient moins des valeurs extrêmes celles-ci ayant été perdues pendant le moyenage sur la grille de 1°x1°. La PDF des réflectances nuageuses à pleine résolution diminue régulièrement avec la réflectance, à partir d'un maximum proche de la valeur de réflectance ciel clair. La PDF des réflectances nuageuses moyennées sur la grille montre une valeur maximale vers 0.06 (τ=1.4).

On utilisera par la suite trois classes de population nuageuse (réflectance nuageuse moyennée sur la grille <0.07, 0.07 à 0.18, et >0.18). Chaque classe représente environ un tiers du nombre total des pixels nuageux et correspond typiquement à une épaisseur optique inférieure à 0.8 pour les nuages liquides (0.5 pour les nuages de glace), entre 0.8 et 3 pour les nuages liquides (0.5 et 2.3 pour le glace), et supérieur à 3.

La Figure 4.2.e) et f) montre la PDF et la CDF des réflectances nuageuses MODIS-250m, MODIS-1km et PARASOL-6km en utilisant le seuil de CF - GOCCP -10%. Plus la résolution du capteur est basse, plus les réflectances nuageuses prennent des valeurs élevées. De plus quand la résolution est fine, le capteur est capable de mieux détecter les petits cumulus et les nuages fractionnés associées à de faibles valeurs de réflectance comme dans le cas d'étude a présentée (Section 2.2.d) : la réflectance nuageuse MODIS-250m comprise entre 0 et 0.5 est plus importante aux réflectances que MODIS-1km et PARASOL-6km.

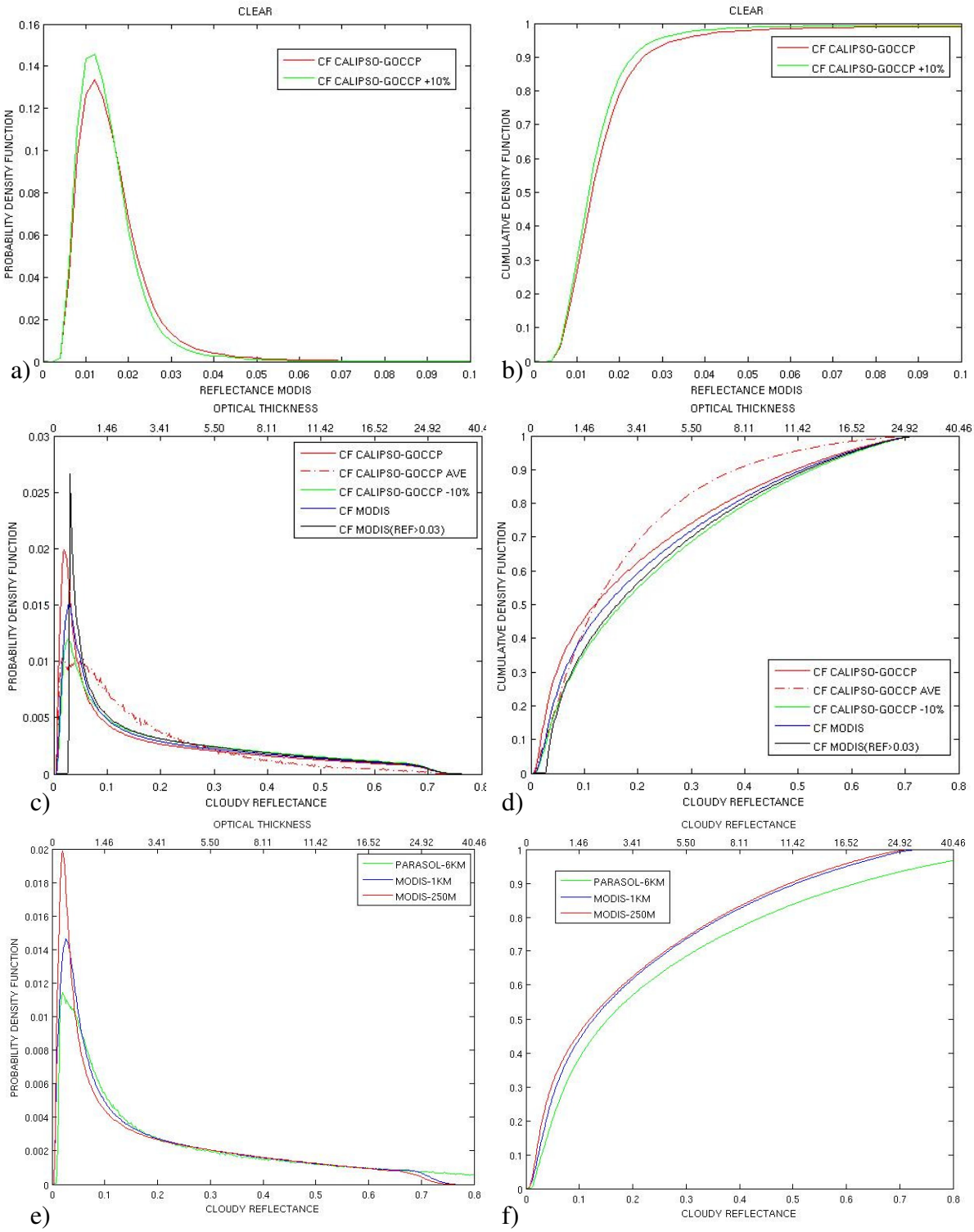


Figure 4.2 : PDF (Probability Density Function) à gauche (a, c et e) et CDF (Cumulative Density Function) à droite (b, d et f) :
a) et b) des réflectances ciel clair MODIS 250m avec les critères CF_{GOCCP} et CF_{GOCCP}+0.1,
c) et d) des réflectances nuageuses MODIS 250m avec les critères CF-GOCCP (en rouge), CF-GOCCP-0.1 (en vert), CF-MODIS (en bleu), CF-$MODIS_{REF0.03}$ (en noir) et
e) et f) les réflectances nuageuses PARASOL 6km, MODIS 1km et 250m avec le critère CF_{GOCCP} dans les océans tropicaux 2007-2008.
Dans c) et d) la ligne pointillée représente la réflectance nuageuse moyenne (en calculant la valeur moyenne dans chaque grille de 1°x1°). L'épaisseur optique correspondante aux réflectances pour des particules sphériques et θ_s=30° est donnée en double échelle.

Nous pouvons également analyser la distribution sous maille des réflectances nuageuses (c'est-à-dire la distribution des réflectances nuageuses pleine résolution). Pour chaque grille de 1°x1° on sépare la population des réflectances nuageuses pleine résolution en trois classes, chacune ayant le même poids statistique: les valeurs de réflectance nuageuse les plus faibles, les réflectances intermédiaires, et les valeurs les plus fortes. La PDF des réflectances nuageuses (Figure 4.3.a) montre que les faibles réflectances sont concentrées vers 0-0.1. Par contre les réflectances nuageuses les plus fortes ont la même probabilité de prendre toutes les valeurs de réflectance variant entre 0 et 0.7, à l'exception d'un pic de réflectances inférieures à 0.03 contaminée par le ciel clair. La CDF des réflectances nuageuses (Figure 4.3.b) montre que la moitié des réflectances les plus faibles sous-maille prennent des valeurs inférieures à 0.044 correspondant à des épaisseurs optiques de l'ordre de 0.21 pour des nuages liquides (et 0.13 pour les nuages de glace), la moitié des réflectances intermédiaires sont inférieures à 0.126 (1.97 en épaisseur optique pour l'eau liquide et 1.04 pour la glace), et la moitié des fortes réflectances nuageuses sous-maille atteignent des valeurs supérieures à 0.274 (4.9 en épaisseur optique pour l'eau liquide et 3.8 pour la glace).

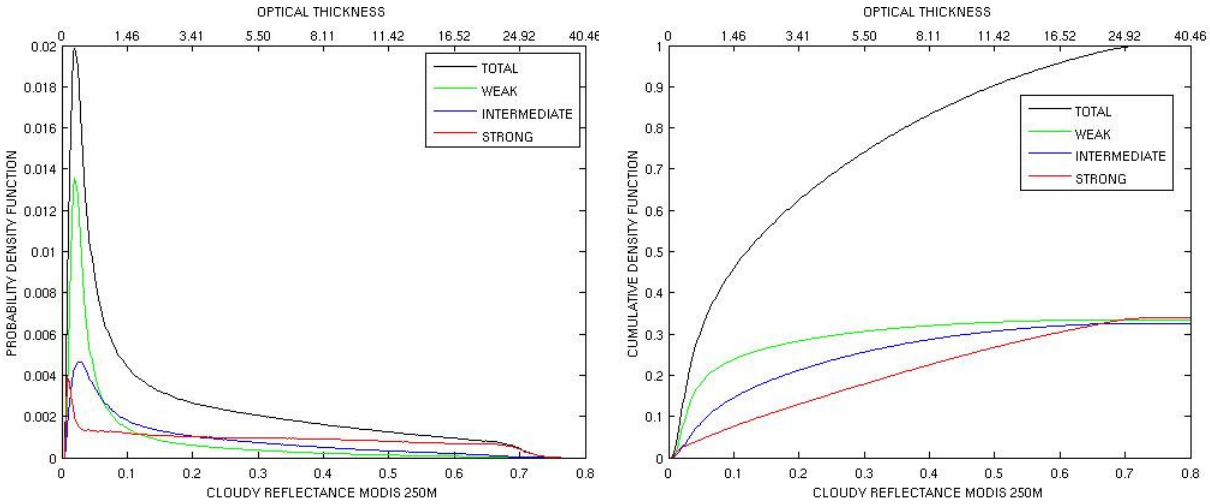


Figure 4.3 : a) PDF et b) CDF de réflectances nuageuses MODIS 250m à pleine résolution identifiées avec le critère CF_{GOCCP} dans les océans tropicaux. L'ensemble des valeurs de réflectance est séparé en trois classes de poids équivalent : les réflectances les plus faibles sous maille en vert, les réflectances intermédiaires en bleu et les réflectances les plus fortes en rouge.

4.2. Etude des propriétés des nuages

La méthodologie décrite précédemment est appliqué ci-après pour étudier les propriétés nuageuses. Contrairement au chapitre 3 on caractérise ici les propriétés nuageuses en ayant enlevé la contribution du ciel clair à l'échelle sous-maille. On focalisera notre analyse à l'étude des nuages océaniques tropicaux.

4.2.1. Lien entre la couverture nuageuse, la distribution verticale nuageuse, et la réflectance nuageuse

(a) Lien entre la réflectance et la couverture nuageuse totale

La Figure 4.4. montre la relation statistique entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse au dessus des océans tropicaux. Nous corrélons ici les valeurs journalières de fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) pour chaque maille de 1°x1° avec les réflectances nuageuses journalières (PARASOL-6km, MODIS-1km, MODIS-250m) moyennées sur la maille (Figure 4.4.a,b,c) et MODIS-250m à pleine résolution (Figure 4.4.d). Comme le nombre de réflectance à pleine résolution augmente avec la fraction nuageuse, on divise la réflectance par la CF dans la maille pour avoir des valeurs comparables à la réflectance nuageuse moyenne.

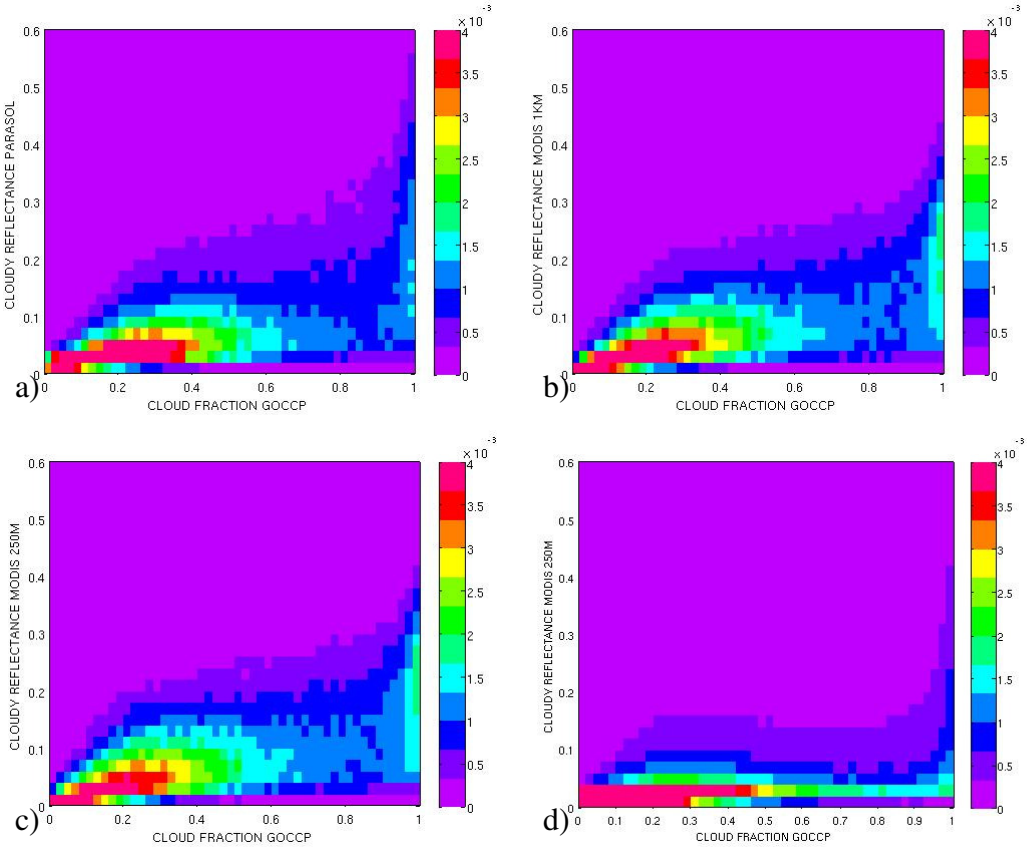


Figure 4.4 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse moyennée sur la grille de 1°x1° (a) PARASOL 6km, (b) MODIS 1km, (c) MODIS 250m et (d) MODIS 250m à pleine résolution en fonction de la fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) pour les océans tropicaux, pour les données journalières de jour. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points. Le nombre des points pour la réflectance MODIS 250m à pleine résolution (d) est divisé par la CF correspondante dans chaque colonne.

Les Figures 4.4.c et 3.12.a (corrélation entre la CF et la réflectance nuageuse et la réflectance totale respectivement) montrent que l'utilisation de la réflectance totale ou de la réflectance nuageuse résultent à une relation significativement différente comme la réflectance totale est contaminée par la partie claire et donc pour la même occurrence des nuages elle prenne des valeurs plus faibles que la réflectance nuageuse. La Figure 4.4 montre

également que la relation change significativement si elle est construite en utilisant des valeurs de la réflectance nuageuse moyennées sur grille soit de réflectance nuageuse pleine résolution (Figure 4.4.c. versus Figure 4.4.d respectivement). La relation ne change pas lorsque nous utilisons différents capteurs pour mesurer la réflectance nuageuse (Figure 4.4.a,b,c).

La relation entre la réflectance nuageuse et la couverture nuageuse CALIPSO-GOCCP montre que les nuages restent optiquement fins (réflectance nuageuse moyennée <0.2 et réflectance nuageuse pleine résolution <0.1) pour une large gamme des fractions nuageuses (CF<0.8) et que les grandes valeurs de la fraction nuageuse (>0.8) sont associées aux réflectances nuageuses qui correspondent à une large gamme des valeurs allant jusqu'à 0.4.

(b) Lien entre la structure verticale nuageuse, la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse

On ajoute maintenant l'information sur la distribution verticale des nuages fournit par le lidar en commençant par les trois couches : bas, moyens, hautes, définie par les niveaux de pression de ISCCP. La Figure 4.5. illustre le lien entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse moyennée sur chaque boite lat x lon et à pleine résolution (partie droite) pour les nuages océaniques tropicaux, lorsque (Figure 4.5.a, b et c) les nuages hauts sont dominants (CF_{HIGH}>90%CF_{TOT}), et (Figure 4.5.d, e et f) quand les nuages bas sont dominants (CF_{LOW}>90%CF_{TOT}). Les nuages hauts océaniques tropicaux (Figure 4.5. a, b, et c) couvrent de larges régions (CF>0.6) avec des épaisseurs optiques variantes τ=0 à 8 (réflectance nuageuse allant jusqu'à 0.4), mais la plupart d'entre eux restent optiquement fins, τ<3.4 (réflectance nuageuse moyennée sur grille < 0.2 et réflectance à pleine résolution < 0.1). La plupart des nuages bas océaniques tropicaux (Figure 4.5. d, e et f) correspondent à des faibles fractions (CF<0.5) et des épaisseurs optiques modérées τ<3.4 (réflectance nuageuse < 0.2). Pour des valeurs de fraction nuageuse plus importantes (CF>0.8) les nuages de couche limite sont optiquement épais, la réflectance nuageuse atteint des valeurs de 0.4 (τ=8). La réflectance nuageuse à pleine résolution pour les nuages de couche limite (Figure 4.5.f) met en avant la forte présence de nuages bas fins avec des faibles fractions (CF<0.5 et τ<1.5).

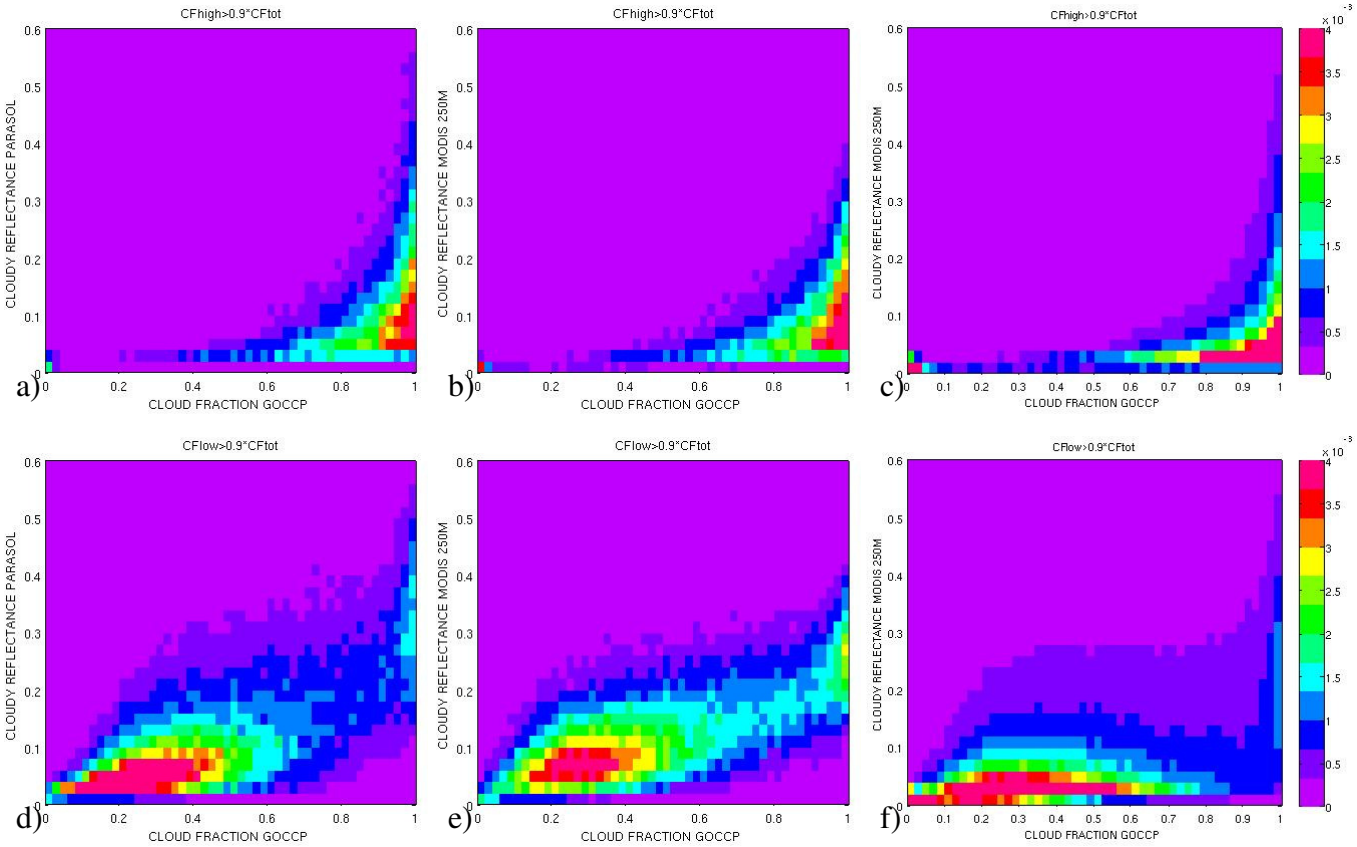


Figure 4.5 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse (a et d PARASOL-6km, b,c,e et f MODIS-250m) en fonction de la fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) pour les océans tropicaux, de jour, a), b) et c) pour les nuages hauts (quand CF_{HIGH}>0.9*CF_{TOT}), d), e) et f) pour les nuages bas (quand CF_{LOW}>0.9*CF_{TOT}), en utilisant (a,b,d,e) des valeurs de réflectance nuageuse journalières moyennées sur la grille de 1°x1° et (c et f) des valeurs à pleine résolution. Pour la réflectance nuageuse à pleine résolution (c et f) le nombre des points est divisé par la valeur de la CF de la colonne correspondante. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

Une information plus détaillée sur la distribution verticale des nuages est présentée sur la Figure 4.6. La figure 4.6.a. montre le profil vertical moyen dans la région tropicale pour les 3 classes de la réflectance nuageuse moyenne (nuages optiquement fins, intermédiaires, et épais) définies dans la Section 4.1.2. Avant le moyenage total sur toute la bande tropicale, chaque profil de fraction nuageuse associé à une boite de 1°x1°, est divisé par la fraction nuageuse totale dans la boite (quand CF_{TOT}>0.1), afin que la partie ciel clair n'influence pas le résultat. La Figure 4.6.b.c. illustre la couverture nuageuse dans chaque niveau de pression en fonction de la réflectance nuageuse. Une colonne de l'atmosphère de faible épaisseur optique (τ<3) à 13 :30 heure locale, correspond en moyenne à une colonne atmosphérique où les nuages de couche limite (CF=35%) co-existent avec les cirrus (CF=8%). De plus, les colonnes atmosphériques ayant des épaisseurs optiques nuageuses importantes (τ>3) sont généralement composées des nuages de couche limite (23% couverture nuageuse) avec des nuages de niveau intermédiaire (13% couverture nuageuse), et des nuages de haute altitude (CF=20%). Les nuages de haute altitude avec de grandes valeurs de couverture nuageuse (CF>40%) et très épais (τ>15) sont peu fréquents et influencent peu le profil atmosphérique moyen.

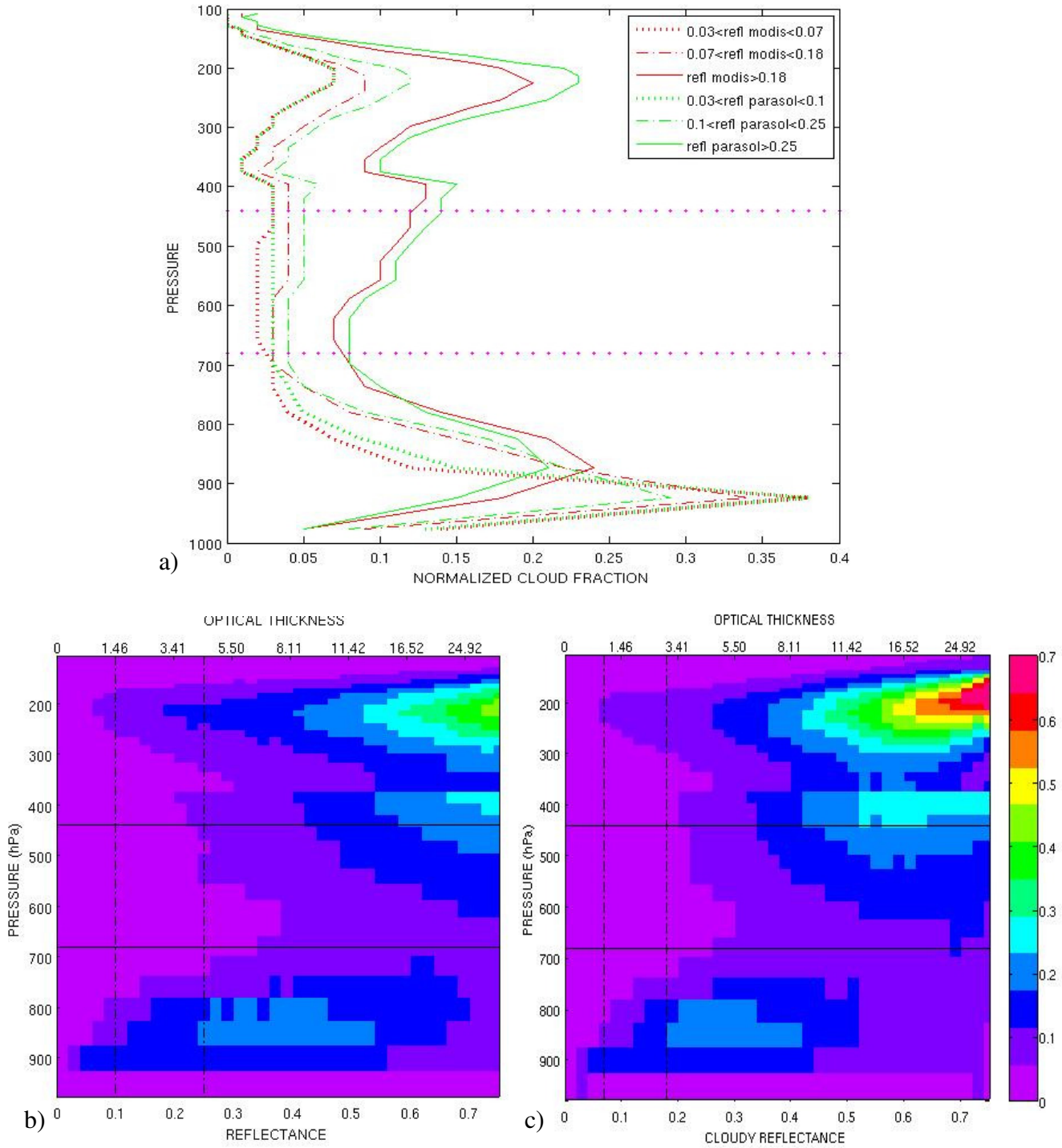


Figure 4.6 : (a) Profil moyen de la fraction nuageuse en fonction du niveau de pression, quand la fraction nuageuse totale est supérieure à 0.1, divisée par la fraction nuageuse totale dans chaque grille de 1°x1° pour trois classes définies par la réflectance nuageuse moyenne. Les lignes horizontales correspondent à la classification des niveaux verticaux d'ISCCP (680 et 440hPa).
Relation statistique entre la réflectance nuageuse (b) PARASOL 6km et (c) MODIS 250m et le profil vertical de la couverture nuageuse. La deuxième échelle représente l'épaisseur optique correspondante aux réflectances nuageuses pour des particules sphériques et θ_s=30°. L'analyse est faite pour les océans tropicaux, à partir des données journalières CALIPSO-GOCCP, MODIS 250m et PARASOL 6km co-localisées et moyennées sur la grille de 1°x1°.

(c) Distribution géographique des nuages en fonction de l'altitude et l'épaisseur optique

Nous examinons maintenant la distribution géographique des différentes populations de nuages en fonction de leur épaisseur optique (réflectance nuageuse) et leur niveau de pression : nuages hauts (P<440hPa), moyens (440hPa<P<680hpa) et bas (P>680hPa) (Figure 4.7). Les colonnes atmosphériques optiquement épaisses (τ>2.3 pour les particules non sphériques et τ > 3 pour les particules sphériques) sont associées à la convection profonde le long de l'ITCZ et de la SPCZ où les nuages couvrent entièrement la colonne verticale avec des nuages hauts et des nuages du niveau moyen (Figure 4.7.c,f). Un autre type des nuages optiquement épais apparaît clairement dans la Figure 4.7.i): les nuages bas du type stratocumulus situés le long de la côte Est des océans tropicaux, qui couvrent presque 50% de la région. Au dessus de la 'warm pool' on trouve des cirrus optiquement fins (τ<3), avec une occurrence d'environ 30% (Figure 4.7.a,b), les plus fins optiquement (τ<0.8) étant concentrés là où la tropopause est la plus froide (Figure 4.7.a) et la convection profonde plus intense. La distribution spatiale des nuages bas (Figure 4.7.g-i) est clairement indépendante de la circulation atmosphérique à grande échelle, mais elle est principalement régie par les mouvements convectifs locaux dans la couche limite : les nuages bas d'épaisseur optique intermédiaire (0.8<τ<3, Figure 4.7.h) sont présents dans toutes les régions tropicales, avec une fréquence de 25 à 45%, et les plus fins optiquement sont confinés aux régions d'alizés (Figure 4.7.g).

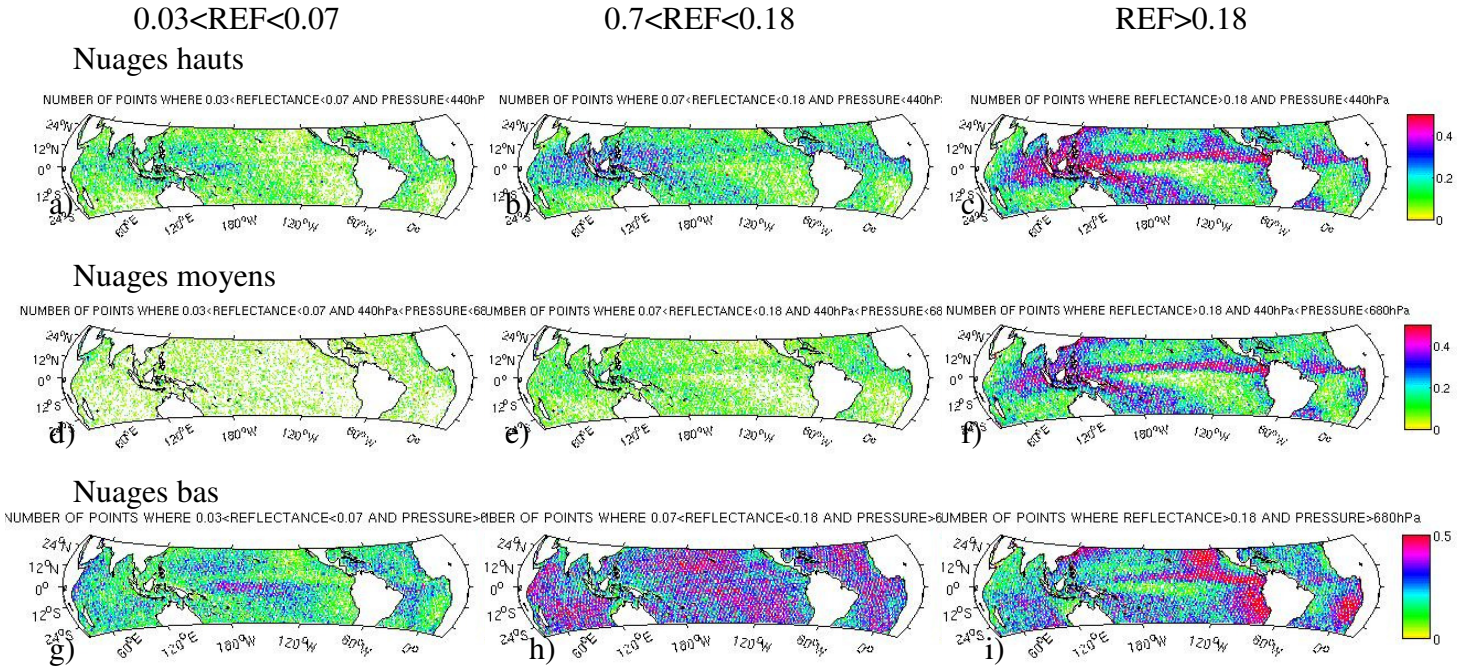


Figure 4.7 : Distribution géographique des différentes populations nuageuses, selon leur altitude : (a,b,c) nuages hauts, (d,e,f) moyens et (g,h,i) nuages bas, et leur épaisseur optique : (a,d,g) pour 0.03< réflectance nuageuse <0.07, (b,e,f) pour 0.07< réflectance nuageuse <0.18, et (c,f,i) pour réflectance nuageuse >0.18. Seules les CF>0.1 sont représentées, en accord avec la Figure 4.5.a). L'échelle de couleur représente le pourcentage de points correspondant à une population particulière par rapport au nombre total des points. L'analyse est faite pour les océans tropicaux, à partir des données journalières CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées et moyennées sur la grille de 1°x1°.

(d) Types des nuages

La Figure 4.8 montre la PDF des réflectances nuageuses pour les trois régions correspondantes aux types des nuages identifiés (Section 3.5) : Pacifique Ouest Tropical (ligne vert), région des stratus Californiens (ligne bleu), et Pacifique Nord (ligne noir). Dans le Pacifique Ouest Tropical les nuages atteignent des épaisseurs optiques les plus élevées : réflectances nuageuses allant jusqu'à 0.75 (τ=33). Dans la même région on trouve la population la plus importante statistiquement qui correspond à des nuages optiquement fins (τ<1.5). Dans la région des stratus Californien l'épaisseur optique des nuages est plus uniformément distribuée ce qui est aussi le cas dans le Pacifique Nord avec moins de valeurs extrêmes de la réflectance nuageuse (0.5< τ<10).

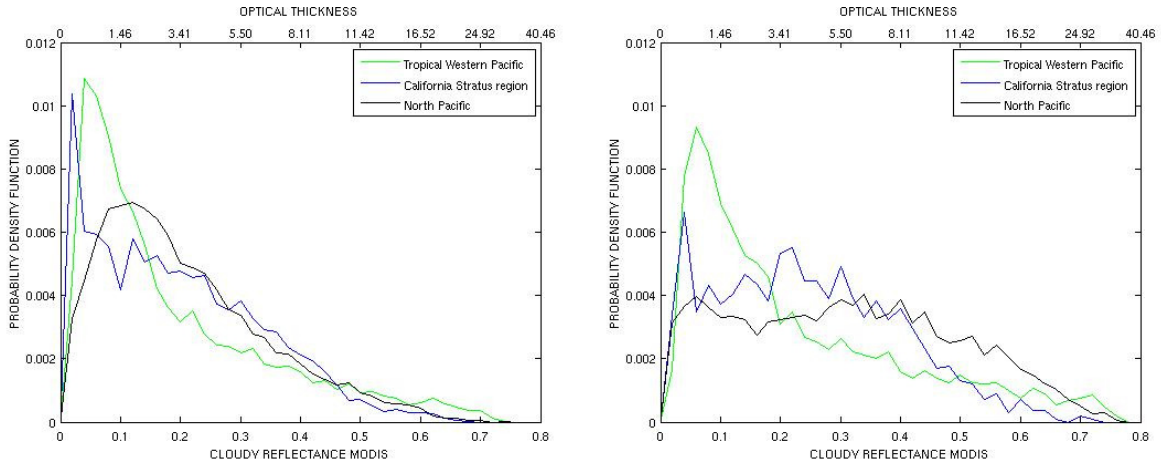


Figure 4.8 : PDF de la réflectance nuageuse MODIS-250m moyennée sur grille a) pour JFM à gauche et b) pour JJA à droite dans les trois régions des nuages présentées à la section 3.5 : Pacifique Ouest tropical (ligne verte), région des stratus Californiens (ligne bleue), et Pacifique Nord (ligne noir).

Le lien entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse est examiné (Figure 4.9) dans le Pacifique Ouest Tropical (Figure 4.9.a et b), dans la région des stratus Californiens (Figure 4.9.c et d), et dans le Pacifique Nord (Figure 4.9.e et f). Dans le Pacifique Ouest les nuages sont optiquement fins (réflectance nuageuse<0.18) pour des fractions inférieures à 0.8. Lorsque la fraction nuageuse augmente les nuages sont plus épais optiquement. La région des stratus Californiens présente une relation linéaire entre la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse : l'épaisseur optique des nuages augmente avec l'augmentation de la couverture nuageuse. Une population nuageuse importante dans le Pacifique Nord correspond à des grandes valeurs de couverture nuageuse et à des nuages optiquement épais.

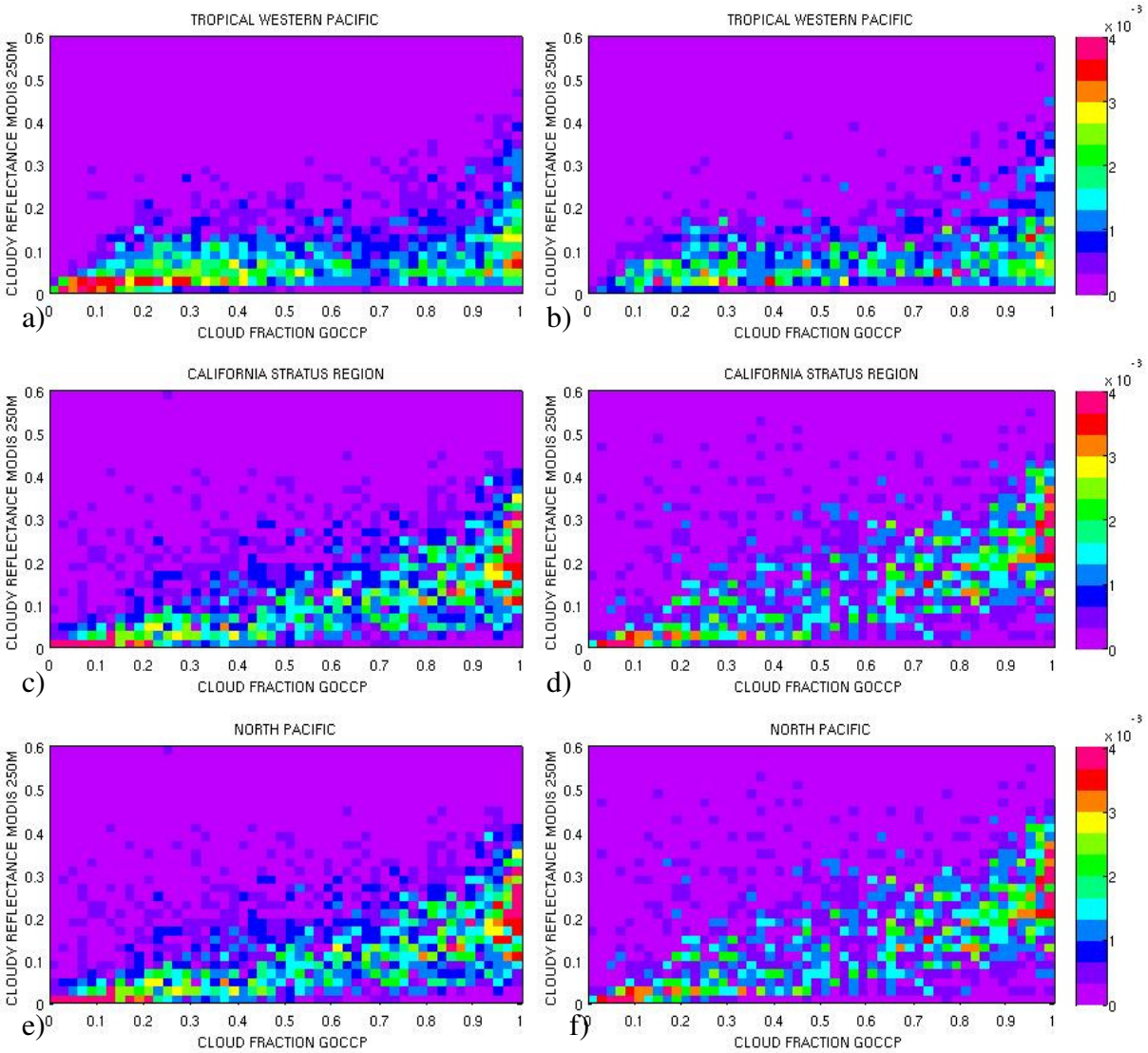


Figure 4.9 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse MODIS-250m co-localisée moyennée sur grille, en fonction de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP pour JFM à gauche (a,c,e) et JJA à droite (b,d,f) dans les trois régions des nuages : Pacifique Ouest tropical (a et b), région des stratus Californiens (c et d) et Pacifique Nord (e et f). L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

La distribution verticale des nuages est illustré sur la Figure 4.10 pour les trois régions. Les colonnes atmosphériques optiquement épaisses (τ>3, Figure 4.10.e,f) sont composées soit de stratus dont la couverture nuageuse varie entre 40% et 60% selon la saison le long de la côte Californienne ; soit des nuages hauts associés à la convection profonde (CF de 35% à 45%) au dessus de la 'warm pool'. Des nuages optiquement épais sont aussi observés dans le Pacifique Nord pour les nuages de couche limite (CF de 25% à 30%) mais également pour les nuages frontaux dans la haute troposphère avec des couvertures nuageuses d'environ 20%. La fraction relative des nuages bas optiquement fins (τ<0.8) est d'environ 30% dans les trois régions (Figure 4.10.a,b) et celle des nuages hauts optiquement fins environ 20% dans le Pacifique Ouest.

.

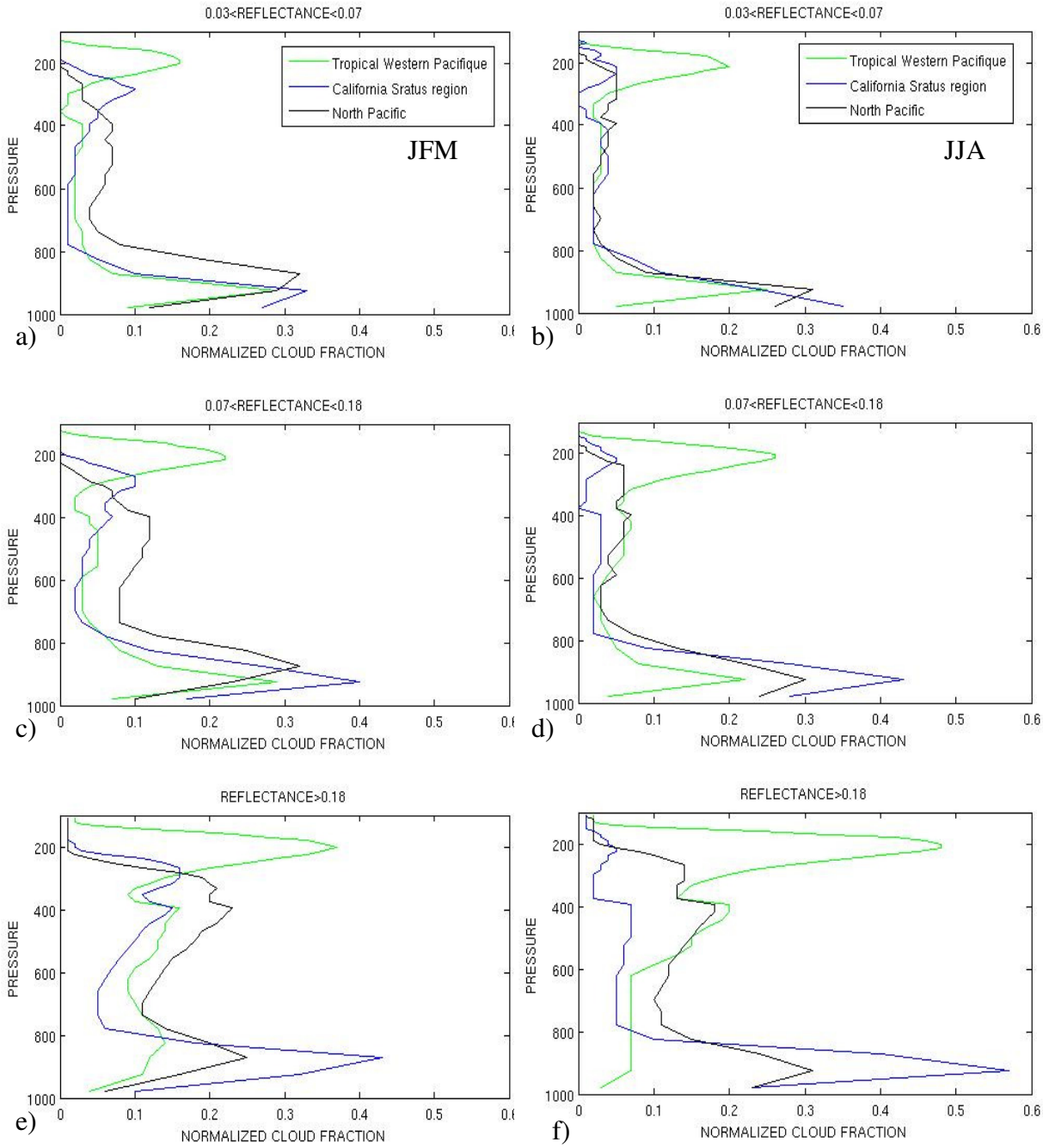


Figure 4.10 : Profil moyen de la fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) en fonction du niveau de pression, quand la fraction nuageuse totale est supérieure à 0.1, divisé par la fraction nuageuse totale dans chaque grille de 1°x1° pour trois classes définies par la réflectance nuageuse ((a,b) : 0.03< réflectance nuageuse < 0.07, (c,d) : 0.07< réflectance nuageuse <0.18, et (e,f) : réflectance nuageuse >0.18, à partir des données MODIS-250m co-localisées moyennées sur grille) pour JFM à gauche (a,c,e) et JJA à droite (b,d,f) pour les trois régions des nuages : Pacifique Ouest tropical (ligne vert), région des stratus Californiens (ligne bleu) et Pacifique Nord (ligne noir).

(e) Lien entre l'altitude du sommet des nuages, la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse

On introduit dans l'analyse l'altitude du sommet des nuages définie ici comme le premier niveau de l'atmosphère en partant du haut pour lequel la fraction nuageuse CALIPSO-GOOCP est supérieure à 0.1. La Figure 4.11 présente la relation entre la réflectance nuageuse moyennée sur grille et la pression au sommet des nuages (Figure 4.11.a) ainsi que la fraction nuageuse totale dans la grille de 1°x1° correspondante (Figure 4.11.b). La plupart des nuages optiquement fins et intermédiaires (réflectance nuageuse<0.18 et τ<3) ont de sommet qui se trouve dans les basses couches de l'atmosphère. Pour les mêmes épaisseurs optiques on trouve un deuxième maximum au sommet de la troposphère. Les fortes valeurs de la couverture nuageuse (CF=1) paraissent pour les nuages optiquement épais (fortes valeurs de réflectance nuageuse) quand le sommet des nuages se trouve à des pressions inférieures à 440hPa. Il s'agit de nuages multi-couches qui couvrent toute la colonne atmosphérique, dont l'altitude de la première couche est élevée. Ils réfléchissent le rayonnement solaire d'avantage comme lorsque les nuages hauts sont dominants, la réflectance n'atteignant pas des valeurs extrêmement élevées (Figure 4.5.b).

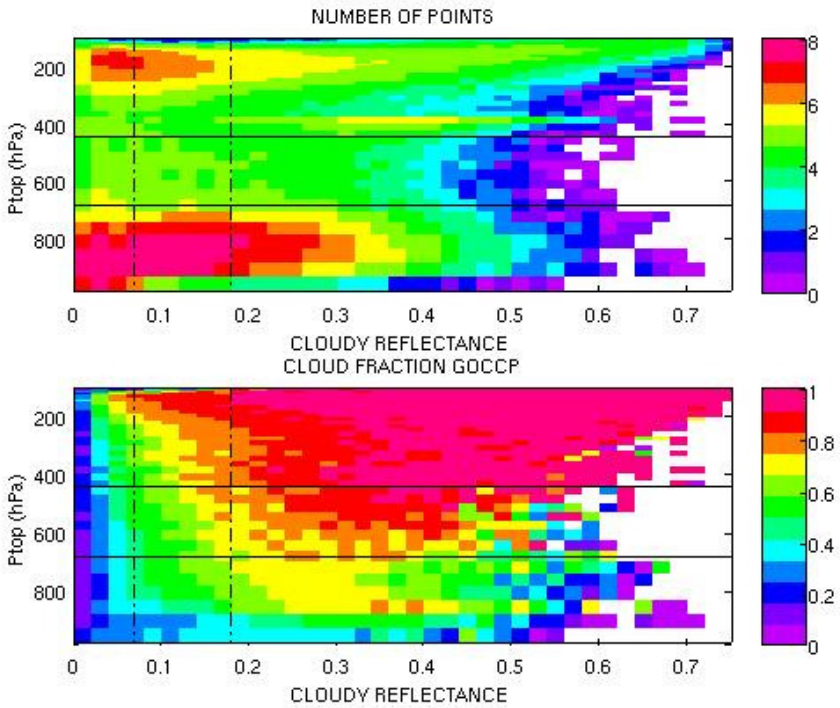


Figure 4.11 : Réflectance nuageuse (MODIS 250m co-localisé) journalière moyennée sur grille, en fonction de la pression au sommet des nuages définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D>0.1, pour les océans tropicaux. Le code couleur représente (a) le nombre des points correspondants (en échelle logarithmique) et (b) la fraction nuageuse totale (CALIPSO-GOCCP). Les lignes horizontales correspondent à la classification des niveaux verticaux d'ISCCP (680 et 440hPa).

4.2.2. Analyse en régimes dynamiques

Dans cette section on étudie les propriétés seulement nuageuses en fonction des régimes dynamiques à grande échelle (section 3.4.1), caractérisés par la vitesse verticale moyenne mensuelle à 500hPa (ω_{500}).

(a) Réflectance nuageuse et régimes dynamiques

La Figure 4.12 montre la distribution de la réflectance nuageuse (ou de l'épaisseur optique) à pleine résolution en fonction du régime dynamique. Dans les régions de convection profonde (ω_{500}<-20hPa/jour) les nuages ont les épaisseurs optiques les plus élevées : 30% des nuages convectifs ont une réflectance nuageuse supérieure à 0.3 (τ>5.5), la maximum observée étant une réflectance nuageuse de 0.7 (τ=26). Dans les régions de forte subsidence (ω_{500}>20hPa/jour) les nuages sont optiquement moins épais (typiquement moins que 20% d'entre eux sont associées aux réflectances nuageuses supérieures à 0.35). La moitié des nuages de subsidence ont une épaisseur optique inférieure à 2.4 (réflectance nuageuse<0.12). La PDF des réflectances nuageuses (Figure 4.12.a) montre également un seuil de transition des réflectances nuageuses pour les régimes dynamiques : pour des réflectances nuageuses inférieures à 0.35 (τ=6.8) ce sont les nuages de subsidence qui sont plus nombreux que les nuages convectifs. Par contre les nuages convectifs sont les plus nombreux lorsque les nuages deviennent optiquement très épais (τ>6.8).

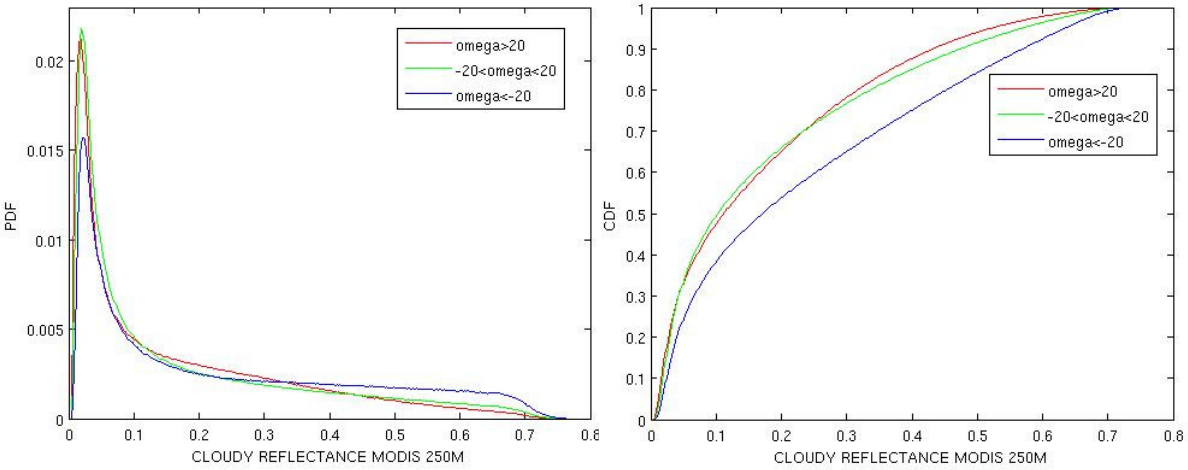


Figure 4.12 : a) PDF et b) CDF de la réflectance nuageuse MODIS-250m co-localisée à pleine résolution pour les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour, ligne bleu), les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour, ligne verte), et les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour, ligne rouge), au dessous des océans tropicaux.

Ces résultats sont renforcés par la Figure 4.13 qui illustre la réflectance nuageuse en fonction de ω_{500}. Dans les régions convectives (ω_{500}<0) la réflectance nuageuse est repartie dans toute la gamme des épaisseurs optiques allant des nuages optiquement fins, jusqu'aux nuages optiquement épais, en atteignant des valeurs de réflectance nuageuse de 0.7 (τ= 25). Les régions de subsidence moyenne (0<ω_{500}<20hPa/jour) présentent un maximum pour des nuages optiquement fins (réflectance nuageuse<0.1), tandis que plus les valeurs de ω_{500} augmentent (régions de forte subsidence), plus les nuages sont épais, avec le poids statistique des nuages dans les régions de subsidence correspondant aux réflectances nuageuses entre 0.03 et 0.2 (0<τ<3.4).

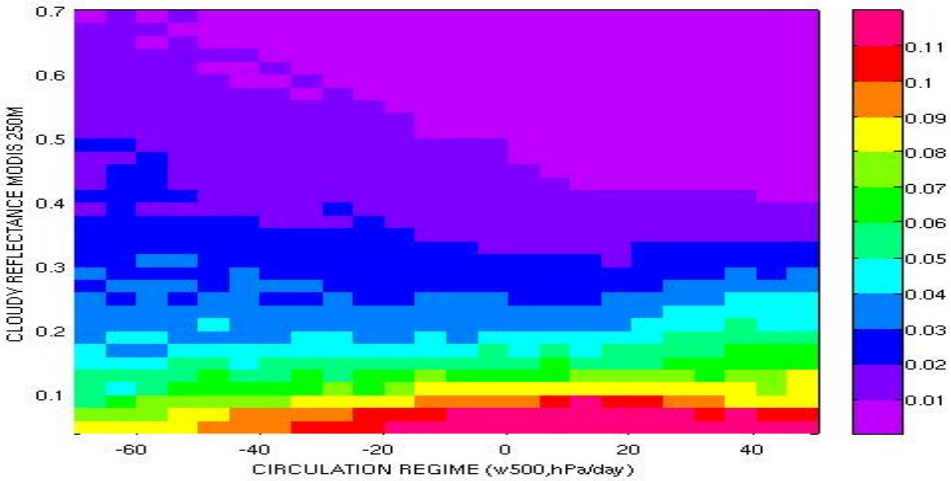


Figure 4.13 : Réflectance nuageuse MODIS-250m co-localisée et moyennée sur grille en fonction de la vitesse verticale à 500hPa (ω_{500}) au dessus des océans tropicaux. L'échelle de couleur représente le nombre des points correspondants où chaque boite est divisé par le nombre total des points associés à chaque colonne d'ω_{500} (intervalle de 5hpa/jour). Que les points pour lesquels la réflectance nuageuse est supérieure à 0.03 sont pris en compte.

(b) Fraction nuageuse et régimes dynamiques

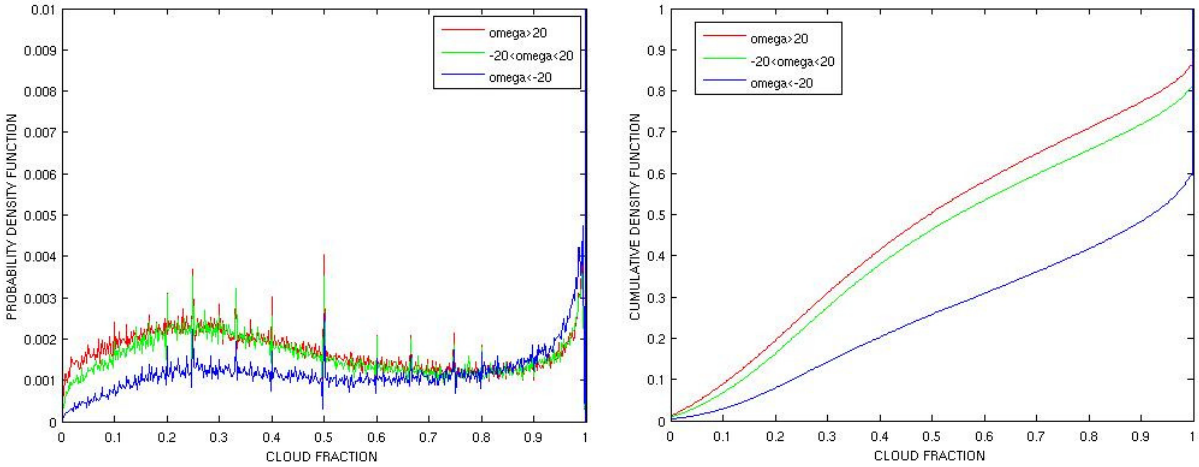


Figure 4.14 : a) PDF et b) CDF de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP pour les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour, ligne bleu), les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour, ligne verte), et les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour, ligne rouge), au dessous des océans tropicaux.

La Figure 4.14 montre la PDF et la CDF de la fraction nuageuse pour les différents régimes dynamiques. La PDF de la couverture nuageuse (Figure 4.14.a) montre des caractéristiques similaires à la PDF de la réflectance nuageuse, c'est-à-dire que pour des valeurs de fraction nuageuse modérées (CF<80%) les nuages dans les régions de subsidence sont les plus nombreux, par contre les nuages dans les régions convectives sont les plus nombreux lorsque la scène nuageuse est couverte (CF>80%). La CDF de la couverture nuageuse (Figure 4.14.b) montre que 40% des nuages convectifs ont des fractions nuageuses égales à 1 (grille 100%

nuageuse), tandis moins que 20% des nuages des régimes de subsidence correspondent à des fractions nuageuses égales à 1. La CDF illustre aussi que la moitié des nuages convectifs ont des fractions nuageuses supérieures à 90%, et la moitié des nuages aux régimes de subsidence correspondent à des fractions nuageuses supérieures à 50%. En conclusion les nuages des faibles fractions sont plutôt présents dans les régimes de subsidence, les nuages étales, couvrant toute la maille, sont des nuages convectifs. Les régimes intermédiaires ont des caractéristiques proches aux régimes de subsidence.

(c) Lien entre la réflectance nuageuse et la couverture nuageuse pour différents régimes dynamiques

On utilise l'information du lidar sur la couverture nuageuse pour faire le lien entre la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse dans les différents régimes dynamiques (Figure 4.15). Dans toutes les figures nous remarquons deux populations nuageuses séparées : celle avec des nuages de faibles fractions (CF<60%) et des nuages optiquement fins (τ<1.5) et la population nuageuse avec des fractions nuageuses importantes (CF>0.8) et des réflectances nuageuses élevées (0.03 < réflectance nuageuse < 0.45). Ces populations sont plus ou moins apparentes selon les régimes dynamiques : plus de nuages convectifs étendus, variant des nuages fins jusqu'aux nuages très épais optiquement (Figure 4.15.a), et plus de nuages fragmentés du type cumulus dans les régimes de subsidence (Figure 4.15.c) ayant des valeurs de réflectance nuageuse inférieures à 0.15 (τ< 2.4).

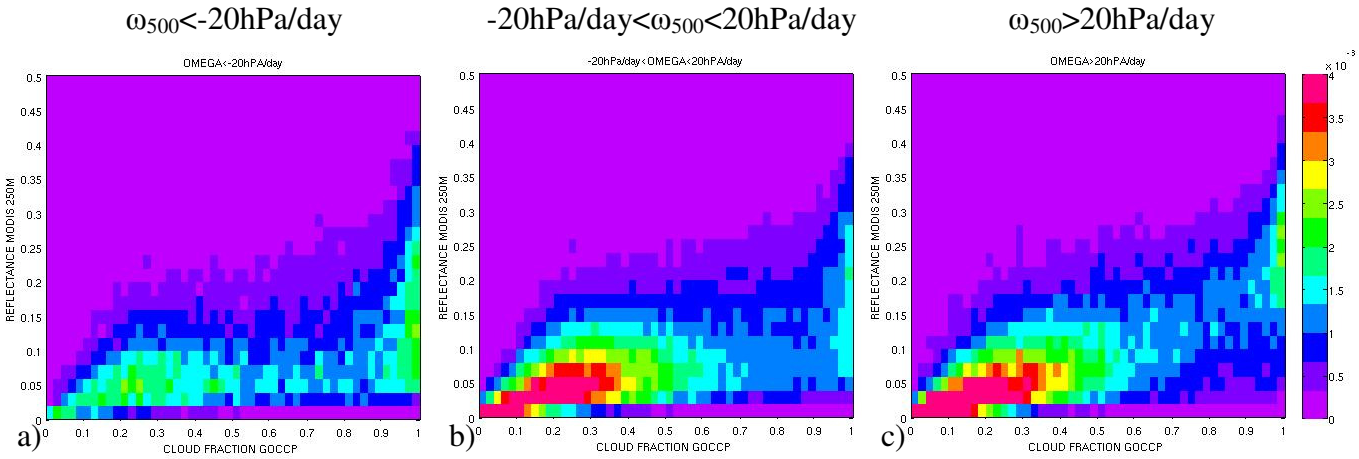


Figure 4.15: Histogramme 2D de la réflectance nuageuse MODIS-250m co-localisée moyennée sur grille, en fonction de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP pour les océans tropicaux pour a) les régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour), b) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et c) les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour). L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

(d) Réflectance nuageuse et distribution verticale de la couverture nuageuse en fonction de ω_{500}.

On introduit ici l'information de la distribution nuageuse verticale du lidar. Les nuages sont séparés selon leur altitude : nuages bas quand CF_{LOW}>90%CF_{TOT} et nuages hauts quand CF_{HIGH}>90%CF_{TOT}. La réflectance nuageuse pour tous les nuages, pour les nuages bas et pour

les nuages hauts en fonction de ω_{500} ainsi que la PDF correspondant sont présentés sur la Figure 4.16. La PDF montre clairement que lorsque on change de régime de circulation le type des nuages change également : pour les régimes convectifs les nuages hauts sont plus nombreux, tandis que pour les régimes de subsidence les nuages bas sont dominants, la transition se situant vers ω_{500}=0. La réflectance nuageuse moyennée pour chaque régime dynamique montre une sensibilité aux régimes dynamiques : les nuages sont plus épais optiquement (réflectance nuageuse jusqu'à 0.25, τ=4.4) pour les régimes convectifs, l'épaisseur optique diminuant quand on va vers les régimes de subsidence (valeur minimum de la réflectance nuageuse 0.15, τ=2.4). Les nuages hauts sont également plus épais optiquement pour les régimes convectifs (réflectance nuageuse=0.32, τ=6) par rapport aux régimes de subsidence où ils sont plus fins (réflectance nuageuse=0.18, τ=3). Par contre la réflectance des nuages bas ne dépend pas du régime dynamique, elle reste presque stable à 0.17 (τ=2.8) avec une faible augmentation de l'ordre de 0.02 dans les régimes de subsidence). Les nuages bas sont moins épais optiquement que tous les nuages pour ω_{500}<0 et ils deviennent plus épais pour des valeurs de ω_{500} positives.

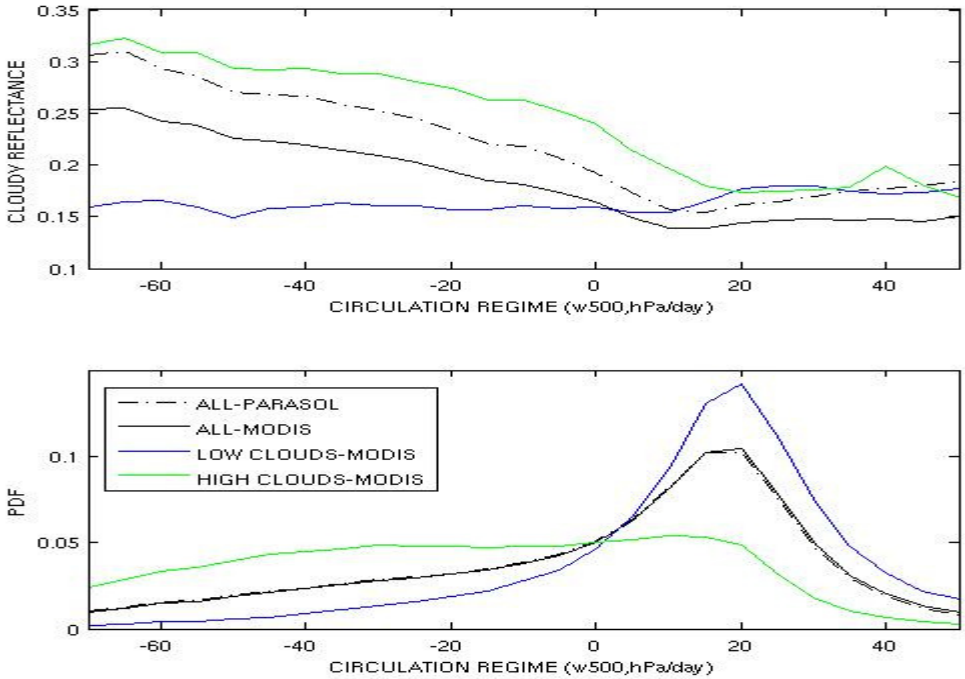


Figure 4.16 : (a) Réflectance nuageuse (MODIS-250m co-localisée et moyennée sur grille) en fonction des régimes de circulation pour tous les nuages (ligne noire), pour les nuages bas (ligne bleu), et pour les nuages hauts (ligne verte), et (b) PDF des nombres des points correspondants au dessus des océans tropicaux.

Afin d'examiner le lien entre l'épaisseur optique, la fraction nuageuse et la structure verticale des nuages, on a tracé la distribution verticale de la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP en fonction de ω_{500} pour toute la zone océanique tropicale sur la Figure 4.17.a) et on l'a découpé en trois figures différentes (Figure 4.17, b, c, d) correspondants aux trois classes de réflectance nuageuse (pour des nuages optiquement fins, intermédiaires et épais respectivement). Il semble que la classe moyenne de la réflectance nuageuse (0.07< réflectance nuageuse<0.18, Figure 4.17.c) est similaire à celle de toute la population nuageuse (Figure 4.17.a). Les nuages optiquement fins (0.03<réflectance nuageuse<0.07, Figure 4.17.b) sont principalement composés par de cirrus de haute altitude (P<300hPa) survenant surtout dans les conditions de convection (ω_{500}<0). Même si moins nombreux, des couches nuageuses optiquement fins de haute altitude se produisent également dans les régions de subsidence

(ω_{500}>0) ainsi que des nuages fins de la couche limite (P>750hPa). Les nuages optiquement épais (réfectance nuageuse>0.18) sont dus à la fois aux nuages hauts de la convection profonde (ω_{500}<0 et P<300hPa) et aux nuages de couche limite dans les régions de subsidence (ω_{500}>0 et P>700hPa). En règle générale on observe que la couverture nuageuse devient plus importante lorsque la réflectance nuageuse est plus importante avec l'exception des nuages de couche limite dans les régions convectives (ω_{500}<0, P>750hPa) pour lesquels la fraction nuageuse est plus importante pour des faibles valeurs de réflectance nuageuse, ce qui est probablement du à l'effet de recouvrement des nuages.

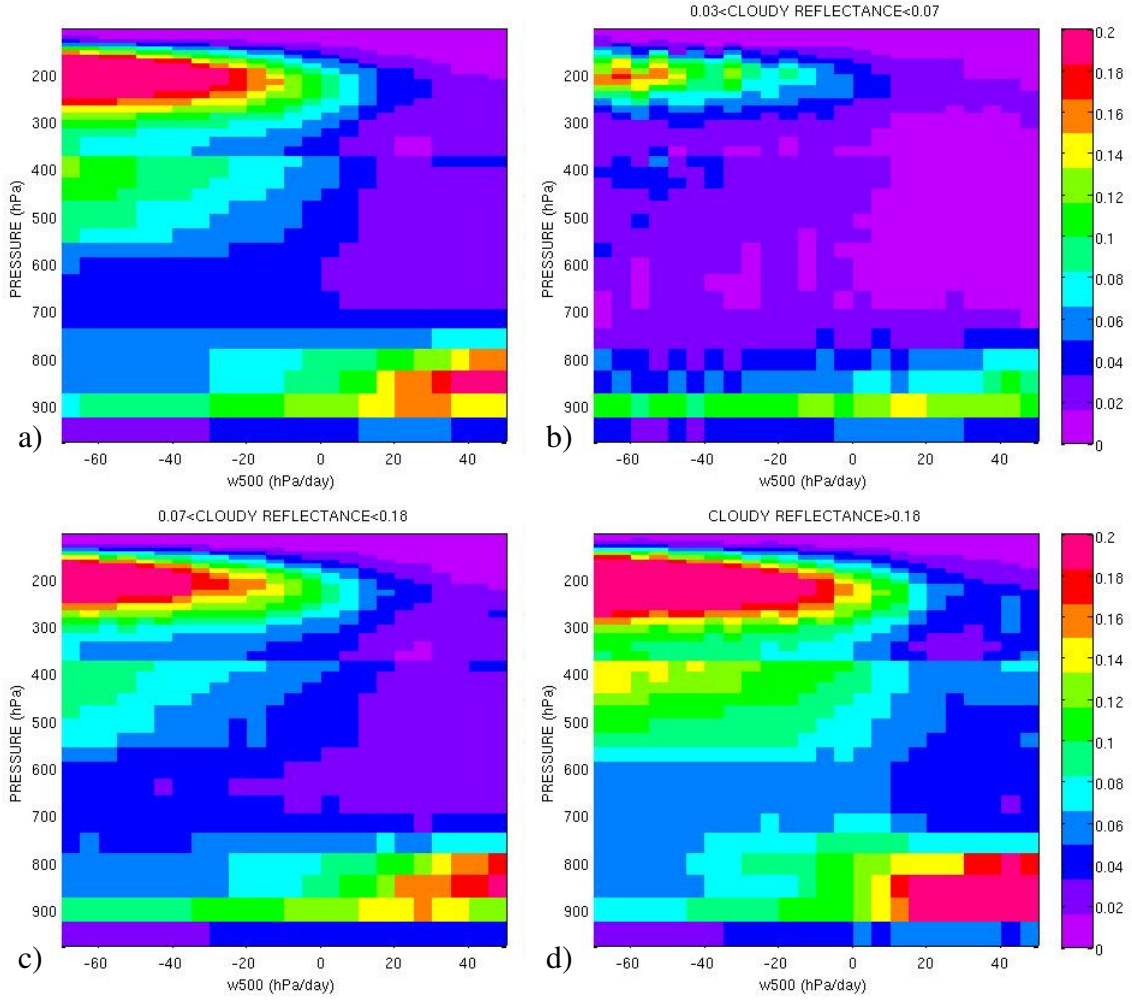


Figure 4.17 : Fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) en fonction de la pression et des régimes de circulation pour des données de jour au dessus des océans tropicaux, (a) pour toutes les données, et selon leur épaisseur optique : (b) 0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.07, (c) 0.07< réflectance nuageuse moyenne <0.18 et (d) réflectance nuageuse moyenne > 0.18.

La Figure 4.18 montre la distribution verticale de la fraction nuageuse normalisée par la fraction nuageuse totale pour chaque grille horizontale en fonction de la pression. Chaque courbe correspond à un régime de circulation donné (définie par ω_{500}) pour des nuages optiquement fins (Figure 4.18.a) et pour des nuages optiquement épais (Figure 4.18.b). La présence des nuages hauts dans les régimes de convection et des nuages bas dans les régimes de subsidence est encore une fois mise en évidence pour les nuages optiquement épais. Par contre pour les nuages optiquement fins dans les régions convectives on retrouve des nuages hauts ainsi que des nuages bas. En outre la Figure 4.18 montre que pour les régimes de

convection profonde (ω_{500}<-20hPa/jour), la quantité des nuages hauts change avec l'épaisseur optique : les épaisseurs optiques importantes (Figure 4.18.b) sont associés à des grandes valeurs des nuages hauts dont la fraction atteint 38% de la fraction totale, alors que les faibles épaisseurs optiques (Figure 4.18.a) sont associées à des fractions nuageuses plus faibles (13% de la fraction totale). Pour les régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour), l'augmentation de l'épaisseur optique n'est pas associée à une augmentation de la fraction des nuages bas, qui reste aux environs de 40 à 42%, mais elle est associée à un changement d'altitude (ou pression) des nuages bas : les épaisseurs optiques élevées sont associées aux altitudes plus élevées des nuages bas. La quantité des nuages moyens augmente avec l'épaisseur optique quel que soit le régime.

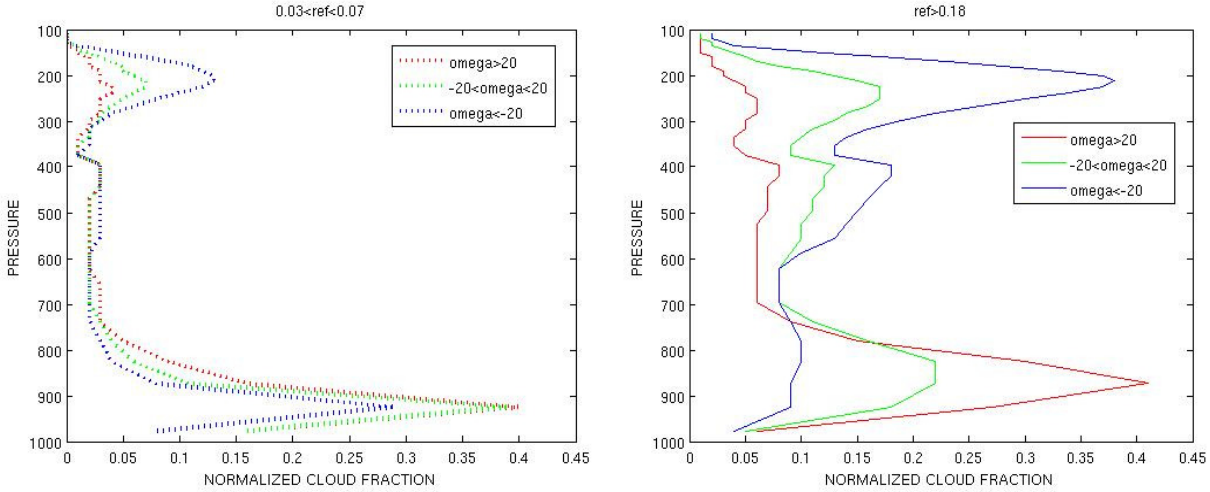
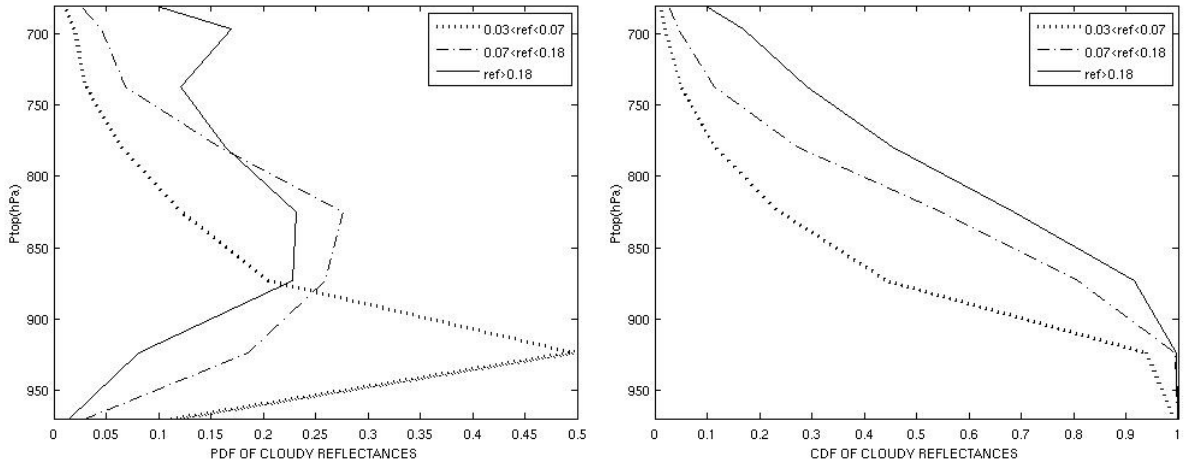


Figure 4.18 : Profil moyen de la fraction nuageuse en fonction du niveau de pression, quand la fraction nuageuse totale est supérieure à 0.1, divisé par la fraction nuageuse totale dans chaque grille de 1°x1° a) pour des faibles épaisseurs optiques (0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.07) et b) pour des fortes épaisseurs optiques (réflectance nuageuse moyenne >0.18), pour différentes régimes dynamiques : régimes convectifs (ω_{500}<-20hPa/jour, ligne bleu), régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour, ligne verte), et régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour, ligne rouge). L'analyse est faite pour les océans tropicaux, à partir des données CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées et moyennées sur grille.

4.2.3. Focalisation sur les nuages de couche limite

Dans cette section nous nous focalisons sur les nuages océaniques tropicaux de couche limite comme les nuages bas contribuent le plus au bilan radiatif net de la Terre avec leur effet d'albédo dominant [Hartmann et al., 1992, Klein et Hartmann, 1993, Jensen et al., 2008]. La Figure 4.19 montre la PDF et la CDF des réflectances nuageuses en fonction du sommet des nuages pour les trois classes des nuages bas océaniques tropicaux selon leur épaisseur optique. Dans Medeiros et al. [2010] la PDF et la CDF de la fraction nuageuse en fonction du sommet des nuages montre que l'océan tropical est dominé par des nuages ayant leur sommet en dessous de 3km. Le sommet des nuages bas (P_{TOP}) est défini ici comme la première basse couche en partant du haut pour laquelle la fraction nuageuse est supérieure à 0.1. La CDF des réflectances nuageuses (Figure 4.19.b) illustre que le sommet des nuages optiquement fins est en moyenne plus bas que celui des nuages plus épais, avec la moitié des nuages fins bas ayant une pression de sommet supérieur à 880hPa, la moitié des nuages intermédiaires

correspondent au Ptop>820hPa, et le 50% des nuages épais correspondent au Ptop>790hPa. Quand l'épaisseur optique augmente, l'altitude du sommet augmente. Egalement la PDF



(Figure 4.19.a) des nuages bas optiquement fins présente un maximum vers 920hPa tandis que la plupart des nuages épais (20-25%) ont un sommet entre 820 et 870hPa.

Figure 4.19 : (a) PDF et (b) CDF des réflectances nuageuses MODIS 250m moyennées sur grille pour des faibles épaisseurs optiques (0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.07, ligne pleine), pour des intermédiaires épaisseurs optiques (0.07< réflectance nuageuse < 0.18, ligne tirée), et pour des fortes épaisseurs optiques (réflectance nuageuse moyenne >0.18, ligne pointillée) en fonction de la pression du sommet des nuages définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D(CALIPSO-GOCCP)>0.1, pour les nuages océaniques tropicaux de couche limite (nuages bas selon le critère : CF_{LOW}>90% * CF_{TOT}).

La Figure 4.20.a. fait le lien entre la réflectance nuageuse, le sommet des nuages de couche limite et la couverture nuageuse. Les épaisseurs optiques les plus importantes (typiquement réflectance nuageuse entre 0.15 à 0.23) pour les nuages bas sont associés à des nuages ayant le sommet le plus haut (700hPa<P<900hPa). Quand la fraction nuageuse est supérieure à 0.8, l'épaisseur optique nuageuse peut atteindre 3.4 en moyenne (réflectance nuageuse>0.2) quelle que soit l'altitude du sommet des nuages. La Figure 4.20.b qui montre la réflectance nuageuse moyenne en fonction du sommet des nuages pour quatre classes de la fraction nuageuse, confirme cette observation : l'épaisseur optique des nuages augmente avec l'altitude du sommet des nuages dans les premières couches près de la surface, ce qui peut s'interpréter comme une augmentation de la quantité d'eau condensée (et donc de l'épaisseur optique nuageuse), lorsque le nuage se développe verticalement. Ensuite, il atteint un maximum d'épaisseur optique dont la valeur dépend de la fraction nuageuse. Après cela, dans les situations avec des fractions nuageuses faibles (CF<0.2), l'épaisseur optique moyenne des nuages reste presque constante (τ=1.5) quel que soit le sommet de nuage. Pour les fractions nuageuses entre 0.2 et 0.5 l'épaisseur optique des nuages augmente avec la pression du sommet des nuages jusqu'au niveau plus élevé (750hPa) et les nuages peuvent contenir plus d'eau. Pour les fractions supérieures à 0.5, l'épaisseur optique des nuages continue d'augmenter avec le sommet des nuages, atteignant les valeurs les plus élevées aux plus hauts niveaux des nuages bas, qui dépendent aussi de la quantité de la fraction nuageuse (τ=3.4 pour 0.5<CF<0.8 et τ=5 pour CF>0.8). Pour toutes les gammes de la fraction nuageuse, le poids statistique le plus important (Figure 4.20.c) correspond à des pressions plus élevées (P>800hPa) où l'augmentation de l'épaisseur optique des nuages avec l'altitude du sommet des nuages est plus important.

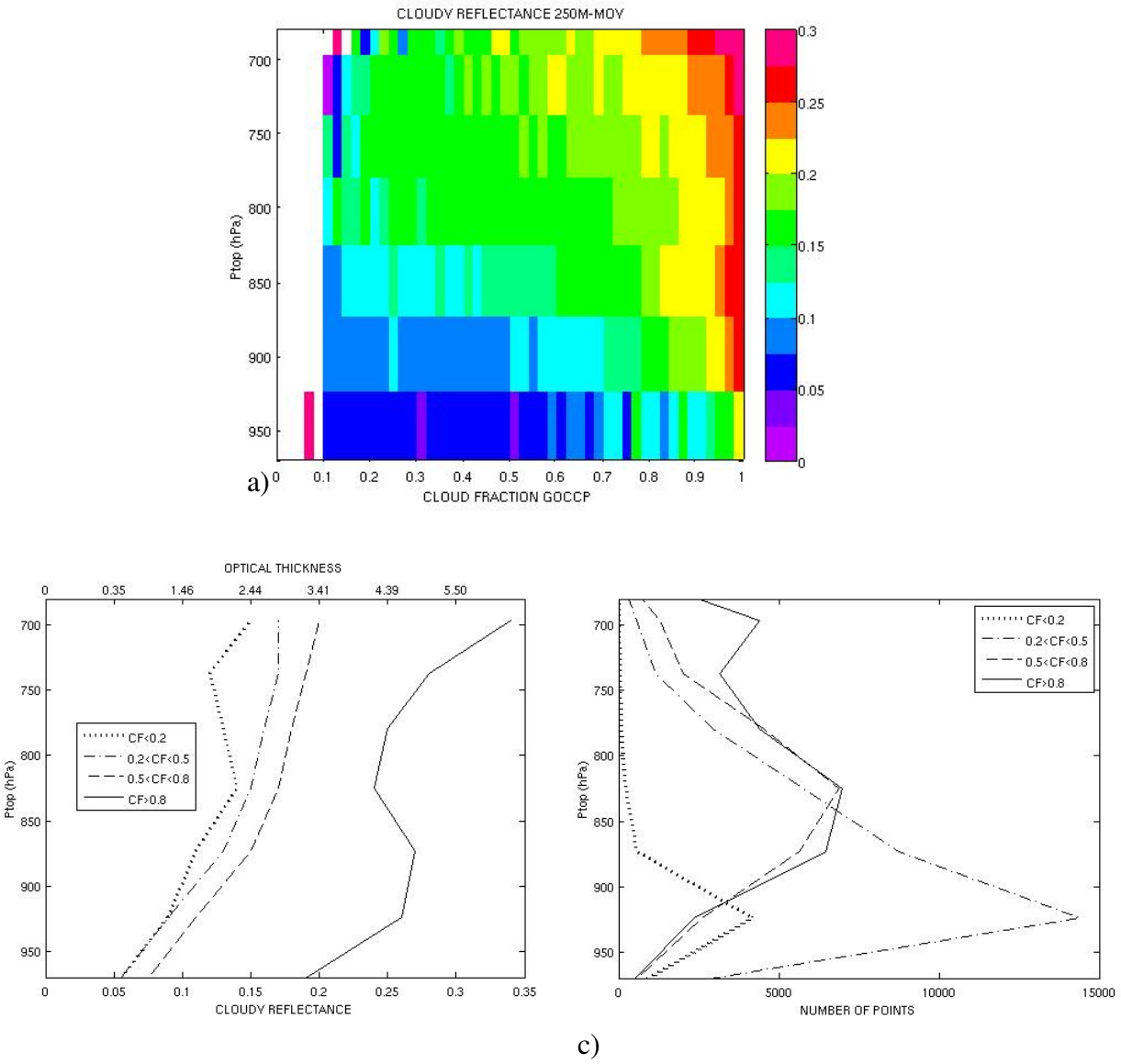


Figure 4.20 : (a) Fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) en fonction de la pression du sommet des nuages (définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D>0.1), l'échelle couleur représente la réflectance nuageuse moyenne (MODIS 250m co-localisée et moyennée sur grille). (b) Pression du sommet des nuages en fonction de la réflectance nuageuse moyenne pour quatre classes de nuages selon leur fraction nuageuse (CF<0.2, 0.2<CF<0.5, 0.5<CF<0.8 et CF>0.8), et (c) nombre des points correspondants, pour les nuages bas océaniques tropicaux.

La relation entre la fraction nuageuse et la réflectance nuageuse (Figure 4.21.a) montre que la plupart des nuages océaniques de couche limite sont associés à des fractions nuageuses comprises entre 0.2 et 0.4. L'épaisseur optique correspondante est relativement faible (τ<3.4, réflectance nuageuse<0.2) et elle est même inférieure que τ=1.46 (réflectance nuageuse<0.1) pour la plupart du temps. Les régions couverts (CF>0.8) ne sont pas très fréquentes et correspondent à des épaisseurs optiques jusqu'à 8 (réflectance nuageuse=0.4). La Figure 4.21.a mais aussi la Figure 4.21.b, où la pression du sommet des nuages relative est présentée, montrent que l'épaisseur optique des nuages est clairement dépendante de l'extension verticale des nuages (Ptop, Figure 4.21.b) : pour une fraction nuageuse quelconque constante, l'épaisseur optique nuageuse augmente clairement avec l'altitude du sommet des nuages

(surtout quand CF<0.4, ce qui est le cas le plus fréquent selon la Figure 4.21.a). Cela montre comment les nuages du niveau bas condensent de l'eau en croissant principalement verticalement et puis horizontalement : la vapeur d'eau monte, elle se refroidit et selon le calcul empirique de Bolton [1980] :

$$e_s = 6.112 \exp \frac{17.67 T_C}{T_C + 243.5} \qquad (4.1)$$

- e_s est la pression de saturation de la vapeur d'eau en mb
- T_C est la température en °C

elle arrive le niveau de saturation et elle se condense. La forme des courbes de la Figure 4.20.b dépend du taux de condensation.

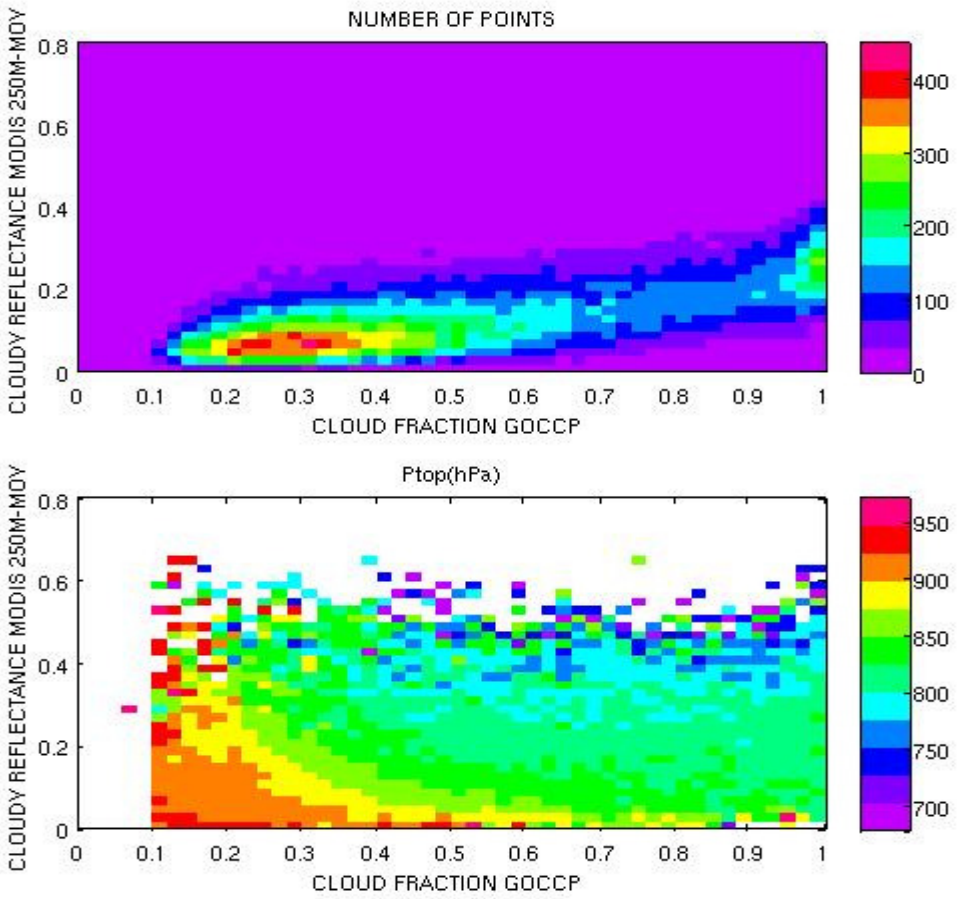


Figure 4.21 : Relation entre fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) et réflectance nuageuse moyennée sur grille (MODIS-250m co-localisée) pour les nuages bas océaniques tropicaux. Le code couleur représente (a) le nombre des points correspondants et (b) la pression du sommet des nuages (définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D>0.1).

Les cartes (Figure 4.22.a,b,c) montrent la distribution géographique des nuages de couche limite en fonction de l'épaisseur optique ainsi que la pression du sommet des nuages (P_{TOP}) correspondante (Figure 4.22.d,e,f). Les nuages optiquement fins (réflectance nuageuse<0.07, τ<0.8) sont principalement situés dans les régions d'alizés (région des cumulus peu profondes) et ils sont associés en moyen au P_{TOP} de 887hPa. Les nuages avec une épaisseur optique intermédiaire (0.8<τ<3, 0.07< réflectance nuageuse<0.18) sont plus repartis géographiquement, avec une fréquence plus élevée (de 10 à 25%), et avec de pression du

sommet des nuages plus faible (P_{TOP} moyenne = 856hPa). Les nuages optiquement épais (réflectance nuageuse>0.18, τ>3) sont nombreux (>20%) dans les régions de stratocumulus le long de la côte Est des océans tropicaux. L'altitude du sommet des nuages optiquement épais de couche limite est partout plus haute (P_{TOP} moyenne=799hPa) et elle va jusqu'à 750hPa dans des nombreuses régions. Dans tous les cas le sommet des nuages bas monte lorsque l'épaisseur optique augmente (Figure 4.22.d-e-f), mais aussi lorsque la fréquence des nuages est plus importante, avec l'exception des nuages fins : il n'y a pas de lien observé entre l'occurrence des nuages et la P_{TOP} dans les Figure 4.22.a. et d, les nuages optiquement fins étant plus fréquents au Pacifique équatorial central, avec la pression du sommet des nuages étant plus basse dans les régions des mouvements de subsidence.

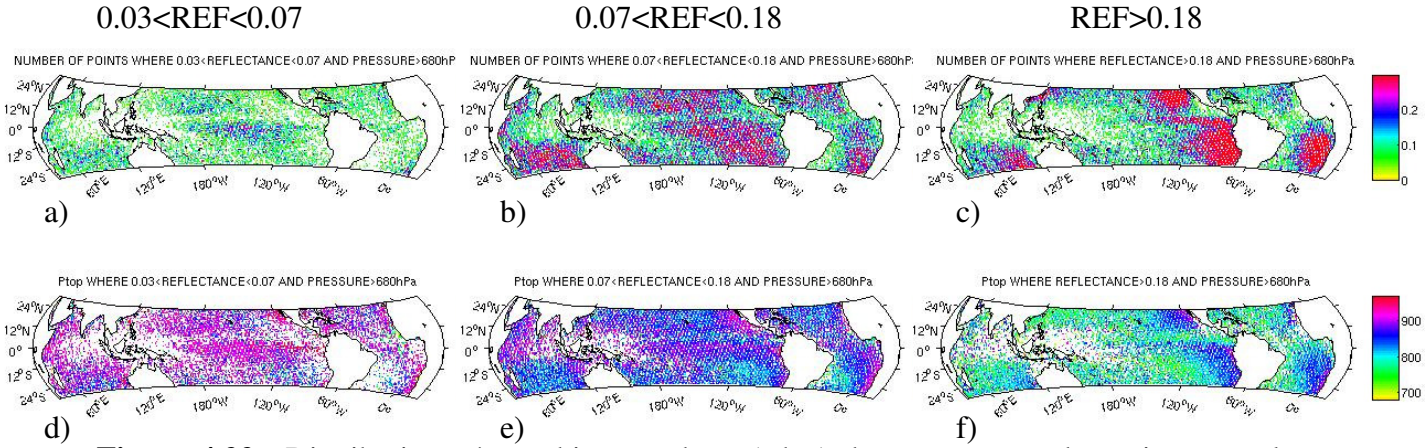


Figure 4.22 : Distribution géographique en haut (a,b,c) du pourcentage des points pour les nuages océaniques tropicaux de couche limite par rapport à l'ensemble des points observés par CALIPSO et en bas (d,e,f) pression du sommet des nuages correspondante (définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D>0.1), selon leur épaisseur optique : (a,d) pour 0.03< réflectance nuageuse <0.07, (b,e) pour 0.07< réflectance nuageuse <0.18, et (c,f) pour réflectance nuageuse >0.18. L'analyse est faite à partir des données journalières CALIPSO-GOCCP et MODIS 250m co-localisées et moyennées sur grille.

4.3. Caractérisation des nuages détectés différemment par les capteurs

Dans cette section on utilisera l'analyse décrite précédemment afin d'étudier les caractéristiques des nuages détectés différemment par les capteurs de l'A-train. Une première approche a été fait à la section 2.3.1. où on a comparé la fraction nuageuse issue des différents capteurs. On se focalisera sur les données de jour pour lesquelles on peut faire le lien avec les propriétés radiatives des nuages à partir des mesures de réflectance. La Figure 2.9. a permis d'identifier les régions où la couverture nuageuse observée par les capteurs passifs (PARASOL et MODIS) est systématiquement différente du capteur actif (CALIPSO-GOCCP). Dans cette section on isole ces régions et on étudie les caractéristiques de ces populations nuageuses.

4.3.1. Caractérisation des nuages sous-estimés par les capteurs passifs

La région tropicale ou la fraction nuageuse issue par PARASOL où MODIS est systématiquement sous-estimée est la région du Pacifique Central (10°S-10°N, 110°W-180°W). Il s'agit d'une région des mouvements de subsidence moyenne où on a déjà identifié l'existence de cumulus peu profonds (voir cas d'étude de la section 2.2.d).

La Figure 2.6 indique que la différence de la couverture nuageuse dans cette région entre MODIS et CALIPSO-GOCCP vaut 0.1 et entre PARASOL et CALIPSO-GOCCP vaut 0.2. On a tracé dans la Figure 4.23a, b la fraction des points pour lesquels la couverture nuageuse issue par les capteurs passifs (MODIS et PARASOL respectivement) est inférieure à celle issue par le lidar. Dans la plus grande partie cette fraction est supérieure à 0.8 (égale à 1 pour PARASOL, Figure 4.23.b) ce qui signifie que pour presque toutes les mesures les capteurs passifs 'ratent' des nuages. La sous-estimation par PARASOL est plus importante que celle par MODIS, résultat attendu comme la résolution de PARASOL pour la couverture nuageuse est de 18.5km (à partir des diagnostiques à 5km) alors que celui du MODIS est de 5km (diagnostiques à 1km). La fraction nuageuse correspondante à ces populations (Figure 4.23 c, d) est de l'ordre de 0.5, quantité qui n'est pas négligeable.

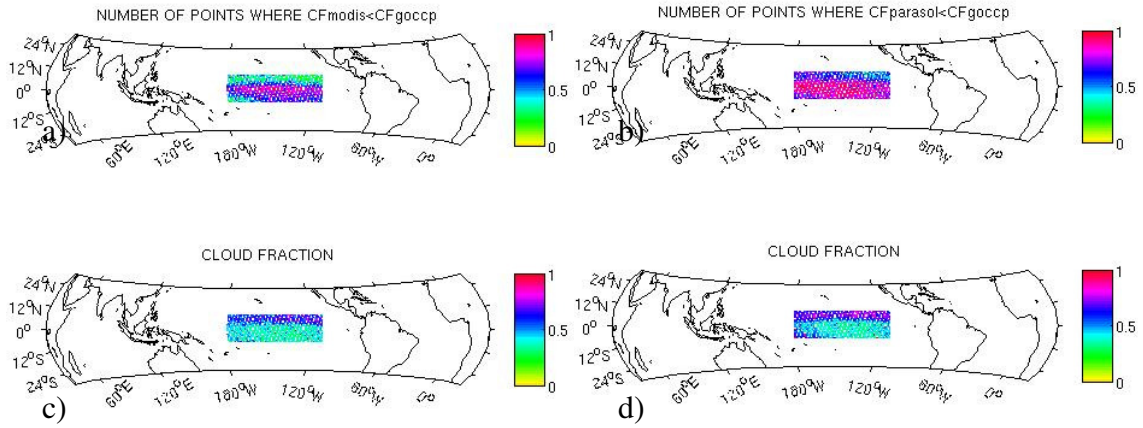


Figure 4.23 : Fraction des points pour lesquels les nuages sont sous-estimés par les capteurs passifs dans la région (10°S-10°N, 110°W-180°W) a) par MODIS et b) par PARASOL et (c,d) fraction nuageuse (CALIPSO-GOCCP) correspondante à ces points respectivement, pour les observations de jour.

L'histogramme de l'intensité du signal lidar (Figure 4.24) montre que cette population nuageuse se trouve plutôt aux basses altitudes (P>700hPa) et qu'elle prend toutes les valeurs de SR. Elle se trouve également aux hautes altitudes pour de faibles valeurs de SR (inférieures à 10). Elle semble ne pas être liée à un régime de circulation spécifique (Figures non montrées).

La plupart des nuages sous-estimées par MODIS dans le Pacifique Central correspondent aux épaisseurs optiques inférieures à 2.4 (réflectance nuageuse< 0.15) et aux couvertures nuageuses inférieures à 50% (Figure 4.25.a). On trouve également des nuages plus épais optiquement (réflectance nuageuse jusqu'à 0.4) et avec des couvertures nuageuses plus importantes, mais ils sont moins nombreux. Lorsqu'on ajoute l'information de la distribution verticale (Figure 4.25.b) on remarque que la plus grande partie de cette population (réflectance nuageuse< 0.15) correspond soit aux nuages bas, soit aux nuages hauts, tous ayant des faibles couvertures nuageuses. Les nuages sous-estimés par PARASOL (Figures

non montrés) présentent des caractéristiques communes, mais PARASOL 'rate' plus des nuages épais optiquement que MODIS.

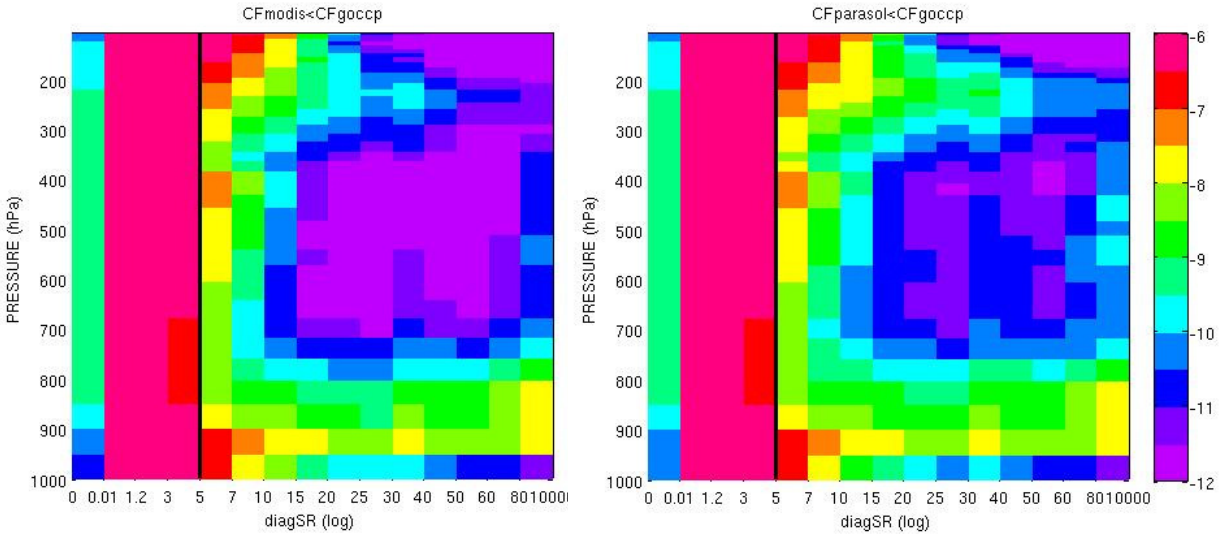


Figure 4.24 : Fréquence des occurrences de l'intensité du signal lidar (CALIPSO-GOCCP) en fonction de la pression en échelle logarithmique pour les points de la région 10°S-10°N, 110°W-180°W pour lesquels a) CF-MODIS < CF-CALIPSO GOCCP et b) CF-PARASOL < CF-CALIPSO GOCCP, pour les observations de jour.

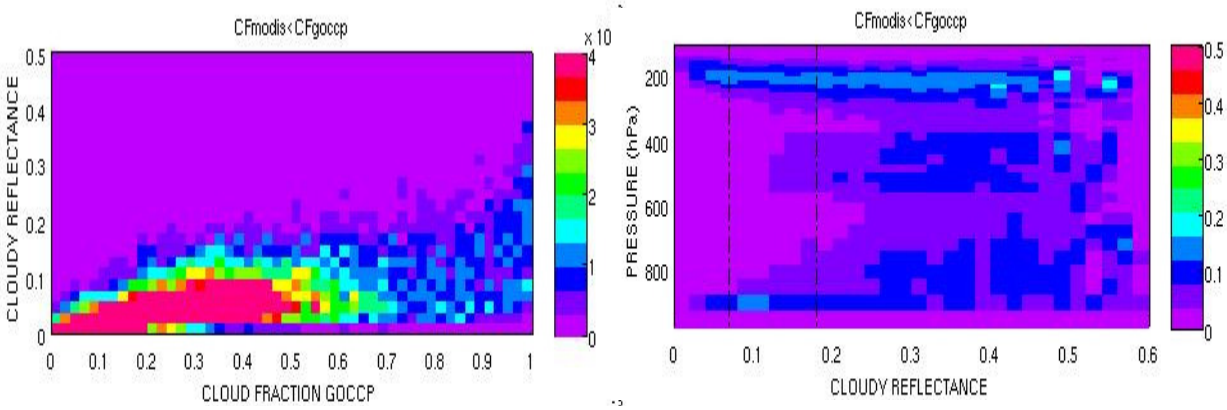


Figure 4.25 : Relation entre a) la réflectance nuageuse (MODIS-250m) et la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) et b) la réflectance nuageuse et le profil vertical de la couverture nuageuse, pour les points dans la région 10°S-10°N, 110°W-180°W pour lesquels CF-MODIS < CF-CALIPSO GOCCP, pour les observations de jour.

L'effet radiatif de ces nuages est associé à un albédo moyen de l'ordre de 10.6% pour une réflectance nuageuse moyenne de 0.065 (et τ=1). La réflectance nuageuse maximale associée vaut 0.237, soit τ=5 et une albédo de 31%. Cette estimation de l'albédo inclut la réflexion de la surface océanique qui vaut 3%.

On a montré qu'une grande partie des nuages sous-estimés par les capteurs passifs sont optiquement fins, avec des faibles fractions, dans les basses couches atmosphériques, ce qui est en accord avec Turner et al. (2007). La Figure 4.26 montre que la portion des nuages bas

et optiquement fins qui sont aussi sous-estimés par MODIS vaut 100% dans la région du Pacifique Central mais aussi dans la plupart des tropiques, ce qui signifie que lorsqu'un nuage bas et fin parait, les capteurs passifs ne sont pas capables à lui détecter entièrement.

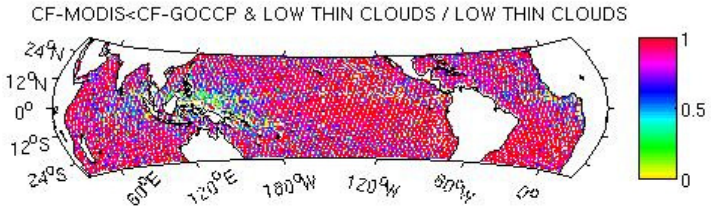


Figure 4.26 : Fraction des points pour lesquels la fraction nuageuse MODIS est sous-estimée par rapport à la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP par rapport aux nuages bas optiquement fins (selon le critère CF_{LOW}>0.9*CF_{TOT} & réflectance nuageuse<0.07), pour les observations de jour.

4.3.2. Caractérisation des nuages détectés par CALIPSO-GOCCP différemment pour des seuils de détection nuageuse différentes (SR3-SR5)

L'importance du choix du seuil de détection nuageuse (SR) dans l'algorithme GOCCP a été montrée à la section 2.1.2.c. Lorsque le seuil de la détection nuageuse augmente, les régions ou on 'rate' des nuages sont semblables à celles des capteurs passifs. On étudie les propriétés nuageuses de la population pour laquelle la couverture nuageuse obtenue avec le seuil SR=3 est plus que 10% supérieure à celle calculée en utilisant le seuil SR=5 dans la même région du Pacifique Central (10°S-10°N, 110°W-180°W).

La Figure 4.27 illustre le profil vertical de la couverture nuageuse en fonction de ω_{500} pour cette population et elle montre clairement que les nuages sous-estimés avec le seuil SR=5 se trouvent presque exclusivement aux basses altitudes (P > 750hPa). En plus ces nuages ne montrent aucune sensibilité aux régimes dynamiques mais ils paraissent avec la même intensité dans tous les régimes de ω500.

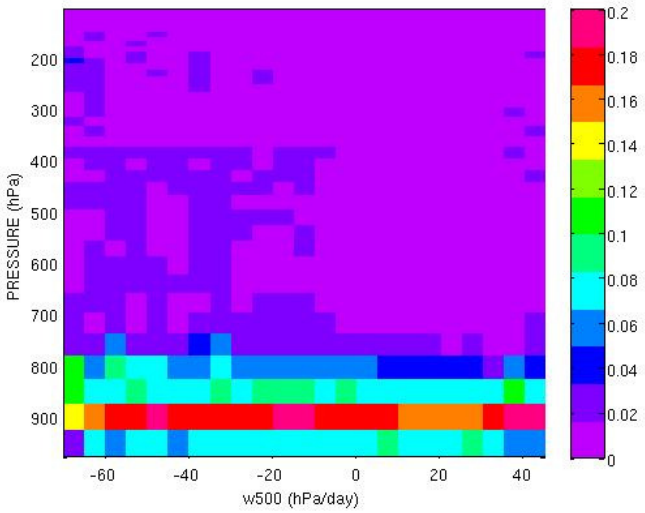


Figure 4.27 : Fraction nuageuse en fonction de la pression et des régimes de circulation (ω_{500}) pour les points dans la région 10°S-10°N, 110°W-180°W pour lesquels CF-GOCCP (SR3)-CF-GOCCP(SR5)>0.1, pour les observations de jour.

La relation entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse pour cette population (Figure 4.28.a) montre qu'il s'agit des nuages avec une couverture nuageuse inférieure à 60% et que ces nuages sont optiquement fins : réflectances nuageuses surtout inférieures à 0.15 ($\tau < 2.4$) et allant jusqu'à 0.25 ($\tau < 4.4$). La Figure 4.28.b. qui présente la relation entre la réflectance nuageuse et le profil vertical de la fraction nuageuse, renforce l'argument que les nuages sous-estimés par le seuil SR=3 sont des nuages bas et avec des faibles valeurs de fraction nuageuse. Sur la Figure 4.28.b. la réflectance nuageuse peut atteindre des valeurs importantes, mais selon la Figure 4.28.a. ces valeurs ne sont pas nombreuses statistiquement.

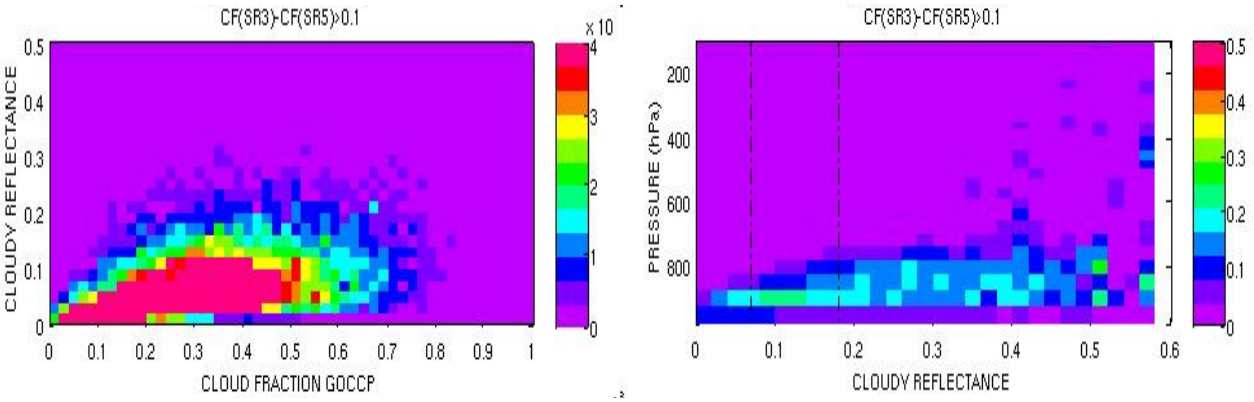


Figure 4.28 : Relations entre a) la réflectance nuageuse (MODIS-250m) et la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) et b) la réflectance nuageuse et le profil vertical de la couverture nuageuse, pour les points dans la région 10°S-10°N, 110°W-180°W pour lesquels CF-GOCCP (SR3)-CF-GOCCP(SR5)>0.1, pour les observations de jour.

4.3.3 Caractérisation des nuages sous-estimés par GOCCP

On étudie maintenant les propriétés des nuages vus par MODIS et non détectés par CALIPSO-GOCCP. Comme précédemment, on isole la région géographique entre 10°S-10°N et 100°E-180°E et pour cette région on étudie les caractéristiques de la population nuageuse pour laquelle $CF_{MODIS}>CF_{GOCCP}$. Dans ce cas la différence entre les deux capteurs n'est pas due à un déficit du capteur passif qui crée des nuages. Elle est due à une sous-estimation des nuages par l'algorithme de GOCCP. Aux hautes altitudes le ATB_{mol} est faible et donc le SR ($=ATB/ATB_{mol}$) est grande. Pour éviter de la fausse détection on applique un deuxième critère dans la troposphère supérieure ($ATB - ATB_{mol} < 2.5.10^{-3}$ km^{-1} sr^{-1}), ce qui fait aussi qu'on 'rate' des nuages optiquement fins. La Figure 4.29. montre qu'il y a environ 40% de possibilité qu'une grille dans cette région contient une mesure où $CF_{GOCCP}<CF_{MODIS}$.

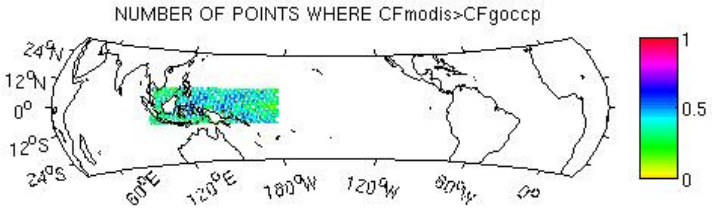


Figure 4.29 : Fraction des points pour lesquels les nuages sont surestimés par MODIS dans la région (10°S-10°N, 100°E-180°E), pour les observations de jour.

L'histogramme du signal lidar (Figure 4.30) illustre que les nuages sous-estimés par GOCCP se trouvent plutôt aux hautes altitudes (P < 350hPa) et pour des valeurs de SR surtout entre 5 et 15 mais ils peuvent aussi atteindrent des valeurs importantes de SR.

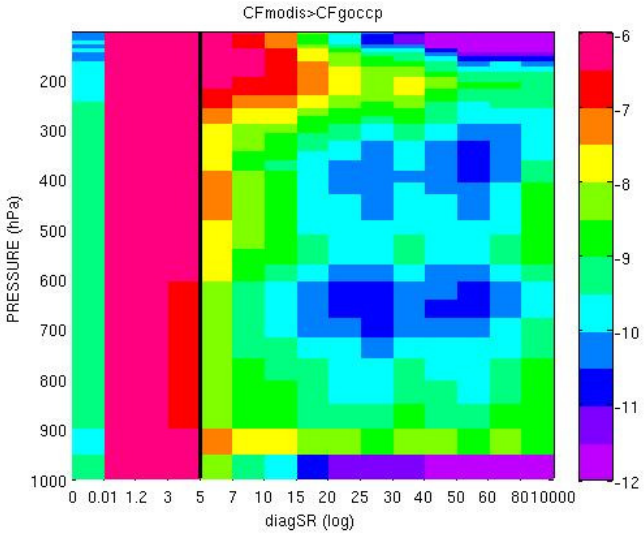


Figure 4.30 : Fréquence d'occurrence de l'intensité du signal lidar (CALIPSO-GOCCP) en fonction de la pression en échelle logarithmique pour les points dans la région 10°S-10°N, 100°E-180°E pour lesquels CF-MODIS > CF-GOCCP, pour les observations de jour.

Cette population nuageuse correspond surtout à de grandes valeurs de fraction nuageuse associées aux importantes valeurs de réflectance nuageuse (Figure 4.31.a). Il faut ici noter que la fraction nuageuse totale ainsi que la réflectance nuageuse font référence à toute la colonne atmosphérique et pas seulement à un niveau particulier où la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP peut être sous-estimé. La Figure 4.31.b illustre clairement que même si la fraction nuageuse des hautes altitudes (là où la sous-estimation nuageuse a lieu) est basse, la fraction nuageuse des niveaux en dessous est importante, et la réflectance nuageuse intégrée dans toutes les couches atmosphériques est également importante. Des nuages moyens et bas apparaissent dans ces cas convectif où les nuages hauts sous-estimés : ce sont les nuages masqués dans tous les autres cas convectifs (Figure 3.20, Figure 3.27 et Figure 4.6.b) par les nuages hauts et épais optiquement qui couvrent les couches en dessous.

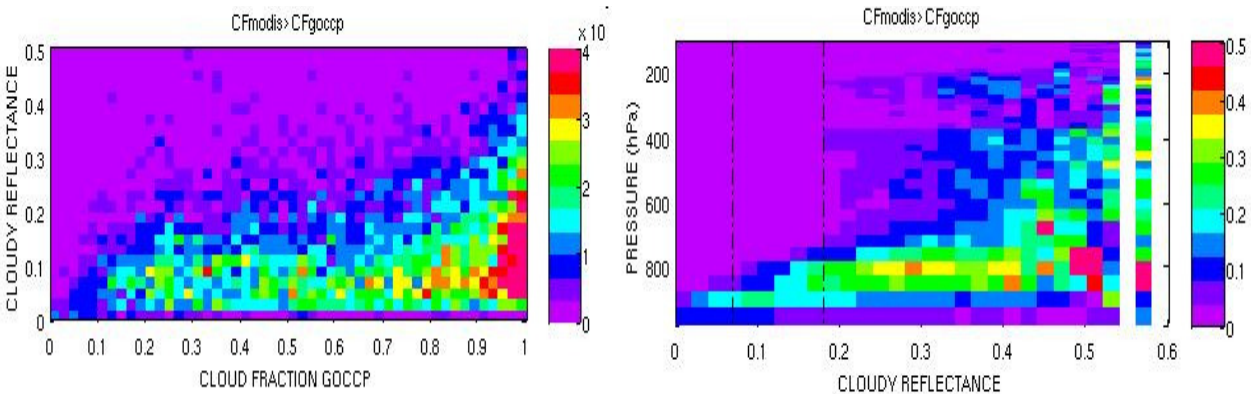


Figure 4.31 : Relation entre a) la réflectance nuageuse (MODIS-250m) et la couverture nuageuse (CALIPSO-GOCCP) et b) la réflectance nuageuse et le profil vertical de la couverture nuageuse, pour les points dans la région 10°S-10°N, 100°E-180°E pour lesquels CF-MODIS > CF-GOCCP , pour les observations de jour.

4.4. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons développé une méthodologie afin de conserver l'information contenue dans les observations à haute résolution spatiale pour décrire les propriétés nuageuses à l'échelle des processus nuageux. Pour cela nous avons utilisé les observations A-train à la résolution horizontale la plus fine possible : CALIPSO-GOCCP (à partir de 330m) pour décrire la fraction nuageuse et la distribution verticale des nuages, et MODIS (250m) pour décrire la réflectance (comme un proxy de l'épaisseur optique). Cette méthodologie a permis de construire la grandeur « réflectance nuageuse » qui ne fait référence qu'à la partie nuageuse à l'échelle des processus nuageuses (sur le pixel de 1°x1° et sur des valeurs journalières) et qui n'est pas contaminée par la présence du ciel clair.

L'analyse statistique basée sur cette méthodologie correspond à des propriétés nuageuses uniquement, elle est appliqué pour étudier les nuages océaniques tropicaux et a révélé les points suivants :

- Les réflectances ciel clair correspondent à des valeurs inférieures à 0.03. Les réflectances nuageuses prennent des valeurs allant jusqu'à 0.75, avec la moitié des nuages correspondants à des réflectances nuageuses inférieures à 0.12 ($\tau<1.9$ pour des particules sphériques et $\theta_s=30°$). La moitié de la population nuageuse correspondant au tiers des réflectances nuageuses les plus faibles sous-maille a une réflectance nuageuse inférieure à 0.04 ($\tau<0.21$), alors que la moitié du tiers des réflectances nuageuses les plus fortes sous-maille prennent des valeurs supérieures à 0.28 ($\tau>4.9$). Dans l'analyse statistique nous séparons la population nuageuse en trois classes : les nuages optiquement fins (0.03<réflectance nuageuse<0.07 et $\tau<0.8$), les nuages intermédiaires (0.07<réflectance nuageuse<0.18 et $0.8<\tau<3$) et les nuages optiquement épais (réflectance nuageuse>0.18 et $\tau>3$). Cette classification de la population nuageuse présente des différences significatives à la classification typique de ISCCP [Yu et al., 1996], même s'il ne s'agit pas de la même façon de classifier les nuages : selon ISCCP, les nuages optiquement fins correspondent aux $\tau<3.6$ et les nuages optiquement épais aux $\tau>23$.

- L'importance de la résolution de l'analyse est encore mise en évidence : la PDF des réflectances nuageuses et la corrélation entre la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse changent significativement lorsqu'on utilise des valeurs de réflectance moyennées sur grille ou à pleine résolution. De même lorsqu'on utilise des valeurs de réflectance totale au lieu de réflectance nuageuse.

- La relation entre la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse montre que les faibles valeurs de la fraction nuageuse sont associées à des nuages relativement fins optiquement ($\tau<3.4$), tandis que les grandes valeurs de la fraction nuageuse sont associées à une large gamme des valeurs de réflectance nuageuses allant jusqu'à 0.4.

- L'étude des propriétés nuageuses en fonction de la distribution verticale des nuages montre que les nuages optiquement fins ($\tau<0.8$) sont constitués par de nuages de couche limite dans les régions d'alizés. Les nuages optiquement épais ($\tau>3$) sont constitués par des nuages hauts et moyens au dessus des régions de convection profonde le long de l'ITCZ et de l'SPCZ et au dessus de la 'warm pool', et par des stratus, stratocumulus bas, situés le long de la côte Est des océans tropicaux. Des

nuages optiquement épais sont également observés dans le Pacifique Nord pour les nuages de couche limite et pour les nuages frontaux dans la haute troposphère.

- L'analyse statistique des propriétés nuageuses dans les tropiques par régimes dynamiques montre que les systèmes de convection profonde produisent plutôt des nuages avec des épaisseurs optiques élevées et qui couvrent toute la grille (fractions nuageuses élevées). Les régions de forte subsidence produisent des nuages moins épais optiquement et avec des fractions nuageuses plus faibles. En particulier dans les régimes convectifs on retrouve des nuages optiquement épais aux hautes et moyennes altitudes associées à la convection profonde et qui masquent la présence éventuelle de nuage bas en dessous. On y trouve également des cirrus fins de haute troposphère. Dans les régions de subsidence la forte présence des nuages optiquement épais mais aussi la présence des nuages fins de couche limite est apparente. On constate aussi que pour les régimes de convection profonde la quantité des nuages augmente avec l'augmentation de l'épaisseur optique ; au contraire pour les régimes de subsidence l'augmentation de l'épaisseur optique n'est pas associée à une augmentation de la fraction des nuages bas.

- La relation instantanée entre les propriétés nuageuses des nuages de couche limite a été étudiée dans Zhang et al., 2010. Ici nous avons fait le lien entre l'épaisseur optique, le sommet des nuages et la fraction nuageuse pour les nuages tropicaux de couche limite, ce qui montre que l'épaisseur optique des nuages bas augmente avec l'altitude du sommet des nuages et avec la fraction nuageuse : les nuages de couche limite condensent de l'eau (et leur épaisseur optique augmente) en croissant principalement verticalement, puis horizontalement. Les propriétés des nuages de couche limite et le lien avec le contenue en eau liquide sont aussi étudiées dans Zhang et al., 2010.

Finalement l'analyse développée permet de décrire les propriétés des nuages détectés différemment par les capteurs de l'A-train. Nous étudions les nuages sous-estimés par les capteurs passifs (MODIS et PARASOL) par rapport à CALIPSO-GOCCP dans la région du Pacifique Central où cette sous-estimation est plus systématique. Les capteurs passifs sous-estiment presque toujours la couverture nuageuse, cette sous-estimation étant de l'ordre de 0.5 et plus importante pour PARASOL ayant une résolution plus grande. Les nuages 'ratés' sont plutôt des nuages optiquement fins, avec des faibles fractions, dans les basses couches de l'atmosphère, et avec un effet radiatif correspondant à un albédo de l'ordre de 10.6% non négligeable. Ces nuages présentent des caractéristiques communes avec les nuages sous-estimes par CALIPSO-GOCCP en utilisant un seuil de détection nuageuse SR=5, par rapport au seuil SR=3. Nous étudions également les nuages sous-estimés par l'algorithme de CALIPSO-GOCCP au dessus de la région convective du Pacifique Ouest. Il s'agit des nuages hauts qui varient des nuages optiquement fins jusqu'aux nuages optiquement épais.

Chapitre 5.
Evaluation des propriétés nuageuses simulées par les modèles climatiques

Dans les chapitres précédents, nous avons analysé les propriétés nuageuses à partir des observations satellitales. Des outils observationnels ont été développés, en orientant toujours notre approche vers l'évaluation des propriétés nuageuses simulées dans les modèles. Tous ces outils sont mis en application dans ce chapitre afin de comparer les diagnostiques des modèles du climat aux observations.

Le modèle du climat LMDZ est utilisé. Particulièrement l'analyse est appliquée pour la nouvelle version, appelée 'nouvelle physique' (LMDZ5-NP) par rapport à la version standard du modèle 'LMDZ5' (voir section 1.1) et toutes les deux sont évaluées par rapport aux observations. Le modèle a été tourné pour simuler une période de trois années pour LMDZ5 des simulations AMIP5 (de janvier 1995 à décembre 1997) et pour une année pour LMDZ5-NP (de janvier 1982 à décembre 1982). La résolution horizontale du modèle est de 1.895° en latitude, 3.75° en longitude et il est discrétisé en 39 niveaux verticaux. Pour la comparaison directe aux observations le simulateur COSP (SCOPS, simulateur lidar, simulateur PARASOL) est appliqué aux sorties du modèle, sur la même résolution horizontale et sur 40 niveaux verticaux équidistants pour les sorties du simulateur. De même pour que les observations soient compatibles aux sorties du modèle, elles sont analysées ici dans une grille horizontale de 2.5° en latitude et 3.75° en longitude et sur les mêmes 40 niveaux verticaux, qui sont proches à la résolution du modèle.

Dans un premier temps, la capacité du modèle climatique à simuler les flux corrects au sommet de l'atmosphère est évaluée. Ceci est essentiel pour que le modèle reproduise correctement le bilan énergétique de la Terre. Pour cette raison les flux CERES sont comparés aux flux simulés par le modèle. Cependant, comme on le montrera, un accord entre les flux simulés et observés peut être le résultat de compensations d'erreurs dans la colonne atmosphérique entre la structure du nuage (fraction nuageuse, distribution verticale) et l'épaisseur optique du nuage. Une étape clé pour évaluer les propriétés des nuages dans la colonne atmosphérique, est de faire la distinction entre les erreurs sur la présence des nuages, la structure verticale des nuages, et leur épaisseur optique. Les observations PARASOL et le simulateur PARASOL pour le modèle sont utilisés pour évaluer l'estimation de l'épaisseur optique de la colonne atmosphérique simulée. La fraction nuageuse et la distribution verticale des nuages sont évaluées à partir des observations CALIPSO-GOCCP et du simulateur lidar. La paramétrisation physique utilisée pour décrire les nuages dans les modèles climatiques vise à reproduire des relations instantanées entre les différentes variables nageuses afin de décrire correctement l'état instantané de l'atmosphère. La capacité du modèle à représenter le lien

instantané entre les différentes variables nuageuses est évaluée. L'analyse porte principalement sur les régions tropicales, où l'analyse en régimes dynamiques est mise en application, et aussi dans les régions typiques de différents types nuageux. Finalement, d'autres modèles de climat (CCCMA, ECHAM5, CAM3.5) sont également utilisés afin d'avoir une vision plus complète des capacités et des limites des GCMs.

5.1. Comparaison globale LMDZ / observations

5.1.1. Albédo

La contribution et l'influence des nuages sur le climat sont généralement caractérisées à partir des valeurs de flux au sommet de l'atmosphère. Une simulation correcte des flux au sommet de l'atmosphère est nécessaire pour que l'équilibre énergétique globale de la Terre soit bien reproduit dans les modèles climatiques et que l'influence des nuages sur l'équilibre énergétique moyen mensuel soit bien caractérisée. L'évaluation des nuages dans les modèles du climat a été majoritairement basée sur la télédétection passive, donc sur l'évaluation des flux au sommet de l'atmosphère [Zhang et al., 2005, Webb et al., 2001]. La Figure 5.1. montre l'albédo mesuré à partir des observations CERES-ES4, et simulé par les deux versions de LMDZ. A première vue le modèle reproduit la distribution générale de l'albédo, et donc du flux SW au sommet de l'atmosphère. LMDZ5 sous estime légèrement le forçage radiatif SW des nuages le long de l'ITCZ et dans la région de convection profonde de Pacifique Ouest. Au contraire, dans la partie Est des bassins océaniques et dans la région tropicale des alizés, le forçage radiatif SW des nuages est plus important dans LMDZ5 que dans les observations. Dans les hautes latitudes, le modèle surestime les valeurs hautes du forçage radiatif. La nouvelle version du modèle LMDZ5-NP (Figure 5.1.c) représente mieux le forçage radiatif SW des nuages de l'ITCZ et elle surestime même le forçage radiatif au dessus de la 'warm pool'. Par contre elle surestime encore plus fortement l'albédo dans la partie Est des océans Pacifique et Atlantique. Dans le Pacifique Nord LMDZ5-NP surestime également l'albédo

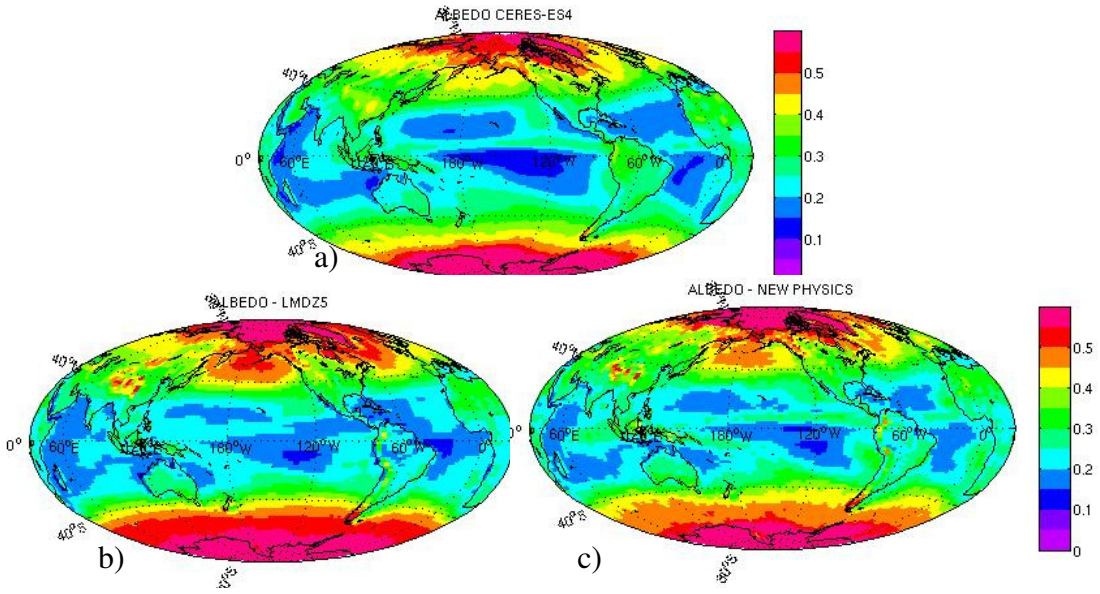


Figure 5.1 : Albédo SW en moyen mensuel (a) observé par CERES, (b) simulé par LMDZ5, et (c) simulé par LMDZ5-NP.

mais moins que LMDZ5. Aux hautes latitudes le forçage radiatif SW n'est plus surestimé et il est plus proche de celui observé.

5.1.2. Réflectance totale et simulateur PARASOL

Pour faire des comparaisons cohérentes entre les observations satellitales et les sorties du modèle on utilise 'l'approche modèle vers satellite' et on applique à cet effet le simulateur PARASOL (voir Annexe A). Le simulateur PARASOL consiste premièrement en une prise en compte de la structure 3D de la distribution des nuages via le découpage de chaque colonne atmosphérique en un ensemble de sous colonnes. Ensuite la réflectance dans une direction constante identique à celle du sous ensemble sélectionnée des observations PARASOL est calculée dans chaque sous colonne et moyennée sur chaque grille du modèle. Des tests de sensibilité (non montrés) indiquent que la réflectance simulée est insensible à la fréquence d'appel du simulateur (tous les 1.5, 3, 5, 6 heures) et au nombre des sous-colonnes (20 ou 50).

La Figure 5.2. montre la réflectance totale (y compris la contribution du ciel clair) observée par PARASOL et simulée par le modèle LMDZ (ancienne et nouvelle version) en utilisant le simulateur PARASOL. Dans les tropiques LMDZ5 sous-estime l'épaisseur optique tout le long de l'ITCZ (réflectance simulée de l'ordre de 0.15 versus réflectance observée de l'ordre de 0.3). De même, les nuages dans la région de convection profonde du Pacifique Ouest mais aussi les stratocumulus du Pacifique Est tout le long de la côte de l'Amérique du Sud ont des réflectances simulées plus faibles que celles observées. Aux moyennes latitudes les réflectances simulées et celles observées sont en accord (réflectance de l'ordre de 0.2). La nouvelle physique arrive à améliorer l'estimation de l'épaisseur optique : le long de l'ITCZ dans la partie Est de l'océan Pacifique les réflectances simulées sont de l'ordre de 0.3 et proches des réflectances observées. LMDZ5-NP simule la réflectance des stratocumulus dans la partie Est des océans et surestime l'épaisseur optique associée à ces nuages.

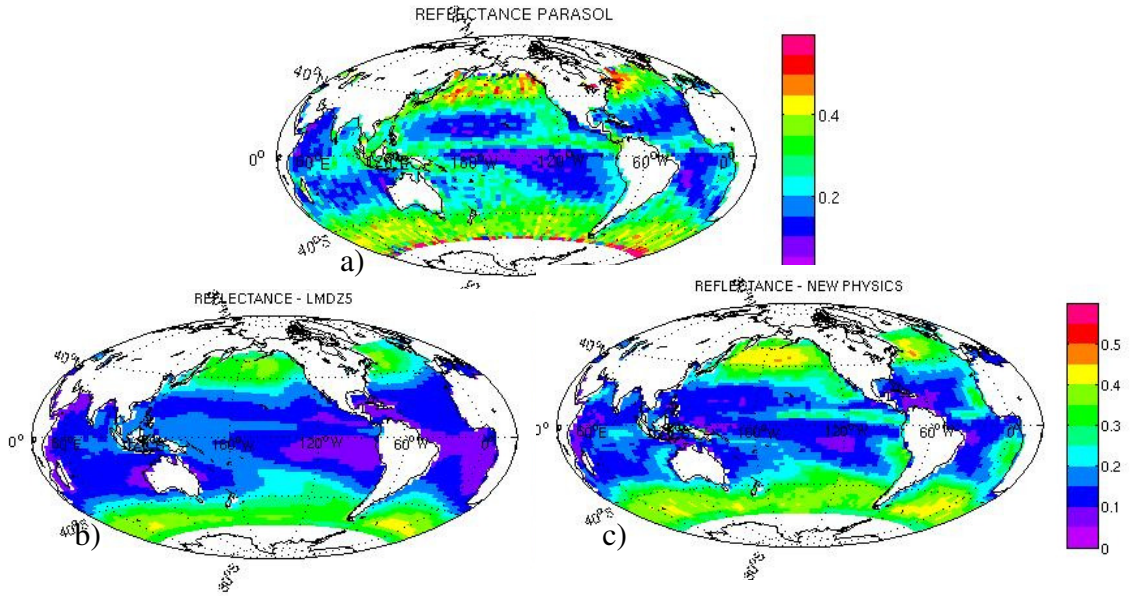


Figure 5.2 : Réflectance totale (a) observée par PARASOL, (b) simulée par LMDZ5 en utilisant le simulateur PARASOL, et (c) simulée par LMDZ5-NP en utilisant le simulateur PARASOL.

5.1.3. Couverture nuageuse et simulateur lidar

(a) Simulateur lidar

Pour évaluer la capacité des modèles climatiques à bien reproduire la couverture nuageuse et bien décrire la distribution verticale des nuages, le produit GOCCP a été défini de sorte que les diagnostiques issus des observations CALIPSO soient cohérents avec ceux issus du simulateur lidar (voir section 2.1.2.c et Annexe B).

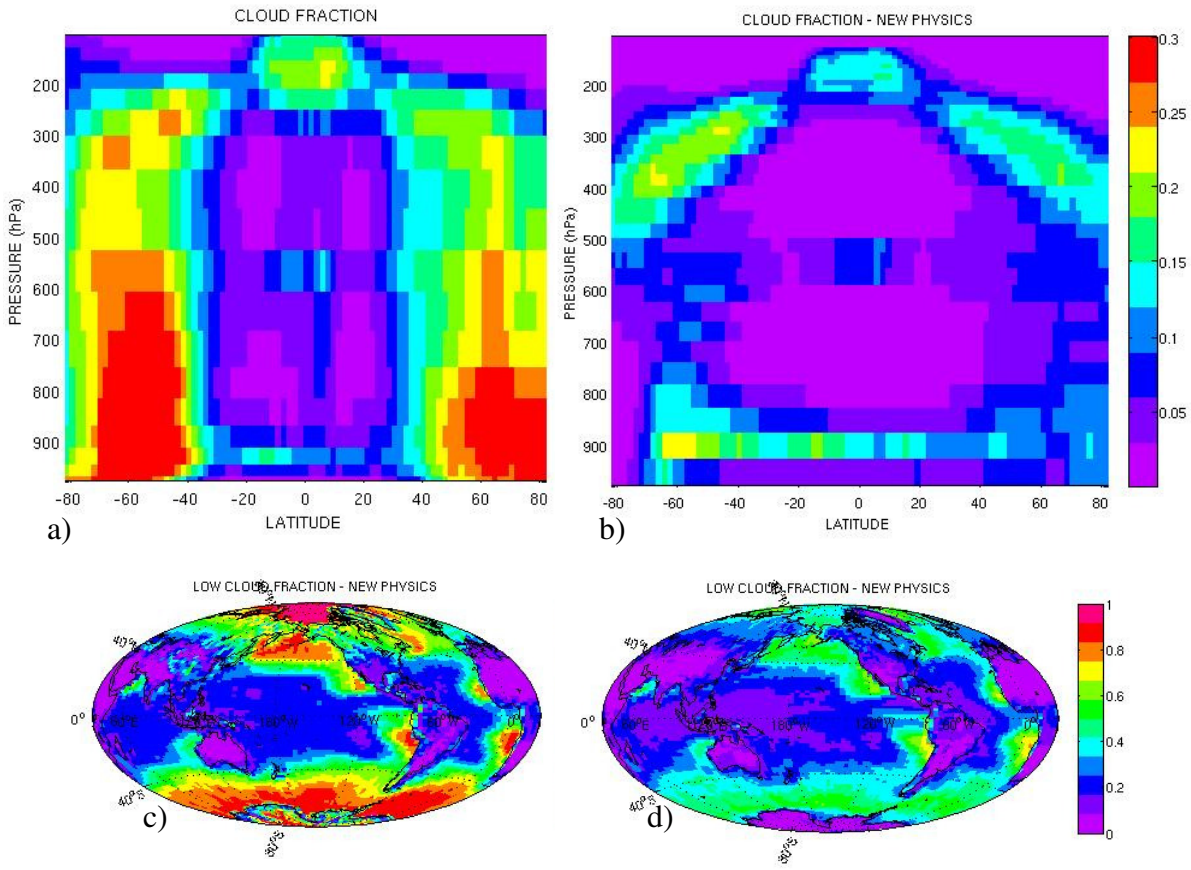


Figure 5.3: (a) et (b) Distribution verticale de la moyenne zonale de la fraction nuageuse, et (c) et (d) fraction nuageuse du niveau bas pour un an des simulations. Les fractions nuageuses sont (a) et (c) simulées par les sorties du modèle LMDZ5-NP, et (b) et (d) diagnostiquées par le simulateur lidar pour la même simulation.

Dans la Figure 5.3. la fraction nuageuse simulée par le modèle est comparée à celle par l'ensemble modèle et simulateur lidar. On voit que le simulateur prend en compte l'effet de l'atténuation du signal lidar rétro-diffusé et donc l'effet de masquage des nuages bas par les nuages situés au dessus. Pour les nuages bas et moyens, les fractions après l'application du simulateur lidar sont plus faibles que celles venant directement du modèle (voir aussi Annexe C, Figure C1). Ces fractions nuageuses diffèrent principalement dans les régions ayant une activité convective persistante (comme dans les zones de convergence inter-tropicale et du Pacifique Sud et au dessus de la 'warm pool') et dans les régions extra-tropicales associées aux nuages frontaux. Toutefois, pour un pourcentage important de la fraction nuageuse

globale, les nuages simulés au niveau supérieur ne sont pas assez optiquement épais (le signal est généralement atténuée lorsque l'épaisseur optique est supérieure à 3), pas assez fréquents ou pas assez persistants pour couvrir totalement la vue des basses couches de l'atmosphère au-dessus. Malgré les effets d'atténuation du lidar, le simulateur CALIPSO constitue donc un outil puissant pour diagnostiquer et évaluer les différents types des nuages prévus par le GCM, y compris les nuages de couche limite marine.

L'utilisation d'un seuil différent dans le simulateur lidar (par exemple SR=3 au lieu de SR=5) change peu les résultats (Figure 5.4.), ce qui suggère que le modèle ne simule pas beaucoup de nuages optiquement fins. Il faut noter que même si la détection d'une couche nuageuse observée dépend évidemment des critères utilisés pour cette détection, elle n'est pas critique pour l'étude de comparaison modèle-observations car les couches nuageuses sont diagnostiquées de la même façon pour le modèle et pour les observations.

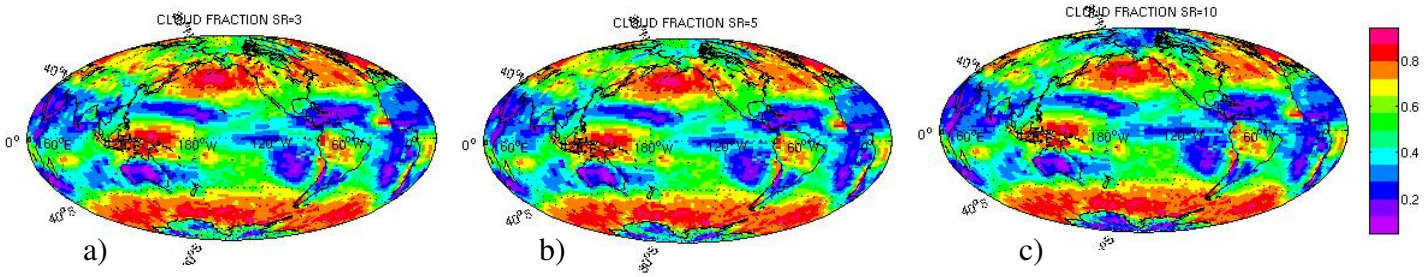


Figure 5.4 : Fraction nuageuse totale simulée par LMDZ5-NP et diagnostiquée par le simulateur lidar en utilisant des seuils de détection nuageuse (a) SR=3, (b) SR=5, et (c) SR=10 pour JFM.

(b) Evaluation de la couverture nuageuse LMDZ par rapport aux observations CALIPSO-GOCCP à l'échelle globale

La comparaison de la couverture nuageuse obtenue par les deux versions du modèle et le simulateur lidar avec celle provenant des observations CALIPSO-GOCCP révèle des biais importants dans la simulation des nuages par le GCM (Figure 5.5 et 5.6). La couverture nuageuse totale (Figure 5.5.a, b et c) est significativement sous-estimée par le modèle pour tout le globe même si cette sous-estimation est moins forte pour la 'nouvelle physique'. Plus précisément le modèle n'arrive pas à reproduire les valeurs élevées de la couverture nuageuse dans les régions convectives au dessus de l'ITCZ, de la SPCZ et dans la partie Est de l'océan Pacifique : les valeurs observées dans ces régions sont supérieures à 70%, versus celles modélisées qui vont jusqu'à 60%-70% (ces valeurs sont plus élevées pour LMDZ5-NP mais elles atteignent pas celles observées). Par ailleurs la version LMDZ5 n'arrive pas à simuler la présence des stratocumulus dans la partie Est de bassins océaniques : fraction nuageuse observée >80% contre celle observée par LMDZ5 qui est inférieure à 10%. La nouvelle physique pour la même région reproduit des valeurs plus fortes de la couverture nuageuse mais elles sont encore plus basses que celles observées. Aux hautes et moyennes latitudes la fraction nuageuse est fortement sous-estimée par le modèle, LMDZ5-NP simulant des valeurs plus élevées que LMDZ5.

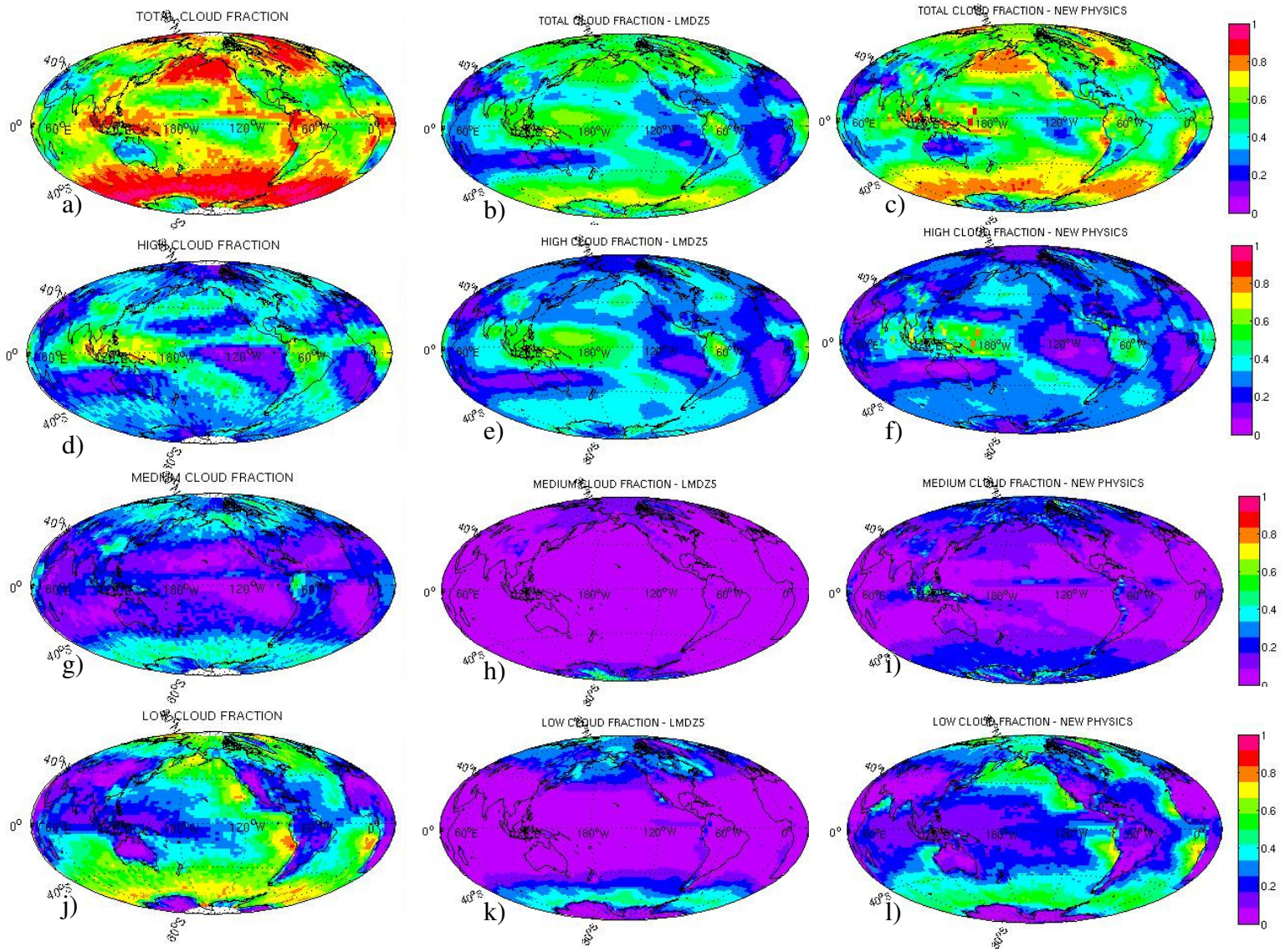


Figure 5.5 : Fraction nuageuse (a-c) totale, (d-f) du niveau haut, (g-i) du niveau moyen, et (j-l) du niveau bas, (a,d,g,j) pour les observations CALIPSO-GOCCP pour 2007-2008, (b,e,h,k) simulée par LMDZ5 et le simulateur lidar, et (c,f,i,l) simulée par LMDZ5-NP et le simulateur lidar pour un an des simulations.

Dans la Figure 5.5.d-l, la fraction nuageuse observée et simulée est présentée pour trois niveaux verticaux : nuages hauts, moyens et bas. On constate que la fraction nuageuse du niveau supérieure dans les régions convectives tropicales est plus étalée dans LMDZ5. La nébulosité du niveau intermédiaire est systématiquement sous-estimée, en particulier dans l'ITCZ et dans les régions des hautes et moyennes latitudes pour lesquelles les nuages frontaux sont très fréquents. Mais les biais les plus importants apparaissent pour la fraction nuageuse du niveau bas, qui est fortement sous-estimée (jusqu'à un facteur de 4) par LMDZ5 dans les régions subtropicales, aussi bien au dessus des eaux froides sur la coté Est de l'océan Pacifique et Atlantique, et au large des côtes dans les océans subtropicaux. Sauf dans les latitudes moyennes et le long de l'ITCZ (où le modèle simule des nuages hauts), ces biais sont peu susceptibles de résulter de l'atténuation du signal lidar par le recouvrement des nuages optiquement épais. LMDZ5-NP représente mieux la structure des nuages hauts et simule des nuages moyens le long de l'ITCZ et aux moyennes et hautes latitudes (CF=0.2 pour LMDZ5-

NP, versus CF=0 pour LMDZ5, versus CF=0.4 pour CALIPSO-GOCCP). Un apport important de la nouvelle physique concerne la simulation des nuages bas. La fraction nuageuse des nuages bas simulée reste encore plus faible que celle observée mais elle est améliorée d'un facteur de 5 dans la région des stratocumulus dans la partie Est des océans, et aussi dans le centre des océans Pacifique et Atlantique, et aux moyennes latitudes.

Si on fait le lien entre la couverture nuageuse et la réflectance simulée on remarque que la bonne simulation de l'épaisseur optique n'est pas toujours liée à une bonne simulation de la couverture nuageuse. C'est le cas par exemple aux moyennes latitudes où la réflectance est bien représentée par le modèle (par les deux versions) mais la couverture nuageuse correspondante est sous-estimée. Donc le modèle ne crée pas assez des nuages frontaux, mais lorsqu'il les crée, ils sont optiquement trop épais. De même, pour la nouvelle physique, le modèle ne simule pas la bonne quantité de nuages bas stratocumulus dans la partie Est des océans alors que l'épaisseur optique simulée est assez proche des observations, et peut même les dépasser.

La distribution verticale de la couverture nuageuse en moyenne zonale (Figure 5.6) complète cette comparaison de la couverture nuageuse observée et simulée. On remarque encore que l'ancienne version du modèle LMDZ sous-estime fortement les nuages bas et moyens dans les tropiques. A l'opposé, le modèle surestime les nuages hauts tropicaux, qui sont par ailleurs simulés à des altitudes plus hautes que celles observées. De même dans les hautes et moyennes latitudes, le modèle (LMDZ5) n'arrive pas à simuler correctement les nuages frontaux qui s'étalent sur toute la hauteur de la troposphère, mais il simule à la place des nuages hauts (avec une fraction nuageuse plus importante et à une altitude plus élevée) et des nuages bas. La nouvelle physique du modèle comme on a déjà constaté simule des nuages bas tropicaux, des nuages moyennes et représente mieux les nuages hauts. Les trois types des nuages tropicaux (bas, moyens et hauts) ne sont pas étalés verticalement et sont présents sur une gamme d'altitudes plus étroite que celle observée. Aux hautes et moyennes latitudes la nouvelle physique produit des nuages moyens mais elle n'arrive pas à simuler correctement la structure verticale continue des nuages dans ces régions.

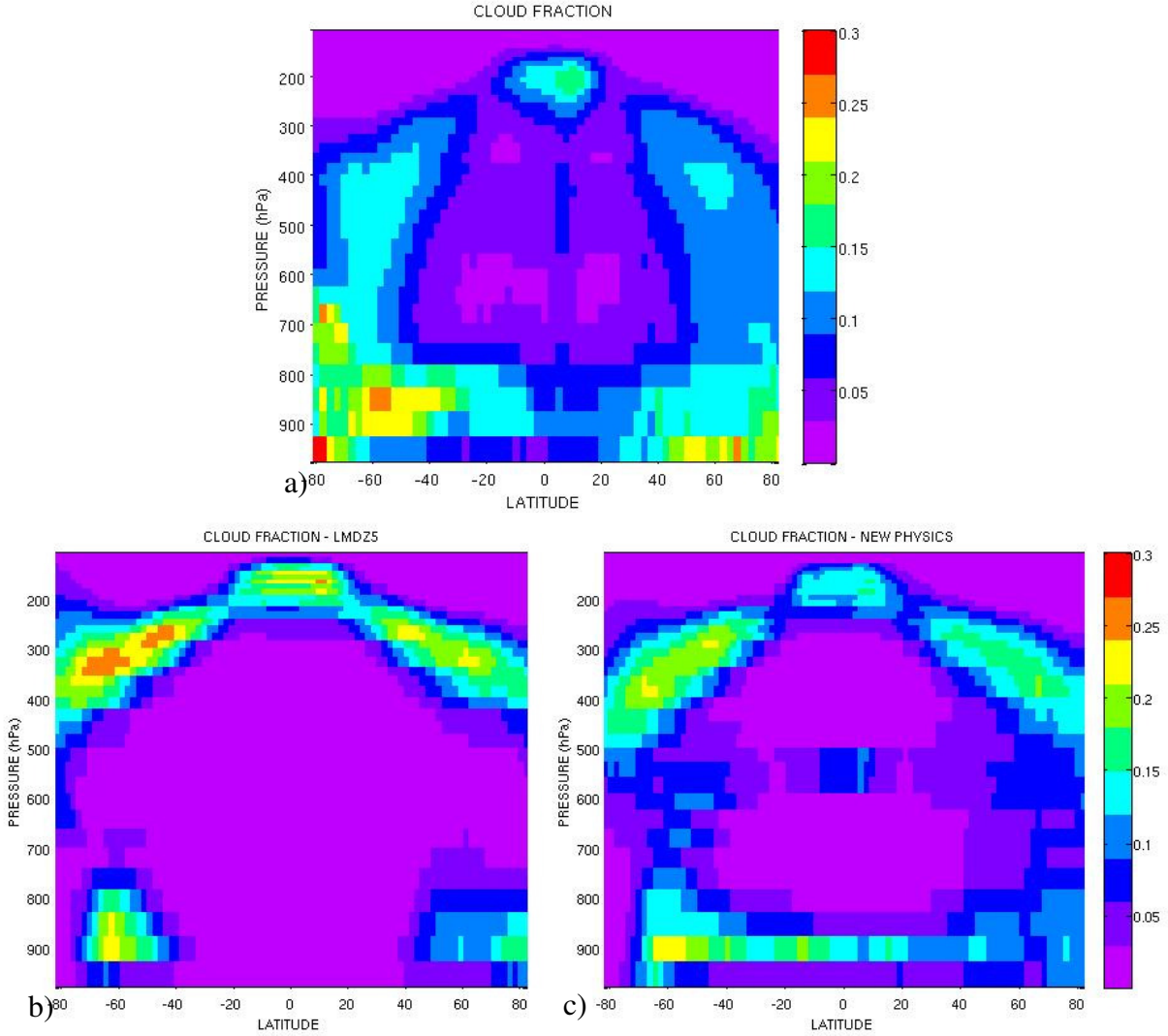


Figure 5.6 : Distribution verticale de la moyenne zonale de la fraction nuageuse a) observée par CALIPSO-GOCCP (2007-2008), b) simulée par LMDZ5 et le simulateur lidar, et (c) simulée par LMDZ5-NP et le simulateur lidar pour un an des simulations).

5.2. Comparaison LMDZ / observations dans les tropiques

5.2.1. Réflectance totale et nuageuse simulée

On commence par évaluer la distribution des réflectances tropicales simulées par les deux versions du modèle, en les comparant aux observations PARASOL (Figure 5.7). Les PDF de réflectances totales au dessus des océans tropicaux (Figure 5.7.a), montrent que LMDZ5 surestime le nombre des pixels avec des faibles valeurs de réflectance (avec un pic vers 0.05). Par contre il sous-estime les valeurs importantes de réflectance (supérieures à 0.2). La nouvelle physique du modèle présente les mêmes défauts, mais ceux-ci sont moins prononcés.

Nous appliquons la même méthodologie que celle décrite au chapitre 4 mais cette fois ci avec les sorties du simulateur PARASOL. C'est-à-dire que l'on distingue dans chaque grille

du modèle entre la réflectance ciel clair et de la réflectance nuageuse. Les valeurs de réflectance dans chaque sous-colonne égales à 0.03 correspondent à la partie ciel clair, les autres, dont la fraction dans chaque grille est égale à la fraction nuageuse, correspondent à la partie nuageuse. Ensuite on moyenne ces dernières dans la grille du modèle et on obtient la réflectance nuageuse pour chaque maille du modèle.

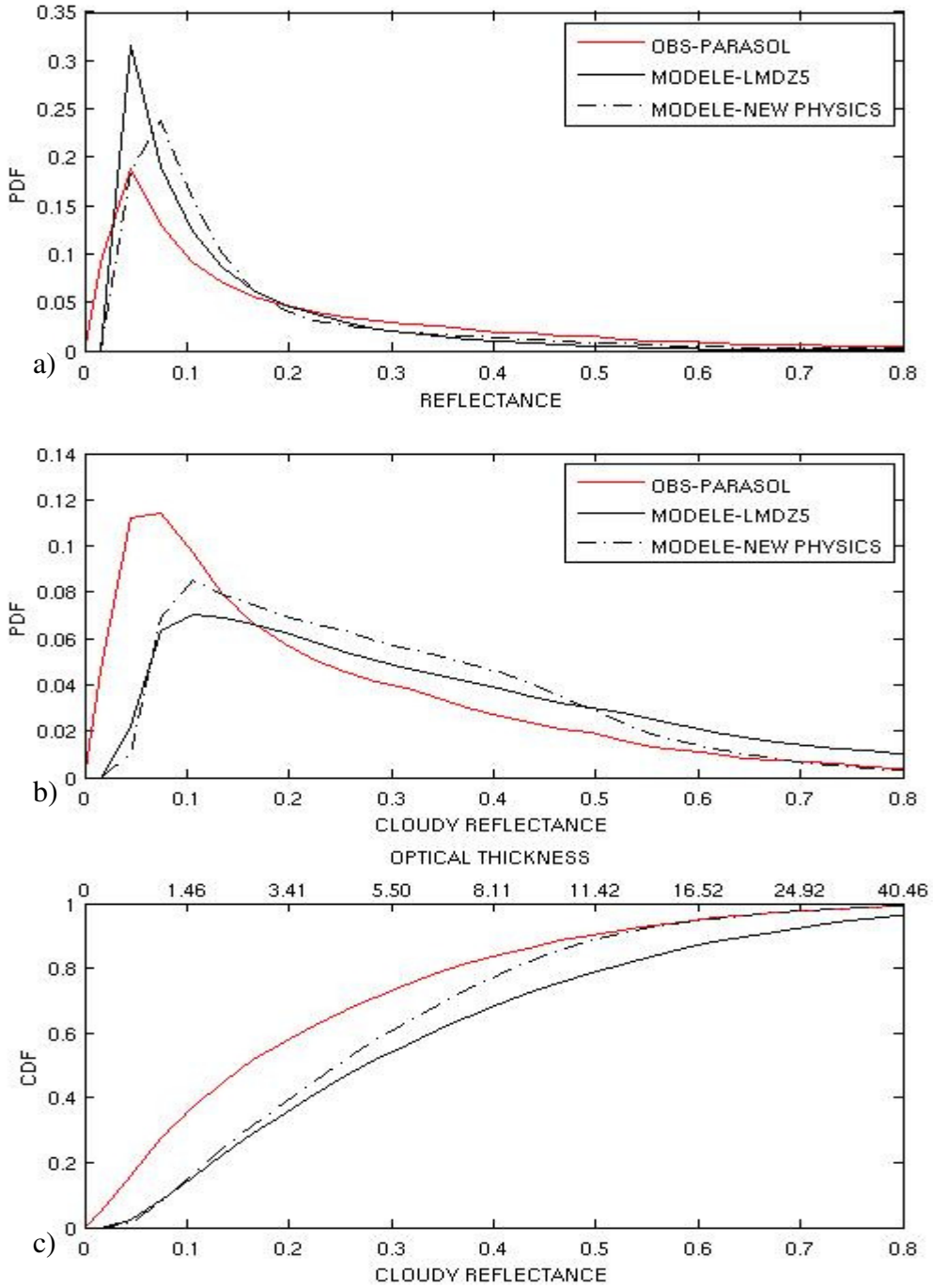


Figure 5.7 : (a) PDF (Probability Density Function) pour la réflectance totale observée par PARASOL et simulée par le modèle (LMDZ5 et LMDZ5-NP) et le simulateur PARASOL, (b) PDF des réflectances nuageuses (l'épaisseur optique correspondante aux réflectances pour des particules sphériques et θ_s=30° est donnée en double échelle) et (c) CDF (Cumulative Density Function) des réflectances nuageuses correspondante dans les océans tropicaux.

La Figure 5.7.b montre la PDF des réflectances nuageuses calculées de cette façon, comparés aux réflectances nuageuses observés. Le comportement différent par rapport à la réflectance totale (Figure 5.7a) est remarquable. Le modèle (pour les deux versions) sous-estime les faibles valeurs de réflectance nuageuse et il surestime les valeurs supérieures à 0.16. L'effet de la surestimation des faibles valeurs de la réflectance totale par le modèle (Figure 5.7.a) donc est du à une surestimation de la fraction de ciel clair. Lorsqu'on étudie uniquement l'effet de nuages, le modèle n'est pas capable de simuler assez des nuages avec une faible épaisseur optique ($\tau < 2.64$, pour des particules sphériques et θ_s=30°). Par contre il surestime les nuages optiquement épais ($\tau > 2.64$). Dans la suite de cette partie nous utilisons la réflectance nuageuse pour estimer l'épaisseur optique des nuages. Le CDF des réflectances nuageuses (Figure 5.7.c) montre que 50% des nuages observées par PARASOL ont une épaisseur optique inférieure à 2.64, alors que pour le modèle la moitié de la population a une épaisseur optique inférieure à 4.4. LMDZ5-NP simule plus de nuages épais ($1.5< \tau <11.5$) mais il ne simule pas, comme LMDZ5, de nuages avec des épaisseurs optiques très élevées ($\tau > 11.5$).

En utilisant la CDF des réflectances nuageuses observée par PARASOL, nous séparons la population nuageuse en trois classes comportant chacune un tiers de la population totale (comme dans le chapitre 4) : nuages optiquement fins (0.03< réflectance nuageuse <0.1, τ< 1.5), nuages intermédiaires (0.1< réflectance nuageuse <0.25, 1.5<τ<4.4) et nuages optiquement épais (réflectance nuageuse >0.25, τ>4.4). Les limites de ces classes sont différentes par rapport à celles obtenues dans le chapitre précèdent. En effet, nous utilisons ici les observations PARASOL sur une grille horizontale de 2.5°x3.75°, alors que précédemment nous utilisons des données MODIS 250m sur la grille de 1°x1°. Cette différence vient principalement (75%) de l'utilisation de PARASOL (au lieu de MODIS) et 25% est du au changement de grille horizontale.

5.2.2. Signal lidar simulé

On compare maintenant les histogrammes de Scattering Ratio (SR) lidar normalisé en fonction de la pression calculés par LMDZ via le simulateur lidar (Figure 5.8), de la même façon que pour les histogrammes de la réflectivité radar [Bodas-Salcedo et al., 2008, Marchand et al., 2009]. Le modèle manque de nuages associés à de faibles valeurs de signaux lidar. Dans la haute troposphère, le modèle simule des nuages avec une large gamme de valeurs SR, mais il simule plutôt des nuages avec des valeurs 40<SR<50, et ne reproduit pas la population nombreuse observée pour SR<15. Les valeurs importantes de SR simulées correspondent à des nuages optiquement épais, qui atténuent fortement le signal lidar, comme l'illustrent les faibles valeurs de SR pour les couches en dessous (0<SR<0.01). La nouvelle physique simule des valeurs plus faibles 15<SR<20, celles-ci restent néanmoins toujours supérieures aux valeurs observées. Les nuages moyens sont fortement sous-estimés (moins par la nouvelle physique). Ils apparaissent principalement pour des valeurs de SR 35 pour LMDZ5 et SR<40 pour LMDZ5-NP, alors que les observations montrent plutôt deux populations: l'une avec de valeurs de SR élevées (>60), l'autre avec de valeurs faibles (<20). L'histogramme de SR met encore en évidence la sous-estimation des nuages de couche limite. LMDZ5 simule peu des nuages bas associés à un signal lidar 7<SR<80. LMDZ5-NP représente mieux l'éventail des valeurs de SR observées avec un maximum de population associée à 30<SR<80.

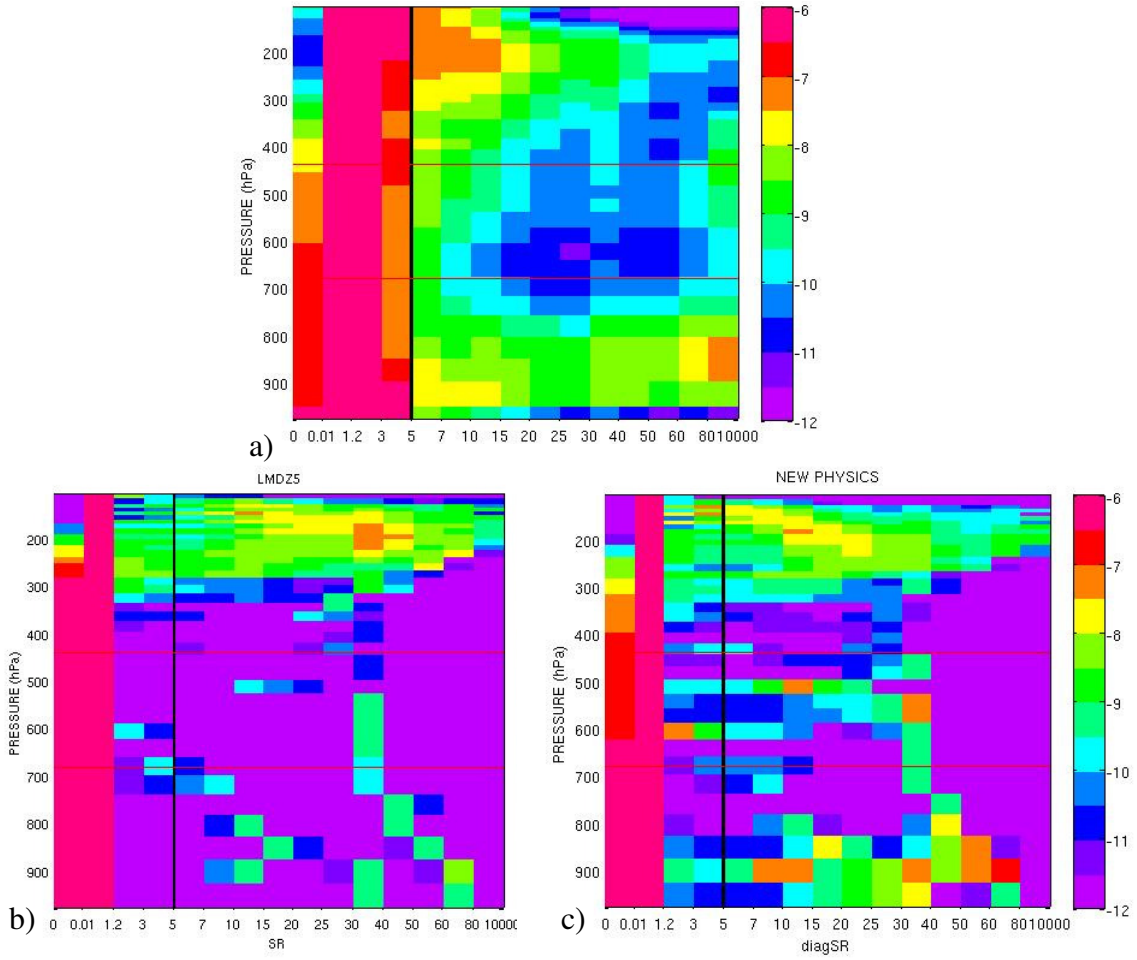


Figure 5.8 : Fréquence d'occurrence normalisée (echelle logarithmique) de Scattering Ratio (SR) lidar en fonction de la pression pour les océans tropicaux (a) pour le jeu de données observé par CALIPSO-GOCCP en 2007-2008 et simulé en sortie du simulateur d'observable (b) pour LMDZ5 et (c) pour la nouvelle physqie (LMDZ5-NP). Chaque histogramme est divisé par le nombre total des points, l'axe vertical représente la pression (hPa) et l'axe horizontal la valeur de Scattering Ratio (SR).

5.2.3. Relation entre réflectance et couverture nuageuse simulée

On compare maintenant la relation entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse de toute la colonne atmosphérique observée par CALIPSO-GOCCP et PARASOL (Figure 5.9, colonne gauche), à celle en sortie du simulateur d'observable lidar et PARASOL pour l'ancienne version du modèle et pour la nouvelle physique (Figure 5.9, colonne centrale et droite respectivement) dans les océans tropicaux. Cette relation pour tous les nuages océaniques tropicaux (Figure 5.9. a,b,c) montre que le modèle LMDZ5 ne simule pas assez de nuages avec des fractions nuageuses importantes et optiquement épais. A la place, il simule des nuages avec des faibles fractions (CF<0.4) mais optiquement très épais (réflectance nuageuse allant jusqu'à 1, contrairement à 0.3 pour les observations). La nouvelle physique est plus proche des observations (moins de nuages avec des fractions nuageuses faibles et des épaisseurs optiques fortes et plus de nuages avec des fractions nuageuses importantes et

épaisseurs optiques élevées) mais elle garde toujours les mêmes défauts généraux que l'ancienne version du modèle par rapport aux grandeurs observées. L'évaluation des histogrammes de la fraction nuageuse en fonction de l'albédo (à partir des capteurs passifs) simulés par les GCMs a été aussi présentée par Webb et al. (2006) et Cole et al. (2010).

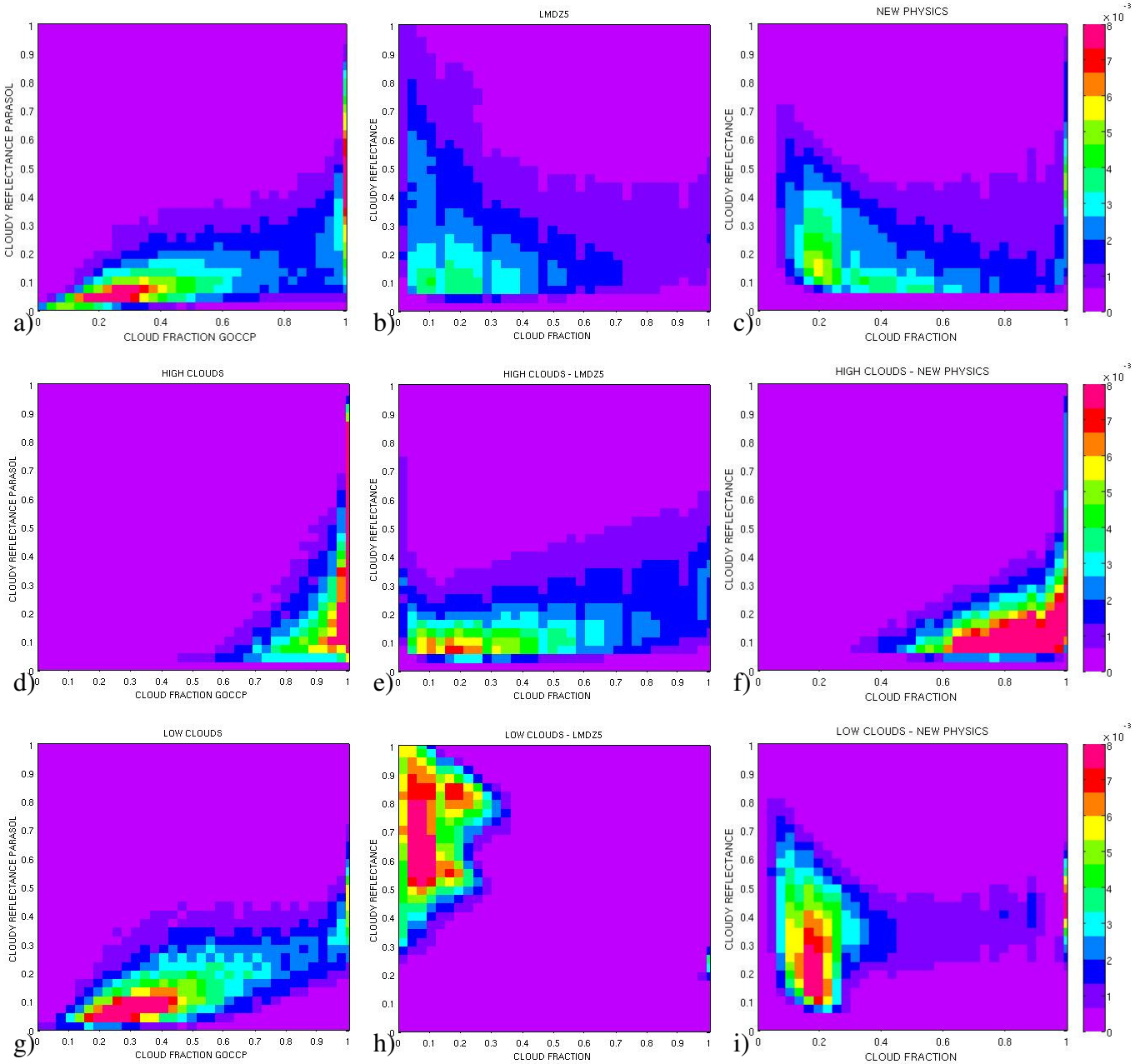


Figure 5.9 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse en fonction de la fraction nuageuse observées par PARASOL et CALIPSO-GOCCP (colonne gauche, a,d,g), simulées par LMDZ5 et le simulateur (colonne centrale, b,e,h) et simulée par LMDZ5-NP et le simulateur (colonne droite, c,f,i), pour (a,b,c) tous les nuages océaniques tropicaux, (d,e,f) les nuages océaniques tropicaux hauts (selon $CF_{high}>0.9*CF_{tot}$), et (g,h,i) les nuages océaniques tropicaux de niveau bas (selon $CF_{low}>0.9*CF_{tot}$). L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite (fraction nuageuse - réflectance nuageuse) divisé par le nombre total de points.

On introduit maintenant l'information sur la distribution verticale des nuages. Pour cela, on trace la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse quand les nuages hauts sont dominants dans la colonne atmosphérique (selon le critère $CF_{HIGH}>0.9*CF_{TOTAL}$, Figure 5.9.d,e,f) et quand les nuages bas sont dominants ($CF_{LOW}>0.9*CF_{TOTAL}$, Figure 5.9.g,h,i). Pour les nuages hauts océaniques tropicaux, l'ancienne version du modèle sous-estime fortement l'occurrence et l'épaisseur optique : la fraction de nuages hauts atteint des valeurs comprises entre 0 et 0.5, tandis les observations montrent que les nuages hauts couvrent totalement la maille (CF>0.8) et réfléchissent fortement le rayonnement solaire (réflectance nuageuse allant jusqu'à 0.9). La nouvelle version du modèle arrive à mieux simuler les hautes valeurs de la couverture nuageuse (>0.4) et de réflectance des nuages hauts.

Les caractéristiques des nuages de couche limite (Figure5.9.g,h,i) ne sont pas bien reproduites par le modèle. LMDZ5 représente les nuages bas avec des épaisseurs optiques largement surestimées ($\tau>5$) et une fraction nuageuse trop faible (<0.2). Il est probable que la surestimation de l'épaisseur optique pour tous les nuages tropicaux provient de la population des nuages bas qui sont optiquement très épais dans le modèle. LMDZ5-NP simule des nuages bas tropicaux optiquement moins épais que l'ancienne version du modèle et avec des fractions plus importantes mais ils restent toujours assez éloignés des caractéristiques observées. Le modèle surestime donc fortement l'épaisseur optique des nuages bas, par contre il crée des nuages hauts plus fins que ceux observés. La couverture nuageuse est sous-estimée pour tous les types des nuages.

Nous nous focalisons encore sur la relation entre la réflectance nuageuse et la couverture nuageuse simulée en utilisant en plus l'information sur la distribution verticale des nuages. On compare le profil vertical de la couverture nuageuse en fonction de la réflectance nuageuse observée (Figure 5.10.a) avec celui simulé par les deux versions du modèle et le simulateur lidar et PARASOL (Figure 5.10 b, c). La figure 5.10 montre encore que LMDZ5 sous-estime fortement la fraction des nuages bas correspondante aux grandes épaisseurs optiques moyennes (>15). Il y a un déficit aussi sur les nuages moyens simulés. Le modèle simule des nuages hauts moins épais optiquement, avec une fraction nuageuse vers 0.2 presque constante pour des épaisseurs optiques allant de 0 jusqu'à 15, contrairement aux observations qui montrent que la fraction des nuages hauts augmente avec l'augmentation de l'épaisseur optique de la colonne atmosphérique. La nouvelle version du modèle (Figure 5.10c) représente bien la gamme des réflectances pour les nuages bas ($0<\tau<15$) avec une fraction nuageuse importante (jusqu'à 0.3). On retrouve l'apparition d'une couche nuageuse dans les moyennes altitudes très épaisse et uniforme. LMDZ5-NP sous-estime la fraction nuageuse des nuages hauts et optiquement épais. Il simule une population des nuages fins ($\tau<2$) aux très hautes altitudes (P<270hPa) ayant une fraction de 0.2, nuages qui sont peu présents dans les observations. On constate que le modèle a des difficultés à bien reproduire la continuité verticale qui existe dans les observations, mais il simule plutôt des types de nuages distincts. Le profil moyen de la fraction nuageuse en fonction du niveau de pression pour des nuages optiquement fins et épais est présenté dans l'Annexe C, Figure C2.

Afin d'identifier le rôle éventuel du masquage des nuages bas dans le modèle à cause de l'atténuation du signal lidar, nous traçons la même relation pour LMDZ5 à partir des sorties du modèle, sans l'utilisation du simulateur lidar (Figure 5.10.d). LMDZ5 simule des nuages aux moyennes et aux basses niveaux de l'atmosphère qui ont une très faible occurrence (CF<0.1) et qui sont optiquement épais ($\tau>10$) et il simule également une couche vers 950hPa pour toutes les valeurs de réflectance. Mais les nuages bas et moyens qui correspondent aux épaisseurs optiques importantes ($\tau>10$) sont toujours sous-estimés même si on les compare

aux nuages bas et moyens observés par le lidar et qui sont masqués par la forte présence de nuages hauts qui se trouvent au dessus (Figure 5.10.a).

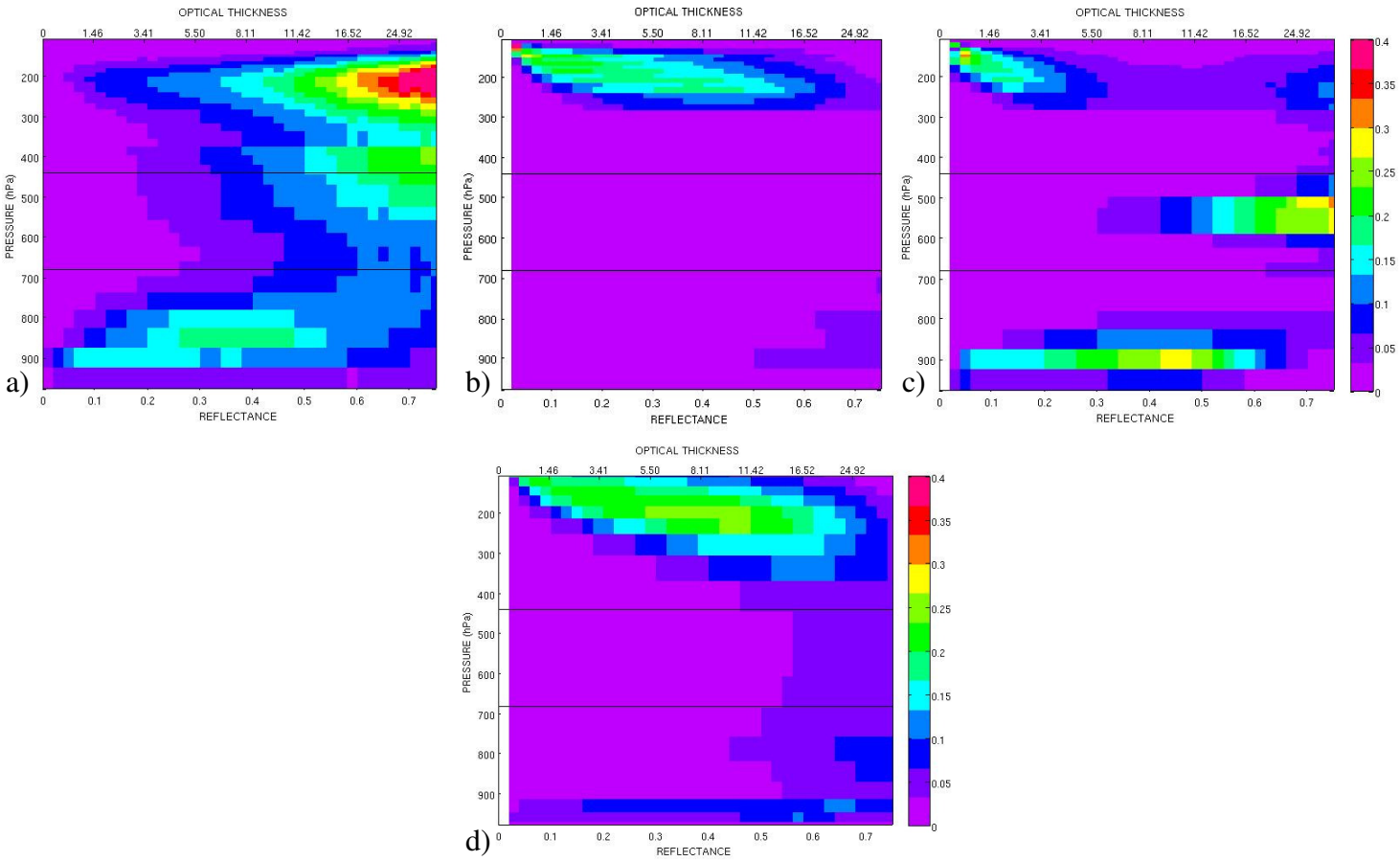


Figure 5.10 : Relation statistique entre réflectance nuageuse et profil vertical de couverture nuageuse (a) observée par PARASOL et CALIPSO-GOCCP, (b) simulée par LMDZ5 et le simulateur, (c) simulée LMDZ5-NP et le simulateur, et (d) simulée par les sorties du LMDZ5 sans l'utilisation du simulateur. Ces Figures utilisent des observations/simulations journalières au dessus des océans tropicaux.

5.2.4. Analyse en régimes de circulation grande échelle

Dans cette partie nous évaluons le modèle LMDZ en poursuivant l'analyse en régimes dynamiques à grande échelle comme elle a été décrite dans la section 3.4. et comme elle a été utilisée par Wyant et al., 2006 pour évaluer trois GCMs. La vitesse verticale à 500hPa ω_{500} est utilisée comme indicateur de cette circulation grande échelle. La Figure 5.11 montre l'albédo mesuré par CERES et l'albédo mesuré par PARASOL ainsi que l'albédo simulé par les deux versions du LMDZ en moyenne mensuelle, en fonction des régimes de circulation. La structure générale du rayonnement réfléchi vers l'espace est représentée par le modèle, avec le forçage radiatif SW restant stable pour les régions de subsidence et augmentant avec le passage pour les régimes convectifs. Mais il y a des différences avec les observations. LMDZ5 sous-estime le forçage radiatif SW aux régions des mouvements ascendants moyens mais il le surestime pour les régimes extrêmes de convection. Par contre LMDZ5-NP surestime l'albédo pour des valeurs de ω_{500} inférieures à 20hPa/jour, donc dans les régimes de

subsidence moyenne et dans les régimes convectifs, et cette surestimation est plus importante lorsque l'activité convective s'intensifie.

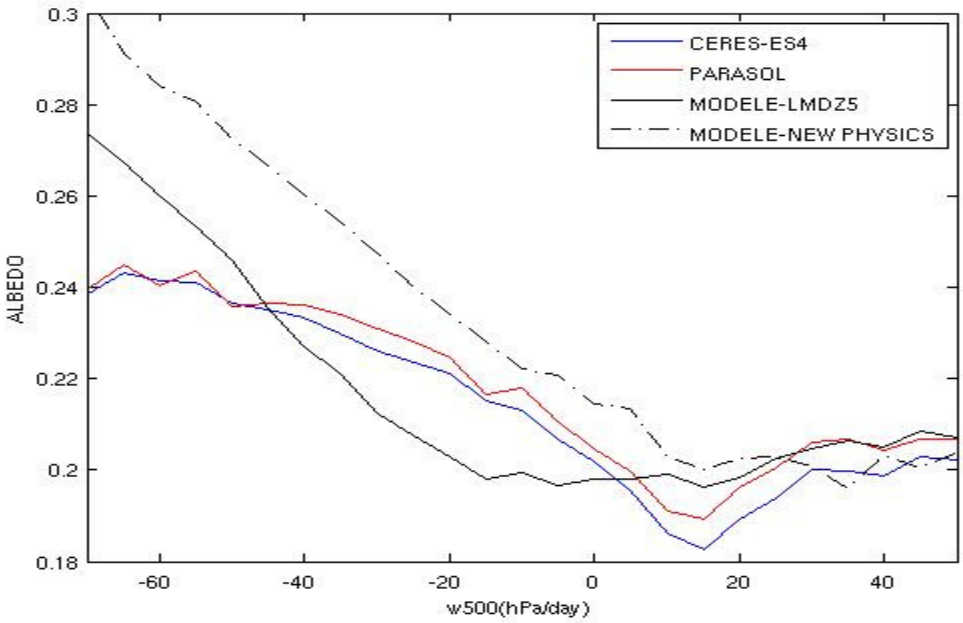


Figure 5.11 : Albédo SW en fonction de la vitesse verticale ω_{500} en moyenne mensuelle dans les océans tropicaux à partir des observations CERES-ES4 (ligne bleue) et PARASOL (ligne rouge) et des réanalyses ERA-Interim, et à partir des sorties du modèle LMDZ5 (ligne noire continue) et de LMDZ5- NP (ligne noire tirée).

La réflectance nuageuse et la fraction nuageuse observées et simulées sont représentées en fonction de ω_{500} (Figure 5.12). On remarque que la réflectance nuageuse est fortement surestimé par LMDZ5 dans les régimes de subsidence : les valeurs de la réflectance nuageuse observée se trouvent en moyen vers 0.23 versus 0.35 pour la réflectance simulée, ce qui correspond à une surestimation de l'épaisseur optique d'un facteur supérieur à 2. Pour des valeurs de ω_{500} <-10hPa/jour, lorsque on passe dans les régimes convectifs le modèle sous-estime la réflectance nuageuse d'une facteur de 0.02. Si on fait le lien avec la couverture nuageuse totale (Figure 5.12.b) on remarque que le modèle sous-estime fortement la fraction nuageuse dans toutes les régimes de circulation. Cette sous-estimation est plus importante pour les régimes de subsidence mais ces nuages ont une épaisseur optique trop élevée et finalement l'effet radiatif de ces nuages reste proche de celui observé (Figure 5.11).

La nouvelle version du modèle simule des réflectances nuageuses plus faibles que l'ancienne version du modèle d'un facteur de 0.2 pour tous les régimes dynamiques. Elle surestime donc moins fortement l'épaisseur optique nuageuse dans les régimes de subsidence, mais elle la sous-estime encore plus pour les nuages convectifs. Elle arrive à simuler plus de nuages dans tous les régimes et se rapprocher ainsi plus des observations.

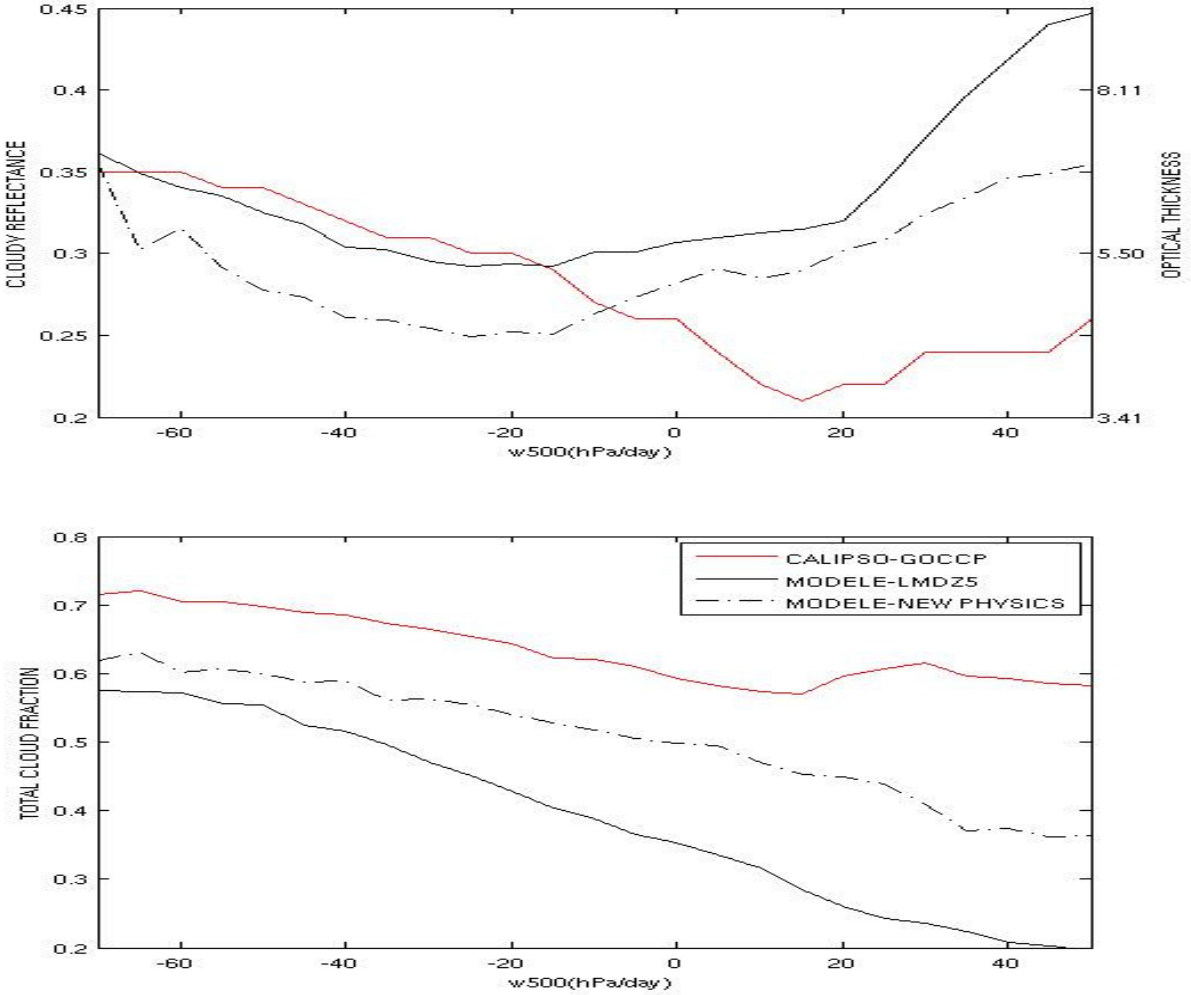


Figure 5.12 : (a) Réflectance nuageuse et (b) fraction nuageuse en fonction de la vitesse verticale ω_{500} en moyenne mensuelle dans les océans tropicaux, observées par PARASOL et CALIPSO-GOCCP respectivement (ligne rouge) et simulées par LMDZ5 (ligne noire continue), LMDZ5-NP (ligne noire tirée) et les simulateurs PARASOL et lidar. La vitesse verticale ω_{500} est estimée à partir des réanalyses ERA-Interim et à partir des sorties du modèle.

La Figure 5.13. présente la distribution verticale des nuages en fonction des régimes de circulation observée par CALIPSO-GOCCP et simulée par les deux versions du modèle et le simulateur lidar. On remarque encore que le modèle LMDZ5 sous-estime fortement les nuages de couche limite : il sous-estime fortement leur présence dans les régimes de subsidence, et il n'arrive pas à simuler des nuages bas dans les régimes convectifs. Cette sous-estimation n'est pas due à un effet de masquage par les nuages qui se trouvent au dessus, car nous avons pu vérifier que les nuages bas sont sous-estimés même sans l'utilisation du simulateur lidar (figure pas montrée). Par contre la nouvelle physique améliore significativement la fraction nuageuse des nuages bas dans tous les régimes de ω_{500}. L'ancienne version du modèle ne simule pas de nuages moyens non plus, ce qui n'est pas le cas pour la nouvelle physique, qui simule de tels nuages, surtout pour les régimes convectifs. Par contre la nouvelle physique n'arrive pas à bien présenter la dispersion verticale des nuages moyens observés ; à la place, elle simule une couche homogène qui s'étale entre 500

et 600hPa. La fraction nuageuse dans la haute troposphère est surestimée par LMDZ5 pour les régimes convectifs. LMDZ5-NP simule moins de nuages hauts que l'ancienne version du modèle mais pour tous les deux, les nuages hauts ne sont pas assez dispersés verticalement.

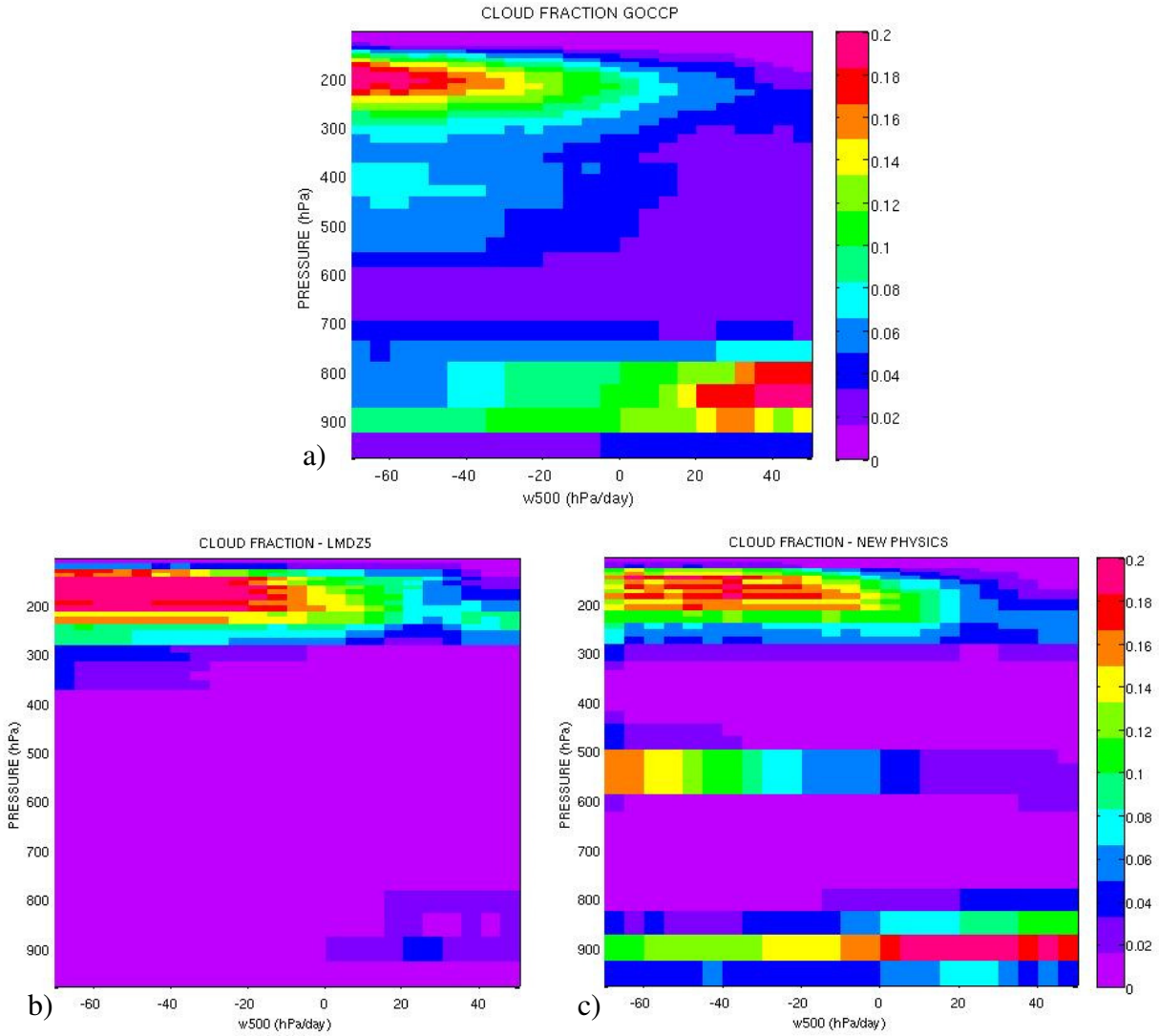


Figure 5.13 : Fraction nuageuse en fonction de la pression et de la vitesse verticale ω_{500} en moyenne mensuelle dans les océans tropicaux à partir a) des observations CALIPSO-GOCCP et les réanalyses ERA-Interim, b) des sorties du LMDZ5 et le simulateur lidar, et c) des sorties du LMDZ5-NP et le simulateur lidar, pour des données/ simulations moyennées sur jour et nuit.

Des Figures complémentaires sur l'évaluation du modèle en régimes dynamiques sont présentées dans l'Annexe C, Figures C4-C7.

5.3. Comparaison régionale LMDZ / observations

Nous focalisons dans les trois régions océaniques comme elles ont été définies dans la section 3.5 et nous évaluons les propriétés des nuages simulées par le modèle climatique.

5.3.1. Pacifique Ouest Tropical

La région du Pacifique Ouest Tropical est une région caractéristique des mouvements ascendants et des nuages convectifs. La Figure 5.14 montre l'histogramme de Scattering Ratio (SR) lidar observé et simulée par les deux versions du LMDZ et le simulateur lidar pour cette région. On voit que le modèle LMDZ5 simule la forte présence des nuages hauts mais le maximum de cette population possède des valeurs de SR 15<SR<40, alors que pour les observations la plus grande partie de la population a une valeur de SR<15. Le modèle ne simule pas de nuages bas ou moyens dans cette région, alors qu'ils en existent dans les observations. La nouvelle physique du modèle (LMDZ5-NP) simule des nuages hauts qui ont des valeurs de SR plus faibles (SR<30) et elle arrive à simuler un peu de nuages bas et moyens au dessous des nuages hauts convectifs.

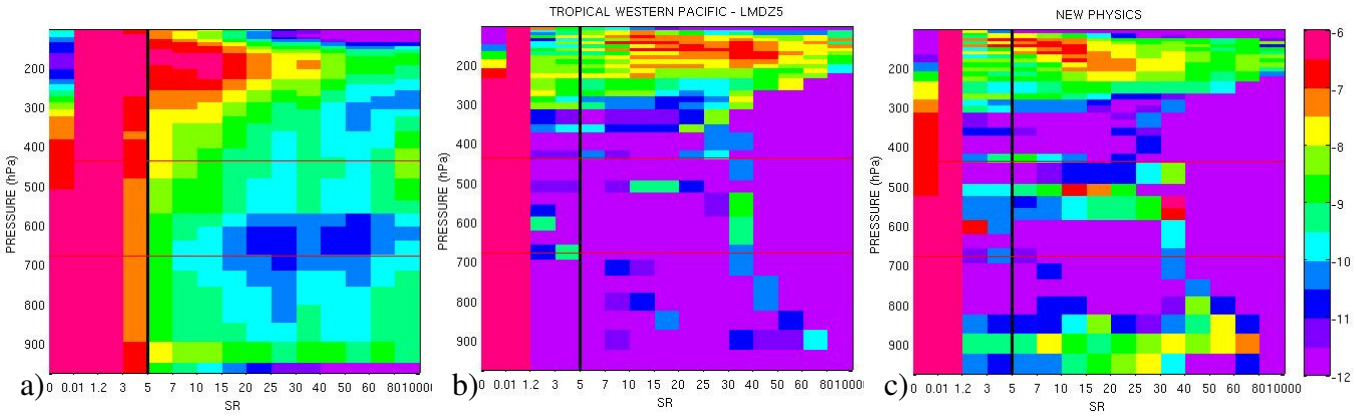


Figure 5.14 : Fréquence d'occurrence normalisée (échelle logarithmique) de Scattering Ratio lidar en fonction de la pression pour le Pacifique Ouest tropical, pour jour et nuit (a) pour le jeu des données CALIPSO-GOCCP (période 2007-2008) et en sortie du simulateur d'observable (b) pour LMDZ5 et (c) pour la nouvelle physique (LMDZ5-NP). Chaque histogramme est divisé par le nombre total des points, l'axe vertical représente la pression (hPa) et l'axe horizontal la valeur de Scattering Ratio (SR).

Le lien entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse pour le Pacifique Ouest tropical (Figure 5.15) montre que le modèle n'arrive pas à reproduire assez de nuages de faible fraction et optiquement fins, ni assez des nuages qui couvrent toute la maille et qui ont des fortes valeurs de réflectance. A la place il simule des nuages convectifs dont la fraction est distribuée de façon peu uniforme, avec des valeurs de réflectance plus élevées. La nouvelle version du modèle produit des nuages convectives moins épais optiquement que l'ancienne version avec une population prépondérante correspondante aux fractions nuageuses entre 0.3 et 0.7 et des épaisseurs optiques inférieures à 2.4 (réflectance nuageuse < 0.15).

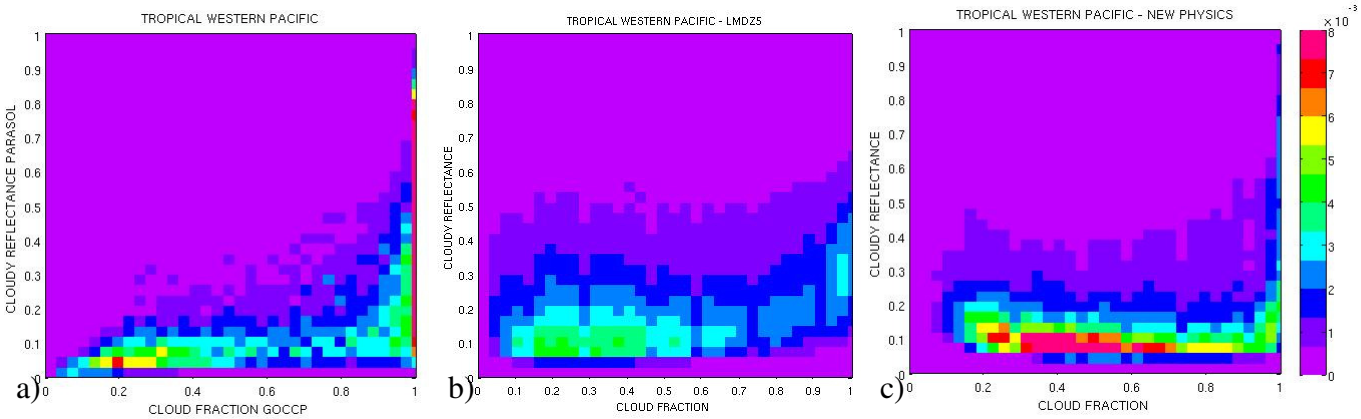


Figure 5.15 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse en fonction de la fraction nuageuse (a) observée par PARASOL et CALIPSO-GOCCP, (b) simulée par LMDZ5 et le simulateur et (c) simulée par la nouvelle physique (LMDZ5-NP) et le simulateur dans le Pacifique Ouest Tropical. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

La Figure 5.16 montre le profil moyen de la fraction nuageuse observé par CALIPSO-GOCCP et simulé par les deux versions du LMDZ et le simulateur pour les nuages optiquement fins (réflectance nuageuse<0.1) et pour les nuages optiquement épais (réflectance nuageuse>0.25) dans la région du Pacifique Ouest Tropical. Pour des faibles épaisseurs optiques, l'ancienne version du modèle surestime fortement les nuages hauts (d'un facteur de 5) et il n'arrive pas à simuler les nuages de couche limite. Pour des grandes valeurs de l'épaisseur optique le modèle simule bien les nuages hauts convectifs (CF=0.4) et il ne simule toujours par les nuages de couche limite. Il ne simule pas non plus les nuages moyens optiquement épais. Il semble y avoir compensation entre le déficit de nuages bas et moyens par l'abondance de nuages hauts fins. La nouvelle physique améliore la représentation des nuages fins dans la région convective : elle simule toujours trop de nuages hauts fins mais moins que l'ancienne version (15% de fraction nuageuse pour les observations versus 40% pour LMDZ5-NP versus 60% pour LMDZ5), et elle simule bien la présence des nuages bas optiquement fins (CF=30%). Par contre pour les nuages épais convectifs le modèle avec la nouvelle physique simule moins de nuages hauts que dans les observations (20% au lieu de 40%) mais plus de nuages moyens et bas. La fraction nuageuse pour les nuages moyens est 35% versus 18% observée et elle se trouve dans une seule couche vers 550hPa, tandis la fraction nuageuse pour les nuages bas est 25% versus 10% observée, cette dernière peut être masquée par les grosses nuages convectifs qui se trouvent au dessus.

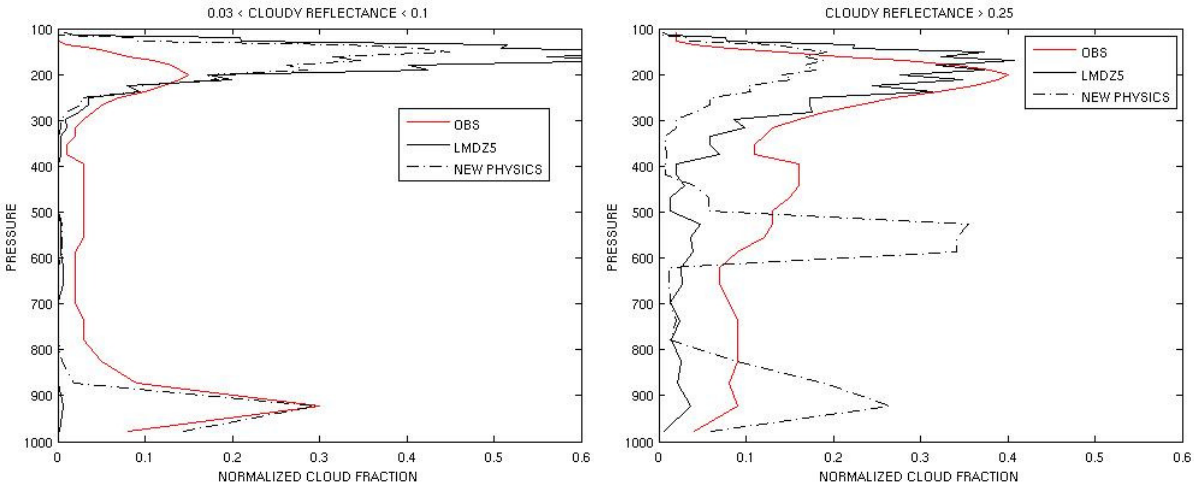


Figure 5.16 : Profil moyen de la fraction nuageuse en fonction du niveau de pression, quand la fraction nuageuse totale est supérieure à 0.1, divisé par la fraction nuageuse totale dans chaque grille de 1°x1° dans le Pacifique Ouest Tropical (a) pour des faibles épaisseurs optiques (0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.1) et (b) pour des fortes épaisseurs optiques (réflectance nuageuse moyenne >0.25), observée par CALIPSO-GOCCP et PARASOL (ligne rouge), simulée par LMDZ5 et le simulateur (ligne noire pleine), et simulée par LMDZ5-NP et le simulateur (ligne noire tirée).

5.3.2. Région des stratus Californiens

La représentation des nuages dans la région des stratus Californiens est étudiée comme une région typique des zones de subsidence qui créent des nuages de couche limite. Le diagramme du signal lidar normalisé pour cette région (Figure 5.17) montre que LMDZ5 produit des nuages bas de couche limite qui correspondent aux grandes valeurs de SR mais ces nuages du type stratus, stratocumulus ne sont pas assez nombreux et ont tendance à être trop bas. Par contre le modèle simule plus de nuages hauts avec de grandes valeurs de SR et qui saturent le signal lidar. La nouvelle physique simule également une forte présence des nuages hauts, mais elle reproduit plus de nuages bas et pour toute la gamme des valeurs de SR. Ces nuages sont toutefois un peu trop bas et encore trop peu fréquents.

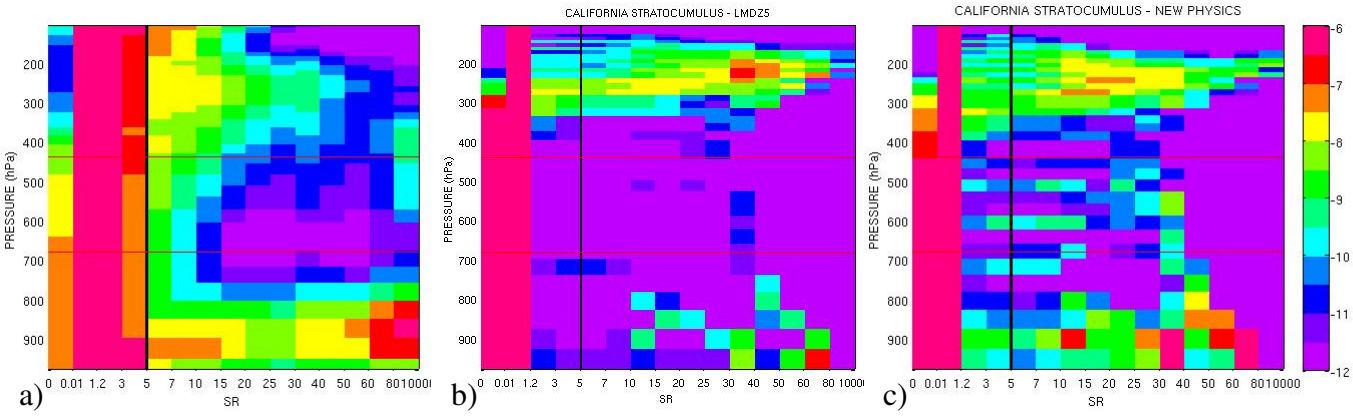


Figure 5.17 : Figure 5.14 pour la région des stratus Californiens.

La relation simulée entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse pour les nuages californiens (Figure 5.18) est assez éloignée par rapport à la même relation observée : les valeurs de la réflectance nuageuse augmentent lorsque la couverture nuageuse croît pour les grandeurs observées. Par contre LMDZ5 simule des nuages avec une fraction trop faible et une épaisseur optique trop élevée (CF<0.4 et réflectance nuageuse allant jusqu'à 0.7). Le modèle LMDZ5-NP simule des nuages californiens ayant une épaisseur optique importante, prenant des valeurs entre 2.4 et 11.5 (0.15 < réflectance nuageuse < 0.5) mais qui ne montre aucune sensibilité par rapport aux changements de la fraction nuageuse.

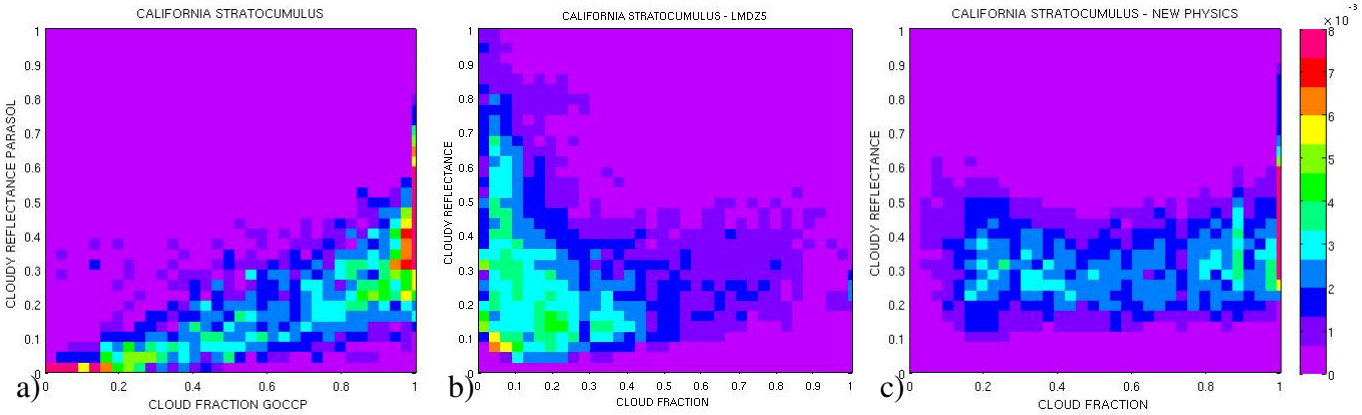


Figure 5.18 : Figure 5.15 pour la région des stratus Californiens.

Le profil moyen de la fraction nuageuse pour la région des stratus Californiens (Figure 5.19) montre que LMDZ5 surestime fortement (d'un facteur de 5) les nuages hauts (optiquement fins et épais) et il sous-estime la présence des nuages de couche limite. Les nuages hauts (CF=50%) ont même une fraction en moyenne plus élevée que celle des nuages bas. Par contre la nouvelle physique arrive à bien simuler la fraction nuageuse des nuages bas optiquement fins (CF=30%) mais elle surestime les nuages hauts fins. Il y a aussi une amélioration remarquable de la simulation des nuages californiens très réfléchissants : la quantité des nuages hauts optiquement épais (15%) est assez proche de la quantité observée (10%), et la fraction moyenne de nuages bas de forte épaisseur optique est même légèrement surestimée (60% de fraction nuageuse simulée par LMDZ5-NP, versus 10% par LMDZ5, versus 40% observée).

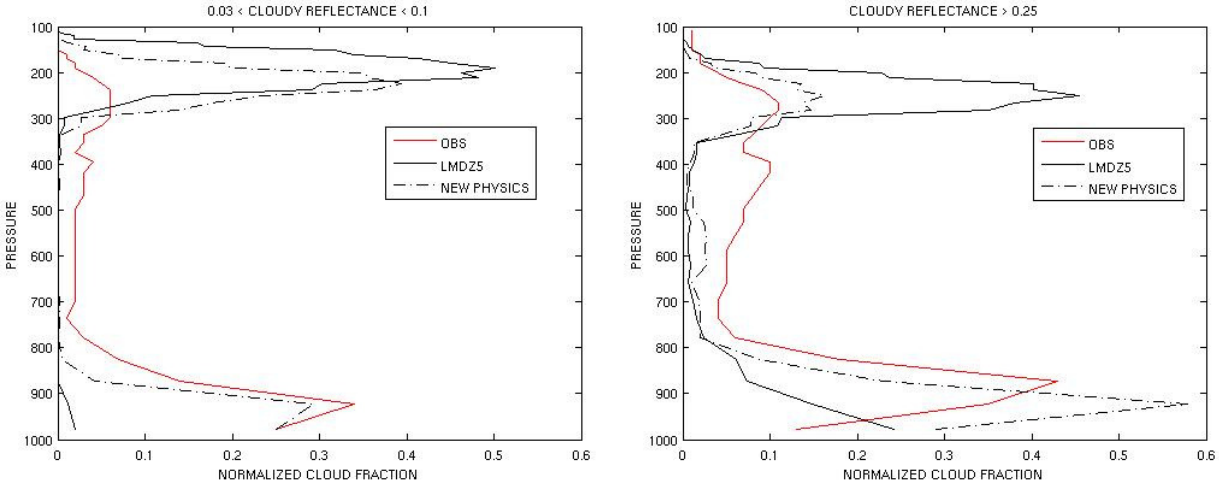


Figure 5.19 : Figure 5.16 pour la région des stratus Californiens.

5.3.3. Pacifique Nord

On évalue le modèle dans une région typique des moyennes latitudes où existent notamment des nuages frontaux s'étendant de la couche limite jusqu'à la troposphère supérieure. Le diagramme du signal lidar normalisé (Figure 5.20) montre que le modèle LMDZ5 ne reproduit pas bien la structure des nuages frontaux : il y a un manque de nuages moyens, les nuages hauts se trouvent trop haut par rapport à ceux observés et ils atténuent fortement le signal lidar (maximum de SR simulé entre 15 et 60 contre SR<15 observé). Par contre ces nuages sont beaucoup mieux représentés par la nouvelle physique (LMDZ5-NP) : elle arrive à produire des nuages moyens, des nuages hauts moins épais que LMDZ5 mais toujours plus épais que dans les observations et un bon étalement des nuages sur toute la hauteur de la troposphère.

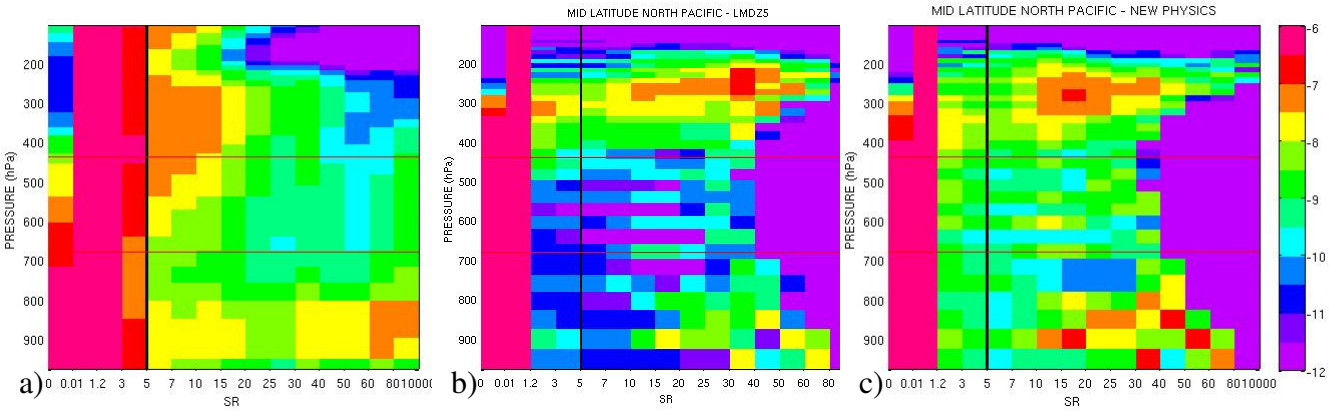


Figure 5.20 : Figure 5.14 pour le Pacifique Nord.

En ce qui concerne l'épaisseur optique (Figure 5.21), LMDZ5 simule une épaisseur optique beaucoup trop élevée (de l'ordre de 17, c'est-à-dire 0.6 en réflectance nuageuse) pour toute la gamme des fractions nuageuses. La nouvelle version simule une épaisseur optique de l'ordre de 8 (0.4 réflectance nuageuse) qui reste toujours plus grande que celle observée. Lorsque CF=1 (scène nuageuse totalement couverte) on observe un grand nombre des nuages avec des épaisseurs optiques variants (0.1 < réflectance nuageuse < 0.9, 1.5 < τ < 72.6). Cette population ayant un poids statistique important n'est pas simulée par LMDZ5, mais elle est simulée par LMDZ5-NP. Egalement pour toutes les deux versions l'épaisseur optique est peu sensible aux changements de la fraction nuageuse.

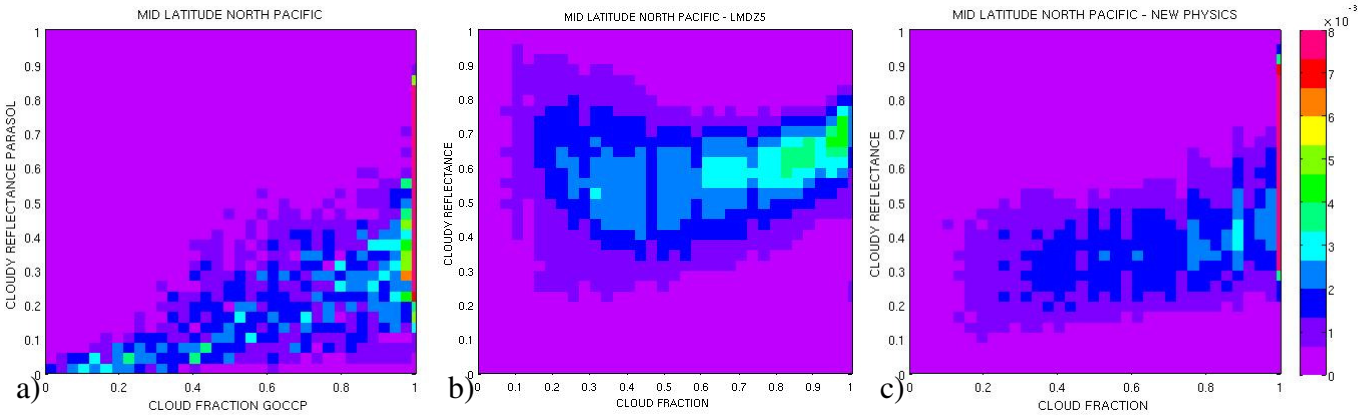


Figure 5.21 : Figure 5.15 pour le Pacifique Nord.

Le profil vertical simulé et observé pour les nuages dans les moyennes latitudes est illustré dans la Figure 5.22. On constate encore la tendance du modèle LMDZ5 à simuler trop de nuages optiquement fins aux hautes altitudes et de 'rater' les nuages fins de couche limite. Il surestime la quantité des nuages optiquement épais pour les nuages hauts (d'un facteur 2), il ne simule presque aucun nuage moyen et il simule des nuages dans les basses couches (CF=22%) mais à une altitude plus basse que celle observée. LMDZ5-NP simule mieux les nuages optiquement fins dans la couche limite (CF=30%) et elle surestime les nuages hauts fins (d'un facteur 3) mais moins que LMDZ5 (d'un facteur 6). Pour les nuages moyens, LMDZ5-NP sous-estime les nuages moyens. Aucune version du modèle ne peut pas représenter la structure verticale continue des nuages frontaux. A la place elles simulent deux types de nuages séparés : des nuages bas et des nuages hauts sans nuages moyens.

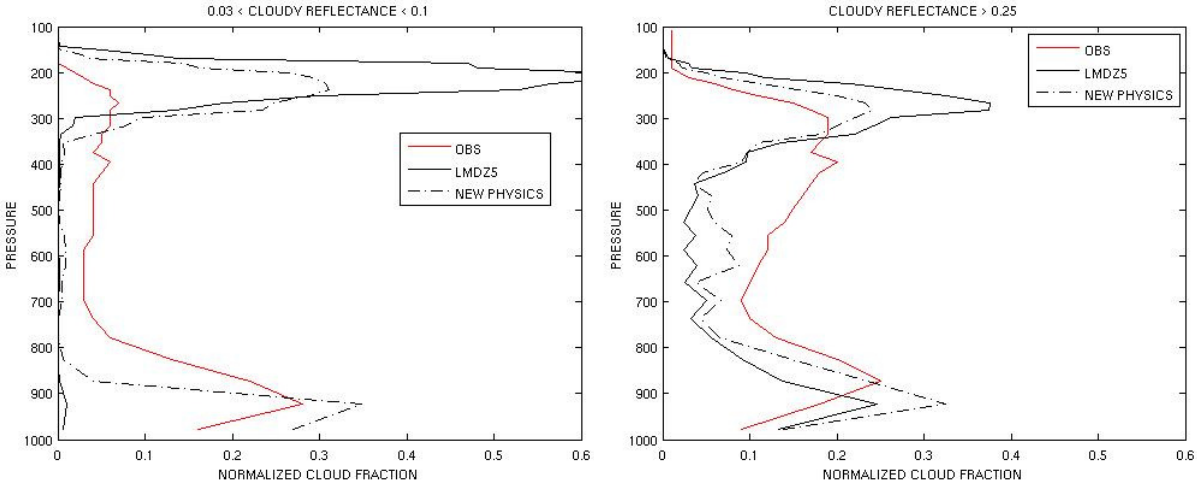


Figure 5.22 : Figure 5.16 pour le Pacifique Nord.

5.4. Analyse multi-modèles

Dans cette section, les tests observationnels sont appliqués à d'autres modèles climatiques et les propriétés nuageuses simulées par les différents modèles sont évaluées. Plus précisément nous utilisons le modèle canadien CCCMA [von Salzen et al., 2005], le modèle américain CAM3.5 [Collins et al., 2006], le modèle allemande ECHAM5 [Roeckner et al., 2003] et le modèle français LMDZ5 [Hourdin et al., 2006] et LMDZ5-NP. Ces versions de modèles sont des versions de travail et peuvent différer de celles utilisées pour les exercices d'inter comparaison des modèles tel CMIP. Tous les modèles ont utilisé le simulateur COSP. Cette analyse multi-modèle permettra d'identifier les qualités et les défauts de chaque modèle mais aussi des biais communs pour tous les modèles climatiques ayant besoin d'amélioration.

5.4.1. Fraction nuageuse totale

La fraction nuageuse totale observée et simulée par les modèles climatiques est présentée sur la Figure 5.23. On constate qu'en moyenne globale tous les modèles sous-estiment la fraction nuageuse, cette sous-estimation étant plus importante pour LMDZ5 et moins

importante pour CCCMA. Plus précisément les fortes valeurs de la fraction nuageuse totale observées aux hautes latitudes (CF ≈ 1) sont assez bien simulées par CCCMA, par ECHAM5 et par LMDZ5-NP (CF=0.8), moins par CAM3.5 et LMDZ5 pour lesquels la couverture nuageuse est inférieure à 0.7. De même dans les tropiques aucun modèle n'arrive à simuler les fortes valeurs de la couverture nuageuse au dessus de l'ITCZ, de la 'warm pool', de la partie Est des océans. Dans le reste des tropiques la fraction nuageuse observée est toujours supérieure à 0.4, les modèles simulent des valeurs allant jusqu'à 0.2 dans le Pacifique Est, l'Atlantique Est, l'océan Indienne Sud. De façon générale, les défauts des modèles ont une structure géographique assez proche, par contre l'amplitude des défauts est très différente : la sous-estimation de la couverture nuageuse est moins forte pour CCCMA, plus forte pour ECHAM5, LMDZ5-NP et CAM3.5 et encore plus forte pour LMDZ5.

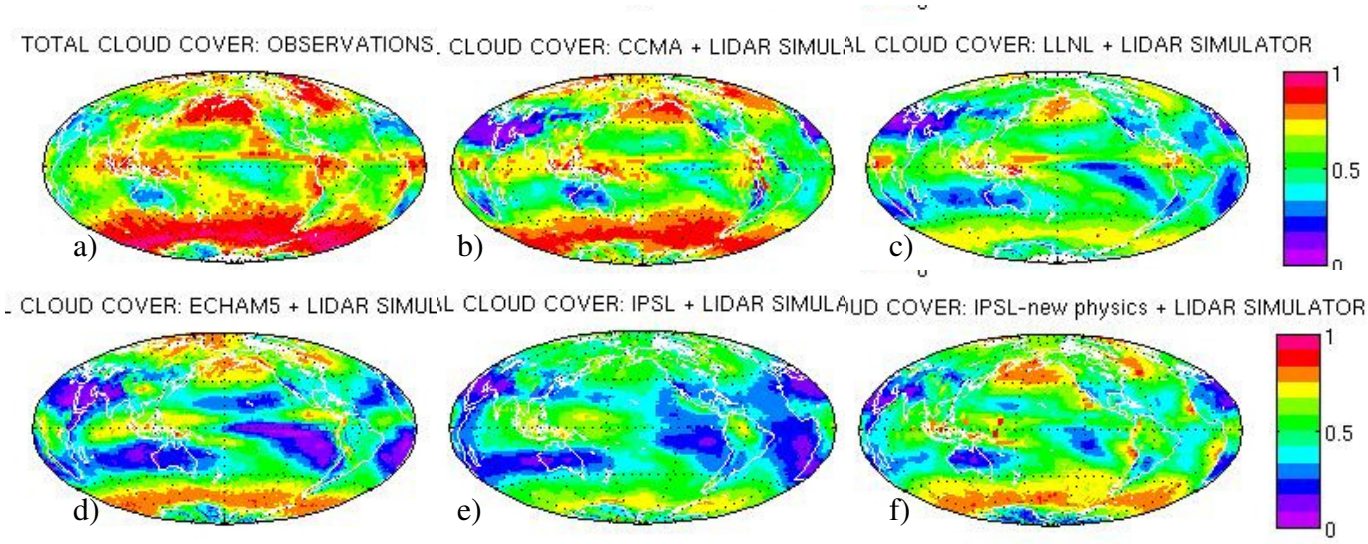


Figure 5.23 : Fraction nuageuse totale (a) observée par CALIPSO-GOCCP et simulée par les différentes modèles climatiques et le simulateur lidar : (b) CCCMA, (c) CAM3.5, (d) ECHAM5, (e) LMDZ5 et (f) LMDZ5-NP pour un an des simulations.

5.4.2. Fraction nuageuse et distribution verticale nuageuse

Les défauts précédents sont également clairement visibles lorsqu'on étudie la distribution verticale des nuages (Figure 5.24). Les nuages tropicaux de couche limite sont sous-estimés par tous les modèles : ECHAM5 et LMDZ5 manquent totalement ces nuages, CCCMA et LMDZ5-NP arrivent à les simuler mais dans une seule couche vers 900hPa et CAM3.5 sous-estime la fraction nuageuse associée. Dans les tropiques les nuages moyens sont aussi manquants : seulement CAM3.5 et LMDZ5-NP les simulent vers 500-550hPa. Par contre les modèles surestiment les nuages hauts dans les tropiques : la fraction nuageuse observée va jusqu'à 0.2, alors que tous les modèles simulent une fraction nuageuse jusqu'à 0.3 avec l'exception de LMDZ5-NP (CF<0.2). L'altitude des nuages hauts tropicaux pour CCCMA et LMDZ5 est plus élevée que celle observée. Aux hautes et moyennes latitudes les modèles ont des difficultés à simuler la structure verticale continue des nuages frontaux : ils simulent deux types des nuages différents, les nuages hauts et les nuages bas et ils manquent les nuages moyens.

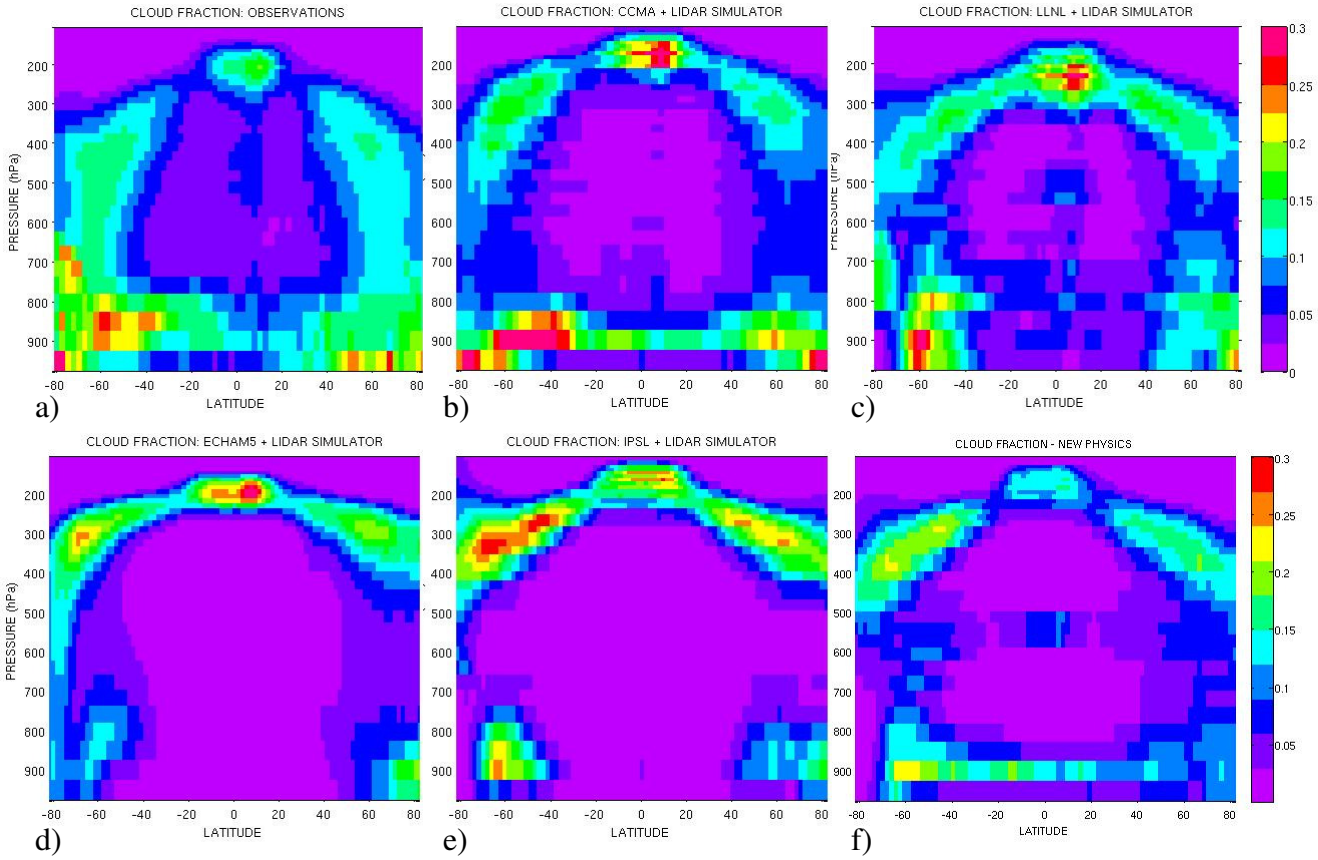


Figure 5.24 : Distribution verticale de la moyenne zonale de la fraction nuageuse (a) observée par CALIPSO-GOCCP, et simulée par les différentes modèles climatiques et le simulateur lidar : (b) CCCMA, (c) CAM3.5, (d) ECHAM5, (e) LMDZ5 et (f) LMDZ5-NP pour un an des simulations.

5.4.3. Fraction nuageuse en fonction des régimes de circulation dans les tropiques

La fraction nuageuse simulée par les modèles climatiques dans les tropiques est présentée en fonction des régimes de circulation (ω_{500}) et de la pression sur la Figure 5.25. Les modèles ne simulent pas correctement les nuages de couche limite dans toutes les régimes : LMDZ5 ne simule pas les nuages bas, CAM3.5 sous-estime leur fraction nuageuse d'un facteur deux et il les reproduit à pressions plus basses (à 750hPa versus 700-900hPa observés). Les modèles CCCMA et LMDZ5-NP simulent de façon satisfaisante les nuages de couche limite dans les régimes de subsidence avec un décalage, mais également dans les régimes convectifs. Par contre les nuages simulés sont à une altitude plus basse que ceux observés. Les modèles n'arrivent pas non plus à simuler les nuages moyens, à l'exception de CAM3.5 qui simule des nuages vers 500hPa (au lieu de 400hPa observé) et de LMDZ5-NP qui a également des problèmes sur leur présentation comme on a déjà identifié. On constate encore que les modèles surestiment les nuages convectifs dans la haute troposphère.

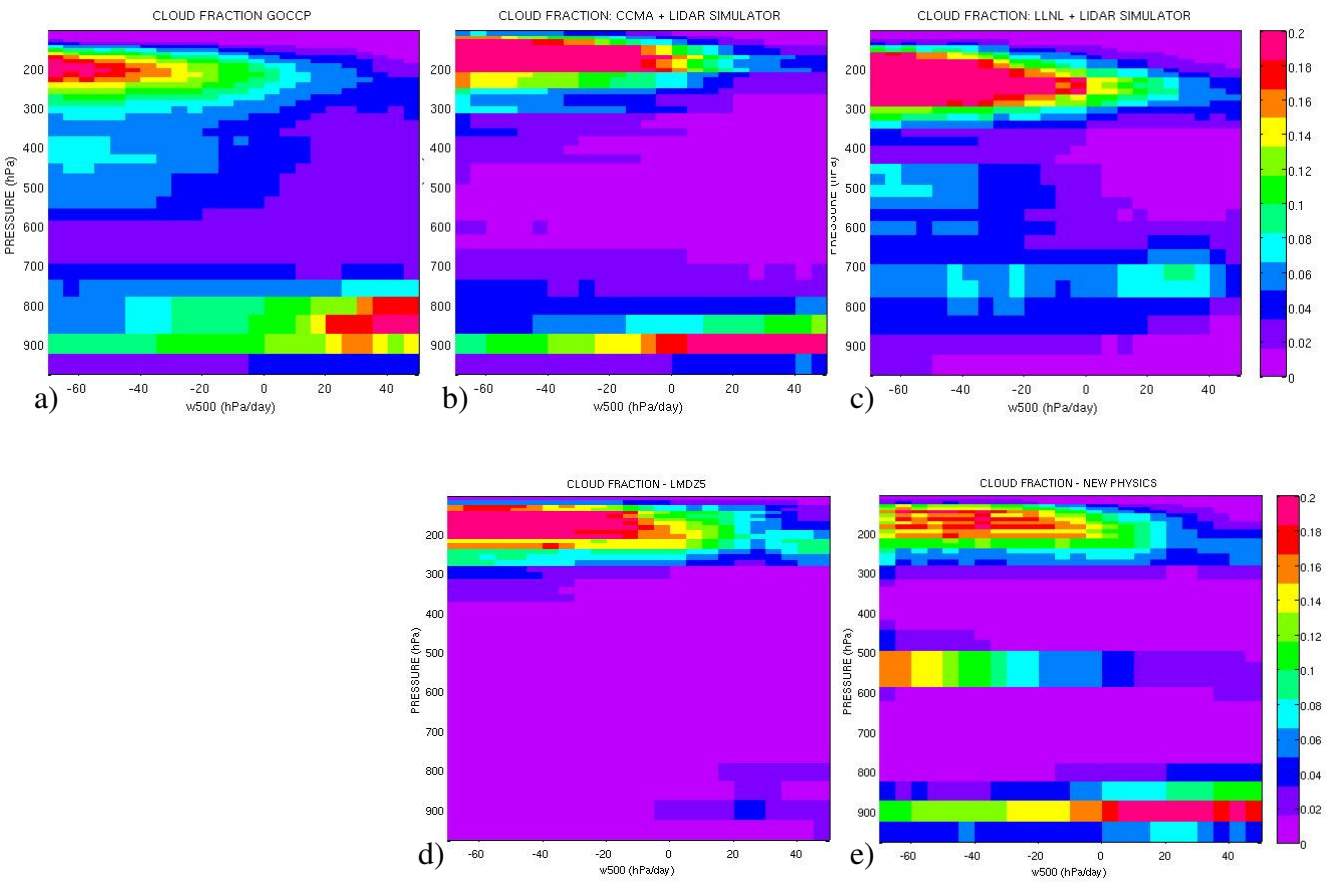


Figure 5.25 : Fraction nuageuse en fonction de la pression et de la vitesse verticale ω_{500} dans les océans tropicaux à partir (a) des observations CALIPSO-GOCCP et les réanalyses ERA-Interim, et en sortie du simulateur lidar pour : (b) CCCMA, (c) CAM3.5, (d) LMDZ5, et (e) LMDZ5-NP pour un an des simulations.

5.4.4. Relation entre couverture et réflectance nuageuse

Jusqu'à ici l'analyse multi-modèles a révélé des défauts communes aux différents modèles climatiques dans la représentation des propriétés nuageuses. Par contre nous allons maintenant voir que la relation entre la couverture nuageuse et la réflectance nuageuse est très différente d'un modèle à l'autre. La Figure 5.26 montre la relation en moyenne journalière entre la fraction nuageuse et la réflectance nuageuse observée et simulée par les différents modèles pour tous les nuages océaniques tropicaux (a,b,c,d,e) et pour uniquement les nuages bas océaniques tropicaux (f,g,h,i,j). Le modèle CCCMA simule la corrélation assez proche de celle observée (Figure 5.26.b) notamment pour les fractions nuageuses élevées (CF>0.8). Par contre CCCMA n'arrive pas à simuler les faibles valeurs de la réflectance nuageuse (<0.2, τ<3.4) associées aux faibles couvertures nuageuses et il les surestime : 0.15 < réflectance nuageuse < 0.5 (2.4<τ<11.4). Le modèle ECHAM5 au contraire simule une relation totalement différente de celle observée : les nuages avec des faibles fractions nuageuses sont optiquement épais, et leur épaisseur optique diminue avec l'augmentation de la couverture nuageuse. ECHAM simule des nuages très épais optiquement, la réflectance nuageuse étant toujours supérieure à 0.2 (τ>3.4). LMDZ5 arrive à simuler des nuages ayant une faible fraction et une faible épaisseur optique mais il simule également des nuages ayant une faible

fraction mais dont l'épaisseur optique est beaucoup trop forte (réflectances nuageuses allant jusqu'à 1). LMDZ5 ne simule pas l'augmentation de l'épaisseur optique avec l'augmentation de la fraction nuageuse, mais une relation plutôt inverse. LMDZ5-NP est proche de LMDZ5 avec des fractions nuageuses plus importantes et des épaisseurs optiques moins fortes.

Des défauts du même type sont identifiés dans la relation entre la réflectance et la couverture nuageuse lorsque on étudie les nuages bas océaniques tropicaux (Figure 5.26.e-h). Aucun modèle n'arrive pas à bien reproduire cette corrélation, chacun donne une relation différente. CCCMA simule une épaisseur optique presque constante (0.2 < réflectance nuageuse < 0.5). Pour ECHAM l'épaisseur optique diminue avec l'augmentation de la couverture nuageuse, contrairement aux observations. LMDZ5 et LMDZ5-NP, comme on a déjà vu, simulent des nuages trop épais optiquement avec des faibles fractions nuageuses (CF<0.3).

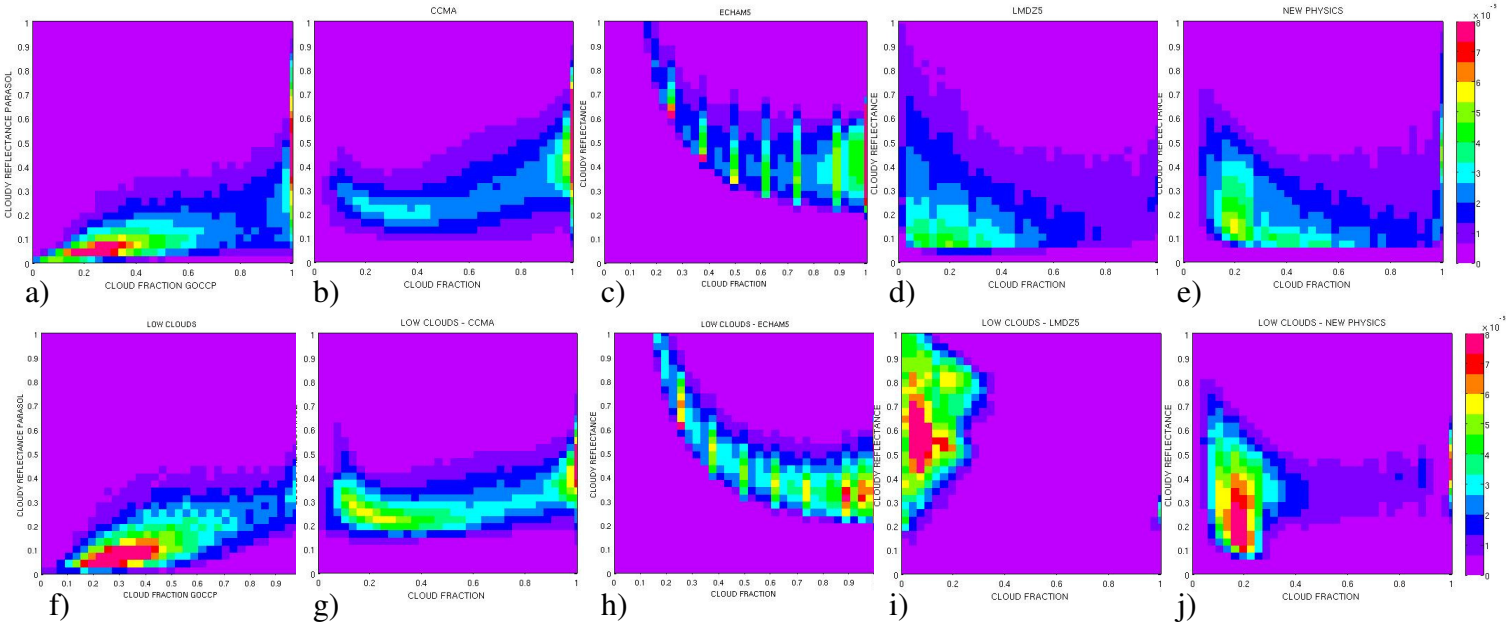


Figure 5.26 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse en fonction de la fraction nuageuse en haut (a,b,c,d et e) pour tous les nuages océaniques tropicaux et en bas (f,g,h,i et j) pour les nuages océaniques tropicaux du niveau bas (selon $CF_{low}>0.9*CF_{tot}$) : (a et f) observée par PARASOL et CALIPSO-GOCCP et en sortie du simulateur d'observables pour : (b et g) CCCMA, (c et h) ECHAM5, (d et i) LMDZ5 et (e et j) LMDZ5-NP. L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

5.5. Conclusion

Dans cette partie nous avons évalué la représentation des nuages dans les deux versions du modèle LMDZ. La réflectance simulée est déduite des sorties du modèle et le simulateur PARASOL, ainsi que le simulateur lidar est appliqué aux sorties du modèle pour donner d'informations sur la couverture nuageuse et la distribution verticale des nuages simulées. Les simulateurs d'observables prennent en compte les contraintes des capteurs et permettent la

comparaison directe entre les grandeurs observées et simulées. La comparaison entre les observations et les deux versions du LMDZ a révélé des défauts du modèle :

A l'échelle globale le modèle (les deux versions) est réglé pour simuler correctement les flux au sommet de l'atmosphère. Nous avons constaté que la bonne simulation des flux au TOA n'implique pas nécessairement la bonne simulation des propriétés nuageuses. La fraction nuageuse totale est significativement sous-estimée à l'échelle globale, cette sous-estimation étant moins importante pour la 'nouvelle physique'.

Dans les hautes et moyennes latitudes le forçage radiatif SW est surestimé par LMDZ5 tandis que la couverture nuageuse est fortement sous-estimée. LMDZ5-NP simule bien le forçage radiatif et sous-estime la fraction nuageuse mais moins que l'ancienne version. L'étude de la région du Pacifique Nord montre que pour les valeurs simulées par le modèle, la sous-estimation de la couverture nuageuse est compensée par la forte surestimation de l'épaisseur optique des nuages : l'épaisseur optique observée reste plutôt inférieure à 8, alors que celle simulée par LMDZ5 et LMDZ5-NP est de l'ordre de 17 et 8 respectivement. De plus aucune version du modèle n'arrive à simuler correctement les nuages frontaux qui s'étalent sur toute la hauteur de la troposphère, mais elles simulent deux types de nuages séparés : des nuages bas et des nuages hauts sans nuages moyens. Dans l'ancienne version du modèle, le déficit de nuages moyens et dans une moindre mesure de nuages bas, est compensée par la surestimation de nuages hauts. Cet effet est moins marqué dans la nouvelle version du modèle.

Dans les régions tropicales le modèle LMDZ5 sous-estime fortement les nuages de couche limite. Cette sous-estimation ne résulte pas de l'atténuation du signal lidar, car elle est également visible dans les sorties du modèle sans l'utilisation du simulateur. La nouvelle physique du modèle réussi à simuler des nuages bas dans la région des stratocumulus dans la partie Est des océans mais également sur toute la surface des océans. LMDZ5 a des difficultés à simuler les nuages moyens tropicaux mais par contre surestime les nuages hauts. Ce n'est pas le cas pour la Nouvelle Physique : la sous-estimation des nuages bas et moyens est moins importante ainsi que la surestimation des nuages hauts. On a montré que le modèle (les deux versions) simule moins de nuages optiquement fins mais surestime la présence du ciel clair. Il simule également plus de nuages optiquement épais. La relation entre la réflectance nuageuse et la fraction nuageuse montre que le modèle ne produit pas assez de nuages avec des fractions nuageuses importantes, à la place il simule des nuages avec des faibles fractions qui sont optiquement épais. La simulation des nuages bas avec des fortes valeurs d'épaisseur optique compense leur sous-estimation. La nouvelle physique présente les mêmes caractéristiques nuageuses que l'ancienne physique mais elles sont moins marquées et plus proches des relations observées.

Lorsqu'on évalue les propriétés nuageuses dans les régions convectives au dessus des océans tropicaux, comme le Pacifique Ouest ou l'ITCZ, on voit que les deux versions du modèle ne simulent pas assez de nuages et que ceux-ci ne sont pas optiquement assez épais. La nouvelle version du modèle sous-estime moins la couverture nuageuse mais elle sous-estime plus la réflectance nuageuse. La distribution verticale des nuages montre que dans LMDZ5 le déficit des nuages aux bas et moyens est compensé par la surestimation des nuages hauts et optiquement fins. Par contre la nouvelle version du modèle arrive à simuler des nuages bas, qui sont même trop épais, des nuages moyens également trop épais, à mieux représenter les nuages hauts convectifs. Cependant les nuages moyens ne sont assez étalés verticalement et sont situés trop bas.

Dans les régions de subsidence, comme la partie Est des océans, le modèle LMDZ5 sous-estime la fraction de nuages bas et surestime la fraction de nuages hauts. La fraction nuageuse totale est sous-estimée, mais par contre l'épaisseur optique de ces nuages est surestimée. Ces erreurs se compensent d'un point de vue radiatif et ils en résultent à une bonne estimation des flux au sommet de l'atmosphère. Le nouveau schéma de la couche limite dans la nouvelle version du modèle améliore significativement la représentation des nuages bas dans les régions de subsidence. Ces nuages sont optiquement moins épais et plus proches des valeurs observées. Par contre la nouvelle physique n'arrive pas à simuler les nuages ayant des faibles valeurs de couverture nuageuse et de réflectance nuageuse.

Finalement la représentation des propriétés nuageuses par d'autres modèles de climat a été évaluée. Pour cette analyse multi-modèles nous avons utilisé les modèles climatiques CCCMA, CAM3.5, ECHAM5, LMDZ5 et LMDZ5-NP. Cette analyse a révélé que les biais du LMDZ déjà identifiés, se sont des biais communs aux autres modèles climatiques même s'ils sont plus ou moins marqués selon les modèles. Tous les modèles sous-estiment la fraction nuageuse moyenne sur le globe. Ils sous-estiment les nuages bas tropicaux de couche limite surtout dans les régions de subsidence, ils sous-estiment les nuages moyens, mais surestiment les nuages hauts. Les modèles n'arrivent pas à bien reproduire l'étalement vertical de la couverture moyenne dans les hautes et moyennes latitudes, à la place ils simulent des nuages bas et hauts séparément. Par contre la relation instantanée entre la fraction nuageuse et la réflectance nuageuse est très différente pour les différentes modèles climatiques : CCCMA simule une épaisseur optique peu dépendante de la couverture nuageuse, ECHAM simule une épaisseur optique diminuant avec l'augmentation de la couverture nuageuse et LMDZ simule des nuages avec des faibles couvertures nuageuses qui sont optiquement trop épais.

Conclusion

Les modèles de circulation générale (GCMs) ont beaucoup progressés au cours des dernières décennies dans leur capacité à simuler les caractéristiques principales du climat. Mais l'incertitude sur l'ampleur du réchauffement climatique tel que prédite par les modèles du climat est encore élevée. Les rétroactions nuageuses constituent l'une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité climatique et il est donc crucial d'améliorer la représentation des différents types des nuages dans les modèles climatiques. Pour cela il nous faut des observations précises afin de pouvoir d'une part améliorer la connaissance des propriétés nuageuses et d'autre part mieux évaluer la présentation des nuages dans les modèles climatiques.

L'objectif de cette thèse a été de tirer profit des observations satellitales de l'A-Train afin d'évaluer les propriétés nuageuses simulés par les modèles du climat. Nous avons obtenus les conclusions suivantes :

Les outils observationnels : les satellites de l' A-Train

Les satellites de l'A-Train constituent un observatoire spatial dédié à la caractérisation des propriétés de l'atmosphère. Les différents capteurs fournissent des informations complémentaires sur les propriétés nuageuses à différente résolution spatiale. Nous avons utilisé le radiomètre CERES pour étudier l'effet radiatif des nuages à partir des mesures des flux au sommet de l'atmosphère, les radiomètres PARASOL et MODIS pour les mesures de la réflectance et de la fraction nuageuse, le lidar CALIPSO qui fournit une description de la distribution verticale des nuages et de la couverture nuageuse à haute résolution, et le radar CloudSat qui mesure la réflectivité des nuages et décrit aussi la distribution en trois dimensions des nuages.

A partir des mesures standards, nous avons développé des produits dédiés à cette étude, ayant toujours comme but l'étude des propriétés nuageuses pour l'évaluation des modèles climatiques. Nous avons choisi une direction de visée constante des mesures PARASOL et avec cette approche, la réflectance constitue un proxy de l'épaisseur optique des nuages. Nous avons également utilisé le produit CALIPSO-GOCCP développé pour qu'il soit compatible et ainsi directement comparable aux grandeurs calculées par le simulateur d'observables utilisé par les modèles de climat. Nous avons montré l'importance du choix du seuil de détection nuageuse : avec un seuil trop élevé on ne détecte plus les nuages fins dans le Pacifique et l'Atlantique Central. Par contre le modèle ne montre pas de sensibilité aux changements de seuil de détection nuageuse dans le simulateur lidar.

Un avantage important de l'A-train est que les satellites survolent le même point du globe dans un intervalle de quelques minutes ce qui permet des mesures multi-cateurs, simultanées

et coordonnées. Nous avons montré en nous appuyant sur des études de cas que les différents capteurs décrivent la même scène nuageuse presque simultanément avec un léger décalage du aux transport des nuages par le vent local. Nous nous sommes focalisés sur les propriétés radiatives des nuages (réflectance / épaisseur optique par PARASOL-MODIS), la couverture et la distribution tridimensionnelle (issus par le lidar) des nuages. Dans toute la thèse nous avons utilisé des observations PARASOL et MODIS co-localisées sous la trace de CALIPSO. Ces données co-localisées sont statistiquement représentatives de l'ensemble des données.

Le cas d'étude a également mis en évidence les différences entre les capteurs : elles ne sont pas seulement dues aux différentes techniques de télédétection mais aussi aux différences de résolution spatiale des capteurs : pour la scène nuageuse de petits cumulus peu profonds, lorsque la taille du nuage est plus petite que la taille observée (du pixel), les mesures de propriétés nuageuses sont contaminées par la présence du ciel clair dans la grille. C'est pour cela que la fraction nuageuse CALIPSO-GOCCP (333m) est supérieure à la fraction nuageuse MODIS (1km) et plus grande que la fraction nuageuse PARASOL (6km). Cette différence est particulièrement présente dans la région du Pacifique Central, pour des nuages optiquement fins, fragmentés, dans les basses couches. Par contre les valeurs de la réflectance PARASOL sont supérieures à la réflectance MODIS et cette différence est encore plus importante pour des grandes valeurs de réflectance.

Caractérisation des propriétés nuageuses observées

Dans un premier temps nous avons utilisé les observations des capteurs de l'A-train afin de caractériser les propriétés nuageuses observées. Nous avons analysé statistiquement les mesures en utilisant plusieurs outils : des cartes globales, des moyens zonales, des diagrammes du signal lidar, des diagrammes de corrélation entrer les variables nuageuses (épaisseur optique, couverture nuageuse et distribution verticale des nuages) mesurées simultanément. L'analyse des propriétés nuageuses en fonction de la circulation atmosphérique dans les tropiques, proposée par Bony et al. (2004) a aussi été utilisée et les scènes nuageuses sont classées en fonction du régime de circulation. Nous avons également appliqué des méthodes de classification des nuages selon leur distribution géographique. Toutes ces méthodes se sont révélées très utiles pour l'étude des propriétés nuageuses observées et elles ont permit d'une part de mieux comprendre certaines situations nuageuses et d'autre part de servir dans la suite d'outils de comparaison et d'évaluation des sorties du modèle.

Nous avons montré l'importance de la résolution spatiale et temporelle sur les résultats des différentes analyses statistiques réalisées. Les résultats de l'analyse changent significativement lorsqu'on utilise des grandeurs moyennées sur la grille, lorsqu'on change la résolution de la grille lat x lon, lorsqu'on change la résolution temporelle (valeurs journalières ou moyennes mensuelles). Comme les rétroactions nuageuses impliquent des processus nuageux instantanés et de petite échelle, les observations doivent être analysées à haute résolution. Pour cela nous avons utilisé une échelle relativement petite dans l'analyse, des valeurs moyennes journalières sur la grille de 1°x1°.

De plus, nous avons développé une méthodologie qui permet de conserver les informations contenues par les observations à haute résolution spatiale, à une échelle aussi proche que possible de celle des processus nuageux. Avec cette méthode, la réflectance nuageuse a été construite, en ne faisant référence qu'à la partie nuageuse et en étant le moins possible

contaminé par la présence de ciel clair. Cette méthode a montré que la réflectance ciel clair correspond à des valeurs inférieures à 0.03. La réflectance nuageuse dans les océans tropicaux prend des valeurs allant jusqu'à 0.75, les nuages optiquement fins (le tiers des réflectances les plus faibles) sont associés à des réflectances nuageuses inférieures à 0.07 ($\tau<0.8$ pour des particules sphériques et $\theta_s=30°$) tandis que les nuages océaniques tropicaux optiquement épais ont des valeurs de réflectance nuageuse supérieures à 0.18 ($\tau>3$).

Nous avons focalisé notre étude sur les nuages tropicaux qui contribuent du façon dominante à la dispersion des estimations de réchauffement climatique. On y retrouve des nuages hauts au dessus des continents, au dessus du Pacifique Ouest, le long de l'ITCZ, de la SPCZ. Les nuages hauts ayant une température basse contribuent fortement à l'effet de serre des nuages. On trouve la présence des nuages moyens dans les mêmes régions où l'on a des nuages hauts. Les nuages bas sont présents dans toutes les régions tropicales océaniques avec une présence plus forte dans l'Est des bassins océaniques. Ces nuages ont un fort impact radiatif car l'effet d'albédo des nuages est supérieur à l'effet de serre et donc ces nuages refroidissent le système climatique. La relation entre la réflectance nuageuse et la couverture nuageuse montre deux populations de nuages océaniques tropicaux : ceux qui sont optiquement fins ($\tau<3.4$) et qui ont une faible couverture nuageuse, et les nuages qui ont une fraction élevée (CF>0.8) associés à une large gamme de réflectances nuageuses allant jusqu'à 0.4. Si on ajoute l'information de la distribution verticale des nuages on trouve que les valeurs importantes de la réflectance nuageuse intégrée sur la colonne atmosphérique sont dues aux nuages multicouches. Les nuages fins ($\tau<0.8$) sont des nuages de couche limite dans les régions d'alizés. Les nuages optiquement épais ($\tau>3$) sont des nuages hauts et moyens au dessus des régions de convection profonde (le long de l'ITCZ, de la SPCZ et au dessus de la 'warm pool') et des nuages bas (stratus, stratocumulus) dans les régions de subsidence le long de la côte Est des océans tropicaux.

L'analyse des nuages tropicaux en régimes de circulation a montré que les mouvements ascendants associés à une importante activité convective produisent des nuages hauts, avec une fraction nuageuse élevée. Juste en dessous, il y a des nuages moyens probablement du type cumulus congestus. Ces couches nuageuses sont optiquement épais et ils couvrent les nuages bas peu fréquents en dessous. Dans les régimes convectifs on constate que l'accroissement de la vitesse ascendante de l'air est associé à une augmentation de la quantité de nuages et de l'épaisseur optique des nuages. D'autre part la subsidence atmosphérique favorise la formation de nuages stratiformes de couche limite. Ces nuages sont constitués de nuages très réfléchissants dans la partie Est des océans et de nuages de faible couverture nuageuse dans les zones de subsidence modérés (régions des alizés) qui ont un fort poids statistique. Dans les régimes de subsidence on trouve également la forte présence des nuages bas optiquement fins et peu des cirrus fins. En moyenne ces nuages ont une fraction nuageuse plus faible et sont optiquement moins épais que les nuages convectifs.

Nous avons aussi montré que l'épaisseur optique des nuages de couche limite augmente avec l'altitude du sommet de ces nuages et avec la fraction nuageuse : les nuages bas condensent de l'eau (et leur épaisseur optique augmente) en croissant principalement verticalement, puis horizontalement.

Les nuages dans les hautes latitudes, étudiées dans la région du Pacifique Nord, sont des nuages frontaux d'une extension verticale importante qui s'étendent de la couche limite jusqu'à la troposphère supérieure et qui sont optiquement épais. On y retrouve également des nuages bas qui ont une épaisseur optique importante.

Evaluation des propriétés nuageuses simulées par les modèles de climat

Tous les outils observationnels développés dans cette thèse sont utilisés afin d'évaluer les propriétés nuageuses simulées par les modèles climatiques. La méthode utilisée pour comparer les sorties des modèles aux grandeurs observées consiste d'une part à utiliser le simulateur d'observables, à partir des sorties de modèles, et d'autre part d'utiliser des jeux des données traitées de la même façon que dans le simulateur, comme GOCCP. Cette méthode garantie que les écarts entre le modèle et les observations révèlent des lacunes sur la représentation des nuages par le modèle plutôt que des différences dans la définition des nuages ou des diagnostiques. Nous avons principalement utilisé le simulateur lidar CALIPSO et le simulateur de réflectance PARASOL.

Le modèle de climat LMDZ a été utilisé et son évaluation a révélé des biais du modèle :
- Le modèle simule bien les flux au sommet de l'atmosphère mais cela n'implique pas la bonne simulation des propriétés nuageuses. En moyenne globale, le modèle sous-estime la couverture nuageuse totale et surestime l'épaisseur optique des nuages.
- LMDZ simule pas assez des nuages optiquement fins mais il surestime la présence du ciel clair.
- Dans tous les tropiques il sous-estime fortement les nuages de couche limite et il n'arrive non plus de simuler les nuages moyens. Par contre, il surestime les nuages hauts tropicaux.
- Le modèle crée peu de nuages de couche limite, mais lorsqu'il les simule ils ont une épaisseur optique trop grande. Par contre il sous-estime l'épaisseur optique des nuages hauts.
- La présence des nuages convectifs est sous-estimée ainsi que leur épaisseur optique. Le modèle crée trop de nuages hauts optiquement fins dans ces régions.
- Dans les régions de subsidence le modèle simule trop peu de nuages de couche limite mais surestime la fraction des nuages hauts de toutes les épaisseurs optiques.
- Dans les moyennes latitudes le modèle n'arrive pas à reproduire les systèmes nuageux frontaux. A la place il simule des nuages bas et des nuages hauts séparément et pas de nuages moyens. Il surestime les nuages hauts ainsi que leur épaisseur optique.

Une nouvelle version du LMDZ a été évaluée par rapport à la version standard du modèle. La 'Nouvelle Physique' contient principalement un nouveau schéma de couche limite, une version modifiée du schéma de convection profonde, et prise en compte des poches froides. Certains défauts de la représentation des nuages par la nouvelle physique ont les mêmes caractéristiques que l'ancienne version du modèle : sous-estimation de la couverture nuageuse totale, sous-estimation des nuages moyens, surestimation de l'épaisseur optique des nuages, problèmes dans la relation entre couverture nuageuse et épaisseur optique, problèmes dans la représentation des nuages aux hautes latitudes, mais ces défauts sont moins marqués et les grandeurs simulées plus proches des valeurs observées. Nous avons également identifié des améliorations importantes apportées par la nouvelle physique :
- Le nouveau schéma de couche limite améliore significativement la représentation des nuages de couche limite dans les régions de subsidence, dans la partie Est des océans mais aussi sur une très longe fraction des océans. Les nuages bas sont encore optiquement trop épais mais moins que pour l'ancienne version.
- La nouvelle physique arrive à simuler des nuages moyens dans les moyennes latitudes mais aussi dans les tropiques. Les nuages moyens tropicaux sont très épais optiquement et ils sont produits dans une seule couche et plus bas que dans les observations.
- Le schéma de convection a amélioré la simulation des nuages hauts. Aussi la relation entre la couverture nuageuse et l'épaisseur optique des nuages hauts tropicaux est significativement mieux reproduite.

De plus nous avons étudié la présentation des propriétés nuageuses par d'autres modèles de climat (CCCMA, CAM3.5 et ECHAM5) et nous avons illustré que ces modèles montrent des biais et des difficultés communes plus ou moins marquées selon le modèle : sous-estimation de la fraction nuageuse totale, sous-estimation des nuages bas et moyens et surestimation des nuages hauts tropicaux. Par contre la relation instantanée entre l'épaisseur optique et la couverture nuageuse est simulée de façon très différente selon les modèles de climat.

Perspectives

Ici nous proposons quelques voies de recherche possibles comme continuité et progression des travaux menés dans cette thèse :

- Les données du radar CloudSat pourraient aussi être utilisées et couplées aux données CALIPSO pour l'analyse statistique des propriétés nuageuses. Ca donnera plus d'informations sur la distribution verticale des nuages : le signal radar ayant une fréquence de 94GHz, ne peut pas détecter les nuages optiquement fins (typiquement $\tau<1$), mais il peut pénétrer là où le signal lidar est atténué ($\tau<3$) et donc décrire les nuages opaques sur toute leur hauteur. Egalement le radar CloudSat pénètre la plupart des précipitations, il est donc appropriée pour les mesures de la précipitation et peut être utilisé pour l'évaluation des nuages précipitants simulées par les modèles climatiques.

- Dans cette thèse nous nous sommes focalisés sur les nuages tropicaux. La même étude pourrait être menée sur les nuages dans les moyennes latitudes mais aussi sur les hautes latitudes (proches des pôles). Ca permettra de mieux documenter le lien entre les propriétés nuageuses et la dynamique des moyennes latitudes qui est plus complexe que celle des tropiques et des très hautes latitudes, encore peu documentées.

- Nous avons commencé à étudier la distribution de la réflectance nuageuse sous maille (section 4.1.2). On pourrait aller plus loin dans cette analyse et étudier la même distribution pour le modèle, c'est-à-dire comment les valeurs de la réflectance et de la fraction nuageuse sont distribuées dans les différentes sous-mailles du simulateur COSP.

- L'évaluation du LMDZ et surtout de la 'Nouvelle Physique' du modèle vient de commencer. Notre étude a contribué à identifier certains défauts du modèle. Pour aller plus loin et mieux comprendre les mécanismes physiques du modèle responsables pour les différences entre le modèle et les observations mais aussi entre les différentes versions du modèle, on pourrait 'jouer' avec des paramètres précis dans le modèle et étudier leur effet avec tous les outils développés. Par exemple on pourrait étudier l'effet de la forme de la PDF du schème statistique de nuages utilisé dans LMDZ (effet de la forme bi-modale de la PDF par rapport à la forme uni-modale). On pourrait aussi étudier le rôle de la microphysique en testant le paramètre de l'occurrence de la précipitation.
De plus nous pourrons utiliser cette analyse afin d'évaluer les différences entre jour et nuit, la présentation de la variation saisonnière et annuaire dans le modèle du climat.

- La méthode d'évaluation des propriétés nuageuses proposée dans cette thèse et les tests observationnels développés qui permettent la description des processus nuageuses à une échelle proche de l'échelle des processus nuageux peuvent être généralisés aux GCMs afin d'évaluer les paramétrisations des nuages dans les modèles climatiques.

Annexe

A. Simulateur PARASOL

Le simulateur PARASOL commence par le rapport de mélange de l'eau liquide et de la glace dans chaque grille du modèle, et qui sont ensuite convertis aux rapports de mélange sous-maille (voir SCOPS, section 1.3.). L'épaisseur optique totale de la glace et de l'eau liquide sont calculées dans chaque sous-colonne en supposant que les particules nuageuses sont sphériques avec un rayon égal au rayon effectif prédit par le modèle [Hourdin et al. 2006]. Ensuite, à partir de l'épaisseur optique, la réflectance diréctionnelle est calculée, issue d'une interpolation bilinéaire des tableaux pré-calculés, contenant les résultats des calculs de transfert radiatif pour les deux phases des particules nuageuses (sphériques ou non sphériques) et pour les différents angles solaires zénithaux (voir Figure 2.3) ; la différence entre les valeurs de réflectance directionnelle pour des particules sphériques ou non sphériques peut atteindre un maximum de 0.1 pour un angle solaire zénithal élevé (hautes latitudes) lorsque la réflectance est d'environ 0.5. La réflectance directionnelle sous-maille est calculée pour l'angle solaire solaire zénithal correspondant au passage PARASOL et pour le pourcentage de l'eau liquide et de la glace sous-maille. La reflectance directionnelle obtenue pour chaque maille est moyennée dans chaque grille du GCM pour chaque jour. Alors la réflectance dans une direction constante simulée est directement comparable à celle observée.

B. Simulateur lidar

Le simulateur lidar [Chiriaco et al., 2006; Chepfer et al., 2008] diagnostique des profils lidar à partir des sorties du modèle climatique. Dans chaque grille du modèle, le modèle calcule les profils verticaux de température, de la pression, de la fraction nuageuse, du contenu en eau des nuages et du rayon efficace des gouttelettes nuageuses et des cristaux de glace. Ces profils sont ensuite convertis en un ensemble des profils sous-maille à l'aide de SCOPS. Dans chaque sous-colonne, le coefficient de rétrodiffusion des particules $\beta_{sca,part}$ et le coefficient d'atténuation $\alpha_{sca,part}$ sont les sommes des coefficients des particules nuageuses de l'eau liquide et de la glace. Ils sont calculés à partir des équations suivantes :

$$\beta_{sca.part}(z) = k_{part}(z) * \alpha_{sca.part}(z) \qquad \text{(B.1)}$$

$$\alpha_{sca.part}(z) = \int \pi r^2 Q(r) n(r,z) dr \qquad \text{(B.2)}$$

où k est le rapport de rétrodiffusion sur l'extinction $k_{part}=P(\pi)/4\pi$, où r est le rayon de la particule, n(r,z) est la distribution de la taille de la particule, $P(\pi)$ est la fonction de la phase de rétrodiffusion et Q(r) l'efficacité de diffusion. En supposant que les particules nuageuses dans le modèle sont sphériques, $P(\pi)$ est paramétré en fonction du rayon efficace en utilisant la théorie de Mie. Aussi comme la plupart des particules nuageuses sont plus grandes que λ=532nμ, Q(r) est fixé à 2. Ensuite le contenu en eau liquide et en glace du nuage sont convertis aux concentrations des particules. Ceci est fait en supposant un rayon pour les particules nuageuses égal au rayon efficace prédit par le modèle. Enfin, l'équation du signal lidar (1.2) est utilisée pour calculer dans chaque sous-colonne de chaque grille le signal moléculaire ATB_{mol} et le signal total ATB du profil lidar. Le SR (Scattering Ratio) est défini comme pour les observations, comme le rapport du signal total ATB sur le signal moléculaire ATB_{mol}. Les mêmes diagnostiques de la détection nuageuse que dans GOCCP (seuil de SR, moyenage sur l'espace et sur le temps, fraction nuageuse pour chaque couche verticale et pour les niveaux verticaux) sont appliquées à ceux signaux calculés.

C. Figures complémentaires sur l'analyse modèle de climat

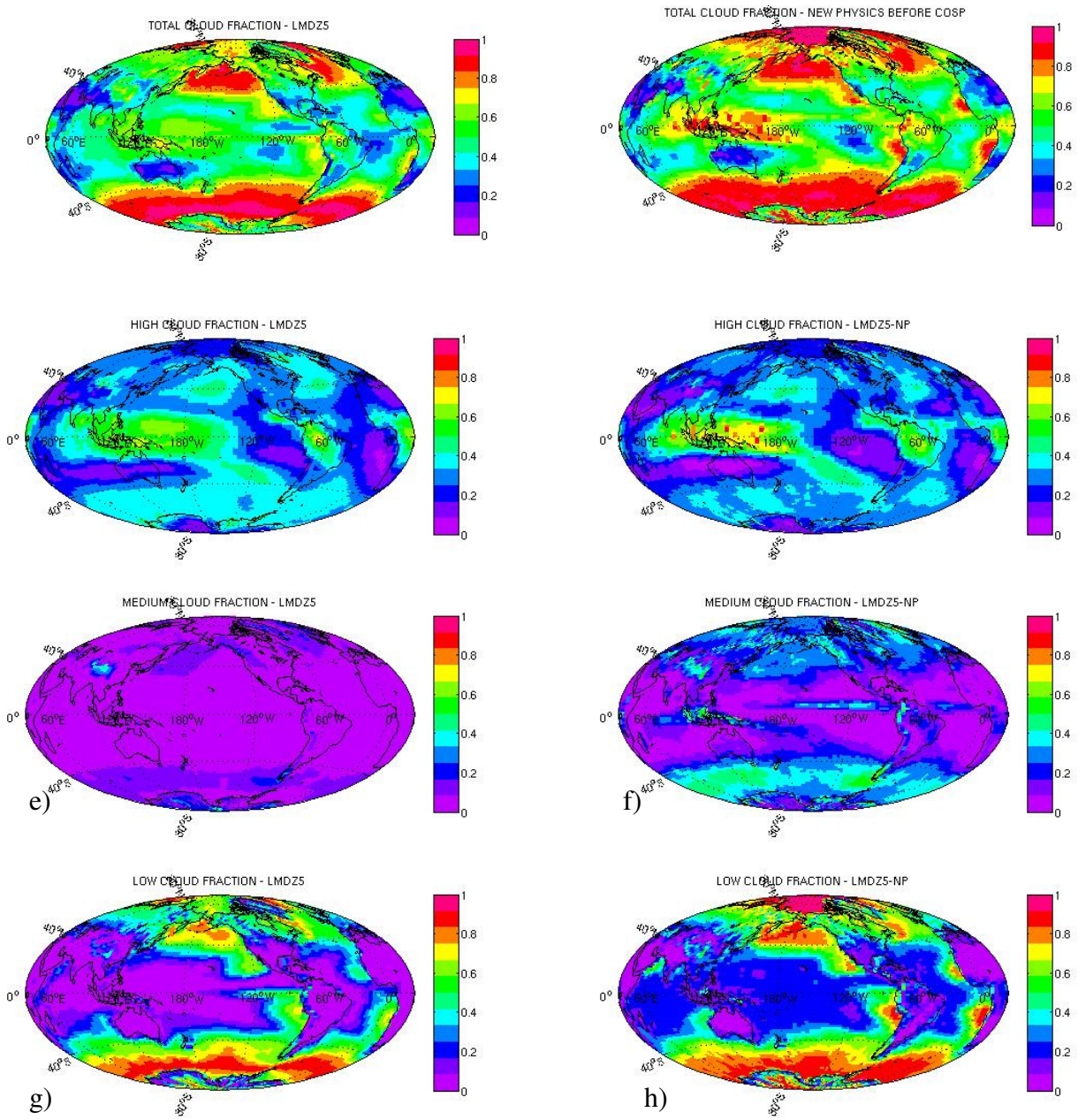


Figure C1 : Fraction nuageuse (a et b) totale, (c et d) du niveau haut, (e et f) du niveau moyen, et (g et h) du niveau bas, (a,c,e,g) simulée par LMDZ5, et (b,d,f,h) simulée par LMDZ5-NP.

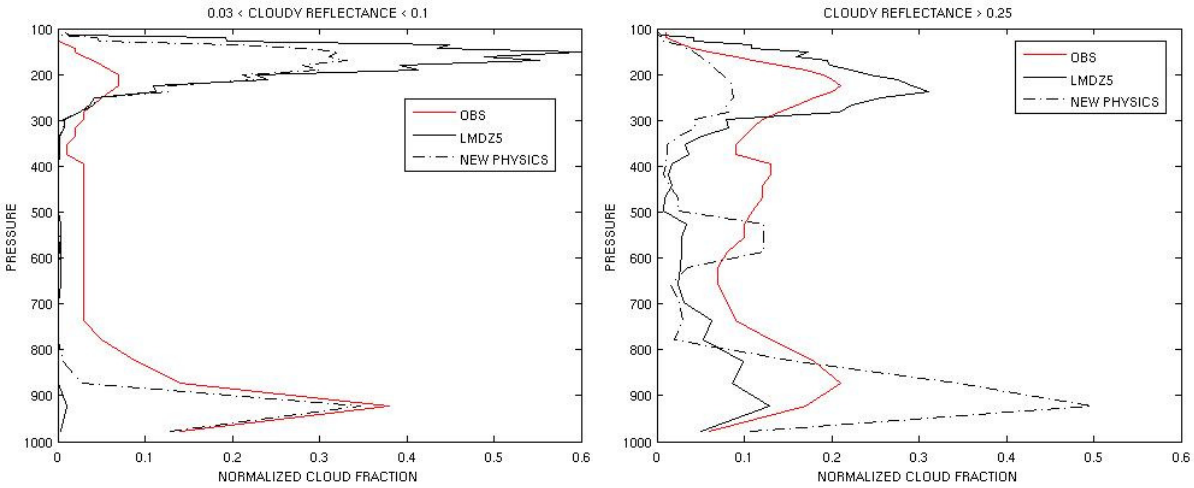


Figure C2 : Profil moyen de la fraction nuageuse en fonction du niveau de pression, quand la fraction nuageuse totale est supérieure à 0.1, divisé par la fraction nuageuse totale dans chaque grille de 1°x1° dans les océans tropicaux (a) pour des faibles épaisseurs optiques (0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.1) et (b) pour des fortes épaisseurs optiques (réflectance nuageuse moyenne >0.25), observée par CALIPSO-GOCCP et PARASOL (ligne rouge), simulée par LMDZ5 et le simulateur (ligne noire pleine), et simulée par LMDZ5-NP et le simulateur (ligne noire tirée).

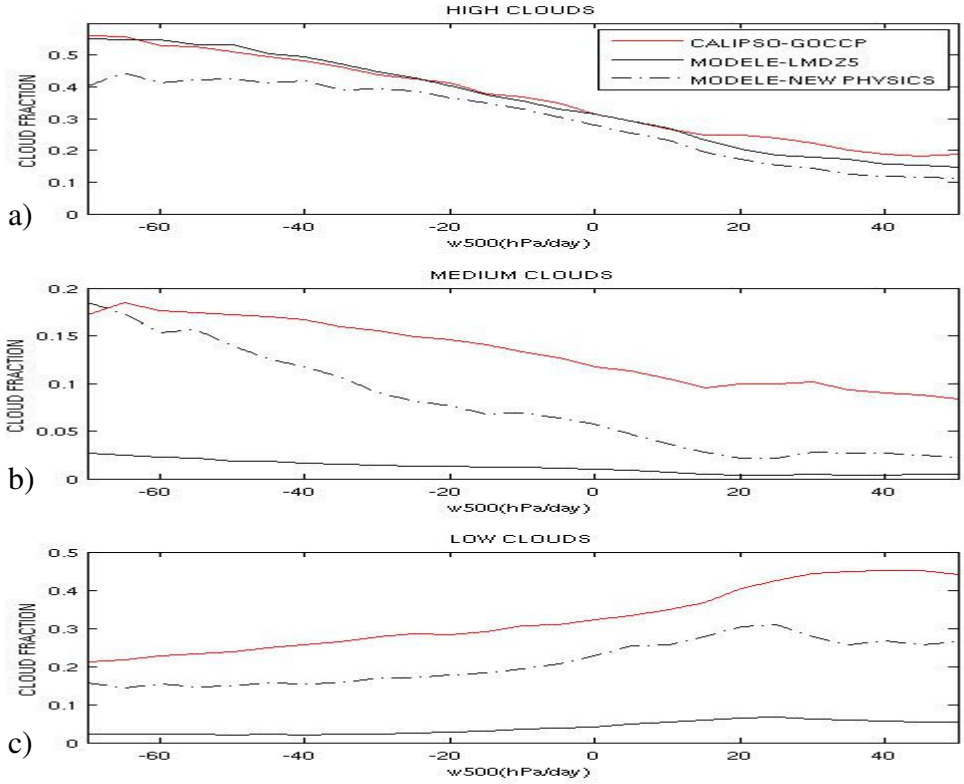


Figure C3 : Fraction nuageuse pour (a) les nuages hauts, (b) les nuages moyens, et (c) les nuages bas en fonction de la vitesse verticale ω_{500} en moyenne mensuelle dans les océans tropicaux, observées par CALIPSO-GOCCP (ligne rouge) et simulées par LMDZ5 (ligne noire continue), LMDZ5-NP (ligne noire tirée) et le simulateur lidar. La vitesse verticale ω_{500} est estimée à partir des réanalyses ERA-Interim et à partir des sorties du modèle.

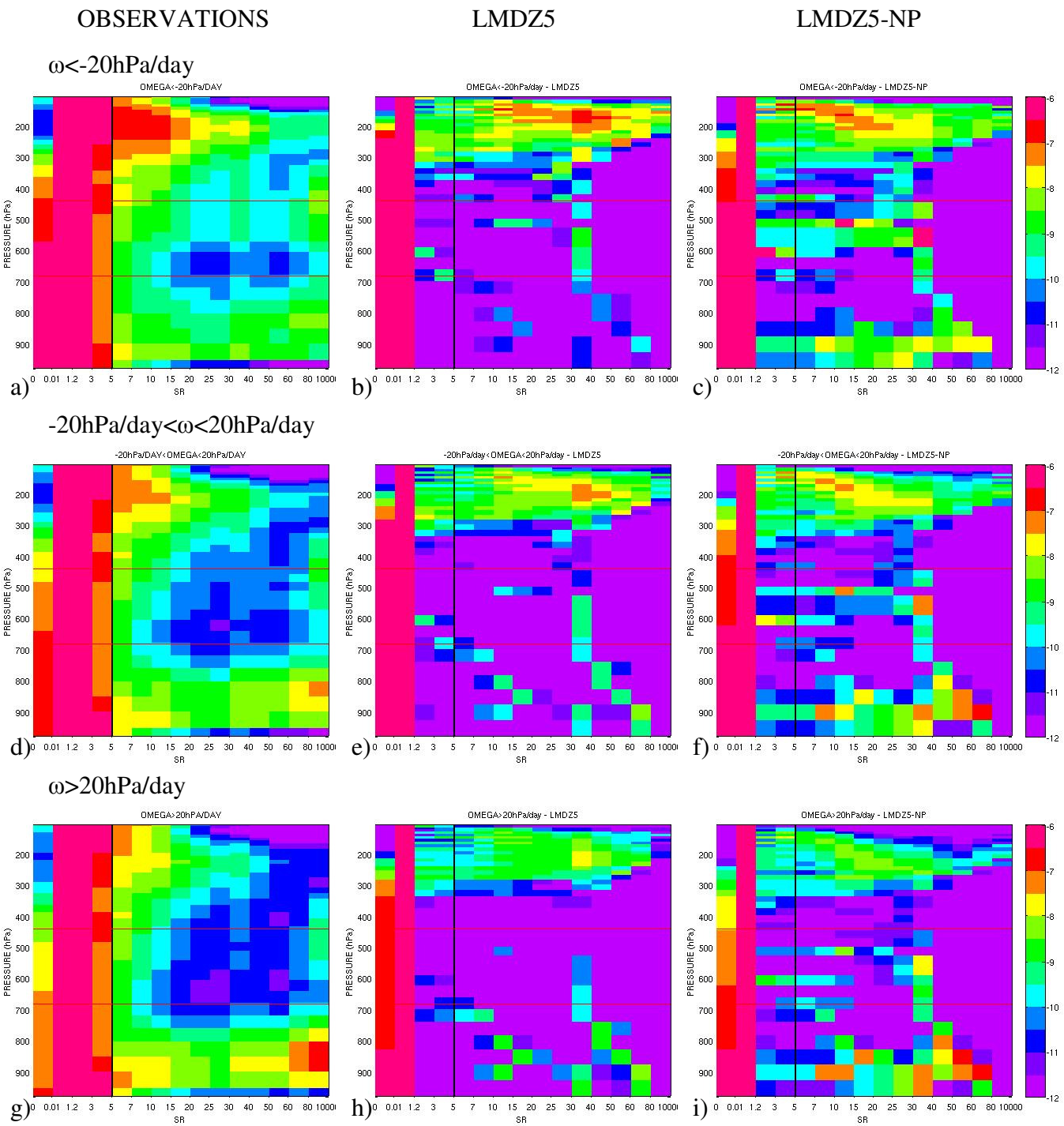


Figure C4 : Fréquence d'occurrence normalisée (échelle logarithmique) de Scattering Ratio lidar en fonction de la pression dans les océans tropicaux, pour jour et nuit (a,d,g) pour le jeu des données CALIPSO-GOCCP (période 2007-2008) et en sortie du simulateur d'observable (b,e,h) pour LMDZ5 et (c,f,i) pour la nouvelle physique (LMDZ5-NP). Pour (a,b,c) les régimes convectifes (ω_{500}<-20hPa/jour), (d,e,f) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et (g,h,i) régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour). Chaque histogramme est divisé par le nombre total des points, l'axe vertical représente la pression (hPa) et l'axe horizontal la valeur de Scattering Ratio (SR).

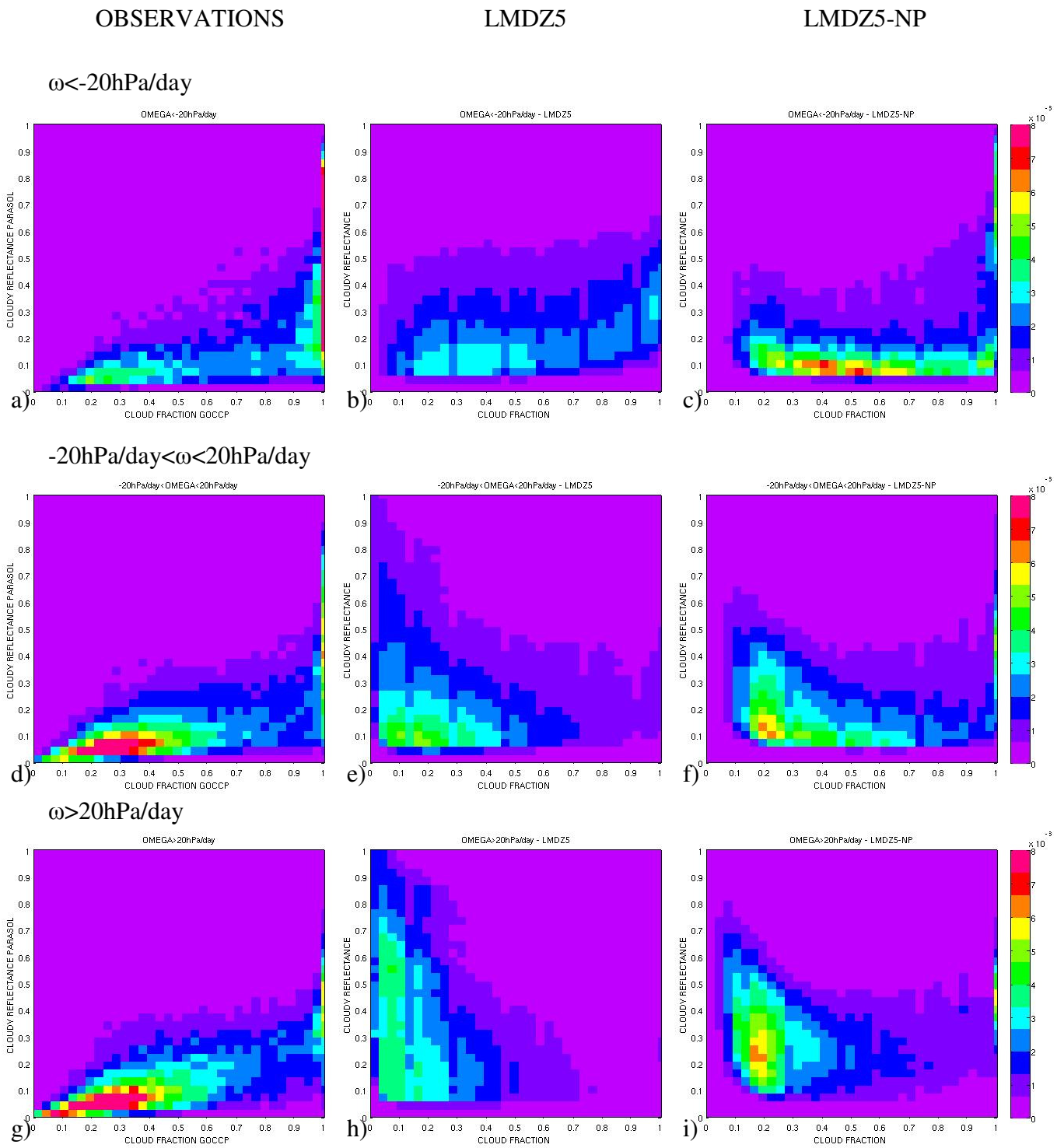
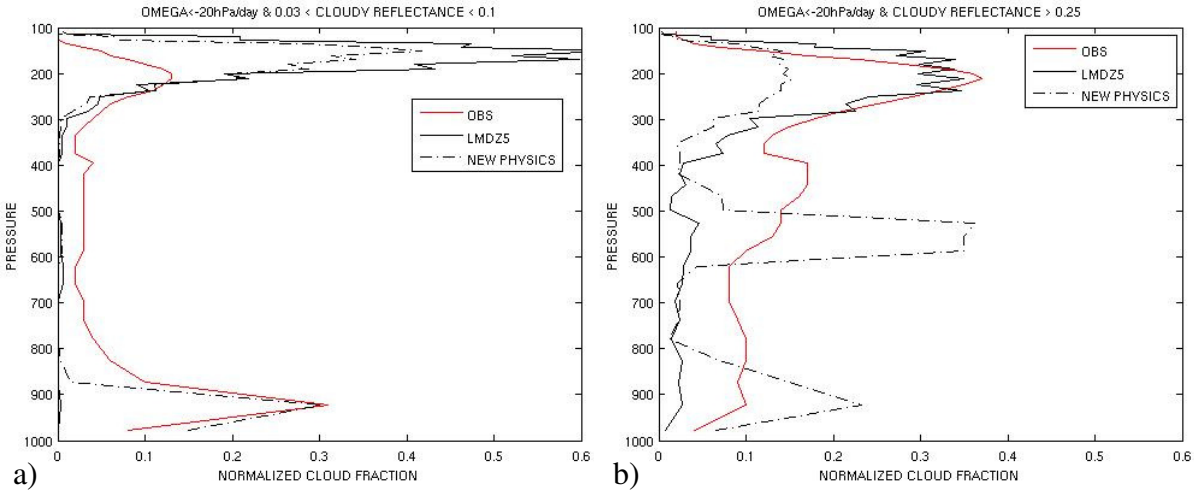


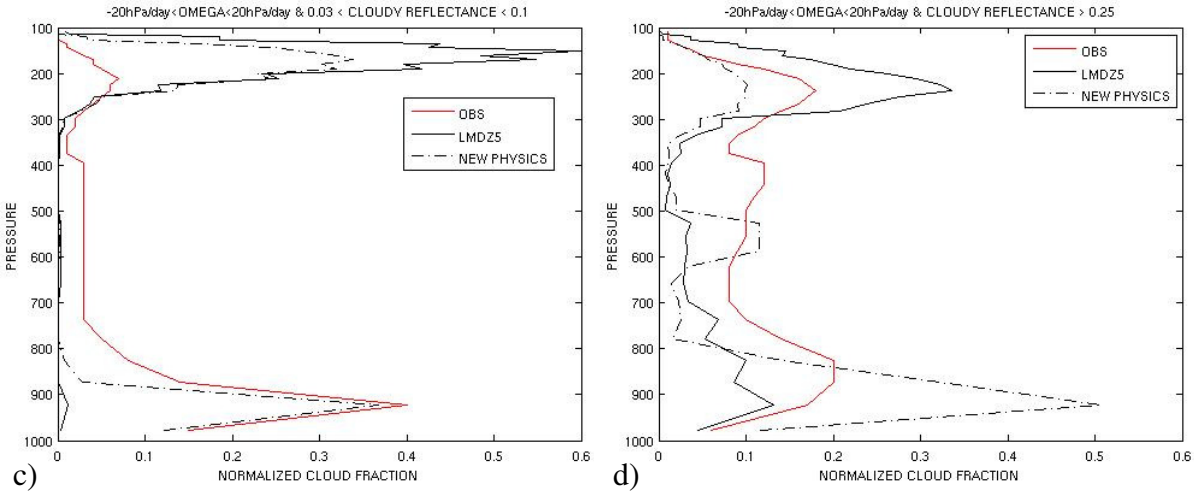
Figure C5 : Histogramme 2D de la réflectance nuageuse en fonction de la fraction nuageuse (a,d,g) observée par PARASOL et CALIPSO-GOCCP, (b,e,h) simulée par LMDZ5 et le simulateur et (c,f,i) simulée par la nouvelle physique (LMDZ5-NP) et le simulateur dans les océans tropicaux, pour (a,b,c) les régimes convectifes (ω_{500}<-20hPa/jour), (d,e,f) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et (g,h,i) régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour). L'échelle de couleur représente le nombre de points dans chaque boite fraction nuageuse - réflectance nuageuse divisé par le nombre total des points.

0.03<CLOUDY REFLECTANCE<0.1 CLOUDY REFLECTANCE>0.25

ω<-20hPa/day



-20hPa/day<ω<20hPa/day



ω>20hPa/day

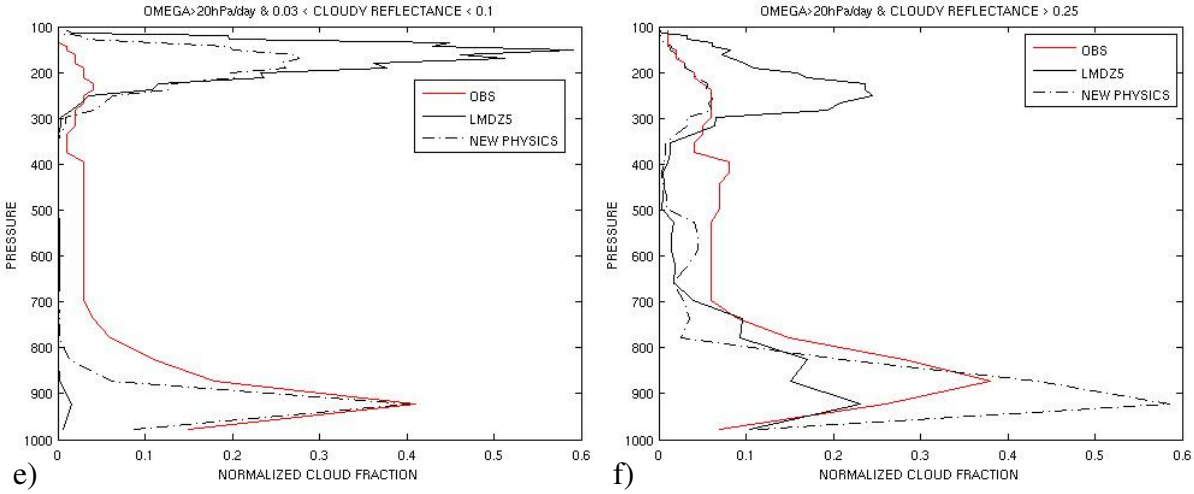


Figure C6 : Figure C2 pour (a,b) les régimes convectifes (ω_{500}<-20hPa/jour), (c,d) les régimes intermédiaires (-20hPa/jour<ω_{500}<20hPa/jour), et (e,f) régimes de subsidence (ω_{500}>20hPa/jour).

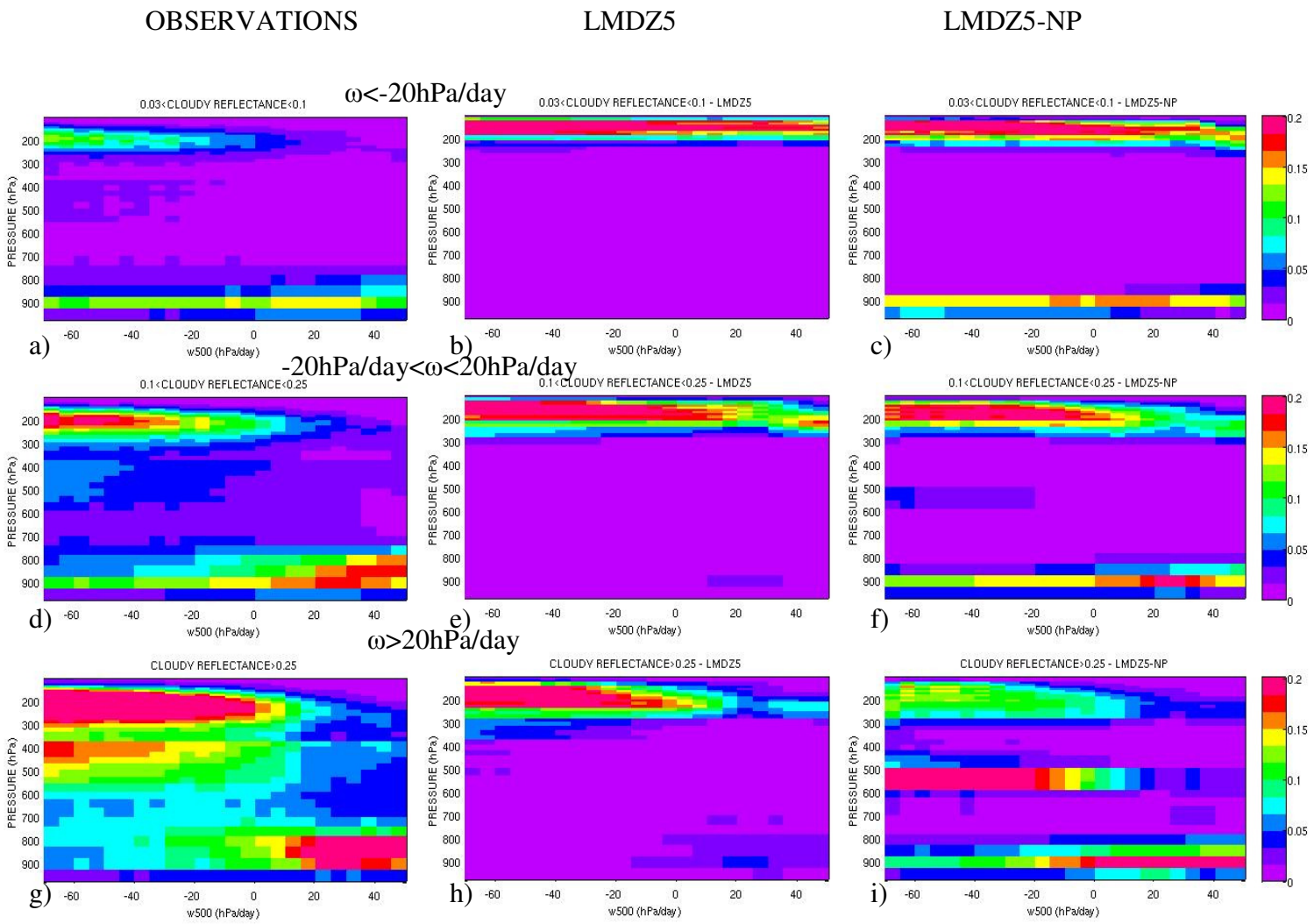


Figure C7 : Fraction nuageuse en fonction de la pression et de la vitesse verticale ω_{500} en moyenne mensuelle dans les océans tropicaux à partir (a,d,g) des observations CALIPSO-GOCCP et les réanalyses ERA-Interim, (b,e,h) des sorties du LMDZ5 et le simulateur lidar, et (c,f,i) des sorties du LMDZ5-NP et le simulateur lidar, selon l'épaisseur optique : (a,b,c) 0.03< réflectance nuageuse moyenne <0.1, (d,e,f) 0.1< réflectance nuageuse moyenne <0.25 et (g,h,i) réflectance nuageuse moyenne > 0.25.

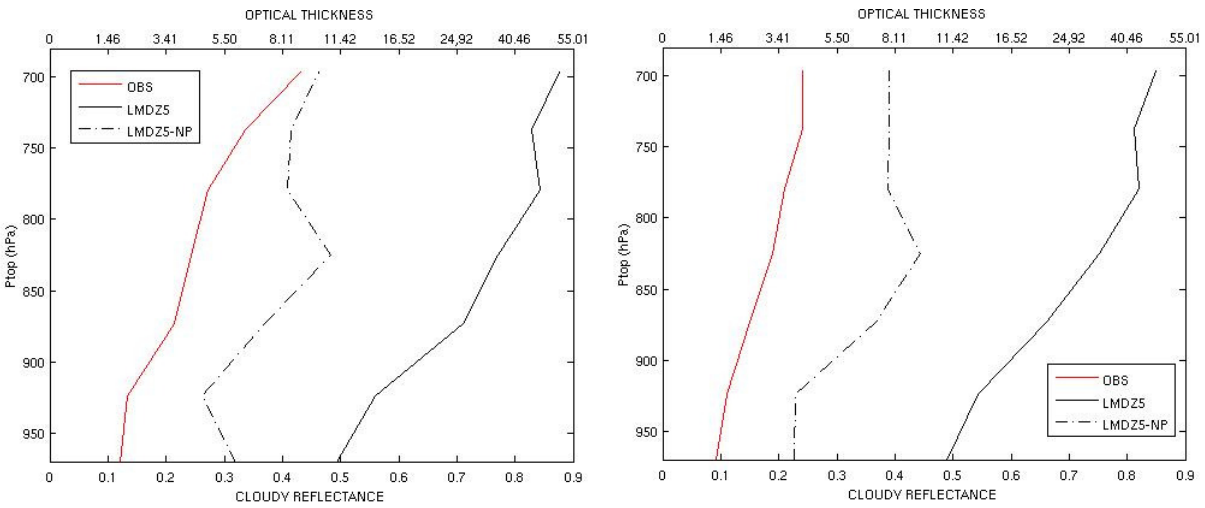


Figure C8 : Pression du sommet des nuages (définie comme le premier point depuis le haut pour lequel CF3D>0.1) en fonction de la réflectance nuageuse moyenne dans les océans tropicaux, observée par CALIPSO-GOCCP et PARASOL (ligne rouge), simulée par LMDZ5 et le simulateur (ligne noire pleine), et simulée par LMDZ5-NP et le simulateur (ligne noire tirée), (a) pour tous les nuages océaniques tropicaux et (b) quand 0.2<CF<0.5.

Acronymes

ADEOS	Advanced Earth Observing Satellite
ADM	Angular Distribution Models
AR	Assessment Report
ATB	ATtenuated Backscatter signal
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarisation
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
CAM	Community Atmosphere Model
CCCMA	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis
CDD	Coupled Device Detector
CDF	Cumulative Distribution Function
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CFMIP	Cloud Feedback Model Intrecomparaison Program
CGTD	Centre de Gestion et de Traitement des Données
CMIP	Cloupled Model Intercomparison Project
COSP	CFMIP Observational Simulator Package
EBAF	Energy Balanced and Filled
ECHAM	European Centre Hamburg Model
ERA	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Atmospheric Reanalysis
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
FOV	Field-Of-View
GCMs	General Circulation Model
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
GOCCP	GCM Oriented CALIPSO Cloud Product
ICARE	Cloud-Aerosol-Water-Radiation Interactions
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IPSL	Institut Pierre Simon Laplace
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ITCZ	Intertropical Convergence Zone
LLNL	Lawrence Livermore National Laboratoires
LMDZ5	Modèle du Laboratoire de Météorologie Dynamique utilisé pour CMIP5
LMDZ5-NP	Nouvelle Physique du modèle LMDZ5
LUT	Look-Up-Table
LWP	Liquid Water Path
MD	Molecular Density
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
PARASOL	Polarisation and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar

PDF	Probability Density Function
POLDER	POLarization and Directionality Earth's Reflectances
SAA	South Atlantic Anomaly
ScaRab	Scanner for Radiation Budget
SCOPS	Subgrid Cloud Overlap Profile Sampler
SPCZ	South Pacific Convergence Zone
TOA	Top Of the Atmosphere
WFC	Wide Field Camera

Liste des symboles

A	air du récepteur lidar (m^2)
A(z)	coefficient d'extinction total du lidar à l'altitude z (m^{-1})
c	vitesse de la lumière
CF	fraction nuageuse
CRF	Cloud Radiative Forcing
C_ω	la valeur moyenne de la variable C dans le régime dynamique de ω_{500}
E_s	lumière solaire incidente
e_s	pression de saturation de la vapeur d'eau (mb)
F	rayonnement ondes longues (LW) sortant (W/m²)
F_0	Puissance initiale de l'impulsion laser (J s^{-1})
k(z)	probabilité de rétrodiffusion du signal lidar
K	constante instrumental du lidar
L	luminance
$n(r,z_e)dr_e$	nombre de particules dont le rayon est compris entre r_e et dr_e (m^{-3})
P	pression de l'air (hPa)
P_{TOP}	pression du sommet des nuages (hPa)
$P(\lambda,z)$	Puissance rétrodiffusée par le lidar au longueur d'onde λ au temps t
P_ω	zone ayant une vitesse verticale ω_{500} normalisée
Q	rayonnement solaire absorbé (W/m²)
R	rayonnement net (W/m²)
r_e	rayon effectif des particules qui interagissent avec l'onde radar (mm)
S	rayonnement solaire incident (W/m²)
SR	Scattering Ratio
T	température (°C)
Z(z)	réflectivité radar (dBZ)

α	albédo planétaire
$\alpha(z)$	coefficient d'atténuation lidar à l'altitude z (m^{-1} $sr^{-}1$)
$\beta(z)$	coefficient de rétrodiffusion lidar à l'altitude z (m^{-1} $sr^{-}1$)
θ_s	angle solaire zénithal
θ_v	angle de zénithal visée
μ_s	cosinus de l'angle solaire zénithal
ρ	réflectance
τ	épaisseur optique
ϕ_s	angle d'azimut du soleil
ϕ_v	angle azimut de visée
ω_{500}	vitesse verticale à 500hPa en moyenne mensuelle

Bibliographie

Barkstrom, B.R., 1984: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE): Bulletin of the American Meteorological Society, 65, 1170-1185.

Barkstrom, B.R. and Smith, G.L., 1986: The Earth Radiation Budget Experiment: Science and Implementation. Reviews of Geophysics, 24, 379-390.

Bey, I., D.J. Jacob, R.M. Yantosca, J.A. Logan, B.D. Field, A.M. Fiore, Q. Li, H.Y. Liu, L.J. Mickley and M.G. Schutz, 2001: Global modelling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: Model description and evaluation, J. Geophys. Res., 106, 23,703-23,096.

Bodas-Salcedo, A., M.J. Webb, M.E. Brooks, M.A. Ringer, K.D. William, S.F. Milton and D.R. Wilson, 2008: Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. J. Geophys. Res., 113, D00A13.

Bolton, D., 1980: The Computation of Equivalent Potential Temperature. Mon. Wea. Rev., 108, 1046-1053.

Bony, S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan, C. S. Bretherton, J.-L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegatte, M.M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B.J. Soden, G. Tselioudis and M.J. Webb, 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? J. Climate, 19, 3445-3482.

Bony, S. and J.-L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of cloud feedback uncertainties in climate models. Geophys. Res. Lett., 32, L20806.

Bony, S., J.-L. Dufresne, H. Le Treut, J.-J. Morcette and C. Senior, 2004: On dynamic and thermodynamic components of cloud changes. Clim. Dyn., 22, 71-86.

Bony, S. and K.A. Emanuel, 2001: A parameterization of the cloudiness associated with cumulus convection; evaluation using TOGA COARE data. J. Atmos. Sci., 58, 2158-3183.

Buriez, J.-C., F. Parol, C. Cornet and M. Doutriaux-Boucher, 2005: An improved derivation of the top-of-atmosphere albedo from POLDER/ADEOS-2: Narrowband albedos. J. Geophys. Res., 110, D05202.

Buriez, J.C., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, B. Bonnel, Y. Fouquart, 1997: Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER. Int. J. Remote Sensing, 18, 2785-2813.

Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, G. Cesana, J.-L. Dufresne, P. Minnis, C.J. Stubenrauch and S. Zeng, 2010: The GCM-Oriented CALIPSO Cloud Product (CALIPSO-GOCCP). J. Geophys. Res., 115, D00H16.

Chepfer, H., S. Bony, D. Winker, M. Chiriaco, J.-L. Dufresne and G. Sèze, 2008: Use of CALIPSO lidar observations to evaluate the cloudiness simulated by a climate model. Geophys. Res. Lett., 35, L15704.

Chepfer, H., M. Chiriaco, R. Vautard and J. Spinhirne, 2007: Evaluation of the ability of MM5 meso-scale model to reproduce optically thin clouds over Europe in fall using ICE/SAT lidar space-born observations, Mon. Weather Rev., 135, 2737-2753.

Chepfer, H., P. Minnis, D. Young, L. Nguyen and R.E. Arduini, 2002: Estimation of cirrus cloud effective ice crystal shapes using visible réflectances from dual-satellite measurements. J. Geophys. Res., 107(D23), 4730.

Chiriaco, M., R. Vautard, H. Chepfer, M. Haeffelin, Y. Wanherdrick, Y. Morille, A. Protat, J. Dudhia and C.F. Mass, 2006: The ability of MM5 to simulate thin ice clouds: Systematic comparisons with lidar/radar and fluxes measurements, Mon. Weather Rev., 134, 897-918.

Cole, J., H.W. Barker, N.G. Loeb and K. von Salzen, 2010: Assessing simulated clouds and radiative fluxes using properties of clouds whose tops are exposed to space. J. Clim., submitted.

Collins, W.D., P.J. Rasch, B.A. Boville, J.J. Hack, J.R. McCaa, D.L. Williamson, B.P. Briegleb, C.M. Bitz, S.-J. Lin, and M. Zhang, 2006: The formulation and atmospheric simulation of the community atmosphere model version 3 (CAM3). J. Clim., 19, 2121-2632.

Collis, R.T. and P. B. Russel, 1976: Laser Monitoring of the Atmosphere. Springer, New York

Davies, R., 1978: The Effect of Finite Geometry on the Three-Dimensional Transfer of Solar Irradiance in Clouds. J. Atmos. Sci., 35, 1712-1725.

Davies, R., 1984: Reflected solar radiances from broken cloud scenes and the interpretation of scanner measurements. J. Geophys. Res., 89, 1259-1266.

De Hann, J., P.B. Bosma, and J.W. Hovenier, 1986: The adding method for multiple scattering of polarized light. Astron. Astrophys., 183, 371-391.

Deschamps, P.-Y., F.-M., Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.-C. Buriez and G. Sèze, 1994 : The POLDER Mission : Instrument Characteristics and Scientific Objectives. IEEE Trans Geosci. Rein. Sens., 32, 598-615.

Dickson, G.O., Pitman W.C. and J.R. Heirtzler, 1968: Magnetic Anomalies in the South Atlantic and Ocean Floor Spreading. J. Geophys. Res., 73, 2087-2100.

Doutriaux-Boucher, M., J. Pelon, V. Trouillet, G. Sèze, H. Le Treut, P. Flamant and M. Desbois, 1998 : Simulation of satellite lidar and radiometer retrievals of a GCM three-dimensional cloud dataset, J. Geophys. Res., 103, 26,025-26,039.

Dufresne, J.-L. and S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled ocean-atmosphere models. J. Climate, 21, 5135-5144.

Emanuel, K.A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. J. Atmos. Sci., 48, 2313-2335.

Emanuel, K.A., J.D. Neelin and C.S. Bretherton, 1994: On large-scale circulations in convective atmospheres. Q. J. R. Meteorol. Soc., 120, 1111-1143.

Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980: Computations of solar heating of the Earth's atmosphere: a new parametrization. Contrib. Atmos. Phys., 53, 35-62.

Grandpeix, J.-Y. and J.-P. Lafore, 2010: A density current parameterization coupled with Emanuel's convection scheme. Part I: The models; J. Atmos. Sci., 67, 881-897.

Grandpeix, J.-Y., V. Phillips and R. Tailleux, 2004: Improved mixing representation in Emanuel's convection scheme. Q. J. R. Meteorol. Soc., 130, 3207-3222.

Hagolle, O., P. Goloub, P.-Y. Deschamps, H. Cosnefroy, X. Briottet, T. Bailleul, J.-M. Nicolas, F. Parol, B. Lafrance, M. Herman, 2002: Results of POLDER in-flight calibration. IEEE Trans Geosci. Rem. Sens., 37, 1550-1566.

Hartmann, D.L., M.E. Ockert-Bell and M.L. Michelsen, 1992: The Effect of Cloud Type on Earth's Energy Balance: Global Analysis. J. Clim., 5, 1281-1304.

Hayes, C.R., J.A. Coakley Jr. and W.R. Tahnk, 2010: Relationships among properties of marine stratocumulus derived from collocated CALIPSO and MODIS observations. J. Geophys. Res., 115, D00H17.

Haynes, J.M., R.T. Marchand, Z. Luo, A. Bodas-Salcedo and G.L. Stephens, 2007: A Multipurpose Radar Simulation Package: QuickBeam. Bull. Amer. Met. Soc., 88, 1723-1727.

Holz, R.E., S.A. Ackerman, F.W. Nagle, R. Frey, S. Dutcher, R.E., Kuehn, M.A. Vaughan and B. Baum, 2008: Global Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) cloud detection and height evaluation using CALIOP. J. Geophys. Res., 113, D00A19.

Hourdin, F., I. Mousat, S. Bony, P. Braconnot, F. Cordon, J.-L. Dufresne, L. Fairhead, M.-A. Filiberti, P. Friedlingstein, J.-Y. Grandpeix, G. Krinner, P. Le Van, Z.-X. Li and F. Lott, 2006: The LMDZ4 general circulation model: climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. Clim. Dyn., 27, 787-813.

Inoue, T., M. Satoh, Y. Hagihara, H. Miura and J. Schmetz, 2010 : Comparison of high-level clouds represented in a global cloud system-resolving model with CALIPSO/CloudSat and geostationary satellite observations. J. Geophys. Res., 115, D00H22.

IPCC, 2007 : Summary for Policymakers. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jensen, M.P., A.M. Vogelmann, W.D. Collins, G.J. Zhang and E.P. Luke, 2008: Investigation of Regional and Seasonal Variations in Marine Boundary Layer Cloud Properties from MODIS Observations. J. Climate, 21, 4955-4973.

King, M.D., Y.J. Kaufman, W.P. Menzel and D. Tanré, 1992: Remote Sensing of Cloud, Aerosol, and Water Vapor Properties from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS), IEEE Trans Geosci. Rem. Sens., 30, 2-27.

Klein, S.A. and D.L. Hartmann, 1993: The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds. J. Climate, 6, 1587-1606.

Klein, S.A., and C. Jacob, 1999: Validation and sensitivities of frontal clouds simulated by the ECMWF model. Mon. Weather Rev., 127, 2515-2513.

Koren, I., L. Oreopoulos, G. Feingold, L.A. Remer and O. Altaratz, 2008: How small is a small cloud? Atmos. Chem. Phys., 8, 6379-6407.

Le Treut, H. and Z.X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. Clim. Dyn., 5, 175-187.

Loeb, N.G. and J.A. Coakley, 1998: Inference of Marine Stratus Cloud Optical Depths from Satellite Measurements: Does 1D Theory Apply? J. Climate, 11, 215-233.

Loeb, N.G., N.M. Smith, S. Kato, W.F. Miller, S.K. Gupta, P. Minnis and B.A. Wielicki, 2003: Angular distribution models for top-of-atmosphere radiative flux estimation from the Clouds and the Earth's Radiant Energy System instrument on the Tropical Rainfall Measuring Mission Satellite. Part I: Methodology. J. Appl. Meteor., 42, 240-265.

Loeb, N.G., W. Sun, W.F. Miller, K. Loukachine and R. Davies, 2006: Fusion of CERES, MISR, and MODIS measurements for top-of-atmosphere radiative flux validation. J. Geophys. Res., 111, D18209.

Loeb, N.G., B.A. Wielicki, D.R. Doelling, G.L. Smith, D.F. Keyes, S. Kato, N. Manalo-Smith and T. Wong, 2009: Toward Optimal Closure of the Earth's Top-of-Atmosphere Radiation Budget. J. Climate, 22, 748-766.

Mace, G.G., 2010: Cloud properties and radiative forcing over the maritime storm tracks of the Southern Ocean and North Atlantic derived from A-Train. J. Geophys. Res., 115, D10201.

Mace, G., Q. Zhang, M. Vaughan, R. Marchand, G. Stephens, C. Trepte and D. Winker, 2009: A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged CloudSat and CALIPSO data. J. Geophys. Res., 114, D00A26.

Marshak, A., L. Oreopoulos, A. Davis, W. Wiscombe and R. Cahalan, 1999: Horizontal radiative fluxes in clouds and accuracy of the Independent Pixel Approximation at absorbing wavelengths. Geophys. Res. Lett., 11, 1585-1588.

Marchand, R., T. Ackerman, M. Smyth and W.B. Rossow, 2010: A review of cloud top height and optical depth histograms from MISR, ISCCP and MODIS. J. Geophys. Res., 115, D16206.

Marchand, R., J. Haynes, G.G. Mace, T. Ackerman and G. Stephens, 2009: A comparison of simulated cloud radar output from the multiscale modelling framework global climate model with CloudSat cloud radar observations. J. Geophys. Res., 114, D00A20.

Marti, O., P. Braconnot, J.-L. Dufresne, J. Bellier, R. Benshila, S. Bony, P. Brockmann, P. Cadule, A. Caudel, F. Cordon, N. de Noblet, S. Denvil, L. Fairhead, T. Fichefet, M.-A. Foujols, P. Friedlingstein, H. Goosse, J.-Y. Grandpeix, E. Guilyardi, F. Hourdin, A. Idelkadi, M. Kageyama, G. Krinner, C. Lévy, G. Madec, J. Mignot, I. Musat, D. Swingedow, C. Talandier, 2010: Key features of the IPSL ocean atmosphere model and its sensitivity to atmospheric resolution. Clim. Dyn., 34, 1-26.

Medeiros, B., L. Nuijens, C. Antoniazzi and B. Stevens, 2010: Low-latitude boundary layer clouds as seen by CALIPSO. J. Geophys. Res., 115, D23207.

Meehl, G.A., T.F. Stocker, W. D. Collins, et al. 2007: Global climate projections. Chapter 10 in: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller, eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA, 996pp.

Morcette, J.J., 1991: Evaluation of model-generated cloudiness: Satellite-observed and model-generated diurnal variability of brightness temperature. Mon. Weather Rev., 119, 1205-1224.

Morcette, J.J., L. Smith and Y. Fouquart, 1986: Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parametrizations. Contrib. Atmos. Phys., 59(4), 455-469.

Platnick, S., M.D. King, S.A. Ackerman, W.P. Menzel, B.A. Baum, J.C. Riédi and R.A. Frey, 2003: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. IEEE Trans Geosci. Rem. Sens., 41, 459-473.

Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor, 2007: Climate Models and Their Evaluation. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Ringer, M.A., B.J. McAvaney, N. Andronova, L.E. Buja, M. Esch, W.J. Ingram, B.Li, J. Quaas, E. Roeckner, C.A. Senior, B.J. Soden, E.M. Volodin, M.J. Webb and K.D. Williams, 2006: Global mean cloud feedbacks in idealized climate change experiments. Geophys. Res. Lett., 33, L07718.

Rio, C. and F. Hourdin, 2008: A Thermal Plume Model for the Convective Boundary Layer: Representation of Cumulus Clouds. J. Atmos. Sci., 65, 407-425.

Roeckner, E., G. Bauml, L. Bonaventura, R. Brokopf, M. Esch, M. Giorgetta, S. Hagemann, I. Kirchner, L. Kornblueh, E. Manzini, A. Rhodin, U. Schlesse, U. Schulzweida, and A. Tompkins, 2003: The atmospheric general circulation model ECHAM5. PART I: Model description. Report 349, Max Planck Institute for Meteorology, Hamburg, Germany.

Rozendaal, M., C. Leovy and S.Klein, 1995: An observational study of diurnal variations of marine stratiform cloud. J. Clim., 8, 1795-1809.

Satoh M., T. Inoue and H. Miura, 2010: Evaluations of cloud properties of global and local cloud system resolving models using CALIPSO and CloudSat simulators. J. Geophys. Res., 115, D00H14.

Simmons, A., S. Uppala, D. Dee, S. Kobayashi, 2007: ERA-interim: new ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. ECMWF Newsl., 110, 29-35.

Slater, P. N., S.F. Biggar and J.M. Palmer, 1991: Ground-reference site and on-board methods for sensor absolute calibration in the 0.4 to 2.5 micron rage. Proceedings of IGARSS '91 – International Geoscience and Remote Sensing Seminar, 3, 1349-1351.

Soden, B.J. and I.M. Held, 2006: An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. J. Climate, 19, 3354-3360.

Stephens, G.L., D.G. Vane, R.J. Boain, G.G. Mace, K. Sassen, Z. Wang, A.J. Illingworth, E.J. O'Connor, W.B. Rossow, S.L. Durden, S.D. Miller, R.T. Austin, A. Benedetti and C. Mitrescu, 2002: The CloudSat mission and the A-train, Bull. Am. Meteorol. Soc., 83, 1771-1790.

Stubenrauch, C.J., V. Briand and W.B.Rossow, 2002: The Role of Clear-Sky Identification in the Study of Cloud Radiative Effects: Combined Analysis from ISCCP and the Scanner of Radiation Budget. J.Appl. Meteorol., 41, 396-412.

Stubenrauch, C.J., W.B. Rossow, N.A. Scott and A.Chédin, 1999: Clouds as Seen by Satellite Sounders (3I) and Imagers (ISCCP). Part III: Spatial Heterogeneity and Radiative Effects. J. Climate., 12, 3419-3442.

Su W., A. Bodas-Salcedo, K.-M. Xu and T.P. Charlock, 2010 : Comparison of the tropical radiative flux and cloud radiative effect profiles in a climate model with Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data. J. Geophys. Res., 115, D01105.

Taylor, K.E., R.J. Stouffer and G.A. Meehl, 2009: A summary of the CMIP5 Experimental design. https://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf

Toller, G., X. Xiong, K. Chiang, J. Kuper, J. Sun, L. Tan and W. Barnes, 2008: Status of earth observing system Terra and Aqua moderate-resolution imaging spectroradiometer level 1B algorithm. J.Appl. Remote Sens., 2, 023505.

Turner, D.D., A.M. Vogelmann, R.T. Austin, J.C. Barnard, K. Cady-Pereira, J.C. Chiu, S.A. Clough, C. Flynn, M.M. Khaiyer, J. Liljegren, K. Johnson, B. Lin, C. Long, A. Marshak, S.Y. Matrosov, S.A. McFarlane, M. Miller, Q. Min, P. Minnis, W. O'Hirok, Z. Wang, and W. Wiscombe, 2007: Thin liquid water clouds: Their importance and our challenge, Bull. Am. Meteorol. Soc., 88, 177-190.

Varnai, T. and A. Marshak, 2001: Statistical Analysis of the Uncertainties in Cloud Optical Depth Retrievals Caused by Three-Dimensional Radiative Effects. J. Atmos. Sci., 58, 1540-1548.

von Salzen, K., N.A. McFarlane, and M. Lazare, 2005: The role of shallow convection in the water and energy cycles of the atmosphere. Clim. Dyn., 25, 671-688.

Webb, M.J., C. Senior, S. Bony, and J.-J. Morcette, 2001: Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models. Clim. Dyn., 17, 905-922.

Webb, M.J., C.A. Senior, D.M.H. Sexton, W.J. Ingram, K.D. Williams, M.A. Ringer, B.J. McAvaney, R. Colman, B.J. Soden, R. Gudgel, T. Knutson, S. Emori, T. Ogura, Y. Tsushima, N.G. Andronova, B. Li, I. Musat, S. Bony and K.E. Taylor, 2006: On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. Clim. Dyn., 27, 17-38.

Wielicki, B.A., B.R. Barkstrom, E. F. Harrison, R. B. Lee, G.L. Smith and J. E. Cooper, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth observing system experiment. Bull. Amer. Met. Soc., 77, 853-868.

Wielicki, B.A., and L. Parker, 1992: On the Determination of Cloud Cover From Satellite Sensors: The Effect of Sensor Spatial Resolution. J. Geophys. Res., 97, 12,799-12,823.

Wielicki, B. A., and R. M. Welch, 1986: Cumulus cloud properties derived using LANDSAT satellite data. J. Climate Appl., Meteor., 25,261-276.

Williams, K.D. and G. Tselioudis, 2007: GCM intercomparison of global cloud regimes: Present-day evaluation and climate change response. Clim. Dyn., 29, 231-250.

Williams, K.D. and M.J. Webb, 2008: A quantitative climate performance assessment of cloud regimes in GCMs. Clim. Dyn., 33, 141-157.

Winker, D., W. Hunt, and M. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP, Geophys. Res. Lett., 34, L19803.

Wyant, M.C., C.S. Bretherton, J.T. Bacmeister, J.T. Kiehl, I.M. Held, M. Zhao, S.A. Klein and B.J. Soden, 2006: A comparison of low-latitude cloud properties and their response to climate change in three AGCMs sorted into regimes using mid-tropospheric vertical velocity. Clim. Dyn., 27, 261-279.

Wylie, D., 2008: Diurnal Cycles of Clouds and How They Affect Polar-Orbiting Satellite Data. J.Clim., 21, 3989-3996.

Yu, W., M. Doutriaux, G. Sèze, H. Le Treut and M. Desbois, 1996 : A methodology of the validation of clouds in GCMs using ISCCP satellite observations. Clim. Dyn., 12, 389-401.

Zhang, M.H., W.Y. Lin, S.A. Klein, J.T. Bacmeister, S. Bony, R.T. Cederwall, A.D. Del Genio, J. J. Hack, N.G. Loeb, U. Lohmann, P. Minnis, I. Musat, R. Pincus, P. Stier, M.J. Webb, J. J. B. Wu, S.C. Xie, M.-S. Yao, and J.H. Zhang, 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. J. Geophys. Res., 110, D15S02.

Zhang, Y., S. Klein, G.G. Mace and J. Boyle, 2007: Cluster analysis of tropical clouds using CloudSat data. Geophys. Res. Lett., 34, L12813.

Zhang, G.J., A.M. Vogelmann, M.P. Jensen, W.D. Collins and E.P. Luke, 2010: Relating Satellite-Observed Cloud Properties from MODIS to Meteorological Conditions for Marine Boundary Layer Clouds. J. Clim., 23, 1374-1391.