

# Université des Sciences et Technologies de Lille

N° d'ordre: 2997

## THÈSE



pour obtenir le grade de :  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE LILLE I

Spécialité :  
LASERS, MOLÉCULES, RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE

Présentée et soutenue publiquement le 9 Octobre 2001  
par

Jérôme RIÉDI

*Analyse de la phase thermodynamique des nuages à l'échelle  
globale : Utilisation des mesures de polarisation du  
radiomètre spatial POLDER1/ADEOS1*

### JURY

M. :	Anthony	ILLINGWORTH	Président
MM. :	Michel	DESBOIS	Rapporteurs
	Jacques	PELON	
MM. :	Pierre	COUVERT	Examineurs
	Yves	FOUQUART	
	Vincent	GIRAUD	
	Anne	LIFERMANN	
	Philippe	GOLOUB	Directeur de thèse

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

*Le problème, avec la généralisation,  
c'est qu'elle tend par trop à récuser les cas particuliers*

A mes parents,  
à Valérie,  
pour leur soutien si précieux ...

## Remerciements

Ces remerciements sont sans doute la partie la plus difficile qu'il m'ait été donné de rédiger pour cette thèse. Non pas qu'il n'y ait personne à remercier, mais bien au contraire parce qu'il est difficile d'exprimer à tous ma reconnaissance et parce que je m'en voudrais d'oublier quelqu'un. L'atmosphère s'encombre peu de considérations diplomatiques, pas les hommes.

C'est pourquoi je commencerai par remercier, sans exception, toutes les personnes avec qui j'ai eu l'occasion de travailler au cours de ces quatre années passées au Laboratoire d'Optique Atmosphérique... et également toutes celles et ceux avec qui je n'ai pas directement travaillé mais qui m'ont supporté avec bonne humeur. Ces amis et collègues (l'un m'empêchant pas l'autre) sauront se reconnaître et savent à quel point j'ai eu plaisir à travailler à leurs cotés.

Je pense devoir également remercier officiellement tous les membres du jury, même si certains font partie de ces "amis et collègues qui sauront...". Je tiens aussi à remercier Messieurs Michel Desbois et Jacques Pelon qui ont accepté d'être les rapporteurs de ma thèse, et également M. Anthony Illingworth qui m'a fait l'honneur de présider ce jury.

Enfin, je ne voulais dénoncer personne, mais je crois très sincèrement que Philippe Goloub qui a dirigé cette thèse d'une manière remarquable aura marqué pour longtemps ma manière d'appréhender le métier d'enseignant-chercheur. Il sait que notre collaboration a de l'avenir.

Voilà, je crois n'avoir oublié personne... quoique. A cet instant, certains d'entre vous ne se sont peut être pas encore reconnu? Mais, oui bien sûr! Vous aussi, Cher(e) Lecteur(-trice), je vous suis infiniment reconnaissant de vous plonger dans la lecture de ce manuscrit : accrochez-vous, c'est parfois un peu long et sans doute incomplet, tout comme ces remerciements. Alors le mieux est donc sans doute encore de vous dire un grand ...

... MERCI à tous!

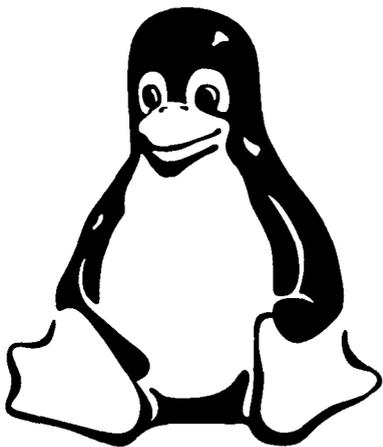


<http://www.gnu.org>

### Mention spéciale ...

Une mention spéciale est attribuée à ceux dont le nom ne figure pas dans la liste des références et qui pourraient presque passer inaperçu dans ce manuscrit, mais dont le travail a pourtant souvent et grandement facilité le mien.

Il s'agit des auteurs, développeurs et contributeurs à  $\text{\LaTeX}$ ,  $\text{\MGraph}$ / $\text{\MSphinx}$ , Xfig, Gnome et GNU/Linux Kernel 2.4.14 pour ne citer qu'eux... Merci à eux tous et en particulier à Christine Deroo et Louis Gonzales pour leurs logiciels que j'espère bien un jour voir enfin "Libres".



<http://www.kernel.org>

# Table des matières

<b>Acronymes</b>	<b>7</b>
<b>Symboles</b>	<b>11</b>
<b>1 Introduction</b>	<b>13</b>
1.1 Contexte . . . . .	13
1.2 Les nuages : types et formation . . . . .	15
1.2.1 Classification . . . . .	15
1.2.2 Observations synoptiques de la couverture nuageuse . . . . .	16
1.2.3 Formation . . . . .	18
1.3 Rôle des nuages dans le climat . . . . .	19
1.3.1 Généralités . . . . .	19
1.3.2 Action des nuages sur le rayonnement . . . . .	20
1.3.3 Modélisation des nuages . . . . .	21
1.4 La mission POLDER 1/ADEOS 1 . . . . .	22
1.4.1 L'instrument . . . . .	22
1.4.2 Objectifs et statut de la mission . . . . .	23
1.5 POLDER et la phase des nuages . . . . .	24
<b>2 La phase des nuages : état de l'art</b>	<b>27</b>
2.1 Remarques préliminaires . . . . .	27
2.2 Le point de vue des modèles . . . . .	29
2.2.1 Les codes de transfert et de simulation des propriétés optiques . . . . .	29
2.2.2 Les modèles dynamiques . . . . .	30
2.3 Un passage obligé pour la télédétection . . . . .	33

2.4	Les méthodes existantes . . . . .	35
2.4.1	Nuages de glace, nuages hauts et cirrus . . . . .	36
2.4.2	Les instruments de télédétection active . . . . .	38
2.4.3	Méthodes de télédétection passive . . . . .	41
2.5	Conclusions . . . . .	52
<b>3</b>	<b>Phase thermodynamique des nuages dérivée de POLDER</b>	<b>55</b>
3.1	POLDER... comme POLARISATION . . . . .	55
3.1.1	Rappels . . . . .	55
3.1.2	Polarisation de la lumière diffusée par les nuages . . . . .	57
3.1.3	Modélisation des propriétés optiques des nuages en polarisation . . . . .	59
3.1.4	Observations POLDER au-dessus des nuages à 865 nm . . . . .	67
3.2	Principe Algorithmique . . . . .	73
3.2.1	Principes généraux . . . . .	73
3.2.2	Mise en oeuvre . . . . .	74
3.2.3	Schéma algorithmique . . . . .	79
3.3	Première évaluation théorique . . . . .	80
3.3.1	Limitation inhérente à l'utilisation de la polarisation . . . . .	80
3.3.2	Considérations géométriques . . . . .	81
3.3.3	Précision des mesures POLDER en polarisation . . . . .	84
3.4	Conclusions . . . . .	84
<b>4</b>	<b>Analyse de l'indice de phase POLDER</b>	<b>87</b>
4.1	Etudes de validation . . . . .	88
4.1.1	Analyses préliminaires . . . . .	88
4.1.2	Comparaisons aux données radar/lidar . . . . .	91
4.1.3	Analyse de données météorologiques synoptiques . . . . .	96
4.1.4	Comparaison à la classification nuageuse METEOSAT . . . . .	102
4.2	Evolution zonale et temporelle de la phase des nuages . . . . .	106
4.2.1	Impact de la résolution . . . . .	108
4.2.2	Variabilité zonale et temporelle . . . . .	109
4.3	Comparaisons aux climatologies existantes . . . . .	118

4.3.1	Méthodologie . . . . .	118
4.3.2	Comparaisons aux données ISCCP . . . . .	118
4.3.3	Comparaisons aux données HIRS . . . . .	124
4.4	Conclusions . . . . .	133
<b>5</b>	<b>Pour aller plus loin : les études microphysiques</b>	<b>135</b>
5.1	Etudes microphysiques . . . . .	136
5.1.1	Observations préliminaires . . . . .	136
5.1.2	Formes des cristaux de glace dans les cirrus . . . . .	138
5.2	Relations entre phase thermodynamique et paramètres physiques . . . . .	150
5.2.1	Analyse des données ARSCL . . . . .	150
5.2.2	Analyse conjointe POLDER/ATSR-2 . . . . .	152
5.3	Conclusions . . . . .	160
<b>6</b>	<b>Conclusions et Perspectives</b>	<b>161</b>
6.1	Conclusions . . . . .	161
6.2	Perspectives . . . . .	163
<b>A</b>	<b>Classification nuageuse</b>	<b>169</b>
<b>B</b>	<b>Instrument POLDER</b>	<b>171</b>
<b>C</b>	<b>Eléments théoriques</b>	<b>175</b>
C.1	Paramètres de Stokes . . . . .	175
C.2	Principe de la mesure de polarisation POLDER . . . . .	176
C.3	Modélisation du signal atmosphérique Rayleigh . . . . .	177
<b>D</b>	<b>Bilan des méthodes disponibles</b>	<b>179</b>
<b>E</b>	<b>Statistiques pour les indices de phase N1, N2 et N3x3</b>	<b>181</b>
<b>F</b>	<b>Publications</b>	<b>185</b>
	<b>Bibliographie</b>	<b>201</b>

**Listes des figures**

**217**

# Acronymes

## Lexique des acronymes utilisés

ACE-2	: 2nd Aerosols Characterisation Experiment
ADEOS	: ADvanced Earth Observing System
AERONET	: AErosols RObotic NETwork
AIRS	: Atmospheric InfraRed Sounder (AQUA)
AM-1	: First EOS morning polar-orbiting satellite (TERRA)
AMSR-E	: Advanced Microwave Scanning Radiometer (EOS Version)
AMSU-A	: Advanced Microwave Sounding Unit (AQUA)
ARM	: Atmospheric Radiation Measurements
ASTEX	: Atlantic Stratocumulus Transition EXperiment (Açores, Juin 1992)
ATSR	: Along Track Scanning Radiometer
AVHRR	: Advanced Very High Resolution Radiometer
AVIRIS	: Airborne Visible/InfraRed Imaging Spectrometer
BTD	: Brightness Temperature Difference(s)
BPDF	: Bidirectional Polarization Distribution Function
BRDF	: Bidirectional Reflectance Distribution Function
CCN	: Cloud Condensation Nuclei (Noyau de condensation)
CERES	: Clouds and Earth's Radiant Energy System
CLOUDSAT	: Plateforme (AQUA TRAIN)
CNES	: Centre National d'Etudes Spatiales

CPR	: Cloud Profiling Radar (CLOUDSAT)
ECMWF	: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOS	: Earth Observing System
ERB	: Earth Radiation Budget
ERBE	: Earth Radiation Budget Experiment
ESSP3-CENA	: Third Earth System Science Pathfinder (Lidar)
EUCREX	: European Clouds Regional EXperiment
FIRE	: First ISCCP Regional Experiment
FOV	: Field Of View
FSSP	: Forward Scattering Spectrometer Probe
GCM	: General Circulation Model
GCSS	: Gewex Cloud System Study
GEWEX	: Global Energy and Water Cycle EXperiment
GMS	: Geostationary Meteorological Satellite
GOES	: Geostationary Operational Environmental Satellite (US)
HIRDLS	: High-Resolution Dynamics Limb Sounder
HIRS	: High-resolution Infrared Radiation Sounder
HSB	: Humidity Sounder - Brazil
ICE	: International Cirrus Experiment
IHM	: Inhomogeneous Hexagonal Model
IIR	: Infrared Imaging Radiometer
INDOEX	: INdian Ocean EXperiment
IPCC	: Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	: InfraRouge
ISCCP	: International Satellite Cloud Climatology Project
IWP	: Ice Water Path

LIDAR	: LIght Detection And Ranging
LITE	: Lidar In space Technology Experiment
L.O.A	: Laboratoire d'Optique Atmosphérique
LUT	: Look Up Table
LW	: Longwave (grandes longueurs d'onde)
LWP	: Liquid Water Path
MAS	: MODIS Airborne Simulator
METEOSAT	: METEOrological operational SATellite (Europe)
MIR	: Moyen InfraRouge
MISR	: Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
MLS	: Microwave Limb Sounder
MMCR	: MilliMeter-wave Cloud Radar
MODIS	: MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	: National Aeronautic and Space Administration
NASDA	: NAtional Space Development Agency (Japon)
NCEP	: National Center for Environmental Prediction (NOAA)
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
OMI	: Ozone Monitoring Instrument
PARASOL	: Instrument POLDER sur plateforme micro-satellite (AQUA TRAIN)
PHM	: Perfect Hexagonal Model
PIR	: Proche InfraRouge
POLDER	: POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances
PM-1	: First EOS afternoon polar-orbiting satellite (AQUA)
RSP	: Research Scanning Polarimeter
SAGE	: Stratospheric Aerosol and Gas Experiment

ScaRaB	: Scanner for Radiation Budget
SCIAMACHY	: SCanning Imaging Absorption spectroMeter for Atmospheric CHartography
SeaWiFS	: Sea-viewing Wide Field of view Sensor
SGP	: Southern Great Plains
SSMI	: Special Sensor Microwave Imager
SUCCESS	: SUBsonic aircraft Contrails and Cloud Effects Special Study
TES	: Tropospheric Emission Spectrometer
TIROS	: Television InfraRed Observation Satellite
TMI	: TRMM Microwave Imager
TOVS	: TIROS Operational Vertical Sounders
TRMM	: Tropical Rainfall Measuring Mission
UTC	: Universal Time Code
VIS	: visible
WFC	: visible Wide-Field Camera
WMO	: World Meteorological Organization

# Symboles

## Listes des symboles utilisés

$\sigma_d, \sigma_a, \sigma_e$	: coefficient de diffusion, d'absorption et d'extinction (en $\text{m}^{-1}$ )
$\omega_0 = \frac{\sigma_d}{\sigma_a + \sigma_d}$	: albédo de diffusion simple
$\delta_\lambda = \int_0^x \sigma_e(\lambda, x) dx$	: épaisseur optique à la longueur d'onde $\lambda$ , dans une couche d'épaisseur $x$
$\Theta$ (ou $\Theta_{diff}$ )	: angle de diffusion
$p(\Theta)$ et $q(\Theta)$	: fonctions de phase totale et polarisée
$\Delta_p$	: taux de dépolarisation lidar
$n(r)$	: granulométrie, c'est-à-dire nombre de particules de rayon $r$ par unité de volume
$m$	: indice de réfraction de la particule
$M$	: masse d'air, telle que $M = \frac{1}{\mu_v} + \frac{1}{\mu_s}$
$\phi_s, \phi_v$	: angles azimutaux, solaire et de visée
$\theta_s, \theta_v$	: angles zénithaux, solaire et de visée
$\mu_s, \mu_v$	: $\cos \theta_s, \cos \theta_v$
$\gamma$	: angle défini par la direction de visée $\theta_v$ et la direction de réflexion spéculaire



# Chapitre 1

## Introduction

### 1.1 Contexte

L'importance du rôle des nuages dans le climat de notre planète n'est plus, aujourd'hui, à démontrer [Arking, 1991]. Nos interrogations concernant les interactions entre les nuages et le rayonnement demeurent, quant à elles, toujours d'actualité et forment un domaine de recherche particulièrement riche et dynamique. La représentation des nuages au sein des modèles pose également à la communauté scientifique des problèmes qu'elle se doit de résoudre si elle souhaite voir s'améliorer les prévisions météorologiques et climatiques.

Les pouvoirs politiques et les citoyens ont pris conscience, relativement récemment, des modifications probables du climat liées à l'activité humaine. Aujourd'hui, la communauté scientifique doit assumer totalement son rôle d'expertise, et, lui est confiée la responsabilité de prévoir les changements auxquels nous risquons d'être confrontés au cours du 21<sup>e</sup> siècle. Ces prévisions sont indispensables à la prise de décisions qui permettront, dans une certaine mesure, d'anticiper les changements de notre environnement, à défaut de parvenir à les maîtriser. C'est dans ce cadre que l'*Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC) a été mis en place en 1988 sous l'égide de la *World Meteorological Organisation* (WMO) et du *United Nations Environment Programme* (UNEP). Ce groupe d'expert a pour but d'analyser et d'étudier l'ensemble des informations techniques, scientifiques et socio-économiques appropriées à l'évaluation du risque d'un changement climatique global induit par l'activité humaine.

Dans ce contexte, les programmes de recherche nationaux et internationaux de surveillance de notre environnement et de prévision des modifications auxquelles ce dernier sera soumis, ont reçu un écho significatif durant la dernière décennie. Cela s'est traduit, en particulier, par le développement d'expériences internationales de grande envergure. Celles-ci ont pour but d'améliorer notre compréhension des différents processus mis en jeu entre les nombreuses composantes du système climatique terrestre.

Parmi celles-ci, les nuages occupent une place de premier ordre puisqu'ils exercent, à eux seuls, un forçage radiatif d'environ  $-20 \text{ W.m}^{-2}$ , à comparer aux  $340 \text{ W.m}^{-2}$  reçus en moyenne annuelle par le système Terre-Atmosphère [Ramanathan et al., 1989, Kandel et al., 1998]. Si l'on provoquait un doublement brutal de la concentration de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, il en découlerait un forçage de  $+4 \text{ W.m}^{-2}$  qui induirait à son tour un réchauffement moyen d'au moins  $1^\circ \text{ C}$  à la surface du globe [Wielicki et al., 1995]. Malgré les incertitudes pouvant peser sur ce chiffre, notamment à cause des nombreuses rétroactions que peuvent induire les composants atmosphériques [Boucher, 1995], on conçoit aisément le poids des nuages dans le bilan énergétique terrestre. Plus précisément, les nuages ont sur le bilan radiatif deux effets antagonistes. Ils refroidissent d'une part l'atmosphère par leur effet d'aldédo aux courtes longueurs d'onde, et la réchauffent d'autre part en piégeant le rayonnement tellurique (effet de serre). Les incertitudes associées à chaque contribution font de la représentation des nuages dans les modèles, une source importante d'erreurs qu'il convient de réduire afin d'établir avec plus de précision la chronologie et l'ampleur des changements climatiques, et d'en identifier clairement les causes.

Dans l'atmosphère terrestre, les nuages sont composés d'eau sous forme de particules solides ou liquides. La phase thermodynamique d'un nuage est l'un des paramètres déterminant qui vont gouverner son impact radiatif et sa dynamique, et donc le climat [Baker, 1997]. Il est donc capital de pouvoir prédire correctement la phase de l'eau condensée dans un nuage pour pouvoir en donner une représentation réaliste. En ce sens, les études qui tendent à établir les relations entre la phase d'un nuage et les variables thermodynamiques pronostiquées par un modèle revêtent un intérêt patent pour la modélisation [Starr and co authors, 2000]. A plus grande échelle, une description des variations spatiales et temporelles de la phase des nuages doit permettre une meilleure description des nuages dans les modèles de circulation générale. Notons qu'à l'heure où nous avons engagé notre travail, aucune méthode ne paraissait en mesure de déterminer de manière fiable la phase des nuages à l'échelle globale.

Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit directement dans ce contexte. La mission internationale d'observation de la Terre ADEOS I et, plus particulièrement, l'instrument POLDER (POLarisation and Directionality of the Earth's Reflectances), ont permis d'acquérir pendant huit mois (de novembre 1996 à juin 1997) des observations multidirectionnelles du rayonnement réfléchi par le système Terre-atmosphère. L'instrument POLDER permet, en outre, de caractériser l'état de polarisation du rayonnement réfléchi par les nuages.

Nous exposerons dans ce travail la méthodologie que nous avons développée pour déterminer la phase thermodynamique des nuages à partir des mesures novatrices de l'instrument POLDER, et montrerons comment les résultats que nous avons obtenus permettent d'améliorer notre compréhension des phénomènes liés à la phase des nuages.

## 1.2 Les nuages : types et formation

Un nuage est la manifestation au sein de la troposphère de la condensation de vapeur d'eau sous forme de gouttelettes liquides ou de cristaux de glace. Les particules nuageuses sont maintenues en suspension grâce à des courants ascendants au sein du nuage. Compte tenu de la résistance de l'air et de la faible masse des particules en question, même de faibles ascendances d'air suffisent à contrebalancer la vitesse de chute de ces particules.

### 1.2.1 Classification

La forme d'un nuage nous renseigne principalement sur l'état dynamique de l'atmosphère à son voisinage. Sa texture peut permettre, dans certains cas, de déterminer s'il est composé de gouttes liquides ou de cristaux de glace. Une classification physique des nuages pourrait ainsi être effectuée en fonction des mouvements de masses d'air responsables de leur formation et de leur développement.

Cependant, la classification internationale utilisée pour décrire la couverture nuageuse est principalement basée sur l'apparence et l'altitude des nuages. On dénombre ainsi dix genres principaux de nuages dont les définitions sont regroupées dans le tableau A.1 en annexe et dont la répartition dans l'atmosphère est indiquée sur la figure 1.1. On associe également souvent chaque genre de nuage à l'un des trois niveaux de la troposphère où il est généralement présent :

Nuages Hauts	{	• <i>Cumulonimbus</i> ( <i>Cb</i> )
		• <i>Cirrus</i> ( <i>Cu</i> )
		• <i>Cirrostratus</i> ( <i>Cs</i> )
		• <i>Cirrocumulus</i> ( <i>Cc</i> )
Nuages Moyens	{	• <i>Alto cumulus</i> ( <i>Ac</i> )
		• <i>Altostratus</i> ( <i>As</i> )
		• <i>Nimbostratus</i> ( <i>Ns</i> )
Nuages Bas	{	• <i>Stratus</i> ( <i>St</i> )
		• <i>Stratocumulus</i> ( <i>Sc</i> )
		• <i>Cumulus</i> ( <i>Cu</i> )

Une classification basée sur l'origine dynamique du nuage distinguera plutôt quatre catégories de nuages :

1. les nuages formés par une perturbation orographique
2. les nuages formés par des agitations irrégulières à grande échelle
3. les nuages formés par un lent mouvement ascendant à large échelle
4. les nuages cumuliformes formés par convection pénétrante

Cette vision permet, en outre, de mieux comprendre les ressemblances que l'on peut observer entre un cumulus et un cumulonimbus, ou encore l'aspect stratiforme de certains nuages indépendamment de leur altitude.

### 1.2.2 Observations synoptiques de la couverture nuageuse

L'analyse visuelle depuis le sol a constitué la première source d'informations pour l'étude des nuages à "l'échelle globale". Depuis longtemps les météorologistes et les navires marchands reportent la couverture nuageuse observée et ses caractéristiques. Des climatologies ont ainsi pu être élaborées par différents auteurs, en regroupant les informations obtenues au-dessus des continents et des océans. Nous noterons, en particulier, les travaux réalisés par *C. Hahn* et *S. Warren* [Hahn et al., 1982, Hahn et al., 1984] et les bases de données particulièrement importantes compilées par ces mêmes auteurs, au-dessus des terres émergées d'une part [Warren et al., 1986] et

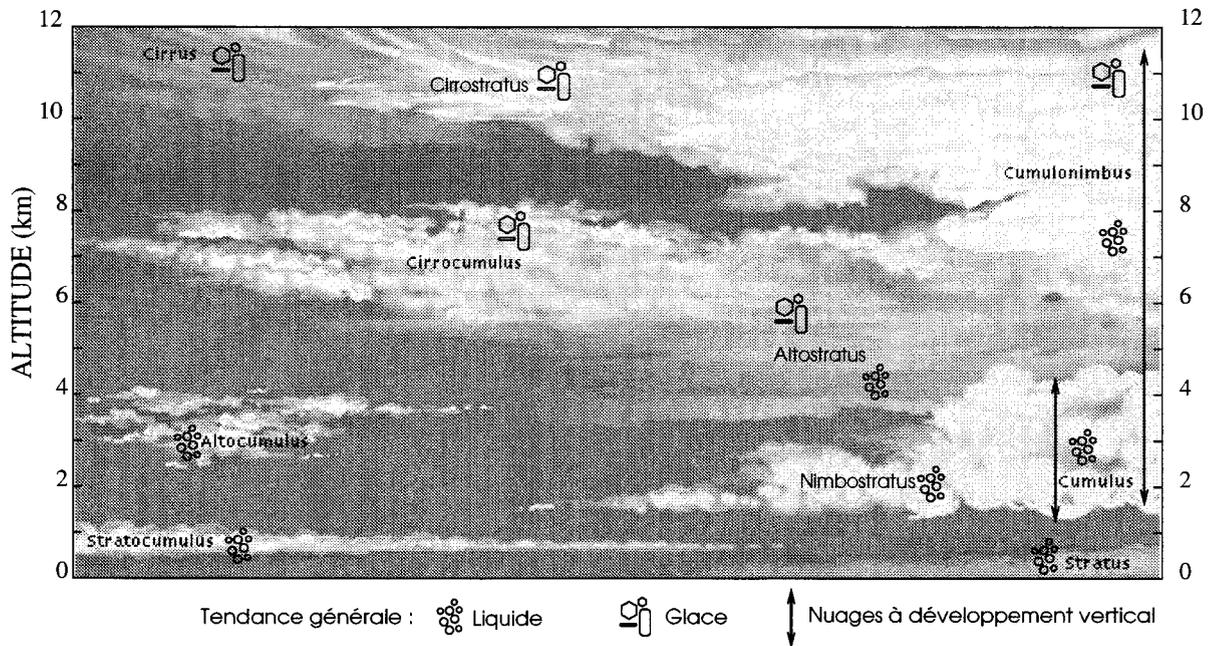


FIG. 1.1 – Représentation schématique des différents types de nuages

des océans d'autre part [Warren et al., 1988]. Les données ainsi recueillies et analysées forment actuellement une climatologie couvrant la période 1952 à 1996, pour ce qui concerne les observations à partir de navires, et la période allant de 1971 à 1996, pour les observations au-dessus de sites terrestres<sup>1</sup>. Cette base de données est distribuée sous le nom de "Extended Edited Cloud Report Archive" (EECRA) [Hahn and Warren, 1998].

Si ce type de données ne permet pas une analyse strictement globale de la couverture nuageuse (comparativement aux observations par satellites), elles constituent néanmoins une climatologie indépendante de la couverture nuageuse, très complémentaire des climatologies satellitaires. En particulier, l'utilisation des reports synoptiques individuels peut permettre de valider de manière directe les méthodes de détection nuageuse développées et appliquées aux données satellites [Bréon and Colzy, 1998, Visa and Iivarinen, 1997, Derrien et al., 1993]. Nous avons, en outre, utilisé une partie de la base EECRA pour la validation de la détection de phase POLDER (voir chapitre 4).

<sup>1</sup>Ces données sont disponibles, via ftp, à l'adresse suivante : <ftp://cdiac.esd.ornl.gov>

### 1.2.3 Formation

Pour qu'un nuage se forme, il faut qu'une parcelle d'air humide non saturée soit refroidie et/ou que l'humidité augmente afin que l'humidité relative  $U$  atteigne le niveau de saturation par rapport à l'eau liquide ou à la glace. On dit que la parcelle d'air est saturée en humidité lorsque l'humidité relative  $U$  par rapport à l'eau liquide (ou à la glace) vaut 100%. On exprime  $U$  en fonction de la pression partielle de vapeur  $e$  et de la pression de vapeur saturante  $e_s$  comme suit :

$$U = 100 \frac{e}{e_s} \quad (\text{exprimée en \%}) \quad (1.1)$$

On définit la pression de vapeur saturante par rapport à l'eau liquide (respect. à la glace), comme la pression partielle de vapeur d'eau pour laquelle l'eau sous forme gazeuse et l'eau liquide (respect. la glace) coexiste en équilibre à une température fixée. Cette pression ne dépend que de la température et n'est définie par rapport à la glace que pour les températures inférieures à 273.5K. De plus  $e_s^{glace}$  définie par rapport à la glace est toujours inférieure à  $e_s^{liquide}$  par rapport à l'eau liquide.

On définit également la température de rosée  $t_d$  telle que pour une pression partielle de vapeur  $e$  donnée :  $e(t_d) = e_s$ . Il y a saturation lorsque la température est inférieure à la température de rosée.

La saturation peut donc se produire de deux manières, soit par *mélange* de la parcelle avec une parcelle plus chaude et plus humide pour augmenter l'humidité relative, soit par *refroidissement* de la parcelle pour atteindre le point de rosée. La première solution correspond typiquement à l'injection de vapeur non saturante par les avions à haute altitude et qui, après mélange avec l'air ambiant froid et plus sec, donne naissance à des traînées caractéristiques ("contrails"). Le refroidissement, quant à lui, peut se faire soit par détente de la masse d'air humide lors de son ascension (processus adiabatique), soit par refroidissement radiatif (processus diabatique).

En fonction des conditions de température et de pression, l'eau condensée du nuage se trouvera sous forme d'eau liquide ou de glace. Il est important de noter que la phase liquide peut subsister à des températures fortement négatives (surfusion) [Heymsfield et al., 1991]. La coexistence des deux phases est également possible mais n'est pas a priori un état stable : la pression de vapeur saturante par rapport à la glace étant inférieure à celle par rapport à l'eau liquide,

les gouttes liquides ont une forte propension à s'évaporer pour recondenser sur les cristaux de glace. Enfin, notons qu'en pratique, même en présence de noyaux de nucléation, une légère sursaturation ( $U > 100\%$ ) est nécessaire pour enclencher le processus de nucléation.

## 1.3 Rôle des nuages dans le climat

### 1.3.1 Généralités

Les nuages sont la manifestation la plus flagrante "du temps qu'il fait". Couvrant en permanence plus des deux tiers de la planète, ils sont surtout les principaux modulateurs des rayonnements solaire et tellurique et jouent donc un rôle de premier plan dans le bilan radiatif terrestre (Figure 1.2). Il est donc primordial de pouvoir modéliser les nuages de manière réaliste si l'on veut, à terme, être capable de comprendre et prévoir les variations du climat.

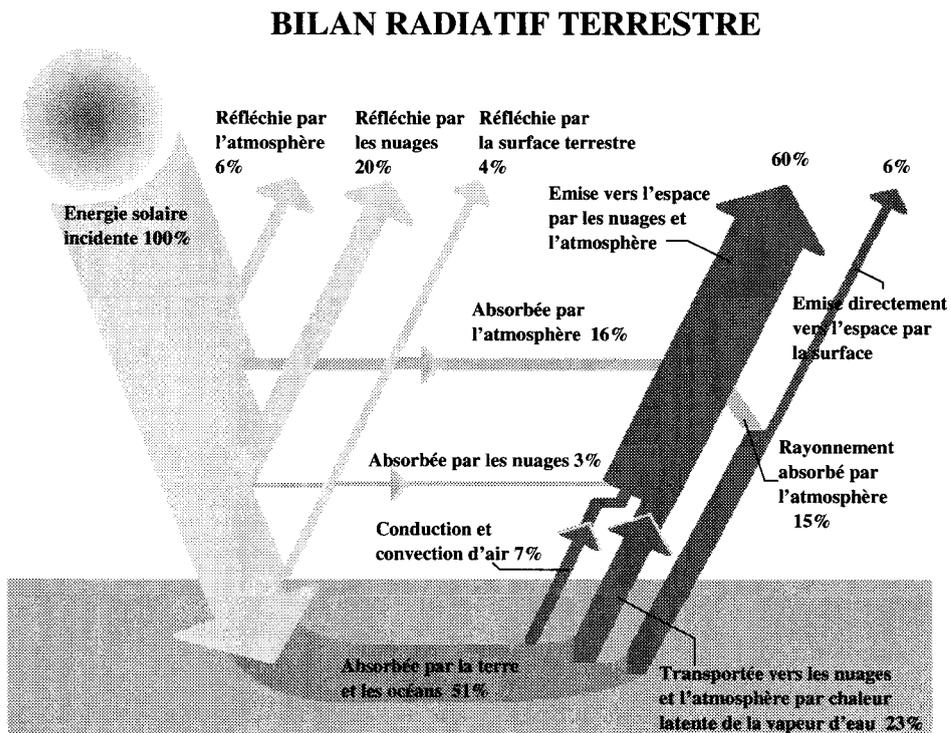


FIG. 1.2 – Représentation schématique des différentes composantes du bilan radiatif terrestre

### 1.3.2 Action des nuages sur le rayonnement

L'impact des nuages en terme de bilan énergétique s'exprime sous la forme du forçage radiatif. Par définition, le forçage radiatif des nuages correspond à la différence de flux au sommet de l'atmosphère entre l'ensemble des situations (ciel clair + nuages) et les situations de ciel clair uniquement [Ramanathan 1989, Arking 1991]. Le forçage radiatif des nuages s'exprime sous la forme :  $FRN = F_{clair} - F$ , mais on distingue souvent les composantes ondes courtes (SW) et ondes longues (LW) :

$$\begin{aligned} FRN &= FRN_{SW} + FRN_{LW} \\ &= S(\alpha_{clair} - \alpha) + (F_{clair}^{IR} - F^{IR}) \end{aligned} \quad (1.2)$$

où  $S$  est le flux solaire incident,  $\alpha$  l'albédo planétaire, et  $F^{IR}$  le flux infrarouge.

Cette distinction entre ondes courtes et ondes longues provient de deux effets antagonistes des nuages sur le rayonnement. D'une part, ils réfléchissent et absorbent une partie du rayonnement solaire, diminuant ainsi la quantité d'énergie disponible à la surface. D'autre part, ils absorbent du rayonnement tellurique infrarouge et piègent une partie de cette énergie en la réémettant vers la surface (effet de serre). Les expériences ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) [Harrison et al., 1990] et plus récemment ScaRaB (Scanner for Radiation Budget) [Kandel et al., 1998] ont permis d'estimer que les forçages associés respectivement aux courtes et aux grandes longueurs d'onde sont de l'ordre de  $-50\text{Wm}^{-2}$  (effet d'albédo) et de  $+30\text{Wm}^{-2}$  (voir Tableau 1.1).

	SW	LW	Net
ERBE 3/85 - 2/89	-47.6	+29.1	-18.5
ScaRaB 3/94 - 2/95	-48.2	+27.2	-21.0

TAB. 1.1 – Moyennes annuelles globales du forçage radiatif des nuages (en  $\text{Wm}^{-2}$ ) selon ERBE et ScaRaB.

Ces valeurs sont bien entendu des moyennes puisque le FRN dépend du lieu géographique et de la saison comme le montrent les cartes établies par ScaRaB présentées par la figure 1.3. Le bilan global de ces deux effets contradictoires est un refroidissement du système climatique

terrestre par les nuages (forçage radiatif négatif).

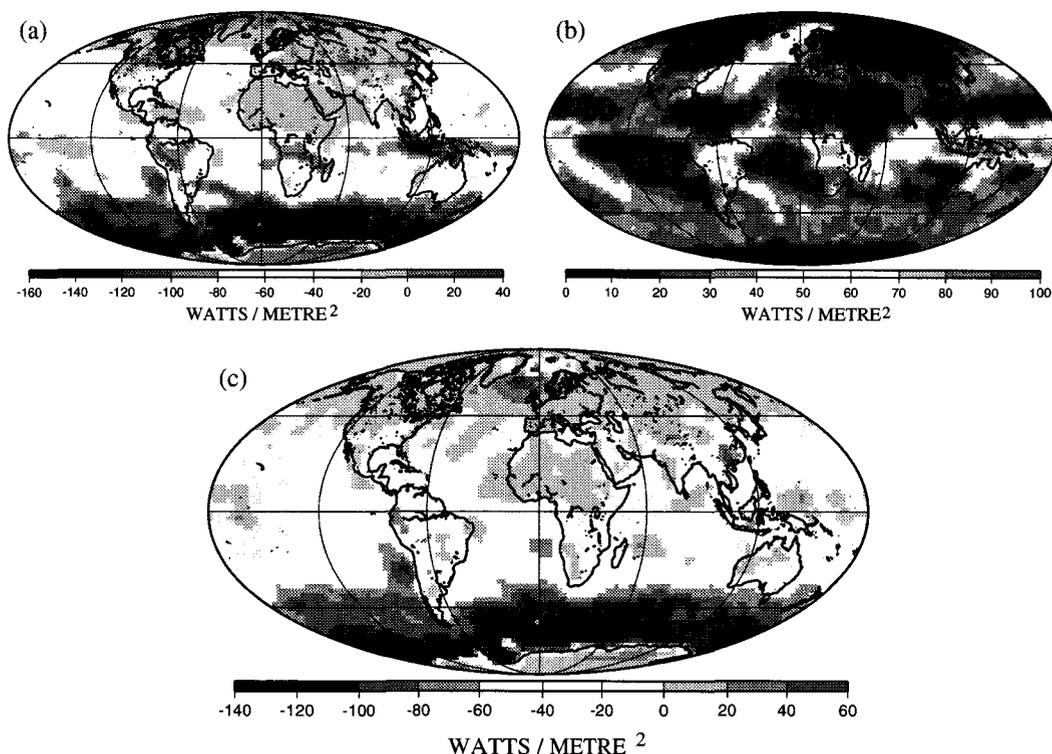


FIG. 1.3 – Forçage radiatif des nuages aux courtes longueurs d’ondes (a), aux grandes longueurs d’onde (b), et forçage radiatif net (c) établis par ScaRaB pour le mois de janvier 1995.

Ces chiffres sont à comparer aux  $340 \text{ W.m}^{-2}$  reçus en moyenne par le système Terre/Atmosphère. On comprend alors l’importance que revêtent la connaissance et la prise en compte des nuages dans les modèles de simulation du climat et les incertitudes qui peuvent y être associées.

### 1.3.3 Modélisation des nuages

Les études de sensibilité, mises en œuvre pour évaluer l’impact des nuages sur le climat, mettent en évidence de sérieuses divergences entre les différents modèles, particulièrement sur l’évaluation de la rétroaction des nuages en réponse à une perturbation du bilan radiatif [Cess and co-authors, 1989, Cess and co-authors, 1990].

Concernant les simulations à méso-échelle, les comparaisons entre différents modèles de cirrus, effectuées dans le cadre du GCSS (GEWEX Cloud System Study), montrent également des désaccords flagrants entre les 16 modèles testés. Il est apparu que les points suivants devaient

recevoir une attention toute particulière :

- la description du contenu total et des profils du contenu en glace
- l'impact de la distribution des formes de cristaux sur la dynamique interne du nuage

Si l'on considère les différents types de nuages décrits précédemment, il apparaît clairement que ceux-ci présentent des caractéristiques macrophysiques extrêmement variées. Les études microphysiques font apparaître, quant à elles, une différence évidente entre les nuages liquides et les nuages de glace, et une diversité, non moindre, de forme et de taille des particules au sein de chaque catégorie. Pour un même type de nuages, les propriétés optiques et radiatives pourront être très différentes d'un nuage à l'autre [Stephens, 1978, Stephens, 1979].

Le problème de la modélisation des nuages couvre donc des activités aussi variées que le calcul du transfert radiatif, le choix d'une modélisation microphysique adaptée et la représentation macrophysique correcte du nuage.

En ce qui nous concerne, nous avons porté, dans notre travail, un intérêt particulier aux aspects microphysiques suivants :

- La phase de l'eau condensée au sommet du nuage.
- Les relations liant la phase de l'eau condensée aux grandeurs thermodynamiques caractérisant la masse d'air nuageuse.
- Les distributions en taille et en forme des particules nuageuses.

Les observations fournies par la mission spatiale POLDER 1/ADEOS 1 permettent, comme nous allons le montrer, d'aborder de manière nouvelle ces questions et de répondre à certaines des interrogations qui nous sont posées concernant la phase des nuages.

## 1.4 La mission POLDER 1/ADEOS 1

### 1.4.1 L'instrument

L'instrument POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectances) a été imaginé au Laboratoire d'Optique Atmosphérique et développé en collaboration avec le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) [Deschamps et al., 1994].

En 1996, la version spatiale de l'instrument est embarquée sur la plateforme japonaise ADEOS I et permet d'obtenir pour la première fois un échantillonnage angulaire instantané du rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère et la surface terrestre et de caractériser son intensité et

son état de polarisation. Nous reviendrons plus loin sur l'utilité de la mesure de polarisation qui est à la base de notre méthode de détection de phase. Mais notons, dès à présent, que POLDER est le premier imageur satellitaire doté d'une telle caractéristique.

Une description de l'instrument et des principes de mesures propres à POLDER est présentée en annexe B.

#### 1.4.2 Objectifs et statut de la mission

L'instrument POLDER a été conçu pour observer précisément le rayonnement solaire diffusé par le système Terre/Atmosphère et fournir des informations sur sa directionnalité et son état de polarisation.

Ces observations nouvelles faisaient (et font toujours) de POLDER, un instrument privilégié pour l'étude d'un certain nombre de paramètres, essentiels à une meilleure connaissance de notre environnement. Les principaux objectifs scientifiques de la mission POLDER concernent :

- la couleur de l'océan : estimation des contenus en pigments chlorophylliens et de la production primaire de la biosphère marine - estimation des flux de carbone associés
- la végétation : caractérisation des types de végétation et évaluation de la production primaire de la biosphère continentale - estimation des flux de carbone associés
- les aérosols : estimations des contenus et de leur nature, analyse des sources de production et des transports
- le bilan radiatif aux courtes longueurs d'onde : amélioration de la précision de la mesure du bilan radiatif terrestre ondes courtes (SW) par l'étude de l'anisotropie du rayonnement réfléchi
- la mesure du contenu total en vapeur d'eau de l'atmosphère
- *la caractérisation de la couverture nuageuse et de son impact sur le bilan radiatif terrestre : établissement des paramètres essentiels que sont la phase thermodynamique de l'eau condensée, l'épaisseur optique ( $\delta$ ), le contenu en eau condensée et l'altitude des nuages*

POLDER a fonctionné du 30 octobre 1996 au 29 juin 1997, date à laquelle une défaillance du système de production d'énergie de la plateforme ADEOS a mis fin à toute acquisition et transmission de données des instruments embarqués sur le satellite. Au total, huit mois de données

représentant une archive totale de 2.5 To (Tera Octets) sont disponibles en lieu et place des trois ans annoncés pour la durée de vie nominale. On ne peut que déplorer cette perte prématurée de l'instrument, en particulier pour les études sur la biosphère pour lesquelles l'observation d'un cycle annuel était de première importance. L'optimiste saisira néanmoins dans cette situation la possibilité d'analyser, peut-être plus sereinement, l'ensemble des données originales acquises, et de préparer les futures missions POLDER avec le bénéfice de l'expérience sans les inconvénients inhérents au travail en période opérationnelle. Il est également nécessaire de préciser que la production et la diffusion de données "élaborées" (les "produits") étaient une première par rapport aux expériences spatiales précédentes pour lesquelles seules les mesures brutes étaient délivrées. Les missions qui suivirent ou qui suivront prochainement (MODIS, MISR, GLI) ont également adopté cette approche. Ceci montre que POLDER était à la fois un instrument issu d'un concept novateur mais également une mission scientifique dont la démarche de qualité et de valeur ajoutée aux mesures fait aujourd'hui l'unanimité.

En 2002, un second POLDER sera lancé pour reprendre la suite de la mission d'observation POLDER 1. Un troisième instrument a été sélectionné pour prendre place sur un micro-satellite début 2004 et former ainsi, avec d'autres instruments, ce qu'il est désormais convenu d'appeler l'AQUA TRAIN (cf section Perspectives). Enfin, un instrument basé sur le même concept (imageur grand champ) est à l'étude pour le développement d'un POLDER de "seconde génération", dont les capacités spectrales seraient étendues vers l'UV et le moyen infrarouge, et qui posséderait, éventuellement, une meilleure résolution.

## 1.5 POLDER et la phase des nuages

Nous avons souligné précédemment l'importance des nuages pour le climat et mentionné que la phase thermodynamique est un paramètre important pour la modélisation de la couverture nuageuse.

Dans le prochain chapitre, nous étudierons, plus en détail, le rôle central de la phase des nuages dans l'observation et la modélisation des propriétés physiques et optiques de la couverture nuageuse. Nous verrons également qu'à l'heure où nous avons engagé notre travail, il n'existait pas de méthode complètement satisfaisante permettant la détermination et l'étude de la phase thermodynamique des nuages à l'échelle globale [**Chapitre 2**].

Les analyses des premières observations polarimétriques multidirectionnelles dans le proche-infrarouge de POLDER ont rapidement montré la possibilité de déterminer, dans certaines conditions mais de manière indiscutable, la phase thermodynamique du nuage observé.

Partant de ces premiers résultats, notre travail a consisté à développer cette méthode afin de profiter au maximum de la couverture globale quotidienne de POLDER [**Chapitre 3**]. Nous en avons également effectué une validation extensive, ce qui, à notre connaissance, n'avait jamais été effectué pour les autres techniques de télédétection passive de la phase. Cela nous permettra de bien cerner les qualités et les limitations de notre méthode, étape indispensable pour l'interprétation des analyses à grande échelle que nous avons ensuite effectuées, soit indépendamment, soit par comparaison à d'autres climatologies de nuages [**Chapitre 4**]. Enfin, nous montrerons que la détermination de la phase d'un nuage constitue un passage obligé pour toute étude par télédétection de la couverture nuageuse et nous exposerons pour terminer ce mémoire, des résultats que nous pouvons considérer comme des applications directes de notre travail [**Chapitre 5**]. Ces études nous permettront, en particulier, de montrer l'apport de POLDER pour la modélisation de la phase des nuages, et de prouver l'intérêt de cette information nouvelle pour les études par télédétection. Nous concluons ce mémoire, en indiquant les perspectives ouvertes par notre travail [**Chapitre 6**].



## Chapitre 2

# La phase des nuages : état de l'art

### 2.1 Remarques préliminaires

Les nuages jouent un rôle primordial dans le système climatique de la planète, d'une part via leur interaction avec le rayonnement (albédo et effet de serre) mais également par leur aspect dynamique. En effet, les phénomènes d'évaporation, condensation, sublimation, cristallisation qui interviennent tout au long de la "vie" d'un nuage permettent une redistribution de l'énergie au sein de l'atmosphère grâce en particulier aux échanges de chaleur latente.

La phase thermodynamique de l'eau condensée est un facteur déterminant à la fois pour la formation et l'évolution du nuage [Caniaux, 1993, Blyth and Latham, 1993] et pour son impact sur le rayonnement. En effet, deux nuages de même contenu en eau liquide peuvent avoir un impact sur le rayonnement différent selon qu'ils sont composés de gouttes liquides ou de cristaux de glace.

D'un point de vue dynamique, la glaciation d'une cellule convective, par exemple, relâche de l'énergie sous forme de chaleur latente et augmente ainsi la vitesse d'ascendance de la cellule [Krueger et al., 1995]. La présence de la phase glace dans un nuage est aussi l'un des paramètres conditionnant la formation des précipitations ou permettant l'évolution de systèmes nuageux tels les lignes de grains [Caniaux, 1993] ou la formation des enclumes au sommet des colonnes convectives. La phase glace semble également nécessaire à la dissociation des charges électriques et à l'établissement de la différence de potentiel à l'origine des éclairs.

Enfin, la phase influençant l'impact radiatif d'un nuage, elle constitue un des paramètres dont la connaissance est indispensable dans l'inversion des propriétés microphysique et macrophysique de la couverture nuageuse, telle qu'elle peut être réalisée à partir de mesures de télédétection. Nous passerons donc en revue, dans ce chapitre, les différents aspects évoqués ci-dessus et pour lesquels la phase thermodynamique des nuages joue un rôle majeur. Nous aborderons dans un premier temps le problème des modèles (GCM, modèles méso-échelles), puis nous montrerons l'importance de la connaissance de la phase d'un nuage au cours de sa caractérisation depuis l'espace. Enfin, nous présenterons les différentes méthodologies utilisées, à ce jour, pour déterminer la phase des nuages, tout en essayant d'évaluer leurs forces et faiblesses respectives. Nous concluons ce chapitre en faisant le bilan des hypothèses sur lesquelles reposent ces différentes approches et qu'il convient d'avoir à l'esprit pour mieux appréhender l'apport des observations en polarisation fournies par l'instrument POLDER.

## 2.2 Le point de vue des modèles

Comme nous l'avons souligné dans le premier chapitre, le but ultime des études menées sur les nuages vise à l'amélioration des prévisions météorologiques et climatiques. Inévitablement, cela se traduit par le développement de modèles de plus en plus complexes. En effet, la phase des nuages doit pouvoir être représentée de manière réaliste ou, pour le moins, être paramétrisée de façon suffisamment précise, pour que les grandeurs qui en dépendent soient correctement évaluées. Il s'agira, par exemple, de définir très précisément la microphysique (distribution en taille et en forme, composition et orientation des cristaux) d'un nuage si l'on utilise un code de transfert radiatif destiné à simuler des champs de luminances. Dans un autre contexte, il faudra pouvoir calculer précisément la répartition en eau liquide et en glace ainsi que les transferts de l'une à l'autre afin de simuler correctement les précipitations ou le développement d'un système nuageux. Nous présenterons successivement, dans cette section, les modèles dynamiques (GCM et méso-échelle) et les modèles de transfert radiatif. Ces derniers étant une composante des premiers, nous commencerons par décrire rapidement l'évolution des modèles de transfert radiatif. Nous présenterons ensuite les évolutions de la représentation de la phase des nuages dans les modèles dynamiques ainsi que les paramétrisations utilisées.

### 2.2.1 Les codes de transfert et de simulation des propriétés optiques

Les codes de transfert radiatif qui nous intéressent ici ont pour fonction de simuler le transfert du rayonnement à travers une atmosphère définie (nuages, aérosols, gaz, etc...), c'est-à-dire de calculer des champs de luminances ou des flux.

L'hypothèse d'un nuage "plan parallèle", encore souvent utilisée dans les études de télédétection pour des questions de rapidité, est mise en défaut par les mesures à haute résolution et multidirectionnelles des nouveaux instruments (MISR, POLDER) [Descloitres, 1996, Buriez et al., 2001]. Mais l'évolution de la puissance de calcul disponible a permis de mettre au point des codes de transfert capables de simuler des cas de plus en plus complexes et réalistes [Borde, 1994, Jolivet, 1998]. En schématisant, nous sommes passés, en moins de cinquante ans, du modèle plan-parallèle de nuages liquides avec des gouttes de taille fixe à celui d'un nuage en trois dimensions, hétérogène et composé de cristaux de glace aux formes variées. L'amélioration la plus significative, relativement à la phase des nuages, est la capacité actuelle à pouvoir calculer les propriétés optiques de particules non-sphériques (cristaux de glace). Il est ainsi possible de

modéliser de manière beaucoup plus réaliste les différences observables entre un nuage de glace et un nuage liquide pouvant avoir, par ailleurs, le même contenu en eau. Nous verrons que, sans ces modèles, la mise en place de certaines méthodes de détection de phase serait irréaliste.

Notons également que le développement de codes permettant le calcul de l'état de polarisation de la lumière diffusée par les particules nuageuses est crucial pour l'interprétation des observations polarimétriques réalisées par des systèmes actifs tels que les radars ou les lidars, les imageurs passifs tels que POLDER ou les scanners du type de RSP.

Une étape supplémentaire reste à franchir pour le calcul du transfert radiatif dans des milieux diffusants anisotropes tels que les nuages constitués de particules présentant une orientation préférentielle dans l'espace. L'impact de l'orientation des cristaux a été mis en évidence par *Chepfer* [Chepfer, 1997]. Des études menées à partir des mesures de l'instrument POLDER montrent que ce phénomène n'est pas rare à l'échelle du globe [Chepfer et al., 1999]. Les résultats obtenus indiquent, en effet, que plus de 40% des nuages de glace analysés sont formés, au moins pour la partie supérieure du nuage, de cristaux hexagonaux présentant une orientation préférentielle horizontale.

En conclusion, les codes disponibles aujourd'hui permettent de simuler correctement des situations très complexes mettant en jeu des particules sphériques ou non [Yang and Liou, 1998], et permettent le calcul du transfert radiatif pour des modèles de nuages allant du "simple" plan parallèle jusqu'aux champs en trois dimensions présentant des hétérogénéités macro et microphysiques.

Certes, les modèles les plus complets (et les plus complexes) nécessitent toujours des temps de calculs rédhibitoires pour certaines applications et les modèles dynamiques sont encore loin de pouvoir intégrer ce type de calculs. De même, les calculs de Looks Up Tables (LUT), souvent à la base de l'interprétation des observations satellitaires sont encore, aujourd'hui, effectués à partir de modèles de nuages plan parallèles, bien que la microphysique du nuage soit de mieux en mieux prise en compte.

### 2.2.2 Les modèles dynamiques

On distingue généralement deux types de modèles dynamiques selon l'étendue géographique couverte par les simulations du modèle. Les modèles de circulation générale couvrent l'ensemble

de la planète et décrivent les phénomènes atmosphériques avec un pas de grille de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de kilomètres. De l'autre côté, les modèles à méso-échelle, sont destinés à simuler les mêmes phénomènes mais sur des régions beaucoup plus restreintes et avec des résolutions bien plus fines. A l'intérieur de ces modèles, les différents éléments atmosphériques sont décrits, soit de manière explicite à l'aide d'équations physiques décrivant exactement les processus, soit de manière implicite à l'aide de paramétrisations préétablies.

Quand on considère la représentation des nuages dans ces modèles, une nouvelle séparation se fait donc sur la façon dont ils décrivent les nuages et la microphysique nuageuse. En particulier, la représentation (et même la simple prise en compte) de la phase thermodynamique des nuages est un point primordial pour le réalisme et la complexité du modèle. En résumé, on distingue deux types de paramétrisation de la phase glace dans les modèles relevant de deux options bien distinctes. D'une part, les schémas dits "bulk" décrivent la microphysique et la répartition des particules de glace en fonction de lois analytiques fixées. D'autre part, les schémas "explicites" décrivent directement la concentration des particules et l'évolution de la microphysique. Les premiers sont plus simples à mettre en œuvre et ont été les plus largement utilisés jusqu'à présent. Les seconds, physiquement plus réalistes, sont également plus lourds à intégrer aux modèles car ils augmentent considérablement le nombre de paramètres à ajuster et de variables d'évolution à gérer (et donc la complexité du modèle).

La figure 2.1 illustre l'ensemble des transferts entre les différentes classes de particules prises en compte dans le modèle méso-échelle MésoNH (d'après [Caniaux, 1993]). On peut remarquer que, pour un même processus (fonte par exemple), différents taux de transferts doivent être pris en compte (entre parenthèses :  $F_{Thr}$ ,  $F_{Tic}$ ,  $F_{Tnr}$ ). De manière générale, la prise en compte de la microphysique "froide" a permis aux modèles d'accroître considérablement leur réalisme en terme de représentation du cycle des précipitations, d'évolution de l'extension des nuages. Ceci, bien entendu, ne peut se faire qu'en prenant en compte les contraintes liées à l'application du modèle. Il ne serait pas réaliste par exemple de vouloir introduire un schéma microphysique explicite complet dans un GCM.

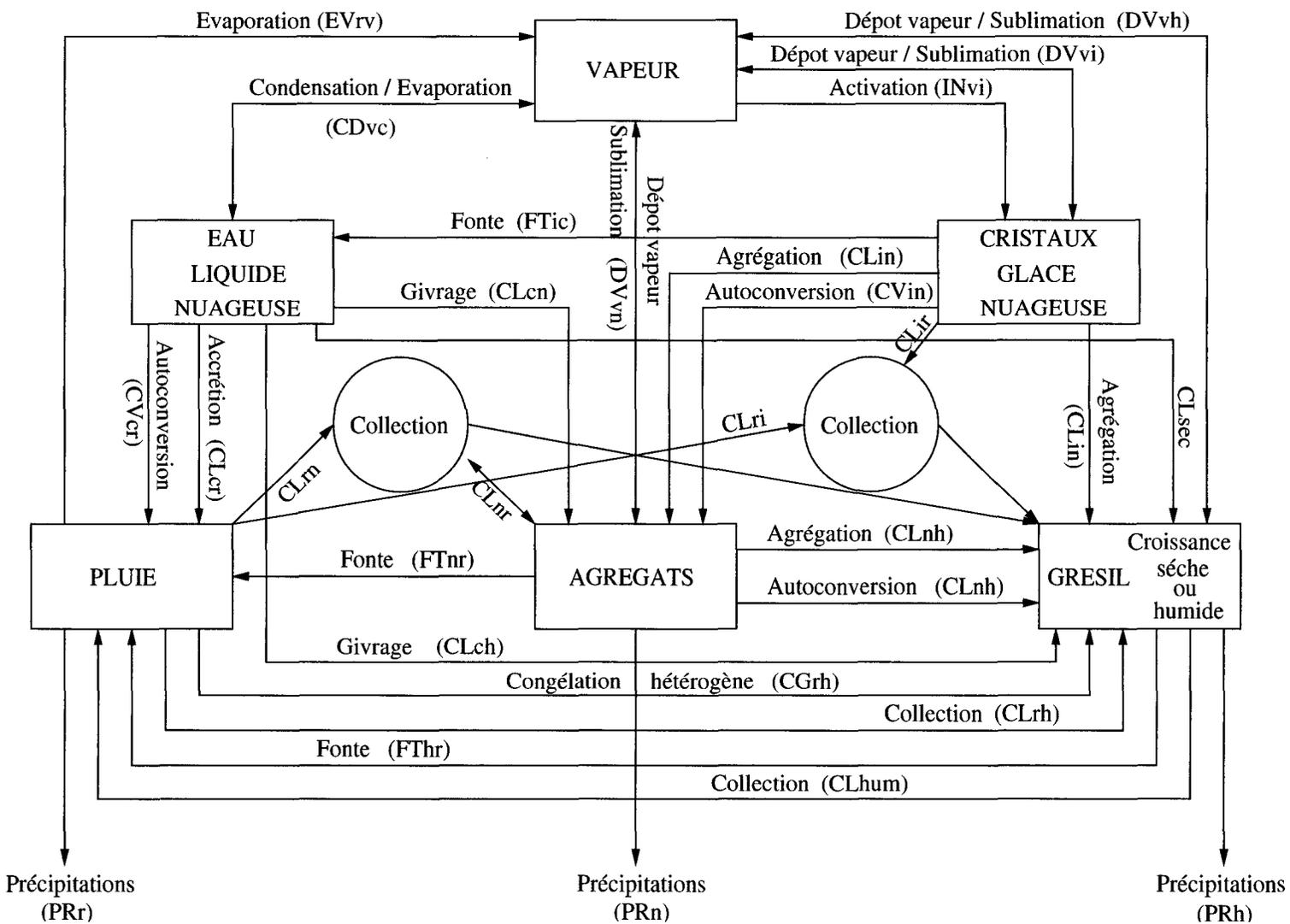


Fig. 2.1 – Diagramme des transferts entre les différentes classes de particules prises en compte dans le modèle MésosNH (d'après G. Caniaux - Thèse de doctorat - 1993)

L'introduction de schémas de plus en plus détaillés (différentes classes de particules de glace par exemple) augmente, comme nous l'avons souligné, de façon cruciale, le nombre de paramètres arbitraires à régler. En ce sens, toutes les études permettant de fixer certains de ces paramètres sont d'un intérêt incontestable pour le développement des modèles dynamiques [Li and Le Treut, 1992, Kristjansson et al., 2000].

Les paramètres suivants sont (entre autres) des variables critiques pour la paramétrisation de la phase des nuages dans les modèles [Browning, 1994] :

- dépendance en température de la phase de l'eau nuageuse
- relations entre température, humidité, pression et taille des particules
- taux de nucléation et mécanismes de nucléation impliqués (homogène/hétérogène)
- taux de conversion entre les différentes classes de glace ou entre glace et liquide

Les observations satellitaires et les mesures sols ou in situ sont, bien entendu, les sources les plus directes pour établir de telles paramétrisations. Notons que depuis le début des années 1990, dans le cadre du GEWEX, a été mis en place un programme spécial de coordination des recherches entre modélisateurs "mésos-échelle" et observateurs (GCSS) afin d'améliorer nos connaissances des propriétés des nuages et des interactions rayonnement-nuages [Team, 1993]. Le but ultime de ce groupe est d'établir des paramétrisations pour les nuages utilisables par les GCMs et les modèles de prévision du temps.

## 2.3 Un passage obligé pour la télédétection

Comme nous venons de le voir, la prise en compte de la phase thermodynamique est un élément essentiel pour le réalisme des modèles dynamiques. De l'autre côté de la chaîne, l'interprétation des observations, effectuées pour déterminer les propriétés des nuages, nécessite de considérer le fait qu'un nuage peut être composé de particules à l'état liquide ou solide [Doutriaux-Boucher et al., 2000].

Les parties réelle et imaginaire des indices de réfraction de l'eau liquide et de la glace sont différentes dans nombre de longueurs d'onde couramment utilisées en télédétection. Les formes des particules de glace sont extrêmement variées en comparaison de la forme sphérique des gouttes liquides. Ainsi, les cristaux de glace et les gouttelettes liquides ont des propriétés optiques tout à fait différentes dans le spectre visible et proche infra-rouge. La taille typique des

particules liquides ( $r_{eff}$  de 5 à 25  $\mu\text{m}$ ) est elle-même différente de celle des cristaux de glace généralement supérieure à 20 $\mu\text{m}$  et pouvant atteindre quelques centaines de microns. Il en résulte que deux nuages de même contenu total en eau condensée pourront avoir des propriétés radiatives totalement différentes.

Afin de déterminer les propriétés macrophysiques et microphysiques des nuages, on utilise fréquemment des tables de luminances précalculées (Look Up Table) permettant l'interprétation des mesures effectuées par les radiomètres. Ainsi, il est fréquent qu'une mesure puisse être expliquée par deux scénarios nuageux distincts, l'un étant par exemple un nuage liquide et l'autre un nuage de glace avec une épaisseur optique différente. Dans ce cas, seule une détermination préalable de la phase permet de converger vers la plus probable des deux solutions possibles. L'introduction d'un traitement spécifique des nuages de glace pour la production des données ISCCP-D1 a clairement démontré l'impact important de cette distinction sur les épaisseurs optiques obtenues.

D'un point de vue microphysique, de nombreuses techniques multispectrales de restitution des tailles de particules utilisent les propriétés d'absorption différentielle de l'eau liquide et de la glace dans le proche infrarouge et l'infrarouge thermique [Nakajima and King, 1990, Han et al., 1994] [Arking and Childs, 1985]. Ce type d'inversions est généralement basé sur des calculs préétablis pour différentes valeurs d'épaisseur optique, de taille de particules (liquide ou glace), et, dans le cas des restitutions de forme, pour plusieurs modèles microphysiques. Nous reviendrons plus loin sur les problèmes spécifiques de ces méthodes, mais nous pouvons dès à présent imaginer que le nombre de combinaisons possibles entre ces différents paramètres peut être très important. Cela conduit inévitablement à certaines indéterminations que seule une détection préalable de la phase peut, parfois, permettre de lever.

La détermination préalable de la phase d'un nuage est donc toujours une condition sine qua non pour pouvoir, dans un second temps, déterminer de manière fiable ses propriétés microphysiques (taille et forme des particules) et macrophysiques (épaisseur optique, contenu en eau condensée).

Nous venons de rappeler ici l'importance de la phase thermodynamique à la fois pour l'observation et pour la modélisation de la couverture nuageuse. Voyons à présent les méthodes permettant de déterminer la phase d'un nuage<sup>1</sup> par observation directe ou indirecte.

---

<sup>1</sup>ou de la partie supérieure du nuage en ce qui concerne les études par satellite

## 2.4 Les méthodes existantes

La méthode la plus “directe” pour déterminer la phase d’un nuage, ou d’une partie du nuage, est encore de pouvoir effectuer un prélèvement local direct, et en le perturbant le moins possible, des particules qui le composent. Différentes instrumentations permettent ainsi d’analyser in situ les caractéristiques microphysiques d’un nuage (forme<sup>2</sup> et taille des particules, distribution en taille) [Noone et al., 1993, Gayet et al., 1997, Pawlowska and Brenguier, 1996].

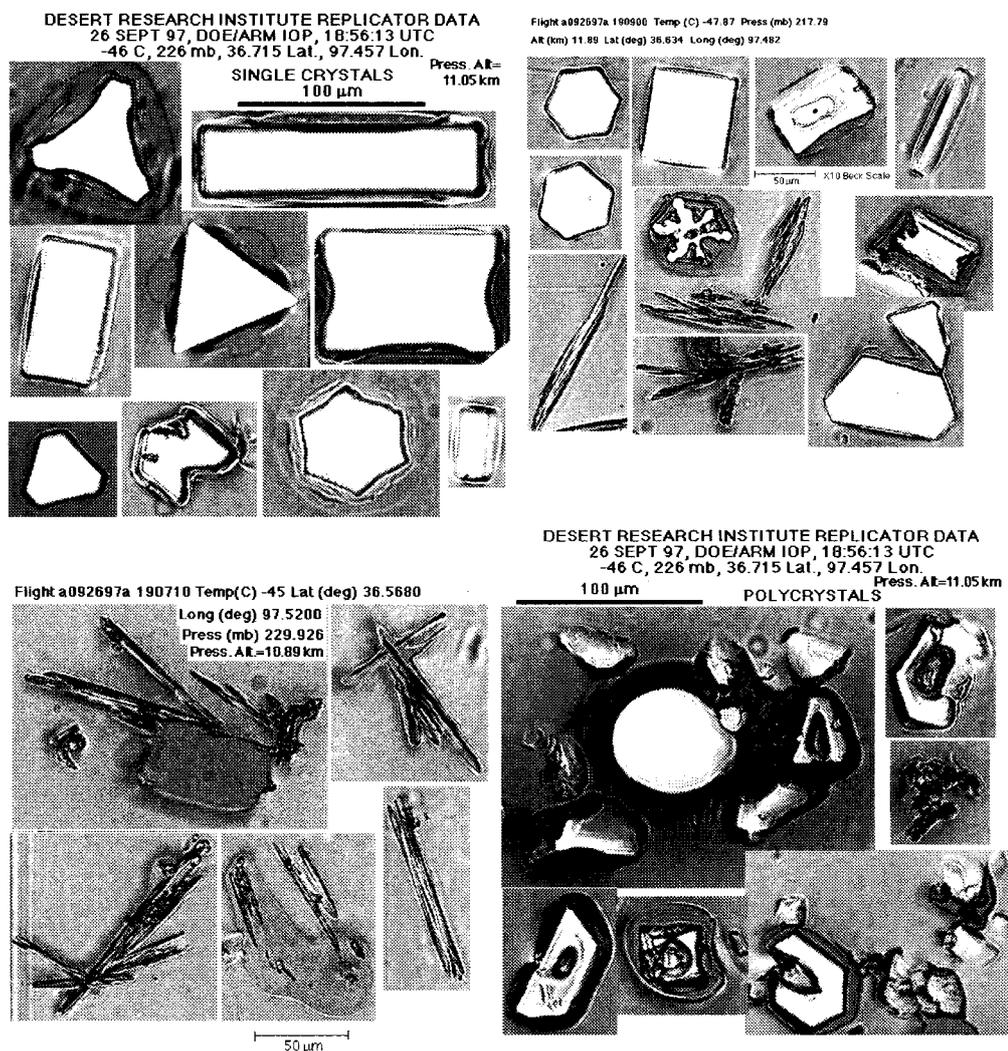


FIG. 2.2 – Photographies de cristaux présents dans différents cas de cirrus.

<sup>2</sup>Les images présentées ici proviennent d’analyses réalisées grâce au DRI Automated Replicator System lors d’une campagne de mesures intensives (DOE/ARM) le 26 septembre 1997 - <http://www.dri.edu/Projects/replica/DOE.ARM/94iop/DOE.ARM.html>

Bien que parfaitement adaptées aux campagnes de mesures intensives (type FIRE, EU-CREX), ces mesures trop localisées (dans le temps et l'espace) et coûteuses ne peuvent servir à mener des études à l'échelle globale ou sur le long terme.

Des méthodes de télédétection ont donc été développées pour permettre de déterminer de manière plus systématique la phase d'un nuage. Nous pouvons distinguer deux classes principales dans ces méthodes. Les premières utilisent le fait que l'eau et la glace présentent des caractéristiques différentes d'absorption du rayonnement, principalement aux longueurs d'onde proche infrarouge et infrarouge. Hormis POLDER, toutes les méthodes utilisant des données satellites sont actuellement basées sur ce principe général. L'autre catégorie se réfère aux méthodes permettant de distinguer les particules selon leur morphologie. Rentrent dans cette classe les analyses fondées sur des mesures radar ou lidar, et également la méthode développée pour l'instrument POLDER. Il est à noter que, dans cette seconde classe, c'est la connaissance de l'état de polarisation du rayonnement diffusé, ou rétro-diffusé par ces particules qui permet de faire la distinction entre les particules sphériques (liquide) et les cristaux de glace.

#### 2.4.1 Nuages de glace, nuages hauts et cirrus

Nous avons rappelé, dans le premier chapitre, les différents types de nuages observables et répertoriés.

L'analyse visuelle du nuage peut fournir une première indication sur sa phase. On a pu observer très tôt les phénomènes de halos et de parhélies (dits "faux soleils") se manifestant autour du soleil (voir figure 2.3) ou de la lune (on les nomme alors parasélènes). Si ces taches et cercles lumineux passèrent longtemps pour des manifestations de la colère céleste, le physicien Mariotte en proposa une explication au XVII<sup>e</sup>. Il établit le parallèle entre ces phénomènes et la réflexion de la lumière solaire par un prisme triangulaire de verre, dont une partie émerge dans une direction différente de la direction incidente. Il en conclut que ces phénomènes devaient être produits par la réflexion de la lumière par des cristaux de glace. Ceci explique pourquoi ces phénomènes optiques apparaissent lorsque le ciel est couvert de cirrus. Ceux-ci doivent, par ailleurs, être d'une épaisseur suffisamment faible pour ne pas trop atténuer le rayonnement solaire, mais assez denses pour que le phénomène puisse se former. Il faut en outre que l'eau ait cristallisé lentement pour permettre la formation de cristaux transparents aux faces planes.

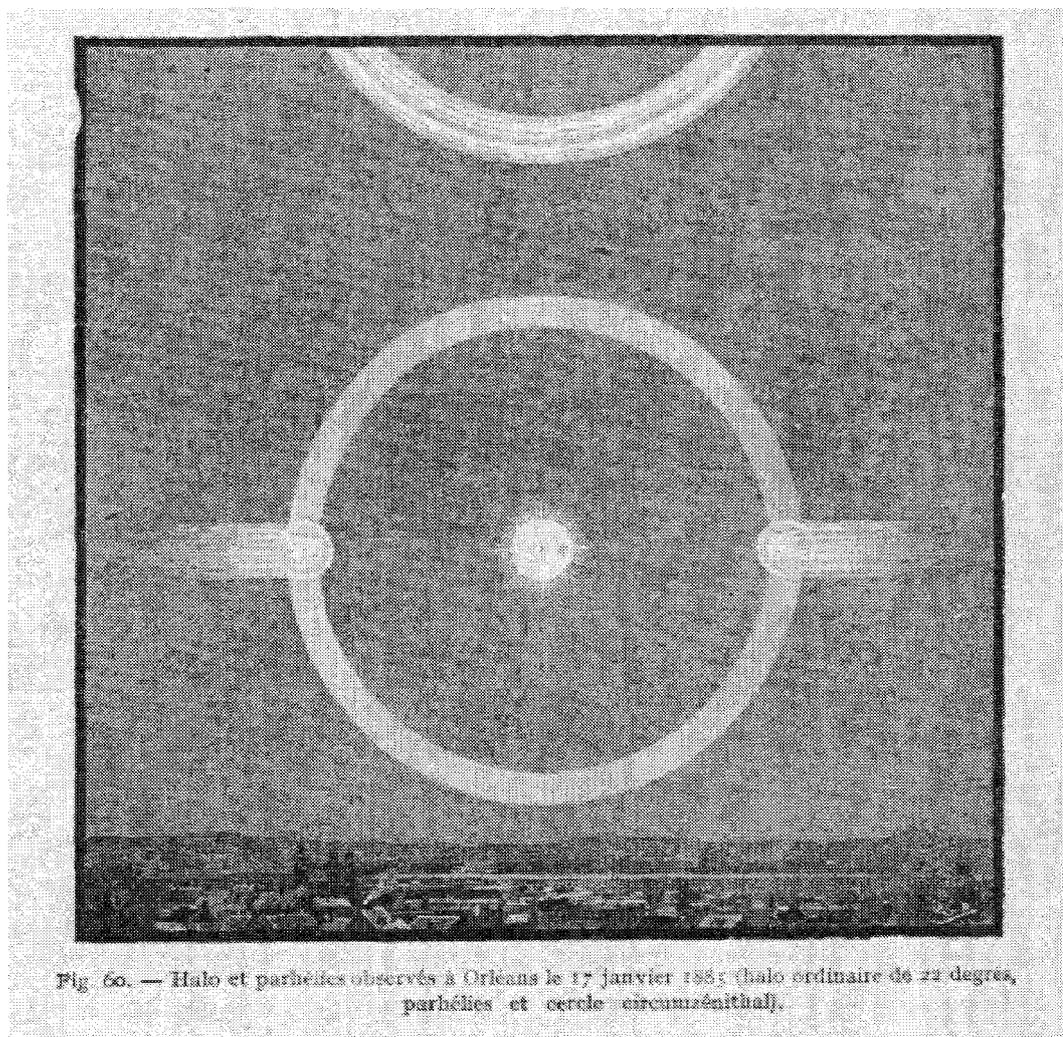


FIG. 2.3 – Dessin extrait de "L'atmosphère" [C. Flammarion], présentant un halo ordinaire à 22 degrés, les parhélies et le cercle circumzénithal caractéristiques de particules cristallines hexagonales.

Ainsi l'observation d'un halo sur un ciel blanchâtre, par exemple, laisse peu de doutes quant à la nature des particules présentes dans l'atmosphère. La reconnaissance de la phase est également triviale pour le cas de petits cumulus, mais devient bien plus problématique dans le cas d'un stratocumulus étendu qui peut parfaitement être partiellement glacé. A l'inverse, même un stratus élevé peut être composé d'eau liquide en état de surfusion et être difficilement discernable d'un cirrostratus composé de cristaux de glace. La limite est d'autant plus difficile à fixer que les études réalisées à ce jour sur la relation entre l'apparition de la phase glace et la température d'un nuage montrent que la limite est située dans une gamme de température relativement res-

treinte (245K-233K). Les nuages d'altitude moyenne sont donc particulièrement difficiles (voire impossibles) à classer dans la catégorie nuage de glace ou liquide. Autre exemple, *Pilewskie* et *Twomey* [1987] rapportent l'analyse d'une portion nuageuse située à mi-hauteur le long d'une colonne convective qui passe de la phase liquide à la phase glace sans changement macrophysique visuellement notable.

Ces quelques remarques soulignent bien la difficulté à identifier la phase d'un nuage à partir d'observations visuelles. En particulier, les recueils d'observations météorologiques synoptiques, qui ont formé les premières tentatives d'analyse de la couverture nuageuse à l'échelle globale <sup>3</sup>, ne peuvent servir à établir une climatologie de la phase thermodynamique des nuages. De même, les classifications de nuages établies à partir de méthodes telles les "nuées dynamiques" [Desbois et al., 1982], fournissent une bonne indication sur la nature macrophysique et la position d'un nuage dans l'atmosphère, mais ne permettent pas de décider de la phase du nuage pour l'ensemble des observations. Ces deux types d'observations seront nonobstant utilisés comme moyens d'évaluation de la cohérence des résultats obtenus pour la phase à partir d'approches récentes.

L'altitude d'un nuage ne peut donc clairement pas être dans chaque cas un critère d'attribution de la phase. Cette constatation justifie le développement de nouveaux instruments et méthodologies associées pour la télédétection de la phase, fondées sur des critères physiques et l'analyse des propriétés radiatives des nuages, que nous allons maintenant présenter.

#### 2.4.2 Les instruments de télédétection active

Au cours de la présentation des codes de transfert, nous avons mentionné que l'interprétation des mesures polarimétriques avait grandement bénéficié du développement de codes permettant le calcul des propriétés optiques des particules non sphériques. De tous les instruments basés au sol et destinés à l'étude des nuages, les radars et les lidars <sup>4</sup> sont sans doute ceux qui ont le plus profité de ces avancées. L'état de polarisation du rayonnement électromagnétique rétrodiffusé vers l'instrument est, en effet, très sensible à la forme des particules ayant diffusé

---

<sup>3</sup>Il est entendu que ces observations ne peuvent prétendre couvrir l'ensemble du globe, mais représentent une première étape vers ce type d'analyse à l'échelle du globe.

<sup>4</sup>Les remarques suivantes n'ont pas la prétention d'établir une description exhaustive des capacités des instruments cités, mais simplement de souligner leur intérêt pour les études concernant la microphysique des nuages et plus particulièrement la phase.

l'onde incidente. Il est donc possible d'interpréter de façon quantitative les différences observables entre des signaux (radar ou lidar) correspondants à des gouttes sphériques en suspension, des hydrométéores liquides oblates ou prolates, ou encore des cristaux de glace de formes variées [Sassen, 1991, Lemke and Quante, 1999].

Cependant, il est illusoire de penser qu'un seul instrument permettrait d'étudier tous les types de couverture nuageuse. La taille des particules que l'on cherche à caractériser finement, ainsi que l'atténuation du signal par la couche nuageuse, obligent à faire certains compromis. Comme nous le verrons plus loin, l'association de plusieurs instruments (radar, lidar, imageurs passifs) apparaît aujourd'hui être le seul moyen de caractériser au mieux tous les types de situation nuageuse.

Le principe général de fonctionnement d'un radar ou d'un lidar, consiste à envoyer un rayonnement électromagnétique vers une cible et à recueillir et interpréter l'énergie rétrodiffusée. La différence majeure entre ces deux instruments réside dans la longueur d'onde utilisée : les radars dédiés à l'étude des nuages utilisent en majorité des longueurs d'ondes millimétriques situées dans les bandes de transparence de l'atmosphère (35GHz et 95GHz principalement), alors que les lidars fonctionnent quant à eux à des longueurs d'ondes beaucoup plus courtes (visible et proche infrarouge). Dans les deux cas, ils peuvent être équipés pour l'analyse de l'état de polarisation du rayonnement rétrodiffusé (caractérisation des composantes  $\perp$  et  $\parallel$  du champ rétrodiffusé - voir chapitre 3 - section 2). Voyons maintenant leurs caractéristiques propres.

#### 2.4.2.1 Mesures Radar

Les radars dédiés à l'étude des nuages utilisent des longueurs d'ondes comprises, typiquement, entre 2.8 GHz et 215 GHz et situées dans des fenêtres de (quasi-)transparence de l'atmosphère. La capacité de l'instrument à détecter les particules est en grande partie conditionnée par le rapport de la taille des particules à la longueur d'onde. En théorie donc, plus la longueur d'onde est courte, plus l'instrument sera sensible aux petites particules. Dans la pratique, l'atténuation par les nuages liquides et la vapeur d'eau contenue dans la basse troposphère rendent impossible l'utilisation de fréquences supérieures à 95 GHz pour des instruments au sol. Ceci explique que les deux fréquences les plus fréquemment utilisées (pour des instruments sols) soient 35 GHz et 95 GHz [Guyot et al., 2000].

Du point de vue de la détection pure des nuages, le radar est bien adapté à la détermination des

limites (altitudes des bases et sommets) des couches nuageuses épaisses. La faible atténuation du signal radar lui permet en particulier de sonder l'atmosphère à travers plusieurs couches nuageuses, contrairement au lidar dont le signal est éteint beaucoup plus rapidement par diffusion. Les faiblesses du radar sont principalement mises en évidence dans le cas des nuages de glace. De faibles contenus en glace ou des particules petites (au regard de la longueur d'onde) peuvent, en effet, biaiser les altitudes déterminées [Clothiaux et al., 2000]. L'altitude du sommet d'un cirrus pourra, par exemple, être largement sous-estimée si le nuage est composé de trop petites particules. Encore une fois, l'utilisation de deux longueurs d'onde permet d'améliorer sensiblement la précision des résultats par rapport à une mesure unique [Hogan et al., 2000], et de déterminer certaines caractéristiques microphysiques des nuages [Bader et al., 1987].

Concernant les études des propriétés microphysiques des nuages, les radars polarimétriques ont montré leur intérêt pour la détermination de contenu en eau liquide ou en glace, du profil de concentration en particules ou encore de rayon effectif. Enfin, la distinction des différents types d'hydrométéores est depuis les années 1980 une application courante des radars polarimétriques.

#### 2.4.2.2 Mesures Lidar

Les lidars font aujourd'hui partie des instruments devenus quasi indispensables pour la caractérisation des atmosphères nuageuses, aussi bien pour les observations depuis le sol que pour les campagnes de mesures in situ dédiées aux nuages. En particulier, le développement depuis le début des années 1970 des techniques liées à la polarisation lidar, a permis d'importantes avancées pour la détection et les études microphysiques des nuages. L'utilisation de la polarisation lidar pour la distinction de la phase des nuages a été l'une des premières applications de cette technique. En effet, le taux de dépolarisation linéaire  $\Delta_p$ , défini comme le rapport des puissances reçues dans les plans de polarisation parallèle et perpendiculaire à celui du signal lidar source, est très sensible à la forme des particules. La théorie de Mie montre que les gouttes sphériques introduisent très peu de dépolarisation, contrairement aux cristaux de glace aux formes variées qui présentent généralement des taux de dépolarisation allant de 0.2 à 0.8 en moyenne. Bien entendu, des cas particuliers de cristaux peuvent présenter de faibles  $\Delta_p$  comme par exemple des plaquettes hexagonales orientées horizontalement dans l'espace, ce qui peut conduire à une mauvaise détermination de la phase. Dans ces cas particuliers, un dépointage du

lidar de quelques degrés en dehors de la verticale (environ 2 à 3 degrés suffisent) permet de lever cette indétermination. Les progrès réalisés dans le calcul des propriétés optiques des particules non sphériques permettent d'interpréter plus précisément les signatures de dépolarisation produites par les différents types d'hydrométéores.

Dans le domaine d'utilisation du lidar, la principale limitation provient de la puissance limitée du signal lidar qui est atténué assez rapidement, par comparaison au radar, par les couches nuageuses optiquement épaisses. Par contre, la gamme de fréquences utilisées convient particulièrement bien à la détection des particules de glace, même les plus petites, ce qui constitue un avantage indéniable du lidar par rapport au radar. Ceci fait du lidar un instrument particulièrement bien adapté à l'étude des cirrus. Enfin, sa capacité à déterminer de façon non-ambiguë la phase des nuages, par l'intermédiaire de la microstructure des particules, en font un instrument de recherche très utile dans le cadre d'un système d'observation multi-instruments.

Si les radars et lidars ont, jusqu'à présent, été utilisés principalement pour des stations d'observation au sol, leurs capacités en font de plus en plus des candidats à l'observation spatiale [Brown et al., 1995, McCormick et al., 1993, Omar and Gardner, 2001]. Outre le gain évident au niveau de la couverture spatiale, la mise en orbite de ces instruments permettra, en particulier, d'utiliser des longueurs d'onde qui seraient trop atténuées depuis le sol.

### 2.4.3 Méthodes de télédétection passive

L'utilisation des deux longueurs d'onde (l'une située dans une bande d'absorption et l'autre non) pour l'inversion simultanée de l'épaisseur optique et de la taille des particules est une méthode maintenant répandue en télédétection (Arking et Childs, 1985; Nakajima and King, 1990; Minnis et al, 1995). La possibilité de déterminer la phase des nuages à partir des mêmes canaux a également été étudiée en se basant sur les propriétés d'absorption différentielle de l'eau liquide et de la glace dans certains canaux du moyen infrarouge et de l'infrarouge. Les instruments pour lesquels ces méthodes ont été mises en œuvre sont les modèles des séries AVHRR et ATSR, puis plus récemment MODIS.

De manière générale les canaux utilisés sont ceux à 670 nm pour le visible, 870 nm pour le

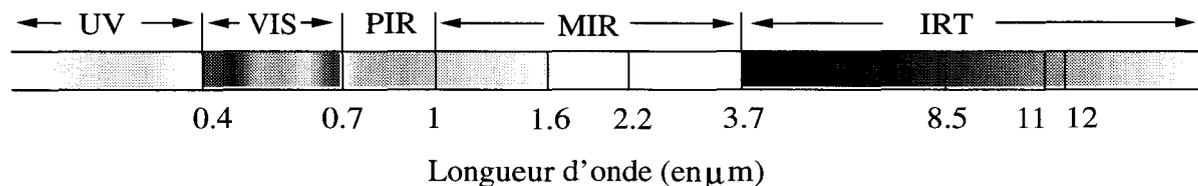


FIG. 2.4 – Limites des gammes de longueurs d'onde visibles (VIS), proche infrarouge (PIR) moyen infrarouge (MIR) et infrarouge thermique (IRT)

proche infrarouge, 1.6, 2.2 et 3.7  $\mu\text{m}$  pour le moyen infrarouge et 8, 11 et 12  $\mu\text{m}$  pour l'infrarouge (voir figure 2.4) [Baran et al., 1999, Watts, 1997, King et al., 1997, Menzel and Strabala, 1997, Baum et al., 1991].

Nous rappellerons, dans la suite, les méthodes mises au point pour la détermination des propriétés microphysiques des nuages (dont la phase) à partir de ces canaux. La séparation proposée ici, entre les différentes approches possibles, tient plus à la commodité d'exposé qu'à de réelles différences conceptuelles.

#### 2.4.3.1 Utilisation des mesures infra-rouge

**T4-T5 : détection des cirrus** Les premières analyses de différences de températures de brillance entre deux canaux infrarouges [Inoue, 1985, Inoue, 1987] tendaient à montrer que la détection des cirrus pouvait se faire en sélectionnant les nuages présentant de fortes différences de températures de brillance (BTD) entre 11 et 12  $\mu\text{m}$ . Des études plus récentes<sup>5</sup> indiquent que cette technique tend, en fait, à identifier les nuages semi-transparents indépendamment de leur phase. L'identification de ce type de nuages par cette méthode est donc à considérer avec la plus grande précaution.

*Hutchison et al*, [1997] tentent néanmoins de déterminer la phase des nuages à partir des méthodes proposées par *Inoue* [1985] et *Saunders et Kriebel*, [1988]. Ils utilisent pour cela l'AVHRR pour classer les cirrus et les nuages liquides. Ils essaient ensuite de lever les ambiguïtés en utilisant les informations sur l'altitude du nuage fournies par la méthode du "CO2 slicing" développée par *Wylie et Menzel*, [1989]. Les critères mis en place (altitude, émissivité, épaisseur optique du nuage) sont néanmoins difficilement utilisables pour déterminer de façon

<sup>5</sup>Voir les résultats de Giraud et al présentés au chapitre 5.

non ambiguë la phase d'un nuage.

Dans la bande comprise entre 8 à 9  $\mu\text{m}$ , l'absorption par l'eau liquide et la glace est minimale alors que celle par la vapeur d'eau est relativement importante. L'inverse s'applique à la bande de 11 à 12  $\mu\text{m}$ , dans laquelle l'absorption par les particules nuageuses est maximale et celle par la vapeur d'eau plutôt faible. Une valeur de BTD importante entre les canaux 8 et 11  $\mu\text{m}$  peut indiquer la présence de cirrus. Cela est dû à l'augmentation plus importante de la partie imaginaire de l'indice de réfraction de la glace par rapport à celle de l'eau liquide (voir figure 2.5).

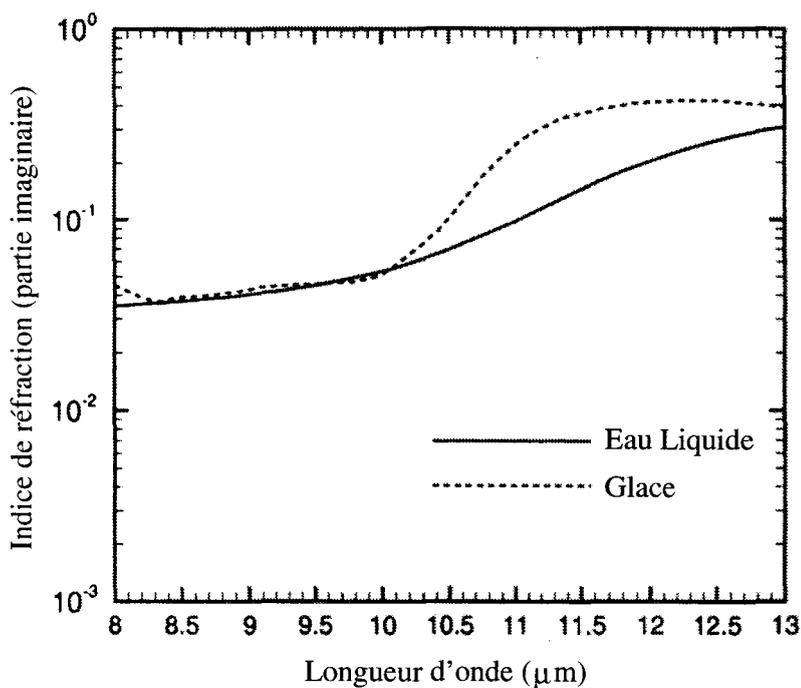


FIG. 2.5 – Indices imaginaires de l'eau liquide et de la glace entre 8  $\mu\text{m}$  et 13  $\mu\text{m}$ .

Mais encore une fois, cette méthode ne permet pas d'identifier la phase du nuage de façon certaine et l'interprétation de cette seule information nécessite de recourir à des tables précalculées, fonctions de plusieurs paramètres essentiels annexes (épaisseur optique, albédo de surface, altitude du nuage).

**Canaux à 8.5, 11 et 12 microns** L'ajout d'un troisième canal aux deux précédents permet néanmoins une identification relativement simple et directe de la phase des nuages. La méthode trispectrale basée sur ces canaux repose sur le principe suivant. L'augmentation de l'absorption

entre 8 et 11  $\mu\text{m}$  est plus importante pour la glace que pour l'eau liquide, alors qu'entre 11 et 12  $\mu\text{m}$ , c'est l'absorption par l'eau liquide qui augmente plus fortement. Il en résulte que la différence (positive) de température de brillance (BTD) entre 8 et 11  $\mu\text{m}$  est plus importante qu'entre 11 et 12  $\mu\text{m}$  pour la glace, alors que la situation inverse se produit pour l'eau liquide. Ainsi, la représentation des données dans un diagramme bidimensionnel BTD(11-8  $\mu\text{m}$ ) vs BTD(12-11  $\mu\text{m}$ ) permet de séparer les nuages de glace, situés au-dessus de la 1<sup>ère</sup> bissectrice, des nuages liquides, situés sous cette même droite.

Cette méthode est actuellement utilisée pour le spectromètre MODIS et les détails de sa mise en œuvre peuvent être trouvés dans le document ATBD MOD4 (Algorithm Theoretical Basis Document). La qualité de la méthode est jugée, d'après les validations aéroportées, comme étant très bonne dans le cas des nuages monocouches. Les erreurs les plus importantes sont supposées provenir des scènes nuageuses mixtes multicouches contenant à la fois des nuages de glace et des nuages liquides. Aucune solution, pour le moment, n'est proposée pour améliorer la méthode dans ces cas particuliers mais néanmoins fréquents. Enfin, la méthode suppose une émissivité de surface constante, ce qui n'est certainement pas le cas pour tous les types de sols. Ceci peut conduire à une mauvaise identification de la phase en décalant les BTD dans le diagramme BTD(11-8)/BTD(12-11).

Finalement, il est important de noter que l'utilisation de canaux infrarouges permet l'application de la technique aux données acquises de jour comme de nuit. Ceci constitue un avantage indéniable par rapport aux techniques utilisant des longueurs d'ondes visible et proche infrarouge, puisque qu'un meilleur échantillonnage temporel est rendu possible (possibilité d'étude du cycle jour/nuit).

#### 2.4.3.2 MIR-IR : Apport des canaux à 1.38, 1.6, 1.9 et 3.7 microns

*Hansen et Pollack* [1970] montrent dès 1970 l'intérêt des mesures dans le proche infrarouge pour la détermination de la phase, de la taille des particules et de l'épaisseur optique d'un nuage. *Arking et Childs* [1985] utilisent les canaux visible (0.6  $\mu\text{m}$ ), infrarouge solaire (3.7  $\mu\text{m}$ ), et infrarouge thermique (11  $\mu\text{m}$ ) de l'AVHRR pour déterminer un "indice microphysique" incluant la phase. *Pilewskie et Twomey* [1986, 1987] apportent des preuves de la glaciation d'un nuage à partir de l'analyse du spectre de réflectance entre 0.5  $\mu\text{m}$  et 2.5  $\mu\text{m}$ .

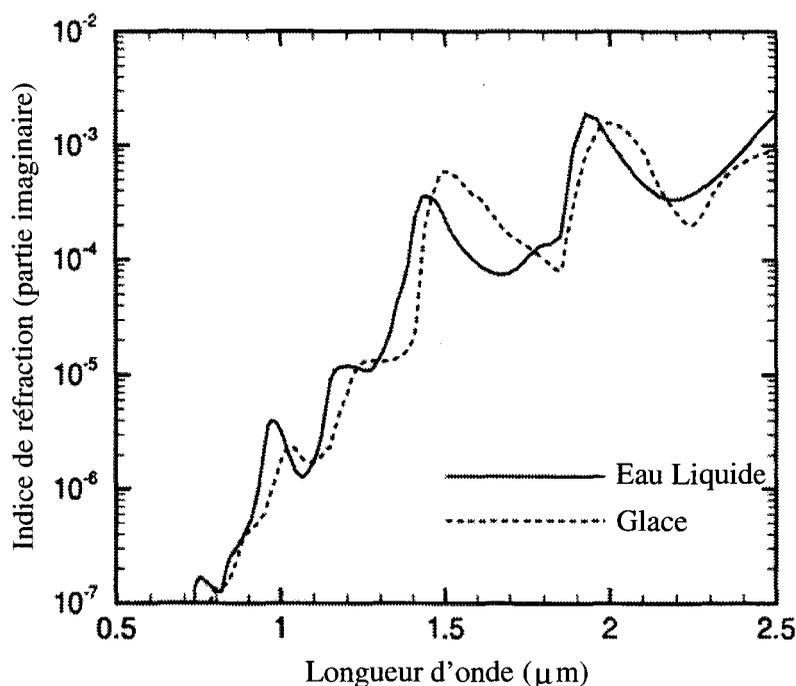


FIG. 2.6 – Indice de réfraction (partie imaginaire) de l'eau liquide et de la glace entre 0,7  $\mu\text{m}$  et 2,5  $\mu\text{m}$ .

Ils montrent d'une part que la forte différence d'absorption entre l'eau et la glace autour de 1,6  $\mu\text{m}$  et 2,2  $\mu\text{m}$  (Figure 2.6) peut servir pour la discrimination de phase, et confirment leur analyse en observant les positions respectives des maxima dans le spectre de réflectance des nuages (figure 2.7). Le décalage d'environ 0,1  $\mu\text{m}$  des maxima produits par la glace et l'eau liquide est en effet la preuve d'une différence de phase thermodynamique qu'un changement de la taille des particules ne peut expliquer (l'augmentation d'absorption pourrait, en effet, également être causée par une croissance de la taille des gouttes liquides).

Plus récemment, Key et Intrieri adaptent la méthode trispectrale (8, 11 et 12  $\mu\text{m}$ ) à la détermination de phase utilisant les données de l'AVHRR, en remplaçant le canal à 8  $\mu\text{m}$  par le canal 3 de l'instrument situé à 3,7  $\mu\text{m}$  (figure 2.8). Ici, l'application aux données de jour nécessite la correction de l'émission dans le canal à 3,7  $\mu\text{m}$ . Les auteurs montrent que l'utilisation des trois longueurs d'onde est nécessaire mais pas suffisante pour la détermination de la phase et que l'analyse doit tenir compte en plus des relations entre la température du nuage et du sol. L'utilisation du canal absorbant 3,7  $\mu\text{m}$  rend également la méthode dépendante d'une hypothèse

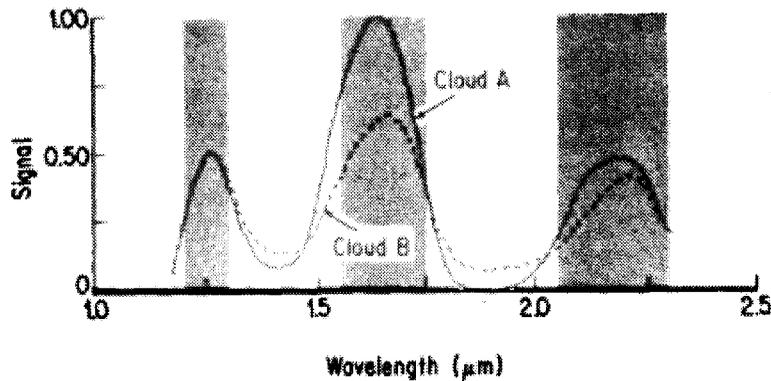


FIG. 3. Two spectra from the same cloud to the northeast of Tucson on 8 August 1986, obtained with the modified spectroradiometer. The cloud B spectrum was recorded 7 min after that of cloud A. Again, shaded regions indicate water-vapor absorption windows.

FIG. 2.7 – Mise en évidence du changement de phase d'un nuage par analyse de son spectre de réflectance autour de  $1.6 \mu\text{m}$  et  $2.2 \mu\text{m}$ . D'après [Pilewskie and Twoney, 1987]

sur la taille maximale et minimale des gouttes liquides et des cristaux de glace respectivement. Enfin, dans leur analyse les auteurs utilisent un seuil en température à  $243\text{K}$  pour détecter les nuages de glace. Ce seuil peut être jugé comme un peu trop "chaud" à la vue d'analyses récentes [Giraud et al., 2001, Riédi et al., 2001, Sassen et al., 2000].

Enfin, *Baum et al* [2000] décrivent l'utilisation de mesures à  $1.63$ ,  $1.9$  et  $2.15 \mu\text{m}$  de l'instrument MODIS pour lever les ambiguïtés dans la détermination de phase opérée de jour grâce à la méthode trispectrale de *Menzel et Strabala* [1997]. Les tests reposent sur des simulations du signal observable dans ces canaux pour différentes hypothèses de couverture nuageuse. La forte absorption par la vapeur d'eau dans le canal à  $1.9 \mu\text{m}$  leur permet, par exemple, de distinguer les nuages fins bas et les cirrus (nuages hauts). Ces tests restent cependant fortement dépendants des modélisations effectuées, et tendent encore une fois à distinguer les nuages selon leur altitude et leur température, plutôt que selon leur phase thermodynamique.

*Watts et al*, [1997], proposent une méthode utilisant deux canaux de l'ATSR-2 :  $0.87 \mu\text{m}$  pour le proche infrarouge et  $1.6 \mu\text{m}$  pour le proche infrarouge [Watts, 1997]. Le premier avantage du canal à  $1.6 \mu\text{m}$  est qu'il ne nécessite pas de correction de l'émission du nuage, inexistante à cette longueur d'onde (contrairement au canal à  $3.7 \mu\text{m}$ ). La forte absorption par la glace à cette longueur d'onde abaisse de façon significative la réflectance dans ce canal par rapport à

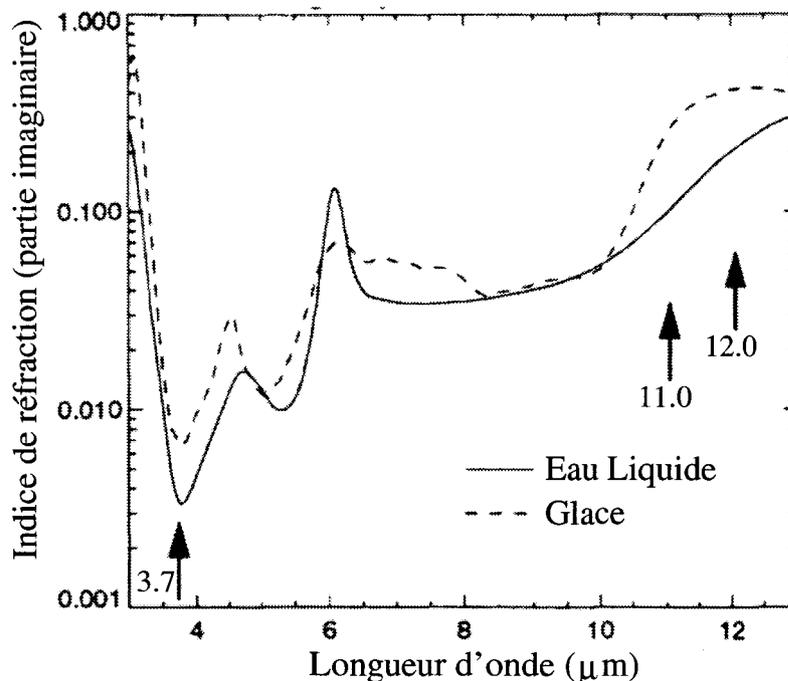


FIG. 2.8 – Indice de réfraction (partie imaginaire) de l'eau liquide et de la glace entre 3  $\mu\text{m}$  et 13  $\mu\text{m}$ . Sont indiqués, les trois canaux de l'AVHRR utilisés par *Key et Intrieri*.

celle observée pour un nuage liquide. La figure 2.9, extraite de *Watts et al* [1997], représente le diagramme bidimensionnel des réflectances ATSR à 1.6  $\mu\text{m}$  et 0.87  $\mu\text{m}$  (converties en albédo sphérique non normalisé par l'angle solaire). Les simulations pour des nuages (épaisseurs optiques de 1-32) liquides (rayons effectifs de 1-23  $\mu\text{m}$ ) et de glace (dimension typique des cristaux : 40  $\mu\text{m}$ ) sont présentées, ainsi que des mesures ATSR pour deux régions nuageuses (l'une de glace, l'autre liquide).

On voit clairement dans ce cas de figure la possibilité d'utiliser une simple technique de seuil pour séparer l'eau liquide de la glace. Dans les faits, la phase du nuage est inversée, conjointement à l'épaisseur optique et à la taille des particules, par une méthode de régression à plusieurs paramètres utilisant des LUTs préétablies.

La limitation principale de cette technique est liée à l'hypothèse forte portant sur la taille des cristaux de glace dans les nuages. Watts mentionne que cette technique peut être utilisée si les cristaux de glace de dimension  $< 25\mu\text{m}$  et les gouttes liquides  $> 30\mu\text{m}$  sont rares. Or, Platt et al, [1989] mettent en évidence dès 1989 que les cirrus peuvent contenir des quantités importantes de petits cristaux de glace (de l'ordre de 10  $\mu\text{m}$ ). De même, les nuages convectifs sont susceptibles

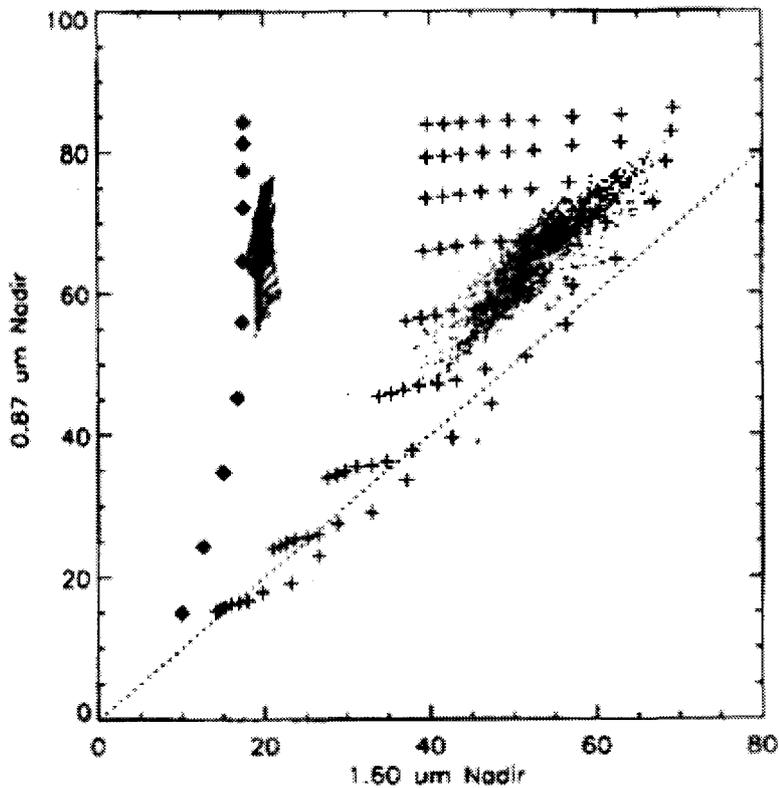


FIG. 2.9 – Réflectances mesurées et calculées à  $0.87\mu\text{m}$  et  $1.6\mu\text{m}$ . Observations ATSR-2 - D'après [Watts, 1997]

de présenter des gouttes sphériques, plus grosses que pour les nuages stratiformes, et dépassant la limite de  $30\mu\text{m}$  (voir tableau 2.1).

S'il est fort probable que l'occurrence des petits cristaux de glace ait été sous-estimée lors des campagnes de mesures in situ à cause des limitations expérimentales, *Takano et al*, [1992] montrent que leur influence doit être prise en compte pour une analyse correcte des propriétés radiatives des cirrus. *Larsen et al*, [1998] soulignent que l'utilisation de sondes de type PMS 2D-C et 2D-P, insensibles aux particules de dimensions inférieures à  $25\mu\text{m}$  et sous-estimant de manière générale les concentrations de cristaux  $< 100\mu\text{m}$ , peut conduire à un rayon effectif biaisé. L'utilisation de données provenant du Formvar répliqueur leur a permis d'estimer que le rayon effectif pouvait passer de  $33.9\mu\text{m}$  à  $16.7\mu\text{m}$  (soit un facteur 2) si l'on prenait correctement en compte les petites particules de glace. Enfin, la récente campagne de mesures in situ INCA, portant sur l'étude des cirrus de moyennes latitudes dans les hémisphères nord et sud, a permis de mettre en évidence que les petits cristaux de glace ( $D < 20\mu\text{m}$ ) contribuaient à hauteur de

Cloud type	$N(\text{cm}^{-3})$	LWC ( $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ )	$r_m$ ( $\mu\text{m}$ )	$r_e$ ( $\mu\text{m}$ )
Stratus I	440	0.22	3.5	5.9
Stratus II	120	0.05	2.25	4.2
Stratocumulus I	350	0.14	3.5	5.4
Stratocumulus II	150	0.47	7.5	9.8
Nimbostratus	280	0.50	3.5	9.3
Altostratus	430	0.28	4.5	6.2
Fair weather cumulus	300	1.00	5.5	12.1
Cumulonimbus	72	2.50	5.5, 6.5	31.2

TAB. 2.1 – Modèles de distributions standards en taille de gouttes ( $r_e$  rayon effectif;  $r_m$  rayon modal) et de contenu en eau liquide (LWC) pour différents nuages. D’après Stephens (1978).

20% au contenu total en glace du nuage. La localisation (principalement au sommet du nuage) et l’impact radiatif de ces petites particules (environ 50% du coefficient d’extinction total) montrent clairement l’importance de ces petits cristaux pour les observations par télédétection.

De nouvelles sondes plus sensibles (FSSP, néphélomètre, [Crépel et al., 1997, Gayet et al., 1997]) permettront de mieux appréhender le problème de détection et de quantification des petites particules afin de caractériser et modéliser correctement leur impact démontré sur le rayonnement.

### 2.4.3.3 Analyse du spectre de réflectance autour de 1.6 micron

Knapp et al, proposent une méthode relativement simple dans son concept et toujours basée sur les propriétés différentielles d’absorption de l’eau liquide et de la glace autour de 1.6  $\mu\text{m}$ .

Les parties imaginaires  $Im$  des indices de réfraction de l’eau liquide et de la glace sont significativement différentes à certaines longueurs d’onde dans le proche infrarouge. Mais une mesure unique n’est pas suffisante pour pouvoir faire la différence entre l’eau et la glace, comme nous avons pu le voir avec les méthodes précédentes.

Les auteurs proposent ici d’étudier le spectre d’absorption du nuage dans des régions présentant des pentes  $\delta Im/\delta\lambda$  différentes pour l’eau liquide et la glace. La méthode nécessite également de pouvoir examiner le spectre d’absorption dans des fenêtres de transparence de l’atmosphère où le signal provenant du nuage est peu affecté par la couche atmosphérique située au-dessus de

ce dernier. Ces deux conditions sont réunies pour la gamme de  $\lambda$  comprise entre  $1.6 \mu\text{m}$  et  $1.7 \mu\text{m}$ .

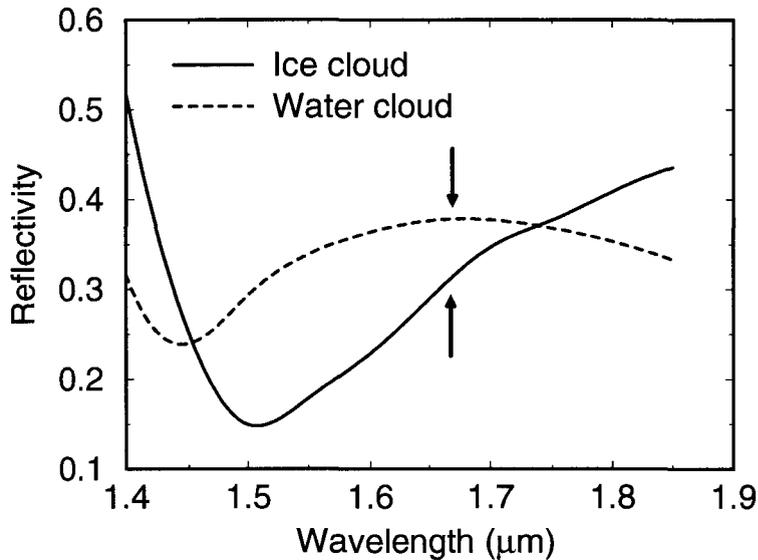


FIG. 2.10 – Simulations des réflectances au sommet de l’atmosphère en fonction de la longueur d’onde, pour des atmosphères présentant un nuage composé de gouttes liquide ( $\tau_{liq} = 10$ ) ou un nuage de glace ( $\tau_{gla} = 10$ ) composé de cristaux hexagonaux imparfaits. D’après [Knap et al., 2001] Figure 2.

Les auteurs montrent que les caractéristiques des spectres d’absorption de l’eau et de la glace se retrouvent dans les spectres de réflectance des nuages. La pente définie précédemment est quasiment nulle pour l’eau liquide alors qu’elle est positive pour les nuages de glace (Figure 2.10 et 2.11).

A la vue des informations fournies par les auteurs, ces conclusions semblent strictement valables dans le cas des épaisseurs optiques supérieures à 1.0 (en théorie) et tant que les dimensions des cristaux de glace restent suffisamment grandes par rapport au rayon typique des gouttes liquides ( $10 \mu\text{m}$ ). Comme pour la méthode basée sur l’absorption différentielle entre les canaux à  $0.87 \mu\text{m}$  et  $1.6 \mu\text{m}$ , la présence de petits cristaux de glace est susceptible de biaiser systématiquement la phase déduite par ce type d’algorithme.

La force de la méthode proposée réside dans le fait qu’elle utilise le comportement spectral de l’absorption. Elle n’est pas sensible au niveau absolu de luminance mesurée, ce qui la rend indépendante des conditions d’éclairement et de visée, et ne nécessite pas de calibration absolue

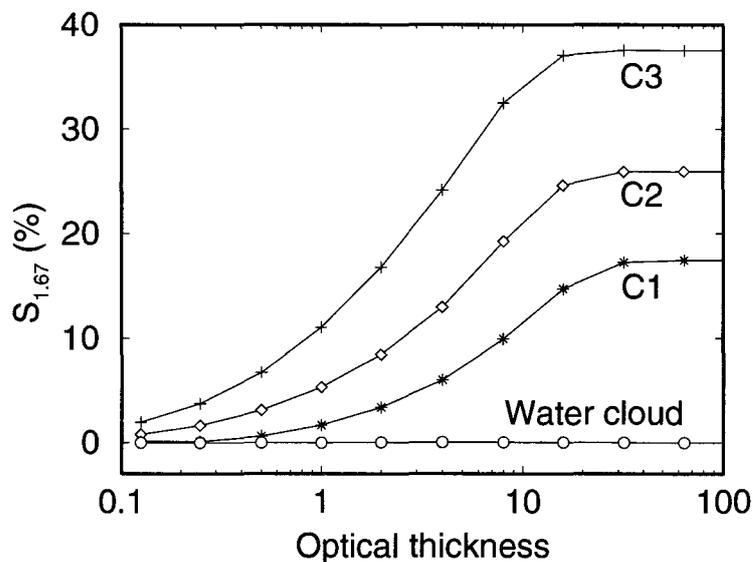


FIG. 2.11 – Simulations de la pente  $\delta\text{Im}/\delta\lambda$  observable pour des atmosphères contenant des nuages de glace ou liquide, en fonction de leurs épaisseurs optiques. Les résultats sont présentés pour trois tailles de cristaux (C1 les plus petits, et C3 les plus grands). D’après Figure 3 de [Knapp et al., 2001].

des canaux utilisés si la calibration interbande est correcte. La difficulté majeure pour sa mise en œuvre est qu’elle nécessite la mesure du spectre d’absorption avec une résolution relativement fine. Les résultats présentés par *Knapp et al.*, [2001] se limitent pour l’instant à des mesures au-dessus des océans, mais l’impact de la réflectance de surface pour des nuages d’épaisseur optique inférieure à 2.0 semble être une donnée importante pour la mise en place d’un tel algorithme. Ce dernier reste par ailleurs simple à mettre en œuvre.

Comme pour toutes les méthodes de télédétection passive, les limites de la technique se font sentir principalement dans le cas des faibles épaisseurs optiques et les situations de nuages multicouches (nuage fin de glace au-dessus d’un nuage liquide). Enfin, les études présentées par Knapp et al, sont basées sur les mesures de l’instrument aéroporté AVIRIS, mais la méthode sera appliquée à l’instrument spatial SCIAMACHY possédant une résolution spatiale bien plus faible (20 m pour AVIRIS contre plusieurs dizaines de kilomètres pour SCHIAMACHY). Ceci apportera une difficulté majeure dans l’analyse des données puisque la probabilité d’observer des nuages liquide et de glace au sein d’un même pixel SCHIAMACHY sera évidemment beaucoup plus importante que dans le cas d’observations à 20 m de résolution. Les pentes du spectre

autour de  $1.67 \mu\text{m}$  présenteront donc des valeurs moins extrêmes que celles obtenues à partir d'AVIRIS et seront ainsi plus difficiles à séparer.

#### 2.4.3.4 Observations polarimétriques à 865nm avec POLDER

Une description extensive de la méthode de détection de phase avec POLDER sera l'objet du chapitre suivant. Nous nous devons cependant de terminer ce tour d'horizon des méthodes disponibles par l'exposé de ce qui fût à l'origine de celle utilisant les mesures multiangulaires et polarimétriques de POLDER.

Les mesures de polarisation du rayonnement effectué par POLDER à 865nm, permirent de mettre en évidence très rapidement le phénomène d'arc-en-ciel, caractéristique de la diffusion de la lumière par des gouttelettes sphériques. Ce pic, produit par la diffusion préférentielle du rayonnement vers  $140^\circ$  par rapport à la direction incidente, est particulièrement remarquable en polarisation. Les premières analyses de mesures POLDER au-dessus de nuages [Goloub et al., 1994], obtenues grâce à la version aéroportée de l'instrument, ont mis en évidence la possibilité de discriminer la phase des nuages en testant la présence ou l'absence de ce pic de diffusion à  $140^\circ$ . Ce test unique n'est bien entendu applicable que lorsque la région de l'arc est observable. Pour la version spatiale de l'instrument, cette contrainte réduit considérablement le taux de couverture journalière puisqu'environ une moitié des observations réalisées ne permet pas l'analyse de la région en question.

Notre travail a dès-lors consisté à développer la méthode en établissant de nouveaux critères discriminants qui puissent compléter le test sur l'arc. Nous verrons dans la suite comment est utilisée la multidirectionnalité de POLDER et quels tests nous avons mis en place afin de profiter pleinement de la couverture quotidienne quasi-globale offerte par l'optique grand-champ de POLDER.

## 2.5 Conclusions

Nous avons vu dans ce chapitre que la phase de l'eau condensée influençait de manière significative la formation et l'évolution d'un nuage. C'est également un paramètre fondamental pour l'évaluation de son impact radiatif.

Les modèles numériques permettant de simuler les nuages prennent en compte la phase de

manière plus ou moins réaliste. Une paramétrisation correcte des nuages d'eau liquide et de glace est primordiale pour certains modèles (les GCM en particulier) qui ne peuvent se permettre de décrire explicitement l'évolution de certaines variables.

Les progrès réalisés dans la théorie de la diffusion par des particules non sphériques permettent d'envisager aujourd'hui des simulations plus réalistes du transfert radiatif dans les nuages de glace. Les méthodes de télédétection de la phase thermodynamique des nuages se sont développées en se basant sur ces calculs théoriques nouvellement disponibles. Ces méthodes répondent à deux besoins. Tout d'abord, l'estimation des quantités relatives de nuages liquides et de glace permet de mieux cerner l'impact radiatif de la couverture nuageuse. Deuxièmement, la détermination de la phase est une opération préliminaire obligatoire pour toute étude microphysique plus avancée.

Nous avons décrit les différentes méthodes actuellement disponibles<sup>6</sup> pour la détermination de la phase, aussi bien depuis le sol que depuis l'espace, à l'aide d'instruments actifs (lidars, radars) ou de mesures en spectro-imagerie passive. Un tableau récapitulatif est présentée en **annexe D**. Si les instruments de télédétection active sont bien adaptés au problème (en particulier quand lidar et radar sont couplés), ils souffrent d'une limitation évidente en terme de couverture globale. Le développement d'instruments spatiaux devrait prochainement pallier une partie de ce problème.

Les méthodes de télédétection passive se sont développées en mettant à profit les propriétés d'absorption différentielle de l'eau et de la glace dans le proche et moyen infrarouge, et dans l'infrarouge. Elles permettent une bonne détermination de la phase des nuages dans le cas des nuages monocouches et ne contenant qu'un type de particules (gouttes liquides ou cristaux de glace). L'utilisation des propriétés liées à l'absorption rend néanmoins ces méthodes dépendantes d'hypothèses sur les tailles limites des particules ( $>$  à  $25 \mu\text{m}$  pour les cristaux et  $<$  à  $30 \mu\text{m}$  pour les gouttes liquides). Enfin, si les mesures dans le proche infrarouge ne sont pas influencées par l'émission thermique, les méthodes trispectrales utilisant des canaux dans l'infrarouge thermique sont, par nature, sensibles aux températures du sol et du nuage ainsi qu'à leurs émissivités respectives.

---

<sup>6</sup>En théorie seulement pour certaines, cf *Knapp et al*

Il n'y a pas eu à l'heure actuelle de validation extensive de ces méthodes de télédétection passive et les tests effectués portent principalement sur l'analyse de mesures acquises par des instruments aéroportés (en général les simulateurs des versions spatiales). Les études de cas montrent que les performances de ces techniques sont bonnes dans les cas simples (purs) et se dégradent plus ou moins rapidement dans les cas de nuages multicouches, multiphases ou lorsque les épaisseurs optiques (visibles) des nuages descendent au-dessous de 1.0 à 2.0 typiquement.

La cristallisation de l'eau s'effectue sur un motif hexagonal et les particules de glace s'écartent très rapidement de l'apparente sphéricité au cours de leur croissance. L'analyse de la forme des particules peut donc être un moyen fiable pour déterminer la phase des nuages.

Dans les méthodes présentées, seules celles utilisant des moyens de télédétection active sont basées sur les propriétés morphologiques des particules (sphérique pour l'eau liquide, formes diverses non sphériques pour les cristaux) via l'analyse du signal de dépolarisation. Ces méthodes sont les seules (avec les mesures in situ par sondes) à pouvoir distinguer sans ambiguïté les gouttes liquides et les cristaux de glace, et servent de référence dans toutes les études de validation des méthodes passives.

Nous avons vu que l'instrument POLDER peut permettre dans certaines conditions de mettre en évidence sans ambiguïté la présence de particules sphériques (gouttelettes liquides) via l'analyse du phénomène bien connu de l'arc-en-ciel. Nous allons voir dans le chapitre suivant comment il est possible de profiter au maximum de toutes les informations fournies par POLDER et quels critères doivent être mis en place afin d'obtenir une détermination fiable de la phase des nuages à l'échelle globale grâce aux observations polarimétriques multidirectionnelles à 865nm.

## Chapitre 3

# Phase thermodynamique des nuages dérivée de POLDER

### 3.1 POLDER... comme POLARISATION

Voilà maintenant plus de deux chapitres que nous mentionnons la polarisation de la lumière. Peut être est-il temps de nous remémorer quelques vieilles leçons sur la polarisation du rayonnement, concept si cher à notre instrument préféré ...

#### 3.1.1 Rappels

**La lumière polarisée** Les équations universellement connues sous le nom d'Équations de Maxwell permettent de décrire une onde électromagnétique à l'aide de relations liant les champs électrique  $\vec{E}$  et magnétique  $\vec{H}$  et explicitent les interactions entre l'onde et le milieu dans lequel elle se propage. Le sujet est on ne peut plus vaste. Nous nous contenterons ici de caractériser simplement une onde lumineuse par la description du vecteur champ électrique  $\vec{E}$  qui lui est associé.

Dans le cas de la lumière non polarisée<sup>1</sup>, le champ électrique  $\vec{E}$  vibre sans orientation préférentielle dans le plan transverse à la direction de propagation de l'onde. Ceci se traduit en moyenne

---

<sup>1</sup>L'histoire de la polarisation des ondes lumineuses débute bien avant l'établissement par Maxwell de ses équations et bien avant même l'emploi du terme "polarisation" appliqué à la description des caractéristiques de la lumière. A ce sujet, on ne peut que recommander la lecture des notes historiques de K.L. Coulson intro-

par une symétrie parfaite du rayon lumineux par rapport à son axe de propagation. Dans ce cas, l'énergie transmise par un analyseur est la même quelque soit son orientation.

La polarisation de la lumière est induite par l'établissement d'une certaine relation de phase et/ou d'une différence d'amplitude entre les deux composantes orthogonales  $\vec{E}_x$  et  $\vec{E}_y$  du champ  $\vec{E}$ . Dans le cas le plus général, l'extrémité du vecteur  $\vec{E}$  décrit, dans le plan transverse, une ellipse dont les caractéristiques dépendent de l'amplitude et de la relation de phase établies entre les composantes  $\vec{E}_x$  et  $\vec{E}_y$ . L'ellipse est caractérisée par le rapport entre la longueur de son petit axe ( $b$ ) et de son grand axe ( $a$ ), et par l'angle  $\chi$  décrivant l'orientation de l'ellipse dans le plan XY. Le rapport  $\frac{b}{a}$  définit l'ellipticité de la polarisation.

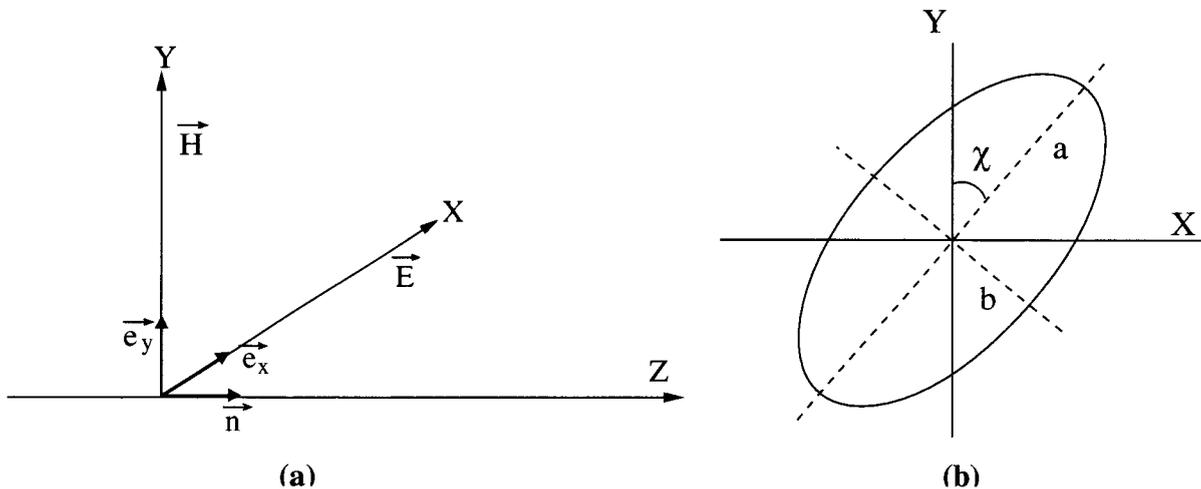


FIG. 3.1 – Système de coordonnées représentant les vecteurs du champ électromagnétique (a), et représentation schématique de la trajectoire décrite par l'extrémité du vecteur  $\vec{E}$  dans le plan transverse pour le cas d'une polarisation elliptique (b)

Dans certaines conditions, l'ellipse se réduit à une droite ou à un cercle. On parle alors respectivement de polarisation linéaire et circulaire.

Dans la nature, la lumière non polarisée est très rare et seul le rayonnement solaire avant de pénétrer dans l'atmosphère peut être considéré comme tel avec une très bonne approximation. Dans le cas général, le rayonnement solaire qui a subi des diffusions dans l'atmosphère est partiellement polarisé et peut être représenté comme la somme d'une lumière naturelle et d'une lumière polarisée. On caractérise alors entièrement un rayonnement lumineux par son intensité

---

duisant son livre "Polarization and Intensity of Light in the Atmosphere"

totale, son taux de polarisation  $P$ , son ellipticité  $\beta$  et l'angle  $\chi$  entre le plan de polarisation (plan formé par l'axe principal de l'ellipse et la direction de propagation) et un axe de référence.

L'utilisation de ces 4 paramètres n'est pas des plus triviales pour un travail analytique et d'autres représentations ont été développées afin de pouvoir caractériser la polarisation de la lumière. Parmi celles-ci, la représentation développée par Sir Georges Stokes en 1852 a, semble-t-il, rencontré un succès tardif mais indiscutable. L'utilisation des quatre paramètres de Stokes<sup>2</sup> permet de décrire complètement un champ de rayonnement quelque soit son état de polarisation, et ce, en manipulant des termes ayant tous la dimension d'une intensité et donc additifs.

$$\widetilde{L}^* = \begin{pmatrix} I^* \\ Q^* \\ U^* \\ V^* \end{pmatrix}$$

Les diffusions de la lumière naturelle par le système Terre/Atmosphère introduisent une polarisation partielle linéaire du rayonnement solaire. L'ellipticité pourra donc être négligée (ie.  $V^*=0$ ).

### 3.1.2 Polarisation de la lumière diffusée par les nuages

On définit, dans la suite, la luminance totale *normalisée*  $L$  et la luminance polarisée normalisée  $L_p$  comme suit :

$$L = \frac{\pi \cdot L^*}{E_s} \quad (3.1)$$

$$L_p = \frac{\pi \cdot \sqrt{Q^{*2} + U^{*2}}}{E_s} \quad (3.2)$$

où  $L^*$  représente la luminance totale,  $\sqrt{Q^{*2} + U^{*2}}$  la luminance polarisée et  $E_s$  l'éclairement solaire hors atmosphère.

Nous utiliserons par la suite la luminance polarisée normalisée *signée*, définie positive si  $\vec{E}$  vibre perpendiculairement au plan de diffusion, négative si la vibration est parallèle.

---

<sup>2</sup>Une description plus complète des paramètres de Stokes est donnée en seconde partie de l'annexe A.

Lorsque l'on analyse le rayonnement solaire réfléchi par les nuages depuis l'espace, la composante polarisée du rayonnement montant s'est principalement formée dans la couche supérieure du nuage puisque c'est la diffusion primaire qui produit la plus forte polarisation. Environ 80% du rayonnement réfléchi ayant subi une seule diffusion par les particules nuageuses provient des cent premiers mètres du sommet de la couche. Les calculs montrent que  $L_p$ , la composante polarisée du rayonnement, est saturée pour les nuages d'épaisseur optique supérieure à 3 ([Goloub et al., 1994]; voir également Figure 3.3). Il est judicieux dans notre cas d'utiliser  $L_p$  plutôt que le taux de polarisation  $P = \frac{L_p}{L}$  car ce dernier dépend de la luminance totale et est donc beaucoup plus sensible aux variations de l'épaisseur optique, voire à la réflectivité du sol. A l'inverse,  $L_p$  étant principalement formée au cours de la 1<sup>ère</sup> diffusion, l'information liée aux propriétés de la fonction de diffusion des particules est mieux préservée. Dans l'approximation de diffusion simple, la luminance polarisée peut s'exprimer sous la forme :

$$L_p = \frac{1 - \exp[-\delta(\frac{1}{\cos \theta_s} + \frac{1}{\cos \theta_v})]}{4(\cos \theta_s + \cos \theta_v)} q(\Theta) \omega_o \quad (3.3)$$

où  $q(\Theta)$  représente la fonction de phase polarisée qui dépend des propriétés microphysiques (taille et forme), de l'indice de réfraction des particules, et de la longueur d'onde  $\lambda$ . Le paramètre  $\omega_o$  représente l'absorption des particules nuageuses et vaut approximativement 1 dans la gamme de longueurs d'onde qui nous intéresse ici. Pour des épaisseurs optiques suffisamment "importantes" ( $\delta > 2$ ), un développement limité des termes de l'exponentiel permet de réduire cette expression <sup>3</sup> à :

$$L_p = \frac{\cos \theta_s}{4(\cos \theta_s + \cos \theta_v)} q(\Theta) \quad (3.4)$$

L'équation 3.4 permet de constater que le produit de la luminance polarisée par le facteur  $\frac{4(\cos \theta_s + \cos \theta_v)}{\cos \theta_s}$  dépend, dans cette approximation, uniquement de l'angle de diffusion par le biais de la fonction de phase. On fera par la suite référence à cette quantité en tant que luminance polarisée normalisée *modifiée*  $L_p^{mod}$ . Ainsi, dans l'approximation de la diffusion primaire et en négligeant les effets de l'absorption gazeuse <sup>4</sup>, nous constatons que  $L_p^{mod}$  est gouvernée par l'angle de diffusion  $\Theta$ , ce qui nous permettra de travailler sur une quantité indépendante des conditions de visée et de géométrie solaire.

<sup>3</sup>si l'on fait l'hypothèse raisonnable d'un milieu non absorbant ( $\omega_o = 1$ )

<sup>4</sup>L'absorption gazeuse est corrigée par ailleurs au moment des traitements de niveau 2.

### 3.1.3 Modélisation des propriétés optiques des nuages en polarisation

Nous avons vu, dans le chapitre 2, que les cristaux de glace et les gouttes liquides présentaient des propriétés radiatives différentes, d'une part à cause des indices de réfraction différents entre l'eau liquide et la glace, mais également à cause des formes facilement différentiables des particules liquides et solides. Nous allons décrire, ici, les différences qui apparaissent dans les signatures angulaires de polarisation des nuages entre les gouttes liquides (sphériques) et les cristaux de glace.

Pour les particules sphériques, la théorie de Mie permet un calcul exact des propriétés optiques et autorise, par exemple, le calcul, pour une distribution granulométrique de gouttes définie, de la fonction de phase polarisée  $q(\Theta)$  associée. Il n'existe pas pour les cristaux de glace d'équivalent à la théorie de Mie. Leur forme et leur taille fortement variables ne permettent pas l'utilisation d'une méthode unique pour le calcul de leurs propriétés optiques. Des méthodes de simulation basées sur des techniques de ray-tracing (lancé de photons), complétées par des calculs de diffraction, sont le plus souvent utilisées pour ce type de modélisation. Une revue extrêmement détaillée des méthodes existantes est présentée dans l'ouvrage publié par Mishchenko et al. Nous utiliserons, ici, plusieurs types de cristaux dont les matrices de diffusion simple ont été établies par différents auteurs [Brogniez, 1988, Macke et al., 1996, Hess et al., 1998, C.-Labonnote et al., 2001].

Le calcul de transfert radiatif du rayonnement solaire à travers des couches atmosphériques planes parallèles peut être effectué par diverses méthodes [Hansen, 1971]. Nous utiliserons ici le code d'*adding doubling* développé par De Haan et al, [1987], qui permet le calcul de la polarisation du rayonnement émergent de couches nuageuses composées de particules orientées aléatoirement dans l'espace. Ce code permet en outre de prendre en compte la diffusion par les molécules et les aérosols et d'introduire un albédo de surface lambertienne. Nous fixerons ici, pour l'ensemble des simulations présentées, l'albédo de surface à 0.06.

Afin d'évaluer les possibilités offertes par les observations polarimétriques, nous devons simuler plusieurs situations nuageuses et cerner la sensibilité de la lumière diffusée à différentes variables microphysiques et macrophysiques. Seules les caractéristiques peu sensibles aux variations de ces paramètres pourront être utilisées pour déterminer la phase.

Nous présenterons dans l'ordre, les cas de nuages liquides puis de glace et aborderons en dernier lieu le cas, plus complexe, des nuages multicouches.

### 3.1.3.1 Nuages liquides

De nombreuses campagnes de mesures in situ ont permis d'étudier les nuages liquides et montrent que les rayons typiques des gouttelettes d'eau varient entre 0.5 et 50  $\mu\text{m}$  [Hansen, 1971, Paltridge, 1974, Alkezweeny et al., 1993].

Plus récemment, l'utilisation de mesures lidar [Platt and Stephens, 1987] ou d'observations in situ faisant appel à des sondes de type FSSP [Pawlowska and Brenguier, 1996] a permis de confirmer cette gamme de variabilité. L'utilisation d'une méthode de télédétection basée sur le canal infrarouge à 3.7  $\mu\text{m}$  de l'AVHRR a également conduit plusieurs auteurs à estimer la variabilité du rayon effectif entre 5 et 25  $\mu\text{m}$  [Han et al., 1994, Nakajima et al., 1991]. Ces études mettent également en évidence une différence nette entre continent et océan avec respectivement des valeurs moyennes de 8 et 11  $\mu\text{m}$  en moyenne globale, tendance confirmée par les études de Bréon et Goloub [1998] utilisant les mesures de polarisation de POLDER.

La théorie de Mie permet de calculer les propriétés optiques d'une distribution de gouttes sphériques à partir de la loi de répartition en taille des gouttes. Une loi de type log-normale permet, par exemple, de décrire la variation de la concentration en nombre de particules  $n(r)$  en fonction de leur rayon  $r$  :

$$n(r) = C \cdot \frac{1}{r} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \cdot \left(\frac{\log r - \log r_g}{\log \sigma}\right)^2\right) \quad (3.5)$$

$$\begin{aligned} \text{avec} \quad r_g &= \frac{r_{eff}}{(1 + v_{eff})^{2.5}} & \log(\sigma) &= \sqrt{\log(1 + v_{eff})} \\ \text{et} \quad C &= \frac{1}{\sqrt{2\pi} \cdot \log(\sigma)} \end{aligned}$$

Les paramètres  $r_{eff}$  et  $v_{eff}$  représentent respectivement le rayon effectif et la variance effective de la distribution. On peut montrer que deux distributions différentes mais ayant même  $r_{eff}$  et  $v_{eff}$  auront des propriétés radiatives identiques. On considère généralement que les distributions en taille de gouttes liquides ont des rayons effectifs  $r_{eff}$  compris entre 5 et 15  $\mu\text{m}$  et des variances effectives  $v_{eff}$  allant de 0.01 (pour les distributions étroites) à 0.1 (distributions à plus large spectre).

### Impact du rayon effectif et de la variance de la distribution

Afin d'évaluer la sensibilité de  $L$  à ces deux paramètres, nous avons simulé pour un nuage liquide d'épaisseur optique égale à 10 ( $L_p$  saturée), la luminance polarisée normalisée observable par POLDER dans le plan principal solaire pour différentes valeurs de  $r_{eff}$  (figure 3.2a) et de  $v_{eff}$  (figure 3.2b). Nous pouvons noter, dès à présent, les caractéristiques des signatures qui restent présentes quelles que soient les valeurs de  $r_{eff}$  et  $v_{eff}$ . Ces "invariants" serviront pour la détection des nuages liquides. Ce sont :

- le pic de polarisation vers  $140^\circ$
- le point neutre (zéro de polarisation) autour de  $100^\circ$
- la tendance croissante de  $L_p^{mod}$  entre  $60^\circ$  et  $140^\circ$

Dans certains cas, la présence d'arc surnuméraires est également un indicateur de particules sphériques.

Comme le montre la figure 3.2a, la variation du rayon effectif de la distribution influe majoritairement sur l'intensité et la position des arcs, ainsi que sur la position du point neutre. La variance effective, quant à elle, est le paramètre responsable de l'existence ou non, des arcs surnuméraires présents au-delà de  $150^\circ$ . Ces arcs sont présents et relativement marqués pour des distributions faiblement monodispersées mais disparaissent quand la variance devient supérieure à 0.1.

**Impact de l'épaisseur optique** La figure 3.3 présente des simulations effectuées pour un nuage liquide d'épaisseur optique variant de 0.1 à 4. Nous voyons très nettement l'arc à  $140^\circ$  se former dès que l'épaisseur optique dépasse 0.5 et également une saturation de la luminance polarisée pour les épaisseurs optiques supérieures à 3. La luminance totale présentée à droite de la figure 3.3 est, elle, beaucoup plus dépendante de l'épaisseur optique du nuage et de la réflectance de surface, et ne sature pas aussi rapidement que  $L_{p_{mod}}^{865}$ . Ceci justifie l'utilisation de  $L_{p_{mod}}^{865}$  plutôt que celle du taux de polarisation qui dépend fortement de l'épaisseur optique totale du nuage.

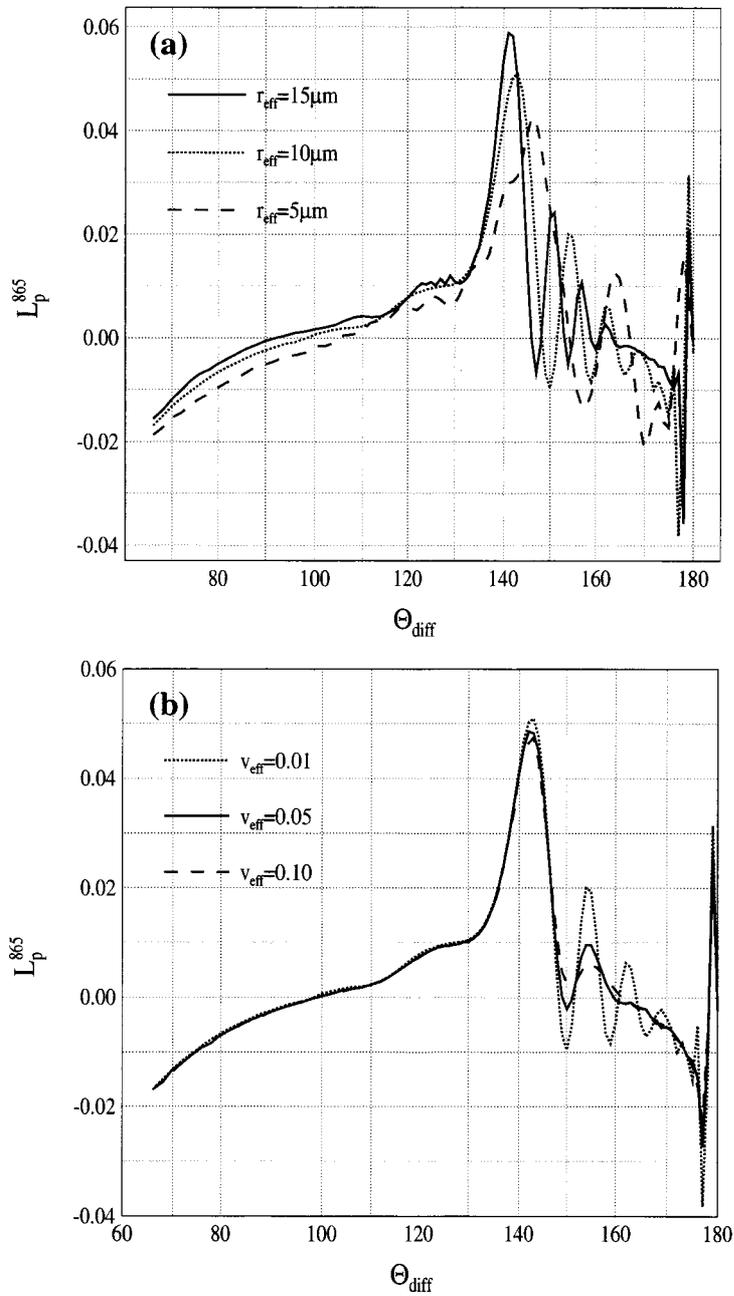


FIG. 3.2 – Simulations effectuées pour un nuage liquide d'épaisseur optique égale à 10. (a) impact du rayon effectif à variance constante, (b) impact de la variance à rayon effectif constant

### 3.1.3.2 Nuages de glace

Les mesures in situ dans les nuages de glace sont plus rares que dans les nuages liquides, en grande partie à cause de leur altitude plus élevée, mais également à cause de difficultés instru-

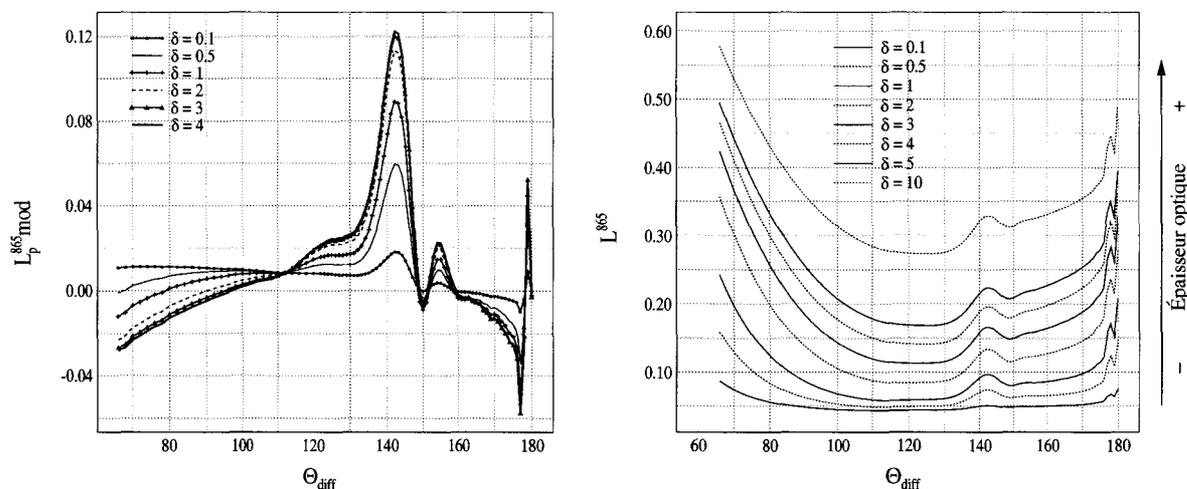


FIG. 3.3 – Simulations réalisées pour un nuage liquide ( $r_{eff} = 10\mu m$ ,  $v_{eff} = 0.05$ ) d'épaisseur optique variable, au dessus d'une surface lambertienne (albédo = 0.06).

mentales qui ont limité un temps l'analyse de la forme des cristaux prélevés.

Néanmoins, plusieurs grandes expériences internationales dédiées aux cirrus ont fourni des informations sur la complexité et la variabilité des formes de cristaux présents dans les nuages de glace [Heymsfield et al., 1990, Lawson et al., 1998, Curry et al., 2000]. Les images de la figure 2.2 fournissent un aperçu de la diversité des formes de cristaux qu'il faudrait pouvoir prendre en compte pour représenter fidèlement la microphysique de ces nuages. Ceci est bien entendu irréaliste dans l'état actuel de nos connaissances sur la formation et le mode de croissance des cristaux de glace dans les nuages. Le calcul même des propriétés optiques de tels cristaux est un problème extrêmement complexe qui n'était soluble jusqu'à très récemment que pour des formes simplistes de cristaux.

Pour des raisons évidentes de simplification, on considère donc souvent des cristaux à base hexagonale [Cai and Liou, 1982] ou des cristaux de type polyèdre fractal comme le modèle de polycristal développé par Macke et al., [1996]. On définit pour les cristaux hexagonaux un rapport d'aspect  $Q$  correspondant au quotient de la hauteur du cristal  $l$  par son diamètre  $D$ , ainsi qu'un rayon équivalent  $R_{eq}$  correspondant au rayon d'une sphère de volume égale au cristal. En plus de ces cristaux hexagonaux "purs", différents auteurs ont calculé les propriétés optiques de cristaux hexagonaux contenant des impuretés (bulles d'air, particules de suie)[C.-Labonnote et al., 2001]

ou présentant des défauts à leur surface [Hess et al., 1998].

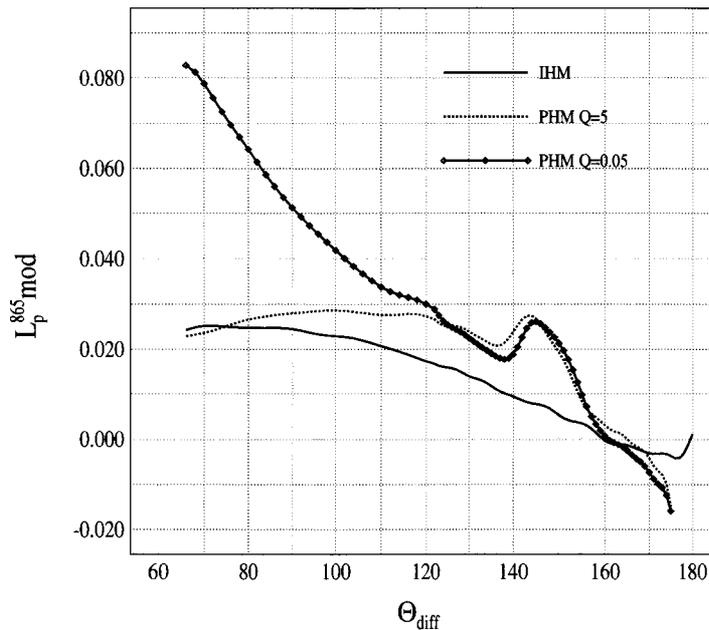


FIG. 3.4 – Simulations effectuées pour des nuages de glace d'épaisseur optique égale à 10 et pour différents modèles microphysiques (PHM, Perfect Hexagonal Model ; IHM, Inhomogeneous Hexagonal Model).

Nous avons réalisé des calculs de  $L_p^{mod}$  pour une gamme d'angles de diffusion observables par POLDER. Les résultats pour différents types de cristaux sont présentés par les figures 3.4, 3.5 et 3.6.

On peut remarquer que les cristaux présentent des signatures relativement diverses mais que de manière générale, on observe :

- une polarisation positive avant  $160^\circ$
- une tendance générale à la décroissance de  $L_p^{mod}$  lorsque l'angle de diffusion augmente
- un point neutre proche de  $160^\circ$  dont la position peut varier en fonction de la microphysique

### 3.1.3.3 Cas multicouches : étude de sensibilité

Les nuages sont souvent présents à plusieurs niveaux de l'atmosphère comme le montre l'analyse du recueil d'observations synoptiques de nuages publié par *Hahn et al.*, [1994, 1998],

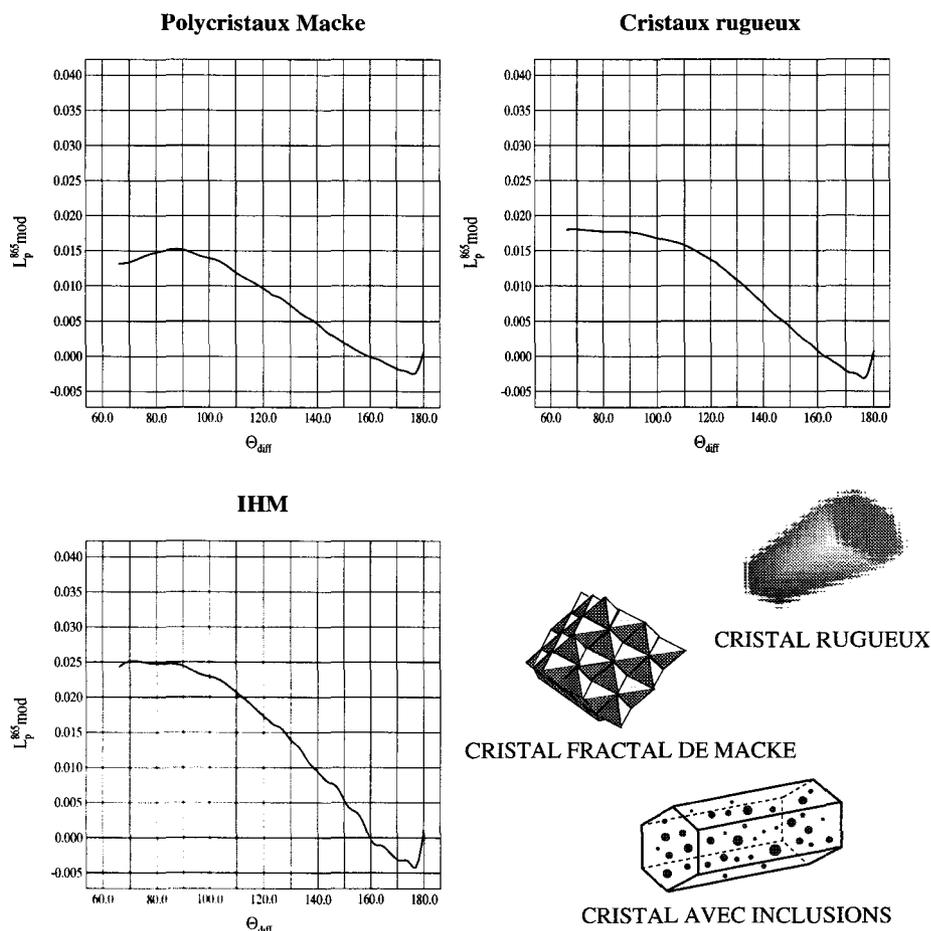


FIG. 3.5 – Idem que Figure 3.4. Modèles de cristaux irréguliers.

où il apparaît que 50% des observations de situations nuageuses correspondent à des cas multicouches [Warren et al., 1985]. Il n'est donc pas rare que les nuages hauts glacés soient associés à des nuages bas ou moyens liquides. La détection des situations multicouches pour les études par satellite est d'ailleurs un problème récurrent [Baum and Wielicki, 1994, Baum et al., 1994, Baum et al., 1995, Jin and Rossow, 1997]. Dans notre cas, la luminance polarisée observée dépendra principalement de l'épaisseur optique du nuage de glace supérieur. Pour analyser le comportement du signal polarisé dans ce genre de situation, nous avons simulé le cas d'un nuage de glace recouvrant complètement un nuage plus bas liquide pour plusieurs valeurs d'épaisseur optique du nuage de glace.

L'arc à  $140^\circ$  diminue de manière significative à partir d'une épaisseur optique de 1 pour le cirrus. C'est également la limite pour voir la pente de la signature devenir négative entre  $60^\circ$  et  $130^\circ$ .

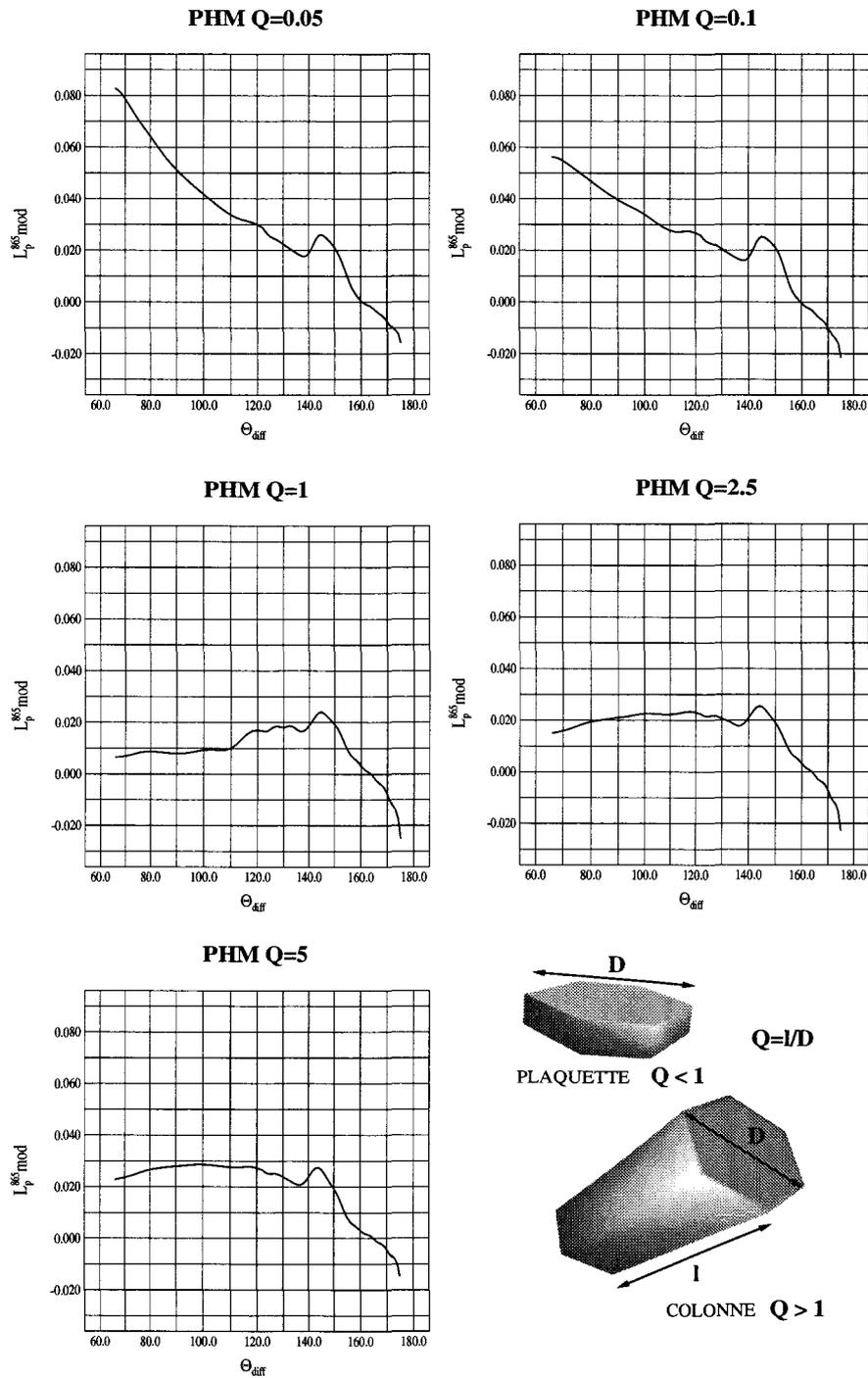


FIG. 3.6 – Idem que Figure 3.4. Modèles de cristaux hexagonaux parfaits : impact du facteur de forme  $Q$ .

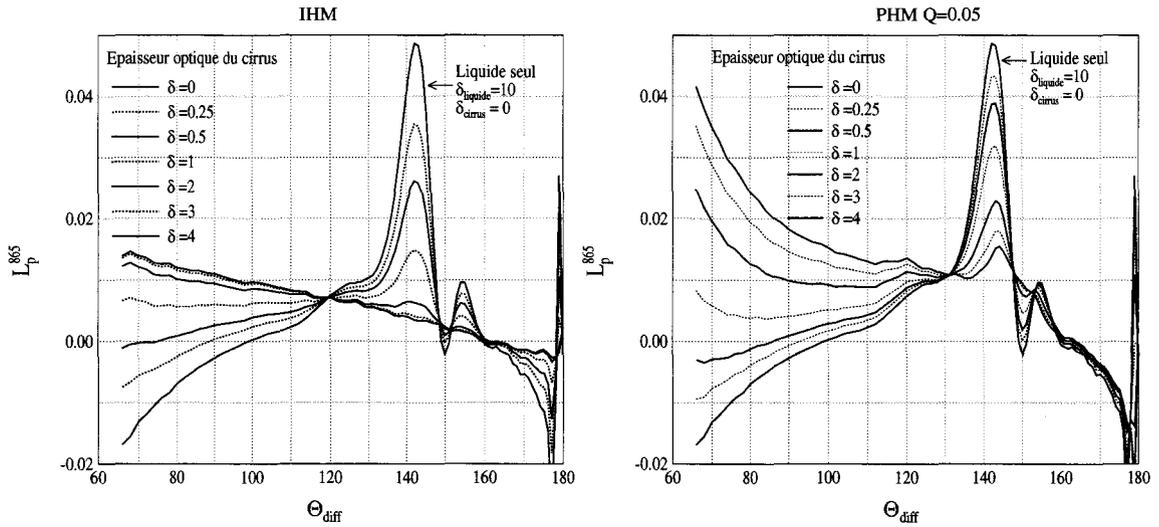


FIG. 3.7 – Simulations effectuées pour des atmosphères composées d’un nuage liquide ( $\tau = 10$ ) recouvert d’un nuage de glace d’épaisseur optique  $\tau$  variable. Les figures (a) et (b) illustrent également l’impact de la microphysique des cristaux de glace composant la couche supérieure.

L’arc est presque totalement éteint pour une épaisseur optique du cirrus de 2 et la présence du nuage liquide est complètement indiscernable à partir de 3 (ce qui correspond à la limite pour la saturation du signal polarisé).

Pour tous les cas où le cirrus a une épaisseur optique comprise entre 0 et 1, l’arc reste nettement défini et la pente de la signature est toujours positive. Dans ces cas, il n’apparaît pas possible de détecter la présence du cirrus, et la cible observée sera déclarée liquide. Notons cependant que les nuages d’épaisseur optique inférieure à 1, sont, dans tous les cas, mal détectés par POLDER.

### 3.1.4 Observations POLDER au-dessus des nuages à 865 nm

Pour déterminer les propriétés des nuages à partir de mesures en polarisation, le canal POLDER le plus adapté est celui situé à 865 nm. C’est en effet à cette longueur d’onde que la diffusion moléculaire apporte sa contribution la plus faible (parmi les bandes POLDER disponibles) et le canal est situé dans une bande très peu affectée par l’absorption gazeuse.

Afin de déterminer  $L$ ,  $L_p$  et  $\chi$  pour le rayonnement reçu à 865 nm, trois filtres polarisés sont présentés successivement devant le détecteur via la roue porte-filtre. Le décalage entre les directions de polarisation des filtres est de  $60^\circ$  et les mesures sont acquises en un temps total

de 0,6 s. Le léger déplacement de l'image sur la matrice du détecteur causé par l'avance du satellite durant ce temps, est compensé par l'ajout de prismes aux filtres analyseurs permettant de recalibrer entre elles les trois images enregistrées successivement. La précision du recalage, pour les mesures effectuées dans les 3 voies polarisées d'un même canal, est de 0.1 pixel.

La combinaison des trois mesures permet ensuite de calculer la luminance totale et la luminance polarisée ainsi que le signe (direction) de la polarisation.

La planche 3.8 présente des scènes observées par POLDER pour différentes situations nuageuses. Les images sont des compositions colorées réalisées à partir de 3 canaux de POLDER en luminance totale (haut), et en luminance polarisée (bas). Les courbes d'isoangles de diffusion ainsi que le plan principal solaire sont figurées par des lignes continues par pas de  $10^\circ$ . Certains phénomènes comme l'arc-en-ciel ( $\Theta_{diff} = 140^\circ$ ), ou le glitter sont clairement identifiables. Les structures nuageuses sont remarquablement définies dans les images en polarisation, mettant en évidence, dans certains cas, les situations multicouches.

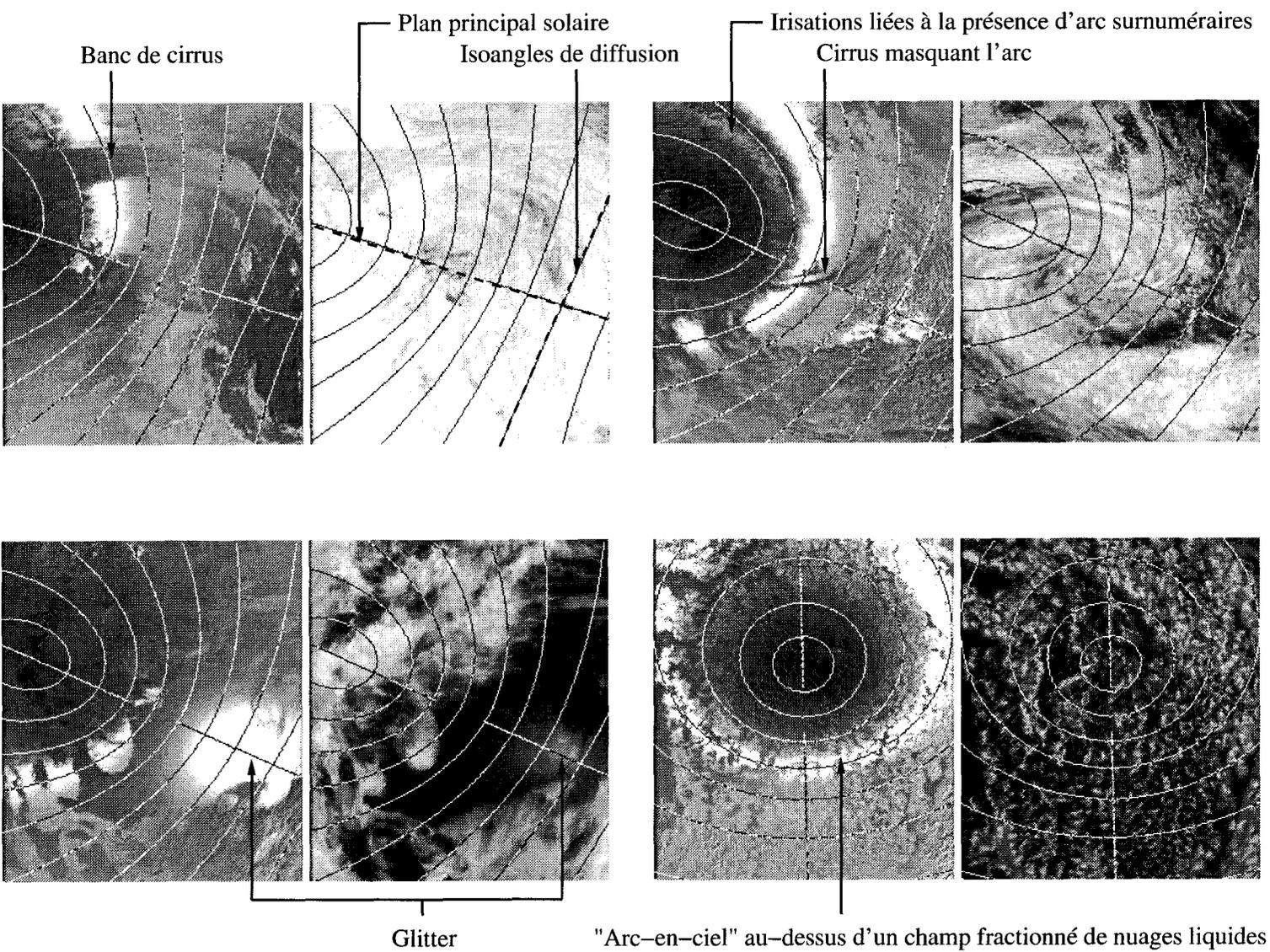


FIG. 3.8 – Compositions colorées de scènes observées par POLDER au-dessus de nuages liquides et de glace, obtenues à partir des canaux à 443, 670 et 865 nm.

La figure 3.9 présente la luminance polarisée modifiée telle qu'observée par POLDER au-dessus de nuages liquide et de glace distincts sous différentes géométries de visées. Sans rentrer

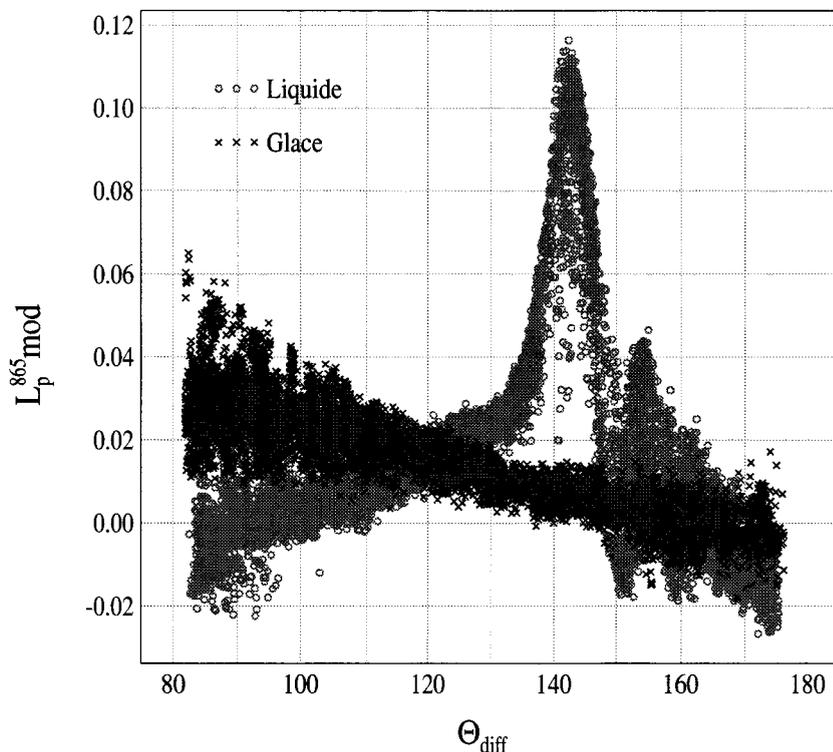


FIG. 3.9 – Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de nuages liquides et de glace.

dans les détails, nous pouvons, dès à présent, remarquer que les signatures angulaires des deux types de nuages sont totalement différentes et que les simulations que nous avons présentées dans la section précédente sont tout à fait représentatives des observations effectuées par POLDER.

Les figures 3.10 et 3.11 permettent de plus d'observer la diversité des signatures observables pour chaque phase. En particulier, l'impact de  $r_{eff}$  et  $v_{eff}$  mis en évidence par les simulations, est tout à fait notable dans les signatures de différents nuages liquides (figure 3.10 centrale). La position de l'arc principal ainsi que la présence (ou non) d'arc secondaires démontrent parfaitement la sensibilité de la polarisation à ces paramètres.

Quant aux nuages de glace, la variabilité de la pente de la signature avant  $120^\circ$  est également

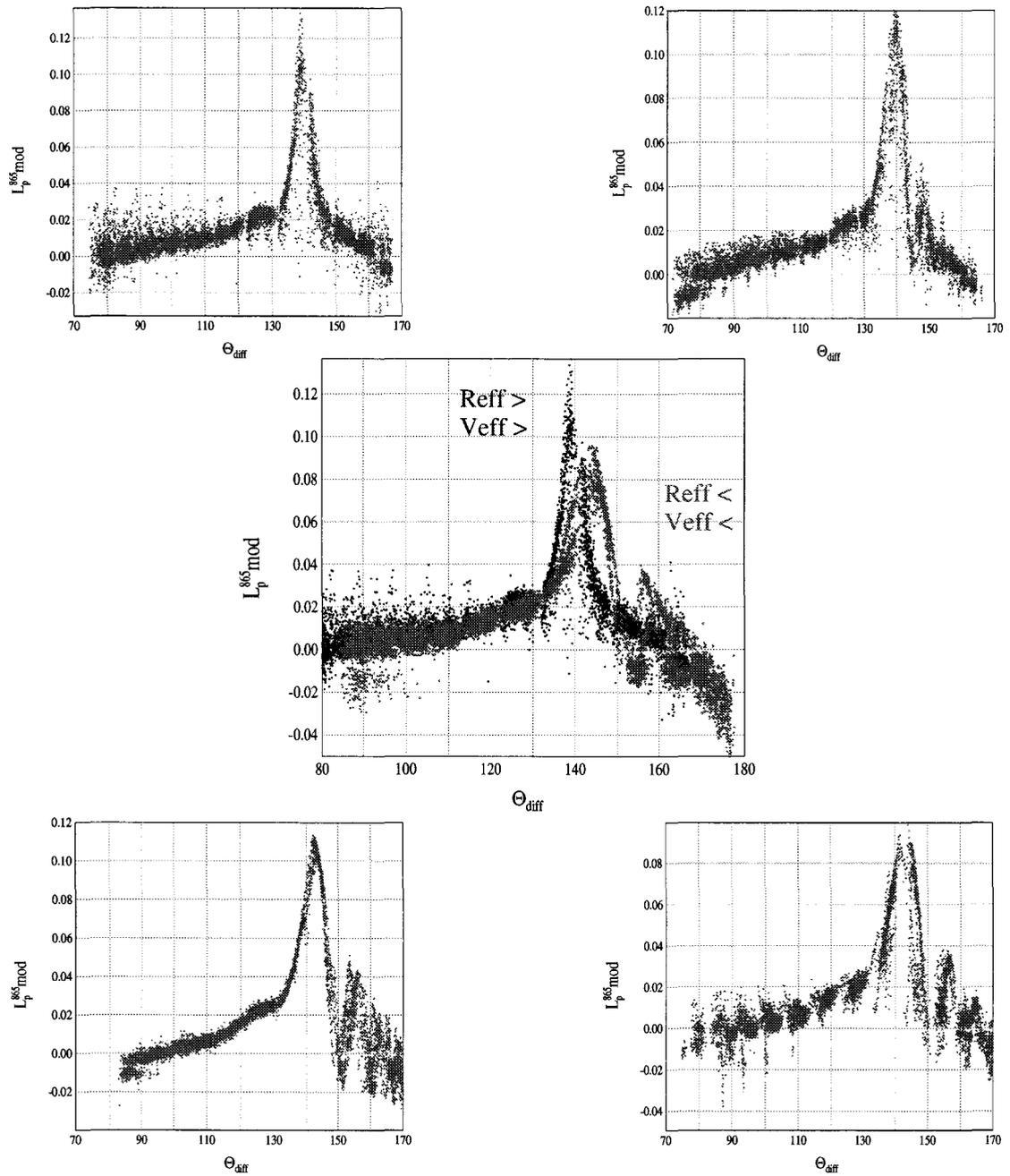


FIG. 3.10 – Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de nuages liquides. Illustration de la sensibilité de la polarisation à la microphysique des nuages liquides. Le symbole > (resp. < ) signifie *important* (resp. *faible*).

bien visible dans les observations. Nous reviendrons sur le cas des nuages de glace lors de l'analyse du jeu de données ARSCL ARM-SGP.

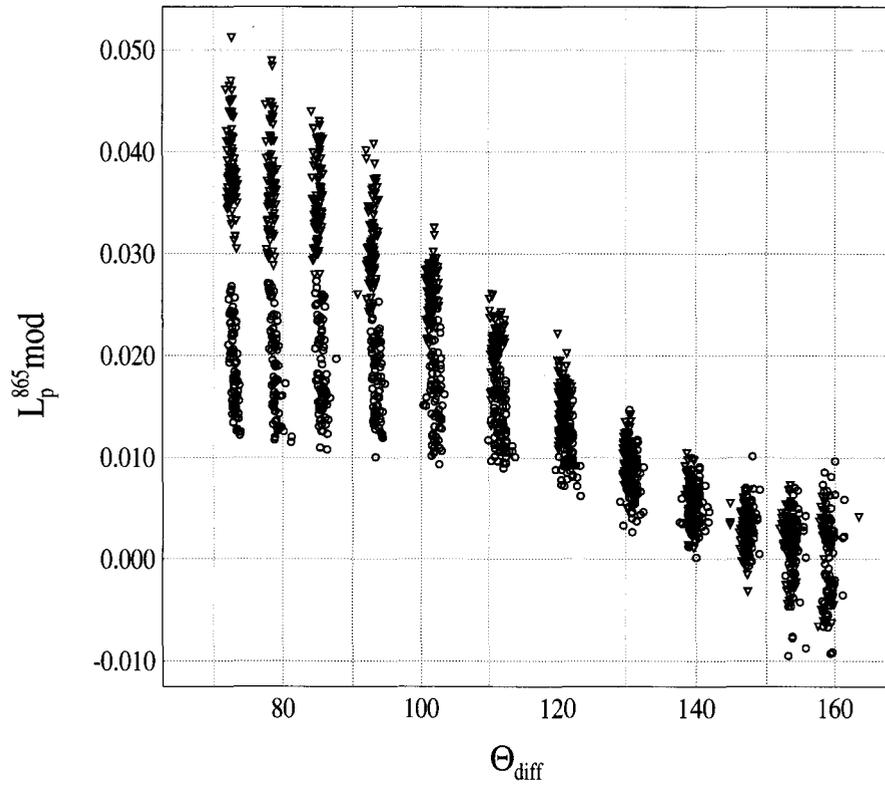


FIG. 3.11 – Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de deux nuages de glace distincts.

Nous allons décrire, dans la section suivante, comment l'algorithme que nous avons bâti exploite ces différences pour déterminer la phase des nuages.

## 3.2 Principe Algorithmique

### 3.2.1 Principes généraux

L'algorithme de détermination de la phase repose uniquement sur les différences entre les signatures des nuages liquides et des nuages de glace visibles en polarisation à 865 nm. Comme le montre la figure 3.9, nous pouvons distinguer, au premier abord, trois différences fondamentales entre les deux types de nuages. Tout d'abord, la diffusion de la lumière visible par des particules sphériques produit une accumulation d'énergie dans une direction privilégiée. L'arc-en-ciel en est la manifestation la plus connue, et correspond à ce maximum de diffusion à  $140^\circ$  de la direction de la lumière incidente. La réflexion interne (dans la gouttelette) responsable de ce phénomène polarise fortement le rayonnement incident. La combinaison de celle-ci avec la diffusion vers  $140^\circ$  produit ce pic de luminance polarisée, très nettement observable dans la signature des nuages liquides.

La deuxième caractéristique présente dans la signature des nuages liquides est le zéro de polarisation vers  $100^\circ$  d'angle de diffusion. Comme le montrent les simulations, la position de ce point neutre dépend du rayon effectif de la distribution en taille des gouttelettes sphériques constituant le nuage. L'observation de ce zéro de polarisation, indicateur de la présence de diffusants sphériques, peut donc également servir de test discriminant pour la phase.

Le troisième élément que l'on retrouve, à la fois dans les simulations et les observations POLDER, concerne la pente générale de la signature avant  $120^\circ$  d'angle de diffusion. Celle-ci est positive pour les nuages liquides et négative au contraire pour les nuages composés de cristaux. Nous montrerons par la suite les précautions à prendre pour la mise en place du test basé sur cette différence, mais notre travail a montré que ce test était relativement fiable.

A ces différences particulièrement visibles s'ajoutent encore deux possibilités qui peuvent servir à distinguer les nuages liquides des nuages de glace. Pour les granulométries très faiblement mono-dispersées, la présence d'arcs surnuméraires est bien rendue par les simulations. Si l'échantillonnage angulaire de POLDER ne permet pas<sup>5</sup> de faire apparaître de façon *continue* ces minima et maxima sur les signatures observées individuellement, ils produisent une dispersion parfois importante des mesures entre  $140^\circ$  et  $180^\circ$  d'angle de diffusion (Figure 3.12).

---

<sup>5</sup>L'échantillonnage angulaire n'est pas suffisant pour faire apparaître ces oscillations lorsque l'on observe la signature d'un pixel ou d'un groupe de 3x3 pixels. La mise en évidence de ce phénomène nécessite l'observation d'une zone beaucoup plus importante de l'ordre de 150 km x 150 km [?]

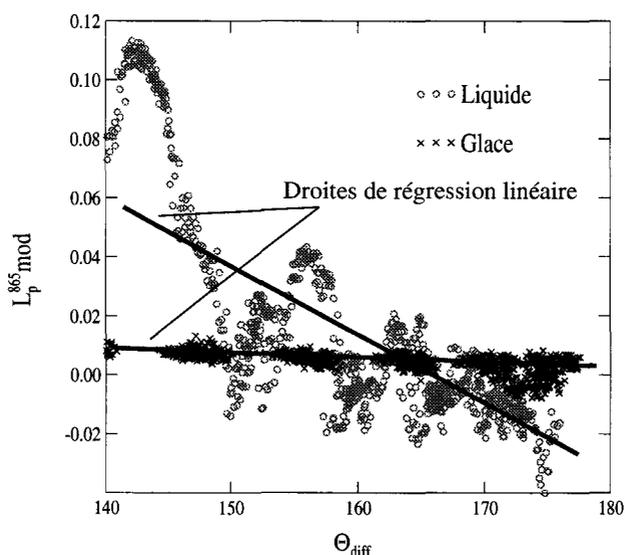


FIG. 3.12 – Forte dispersion des mesures autour d’une droite de régression causée par la présence d’arcs surnuméraires dans le cas de nuages liquides.

Un écart-type élevé des mesures par rapport à une droite de régression dans cette gamme d’angle est donc apparu, dans un premier temps, comme un indicateur de la présence de particules sphériques. Des analyses complémentaires ont montré que ce test devait cependant tenir compte du fait que certains cristaux de glace pouvaient également produire des dispersions plus ou moins importantes. Le seuil fixé sur la dispersion, pour ce test, est donc relativement élevé, et ne permet de détecter que les cas où les arcs surnuméraires sont clairement présents. Une faible dispersion, quant à elle, ne peut en aucun cas être considérée comme un indicateur de la présence de glace.

Enfin, la gloire observable à  $180^\circ$  est, elle aussi, caractéristique des gouttelettes liquides. Mais sa fréquence d’observation très faible (contraintes liées à la géométrie d’observation) ne rend pas pertinente son utilisation comme test discriminant.

### 3.2.2 Mise en oeuvre

Les études de validation et les analyses réalisées tout au long de cette thèse nous ont conduit à définir un algorithme utilisant l’ensemble des mesures valides et disponibles pour un groupe de  $3 \times 3$  pixels de niveau 1, soit environ  $20 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ . La sélection des mesures utilisées doit être la plus rigoureuse possible afin que la signature représente au mieux le nuage (ou la fraction

nuageuse du pixel) que l'on cherche à caractériser. L'indice de phase (liquide, glace, mixte, indéterminé) obtenu est attribué au groupe de 3x3 (pixels encore appelé "super-pixel") dans son ensemble après analyse des résultats des tests appliqués au jeu de données retenues.

Dans la suite, nous entendons par *mesure* une luminance polarisée observée dans une direction donnée et par *signature*, l'ensemble des mesures disponibles pour un pixel ou un super-pixel. Nous utiliserons couramment dans la suite les abréviations N1, N3x3 et N2 pour désigner les différentes résolutions spatiales auxquelles peut être dérivé l'indice de phase POLDER. Le N1 correspond à la résolution d'acquisition des données POLDER (niveau 1), et le N2, à la résolution des "produits" POLDER issus de la chaîne de traitement Bilan Radiatif et Nuages (BRN) [Buriez et al., 1997]. Le N3x3 est, quant à lui, un regroupement de 3x3 pixels de niveau 1, et correspond à la résolution des futurs "produits" BRN POLDER, dits "produits" de classe 2. La figure 3.13 schématise les 3 résolutions définies précédemment.

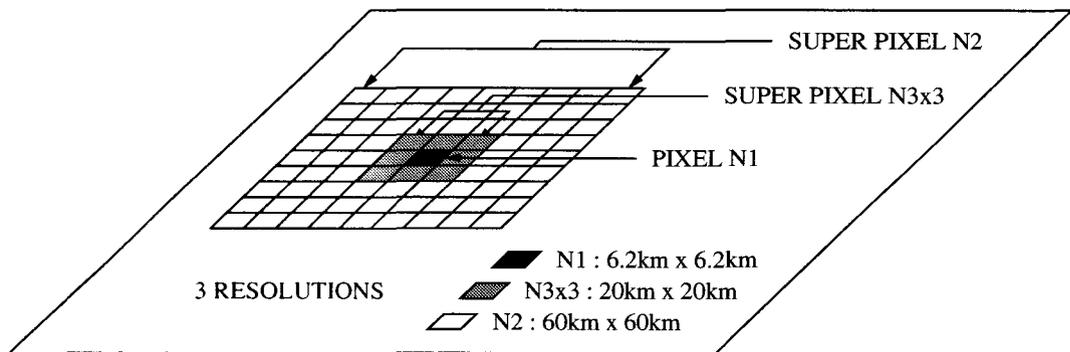


FIG. 3.13 – Représentation des trois résolutions POLDER utilisées dans notre travail.

### Sélection des mesures valides

Le premier critère de validité d'une mesure est bien entendu sa qualité radiométrique. Un indicateur de qualité est disponible pour chaque mesure dans les données de niveau 1 et permet de rejeter de l'analyse les mesures présentant un défaut flagrant d'acquisition (saturation,...).

La deuxième condition imposée est que la scène survolée soit nuageuse. Puisque les mesures de plusieurs pixels sont regroupées pour l'application des différents tests, il est important que seules les informations relatives à la couverture nuageuse soient conservées. Nous verrons plus loin, en détaillant les limitations de notre méthode, que ceci est particulièrement important dans les conditions de couvertures nuageuses fractionnées liquide.

La réflexion spéculaire du rayonnement solaire sur la mer ou sur un plan d'eau est un phénomène particulièrement contraignant pour l'observation des propriétés radiatives des nuages peu épais. L'énergie renvoyée dans et autour de cette direction (zone du glitter) apporte une contribution très importante à la luminance observée. De plus, la réflexion sur un dioptre air/eau polarise très fortement la lumière. Ceci produit un signal fortement polarisé qui apporte une contribution importante aux luminances observées en ciel clair mais également dans les cas de couvertures nuageuses de faible épaisseur optique. Le phénomène du glitter introduit d'autre part une importante anisotropie dans la réflectance de surface qui est particulièrement difficile à corriger en lumière polarisée puisque le signal dépend directement de la réflectance marine et des conditions de vent. Les directions susceptibles d'être contaminées par le glitter sont donc systématiquement écartées dans notre analyse, notamment au-dessus des océans où les mesures comprises dans une zone angulaire de  $30^\circ$  autour de la réflexion spéculaire sont déclarées invalides. Au-dessus des continents, le même phénomène peut se produire également en présence d'une étendue d'eau (fleuve, lac ou même zone de marécages) mais la zone contaminée et la contamination sont bien moins importantes. Une limite de  $3^\circ$  autour de la direction spéculaire est ainsi appliquée au-dessus des terres émergées.

Enfin, notre algorithme utilise les luminances polarisées signées et le calcul du signe devient délicat dans certaines conditions. Quand l'angle de visée devient trop petit, le signe ne peut plus être calculé et la mesure est déclarée non valide.

### **Correction de la contribution du signal moléculaire**

La diffusion de la lumière par les molécules de l'atmosphère est un phénomène bien connu et précisément calculable. En polarisation, l'approximation de la diffusion primaire peut également être utilisée pour calculer de manière approchée sa contribution. Nous reportons le lecteur à l'annexe A pour une description plus complète de ce phénomène.

La diffusion moléculaire présente une dépendance spectrale en  $\lambda^{-4}$  et est donc bien moins importante à 865 nm qu'à 443 nm (d'où l'intérêt du canal à 865 nm pour la caractérisation des nuages). En polarisation, cette faible contribution n'est pourtant pas complètement négligeable et atteint un maximum à  $90^\circ$  d'angle de diffusion. L'évaluation et la correction de ce terme est donc particulièrement importante pour la détection du zéro de polarisation et améliore sensiblement la fiabilité du test portant sur la pente de la signature.

En première approximation, nous utilisons la différence de signal entre les canaux à 443 nm et 865 nm pour estimer l'épaisseur optique moléculaire au-dessus du nuage et déduire ainsi la contribution de la diffusion Rayleigh au signal polarisé à 865 nm. Cette correction, bien qu'approximative permet néanmoins d'améliorer sensiblement la performance des tests appliqués dans la gamme angulaire inférieure à 120°.

### Application des tests

Les mesures valides sont enregistrées ainsi que les angles de diffusion correspondants. Les luminances polarisées  $L_p^{865}$  sont converties en luminances polarisées modifiées  $L_{p_{mod}}^{865}$  ce qui, dans l'approximation de la diffusion primaire, rend le problème dépendant d'une seule variable de géométrie, l'angle de diffusion  $\Theta$ .

Pour un super-pixel composé de 9 pixels N1, le nombre de couples  $(L_{p_{mod}}^{865}, \Theta_{diff})$  disponibles peut atteindre  $14 \times 9 = 126$ . Les différents tests utilisent des mesures dans des gammes d'angles de diffusion,  $\Theta_{diff}$ , différentes mais pouvant se recouvrir en partie. Les mesures comprises dans la gamme angulaire d'application d'un test sont sélectionnées et le test leur est appliqué. Si aucune mesure (ou un nombre insuffisant) n'est disponible, le test renvoie un indice ND (Non Défini) qui sera également pris en compte lors de la fusion des résultats.

La détection de l'arc s'effectue à l'aide de deux seuils  $S_{min}^{arc}$  et  $S_{max}^{arc}$  portant sur  $L_{p_{mod}}^{865}$  dans la région 135°-150°. Si des mesures sont supérieures à  $S_{max}^{arc}$ , l'arc est déclaré présent. Si toutes les mesures sont inférieures à  $S_{min}^{arc}$ , l'arc est déclaré absent. Dans toutes les autres situations, nous assignons à ce test le résultat "Indéterminé".

Le zéro de polarisation est mis simplement en évidence par la présence de valeurs négatives de  $L_{p_{mod}}^{865}$  dans la gamme 60°-100°.

Les deux tests restant sont effectués en appliquant une régression linéaire des mesures en fonction de l'angle de diffusion dans la gamme voulue. Pour le test sur la pente, les mesures disponibles entre 60° et 120° sont considérées et le signe de la pente détermine le résultat du test. Pour le test sur la dispersion, c'est l'écart-type par rapport à la droite de régression qui sert de critère. Les cas de forte dispersion sont caractéristiques des nuages liquides et sont indiqués dans le résultat du test. Les cas de faibles dispersions ne sont pas un indicateur caractéristique des nuages de glace et le résultat de ce test doit dans ce cas rendre compte d'une indétermination.

Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques des quatre tests qui sont mis en place dans la chaîne opérationnelle POLDER de classe 2 (Chaîne qui sera utilisée pour le traitement des données de POLDER2 au niveau 3x3 à partir de 2002).

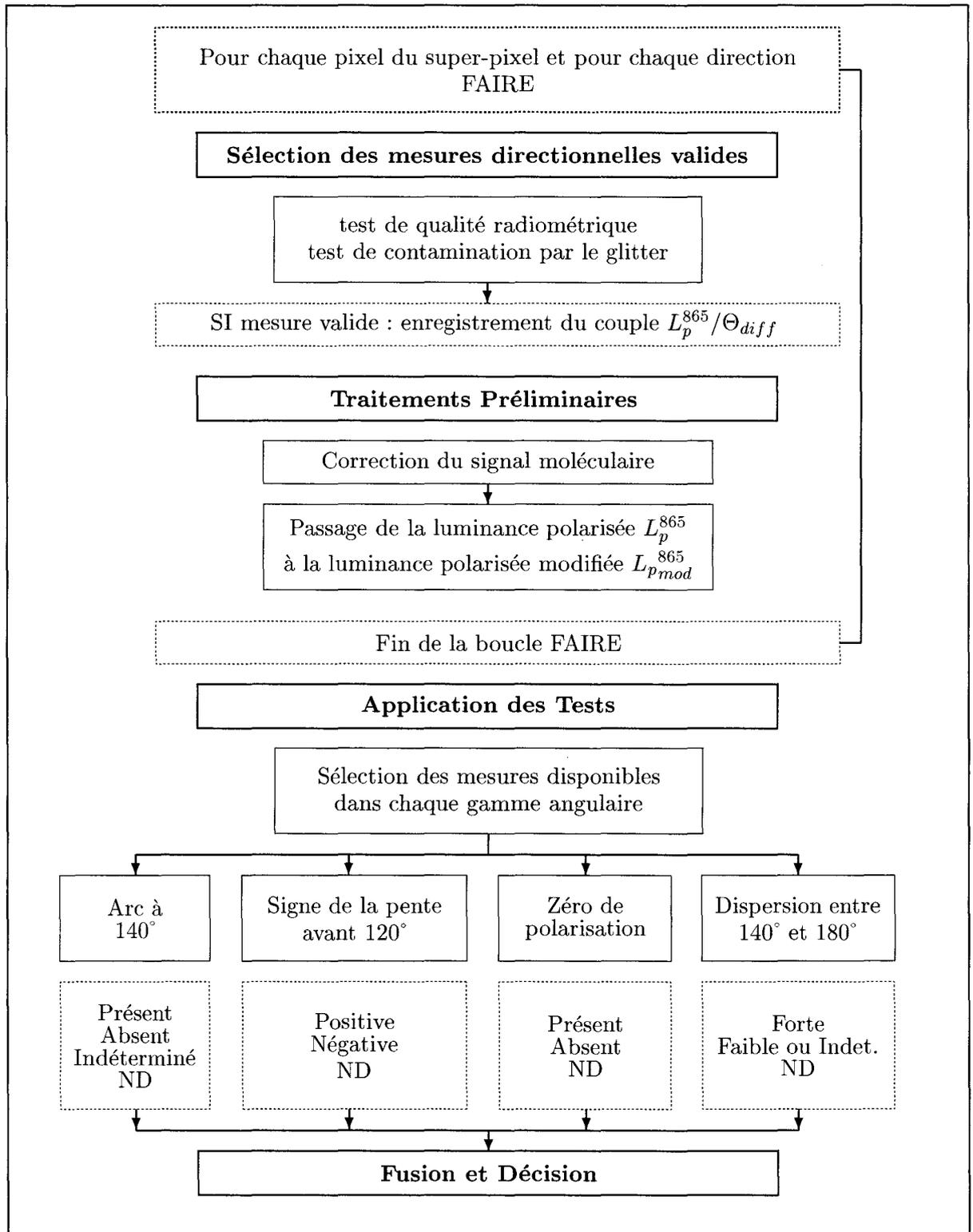
Test	Gamme angulaire	Principe	Résultats
Arc à 140°	135-150	Seuil sur $L_{\rho_{mod}}^{865}$	Présent - Absent - Indéterminé - ND
Dispersion	140-180	Seuil sur écart type	Forte - Faible/Ind - ND
Pente	60-120	Régression linéaire signe de la pente	Positive - Négative - ND
Zéro de polarisation	60-100	Seuil sur $L_{\rho_{mod}}^{865}$	Présent - Absent - ND

TAB. 3.1 – Tableau récapitulatif des tests de détermination de la phase et de leurs gammes angulaires d'application.

### Décision finale

La décision finale pour l'attribution de l'indice de phase s'effectue en combinant les résultats des différents tests appliqués à la signature du super-pixel. Chaque combinaison possible a été prise en compte et étudiée afin d'y attribuer l'indice de phase qui semblait le plus cohérent vis-à-vis de l'expérience que nous avons des mesures. L'utilisation d'un tableau à plusieurs entrées permet de faire évoluer facilement les décisions prises par l'algorithme si une combinaison particulière se révélait, a posteriori, mal classée.

## 3.2.3 Schéma algorithmique



### 3.3 Première évaluation théorique

Nous venons de décrire la méthode utilisée pour déterminer la phase des nuages à partir de mesures multidirectionnelles de luminances polarisées. La simplicité de l'algorithme (et c'est l'une de ses qualités) le rend particulièrement insensible à toute erreur de précision dans les calculs effectués. Notre méthode est néanmoins sujette aux limitations inhérentes à l'utilisation de la polarisation d'une part, et aux contraintes liées à l'instrument POLDER (orbitographie et géométrie d'observation) d'autre part.

#### 3.3.1 Limitation inhérente à l'utilisation de la polarisation

Nous avons souligné dans la section 2 que la luminance polarisée mesurée provenait principalement de la partie supérieure de la couche atmosphérique observée puisqu'elle est générée, pour l'essentiel, par le premier ordre de diffusion.

Ainsi la polarisation du rayonnement observée est porteuse d'information concernant principalement le sommet du nuage. Nous constatons, à partir de simulations réalisées, que la luminance polarisée est saturée à partir d'une épaisseur optique de 3.

Ceci implique tout d'abord que la phase déduite des mesures de polarisation POLDER n'est représentative que de la phase du sommet du nuage dans le cas d'un nuage épais. Ensuite, dans le cas d'un nuage fin, l'influence des couches inférieures peut se faire sentir et compliquer l'interprétation. En particulier, si un cirrus fin recouvre un nuage liquide épais, la signature observée dépend de l'épaisseur optique du cirrus. Pour une épaisseur optique inférieure à 3, l'empreinte du nuage liquide peut rester décelable dans la signature.

La non saturation de la luminance polarisée peut donc entraîner des difficultés d'interprétation. Il est des situations où un nuage liquide fin (ou une couverture fractionnée) pourra être mal interprété et déclaré comme un nuage de glace si la contribution du ciel clair est notable. Nous pouvons voir sur la figure 3.3 que c'est le cas pour les nuages d'épaisseurs optiques inférieures à 1. Le problème ne se pose donc que pour les nuages liquides fins puisque les nuages de glace présentent les mêmes caractéristiques générales en polarisation que les différents types de sol que l'on peut rencontrer. Néanmoins, l'ambiguïté entre un cas de ciel clair et un cas de nuage de

glace ne pourra être levée par notre algorithme à cause, justement, de cette similitude entre les signatures polarisées des nuages de glace et des sols de type désert ou les surfaces enneigées. Ceci souligne, dès à présent, l'importance capitale d'une détection nuageuse correcte pour l'évaluation des fréquences d'occurrence des phases liquide et glace.

Dans d'autres situations, nous voyons clairement sur la figure 3.7 que l'analyse sera compliquée par la présence de nuages multicouches. Ce problème est loin d'être négligeable puisque l'on estime à environ 50% leur fréquence d'occurrence [Warren et al., 1985].

Pour terminer, nous rappelons que la polarisation permet de faire la différence entre les particules sphériques et celles qui ne le sont pas. Ceci peut occasionner une confusion systématique entre certains aérosols d'origine minérale, et les nuages de glace. Il est donc primordial d'effectuer une séparation correcte <sup>6</sup> de ces deux types d'éléments atmosphériques, sous peine de surestimer les fréquences d'occurrences de nuages de glace dans certaines régions du globe.

### 3.3.2 Considérations géométriques

#### Contraintes liées à la géométrie d'observation

Nous avons vu que chacun des tests de l'algorithme nécessite des mesures dans une gamme particulière d'angle de diffusion. La mise en place de ces différents tests permet ainsi d'appliquer la détermination de la phase à l'ensemble des observations POLDER. On peut pourtant tenter d'évaluer la fiabilité de la méthode en considérant les gammes d'angles accessibles au cours du défilement du satellite. Pour cela, notons que le test sur l'arc est particulièrement robuste et que celui sur la pente l'est plus ou moins en fonction de l'étendue de la gamme d'angles  $\Delta\Theta$  accessibles. Nous voyons sur la figure 3.14 que, en fonction des angles de diffusion minimum et maximum accessibles, certaines régions sont particulièrement propices à une bonne détection alors que d'autres pourront être plus ou moins difficiles à analyser. Outre les géométries effectivement accessibles, il est bon de noter que les visées dans le glitter doivent absolument être évitées puisque la réflexion spéculaire du soleil sur la mer polarise très fortement le rayonnement. Ce problème est souvent contournable puisque POLDER dispose de plusieurs directions de visées, mais certaines régions sont toutefois sensibles à ce problème qui peut réduire fortement le nombre de directions valides utilisables pour la détection de phase.

---

<sup>6</sup>Séparation idéalement réalisée lors du processus de détection nuageuse

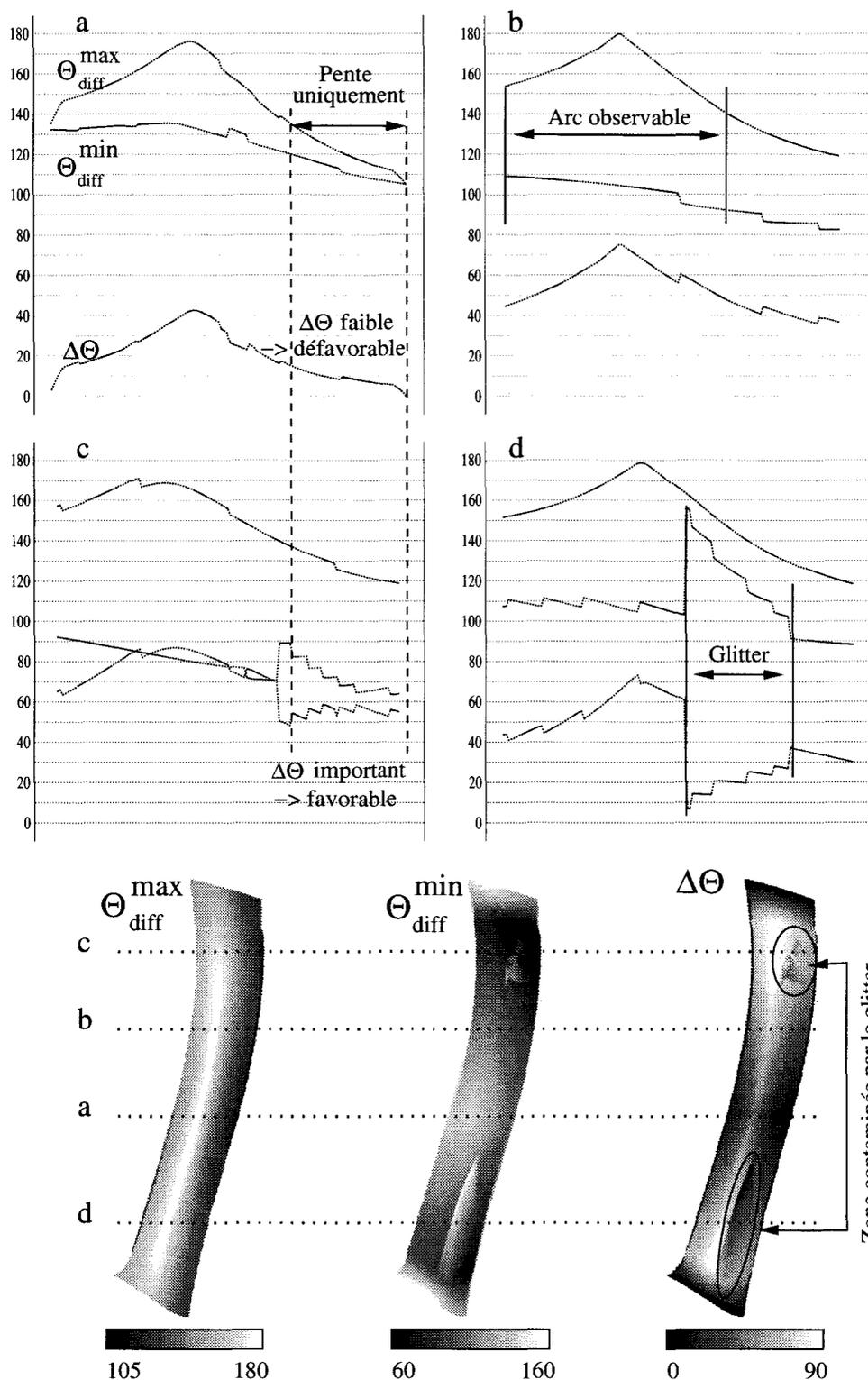


FIG. 3.14 – Représentation des angles de diffusion (en degrés) accessibles en fonction du point d'observation. Les bandes du bas représentent les angles de diffusion obtenus sur l'ensemble d'une orbite POLDER. Les courbes a, b, c et d représentent l'évolution de ces angles pour les quatre sections Ouest-Est figurées sur les orbites.

### Contraintes liées à la précision du géoréférencement des mesures

Notre algorithme utilise des signatures angulaires pour caractériser la scène nuageuse et il importe donc que toutes les mesures composant la signature appartiennent bien à une même cible.

Le recalage horizontal des mesures POLDER est correct à un pixel près (7 km), ce qui signifie qu'une mesure dans une direction donnée peut appartenir au pixel voisin. Cela pose un problème, en particulier pour les zones d'interfaces (ciel clair / nuage ou nuage liquide / nuage glace) pour lesquelles le mélange d'informations provenant de deux types de scènes différentes nuit à l'interprétation de la signature observée.

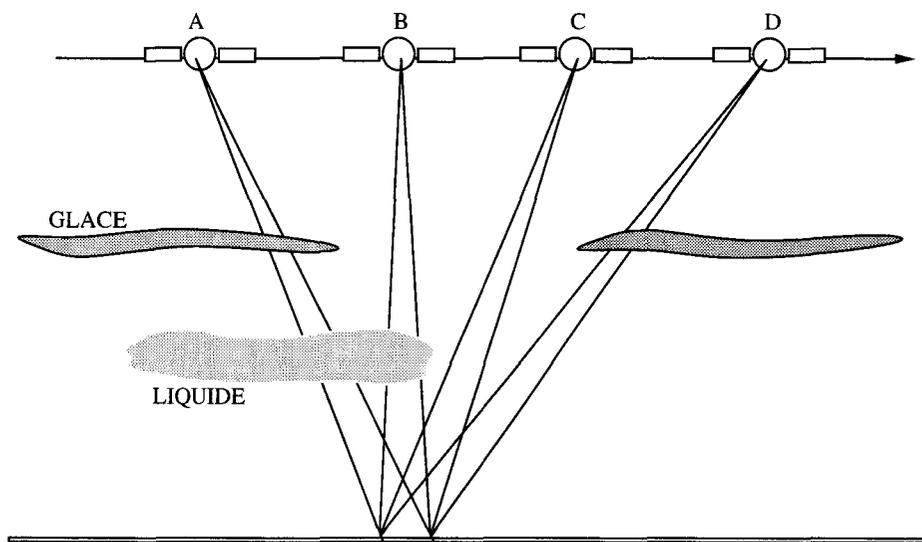


FIG. 3.15 - Représentation schématisée du problème lié au recalage systématique des mesures au sol et aux situations mixtes.

De plus, les observations sont reprojétées en supposant que toutes les cibles sont à la même altitude. Ceci peut, encore une fois, compliquer l'analyse en introduisant des informations de différents types de scènes dans une même signature comme le montre la figure 3.15. Dans la situation schématisée par cette figure, l'observation effectuée en (A) correspond à un cas multicouche, en (B) à un nuage monocouche liquide, en (C) à un pixel clair, et enfin, en (D), à un nuage de glace. La signature angulaire obtenue pour cette situation s'avère, par conséquent, particulièrement difficile à analyser. Pour ces raisons, les produits N2 de la chaîne POLDER "Bilan Radiatif et Nuages" étaient établis en moyennant les informations sur un ensemble de 9x9 pixels. Des études que nous détaillerons plus loin ont montré que le regroupement des données sur un

ensemble de 3x3 pixels était plus adapté pour le cas particulier du produit phase des nuages, mais que la détermination de la phase à la pleine résolution native de POLDER était possible et fiable dans la majorité des cas.

### 3.3.3 Précision des mesures POLDER en polarisation

On peut estimer que la précision des mesures POLDER procure un  $N_e \cdot \Delta L = 5 \cdot 10^{-4}$  pour la luminance totale et un  $N_e \cdot \Delta L_p = 1 \cdot 10^{-3}$  pour la luminance polarisée [Hagolle et al., 1998]. Ceci est tout à fait acceptable compte tenu de l'ordre de grandeur des variations angulaires observées pour  $L_p^{865}$ . Notons, de plus, que notre méthode ne nécessite pas réellement d'étalonnage absolu puisque les critères utilisés sont principalement basés sur des comportements angulaires. Les seuils utilisés pour le test sur l'arc ont été ajustés à partir des observations <sup>7</sup> elles-mêmes. Seule une forte dérive dans le temps de l'étalonnage de ce canal (ou une variation angulaire de ce dernier) pourrait remettre en cause la validité de ces seuils. En fait, seul le test reposant sur la détection du zéro de polarisation autour de  $100^\circ$  nécessite un étalonnage absolu de bonne qualité.

## 3.4 Conclusions

La mission d'observation de la Terre POLDER-1/ADEOS-1 a fourni pour la première fois, à l'échelle du globe, des mesures multidirectionnelles de la polarisation du rayonnement solaire diffusé vers l'espace par l'atmosphère.

Nous avons présenté dans ce chapitre une méthode de détermination de la phase thermodynamique des nuages par polarimétrie en proche infrarouge. Cette méthode utilise les propriétés de diffusion différentes des particules sphériques et des cristaux de glace, particulièrement remarquables en polarisation. Nous avons montré que les observations POLDER à 865 nm présentaient effectivement les caractéristiques prédites par des simulations du rayonnement diffusé par des nuages liquides et de glace.

Les principes de la méthode ont été exposés et une première analyse des limitations inhérentes à l'utilisation de la polarisation et à l'instrument POLDER, a pu être effectuée de manière théorique.

---

<sup>7</sup>Ils sont maintenant confirmés par les calculs théoriques présentés dans le chapitre précédent.

Situation nuageuse	Principales limitations
Monocouche liquide	Cas de nuages liquides fractionnés - bords de nuages fins : confusion possible avec la glace.
Monocouche glace	La présence de particules sphériques de glace pourrait mettre en défaut notre méthode.
Multicouche	<p>Cas de deux couches homogènes : dépend principalement de l'épaisseur optique <math>\delta</math> du cirrus. Possibilité de détection d'un cas mixte si <math>0 &lt; \delta &lt; 2 - 3</math>.</p> <p>Cas de couches fractionnées : problème de recalage des mesures pouvant conduire à un cas mixte, voire à une indétermination totale.</p>
Tests	Confiance
Arc	Test indiscutable pour les cas monocouches.
Zéro de polarisation	Test indiscutable mais nécessitant une bonne correction du signal moléculaire.
Pente	La fiabilité de ce test augmente en fonction de la gamme d'angle disponible.
Dispersion	A prendre avec précaution : seule une forte dispersion après $140^\circ$ peut être considérée comme un indicateur fiable.

TAB. 3.2 – Tableau récapitulatif des limitations de notre algorithme et des tests utilisés.

Le tableau 3.2 récapitule les limitations de notre algorithme dans différentes situations nuageuses et la confiance que l'on peut accorder à chacun des tests mis en place.

Nous allons dans le chapitre suivant nous attacher à évaluer la fiabilité et la précision de notre méthode<sup>8</sup> à partir de comparaisons à des informations de différente nature. En particulier, les comparaisons aux climatologies de nuages ISCCP et UW HIRS Cloud Climatology seront l'occasion d'une étude approfondie de l'ensemble des données phase POLDER, élaborées au cours de notre travail.

<sup>8</sup>Ceci nous permettra de compléter et de finaliser le bilan des méthodes disponibles présenté en annexe D



*Commençons par éliminer toutes les erreurs,  
ce qui restera ne vaudra peut être même plus la peine d'être validé ...*

## Chapitre 4

# Analyse de l'indice de phase

## POLDER

Au cours de ce travail, l'algorithme de détermination de la phase a pu être amélioré grâce à l'analyse des "validations" successives. Il n'est pas utile, ici, de reproduire l'ensemble des tentatives infructueuses qui ont jalonné le développement d'un tel algorithme. Nous nous attacherons plutôt à faire apparaître le chemin parcouru entre les premières analyses de luminances polarisées réalisées par P. Goloub au-dessus de paysages nuageux [Goloub et al., 1994] et l'algorithme qui sera finalement implanté, au centre de production du CNES, pour le traitement des données POLDER 2.

Nous laisserons aussi de côté le travail d'analyse "visuelle" des résultats qui a, par ailleurs, souvent permis de déceler des incohérences de l'algorithme, et nous présenterons donc uniquement dans la suite les études de validation et les analyses que l'on pourrait qualifier de "scientifiques"<sup>1</sup>. Celles-ci regroupent tout d'abord, et dans l'ordre chronologique, (i) les comparaisons aux observations synoptiques de la couverture nuageuse, (ii) la confrontation aux résultats de la classification de types de nuages, établie à partir des données METEOSAT, et (iii) la validation effectuée à partir de données lidar et radar au sol.

---

<sup>1</sup>Par opposition au travail d'ingénierie réalisé dans le même temps pour les développements et les traitements informatiques

Dans un deuxième temps, la comparaison à des climatologies de nuages établies à partir d'autres instruments a été envisagée. Nous présenterons la méthode et les hypothèses avancées pour comparer l'information "phase" POLDER et des statistiques sur la couverture nuageuse n'ayant, au premier abord, pas de relation directe avec la phase des nuages. Cependant, avant de comparer les informations distinctes obtenues par POLDER à ces climatologies, nous analyserons les résultats obtenus pour deux versions de l'algorithme mises en oeuvre pour le traitement des observations de POLDER 1 et POLDER 2. Cette étude nous permettra de mettre en avant les progrès réalisés depuis le lancement de POLDER en 1996 et sera l'occasion d'une analyse approfondie de ces huit mois de données originales dérivées de POLDER.

## 4.1 Etudes de validation

La question fondamentale qui se pose est : comment "valider" et "confirmer" la signification de l'information phase déduite de POLDER ?

La validation des résultats fournis par notre algorithme de détection de phase s'est déroulée selon différentes approches. Les principales difficultés rencontrées sont liées à la nouveauté de l'information dérivée de la mesure de polarisation. En toute rigueur, seul le taux de dépolarisation lidar permet de s'assurer effectivement de la forme des particules observées et d'obtenir ainsi une information réellement cohérente à celle fournie par notre méthode (ie : sphéricité ou non des particules composant le sommet du nuage). Dans toutes les autres situations envisagées ici, nous devons comparer des informations de nature différente et interpréter leur signification en terme de phase thermodynamique du nuage.

### 4.1.1 Analyses préliminaires

La formation et donc la phase d'un nuage dépendent avant tout des conditions de température, d'humidité relative et de pression existant au sein de l'atmosphère. La température seule n'est pas suffisante pour déterminer la phase thermodynamique, pas plus que la pression. Cependant, il n'est pas absurde de commencer par tester, dans un premier temps, la cohérence de nos résultats par rapport aux grandeurs précitées. En particulier, les mesures de polarisation à 443 nm et 865 nm permettent de déduire la pression au sommet d'un nuage et ainsi d'estimer son altitude. Les températures de brillance dérivées de mesures dans l'infrarouge et fournies par des

instruments tels que METEOSAT ou GOES, constituent une source importante d'informations qui peuvent permettre de tester la cohérence globale des résultats de notre détermination de phase. Les figures 4.1a à 4.1c l'illustrent pour une zone couvrant la France le 10 novembre 1996 ; elles permettent de vérifier que les nuages les plus froids et les plus hauts sont effectivement composés de cristaux de glace (en bleu) alors que les nuages bas et plus chauds présentent une phase liquide.

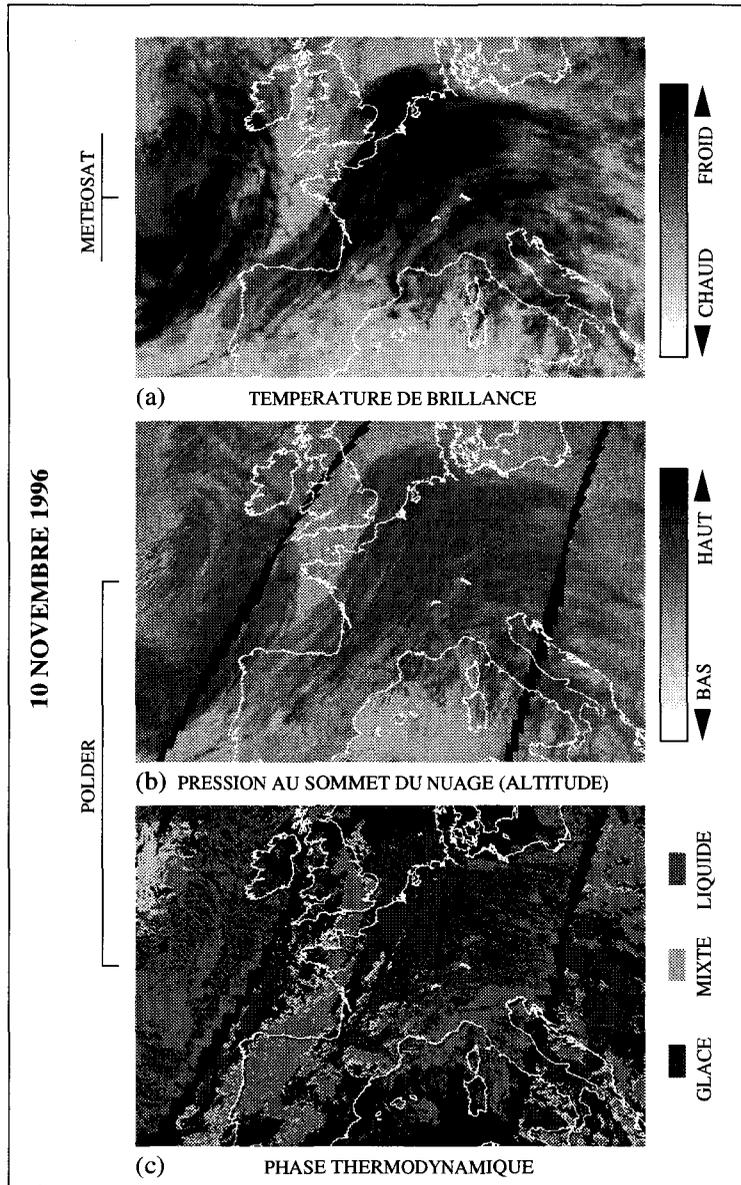


FIG. 4.1 – Cartes, (a) de température de brillance infrarouge dérivée de METEOSAT, (b) de pression au sommet du nuage (pression Rayleigh) et (c) de phase thermodynamique dérivées de POLDER, pour le 10 novembre 1996.

Ceci, bien que ne constituant pas une validation stricto sensus, permet d'illustrer simplement les capacités réelles de notre méthode à déterminer la phase d'un nuage à partir de mesures polarimétriques.

#### 4.1.2 Comparaisons aux données radar/lidar

La première étude de validation de la détection de phase POLDER menée à partir d'instruments sols a été conduite par *Chepfer et al.*, sur la base d'observations lidar [Chepfer et al., 2000]. Le taux de dépolarisation lidar est un indicateur très fiable de la non sphéricité des particules et cet instrument est donc particulièrement indiqué pour la validation de méthodes de détection de phase. Bien que ne disposant pas du taux de dépolarisation lidar pour ces analyses, les auteurs ont pu estimer précisément l'altitude et la température du sommet des cirrus observés. Les résultats présentés montrent que pour tous les cas de nuages plus froid que 233 K, la phase glace est correctement identifiée par POLDER. Rappelons que la limite théorique de surfusion pour l'eau liquide établie en laboratoire est de 233 K. L'absence de situations présentant de l'eau sous forme liquide en deçà de cette limite pour ce jeu de données prouve la justesse de notre méthode dans le cas d'un nuage de glace monocouche.

Néanmoins, si le lidar est un outil privilégié pour l'étude des cirrus et des nuages fins, il ne permet pas l'analyse de cas de nuages épais. Par exemple, les parties stratiformes des nuages de front présentent fréquemment des épaisseurs importantes empêchant tout sondage du sommet de la couche par mesure lidar alors que ces cas sont particulièrement intéressants de notre point de vue puisqu'ils peuvent contenir à la fois de l'eau liquide et de l'eau solide à différents niveaux. L'information délivrée par POLDER est principalement associée au sommet du nuage et il est important, dans le cadre d'une étude de validation, que les données comparées correspondent le plus possible à la même portion du nuage (à la fois horizontalement et verticalement).

L'utilisation du lidar au sol, seul, n'est donc pas la meilleure solution si l'on veut effectuer la validation la plus large possible de la phase face à des observations suffisamment variées pour être représentatives de l'ensemble des situations nuageuses possibles.

L'association d'un radar et d'un lidar permet la plupart du temps de détecter convenablement les limites d'un nuage (altitudes du sommet et de la base). Les instruments disponibles sur le site ARM des Southern Great Plains (Oklahoma-USA) ont permis à Clothiaux et al. de regrouper

et d'analyser, entre autres, des données radar et lidar acquises en continu depuis 1996. Leur travail a abouti à la création d'une climatologie des limites de la couche nuageuse au-dessus du site ARM SGP et nous a permis d'accéder à 7 mois de données enregistrées pendant la période POLDER. La base ARSLC (Active Remote Sensors Cloud Layer Climatology) fournit en particulier, et presque en continu, le nombre de couches nuageuses détectées, l'altitude, les pressions et les températures du sommet et de la base de chaque couche. Nous avons considéré, ici, un extrait de cette base pour la période comprise entre le 1<sup>er</sup> novembre 1996 et le 29 juin 1997. Seul le nombre de couches nuageuses, l'altitude, la pression et la température de la couche la plus haute ont été conservés pour notre analyse.

Les données POLDER ont été extraites de la base de niveau 1, et la phase ainsi que la pression du nuage (estimée par la méthode de pression Rayleigh, cf. annexe A) ont été évaluées pour des zones d'environ 400 km x 400 km (soit 60x60 pixels N1) centrées sur le site ARM SGP, ceci afin de faciliter l'analyse au cas par cas des observations simultanées POLDER et ARSLC. Au total, 201 jours ont pu être analysés avec, dans la grande majorité des cas, l'ensemble des informations présentées par la figure 4.2.

Nous avons pu ainsi vérifier jour par jour la cohérence entre la phase dérivée de POLDER et plusieurs informations issues, soit de la base ARSCL, soit directement des données POLDER elles-mêmes. Dans la grande majorité des cas, nous avons pu nous assurer de la cohérence entre la température déduite des mesures sols et la phase déterminée par POLDER. Cependant, quelques cas liés à 3 types de situations nuageuses distinctes ont pu faire apparaître des incohérences.

- Pour certains nuages de glace, la température paraissait anormalement élevée ( $> 260$  K) par rapport au reste des observations. Ces cas correspondaient à des bords de nuages bas, pour lesquels l'épaisseur optique trop faible ne permettait pas une détermination fiable de la phase. Ceci est principalement lié au fait que nous utilisons ici l'indice de phase à la pleine résolution (6-7 km) et nous avons mentionné <sup>2</sup> que ce problème était moins critique lorsque les signatures polarisées étaient intégrées à une échelle spatiale plus étendue, sur des groupes de 3x3 ou 9x9 pixels (respectivement 20 km x 20 km et 60 km x 60 km).

- Pour certains nuages déclarés liquides au contraire, la température semblait trop basse ( $< 240$  K) pour permettre l'existence d'eau sous forme liquide. Nous avons identifié a pos-

---

<sup>2</sup>voir Limites inhérentes à l'utilisation de la polarisation

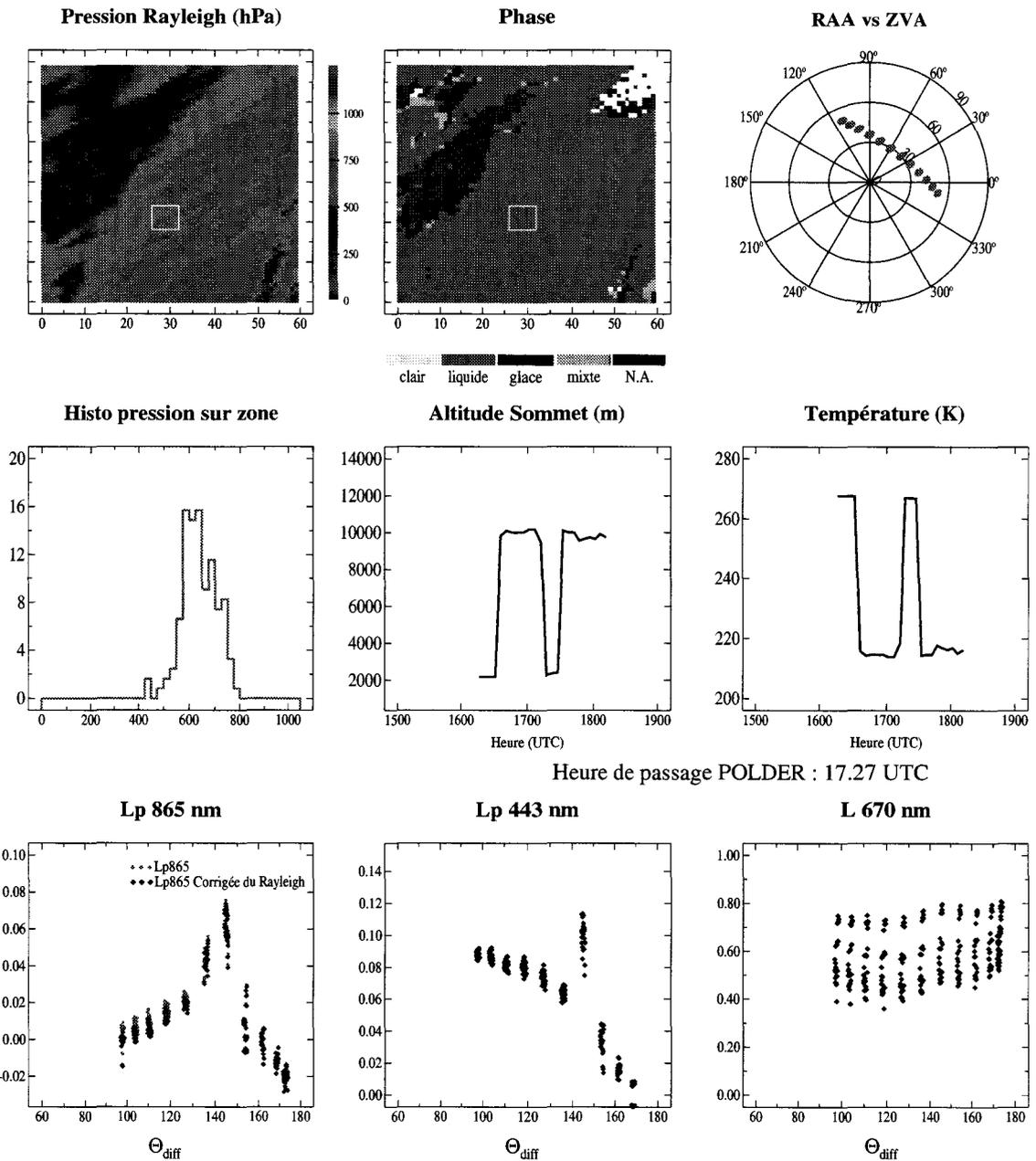


FIG. 4.2 – Planche regroupant l’ensemble des informations disponibles pour les comparaisons au jeu de données ARSCL. Les signatures en luminance totale et polarisée et l’histogramme de pression correspondent à la zone limitée en jaune sur les cartes de pression et de phase. Exemple du 29 juin 1997

teriori ces cas comme étant des situations multicouches pour lesquelles un fin cirrus recouvrait un nuage liquide. Dans ce cas, nous avons déjà vu que notre méthode pouvait identifier un nuage liquide alors que le radar reportait correctement l'altitude et la température de la couche nuageuse la plus haute (celle du cirrus en l'occurrence). La figure 4.2 présente la situation vue par POLDER au-dessus du site SGP pour le 29 juin 1997 (pression Rayleigh et phase) ainsi que la limite supérieure de la couche nuageuse la plus haute déterminée par le radar. Nous distinguons très nettement la présence des deux couches nuageuses distinctes sur le profil d'altitude radar, mises en évidence par le passage brutal de 10 km à 3 km de l'altitude de la couche la plus haute, et inversement. L'existence d'une couche nuageuse haute, plus ou moins épaisse, est également observable par l'analyse des variations spatiales de la pression du sommet des nuages. La pression Rayleigh est faible pour la zone haute et épaisse au nord-ouest, et augmente au fur et à mesure de l'amincissement du cirrus lorsque l'on se déplace vers le sud-est. Enfin, la pression atteint sa valeur maximale pour la zone uniquement couverte par le nuage bas. La figure 4.3 présente les signatures polarisées observées lorsque l'on se déplace de la zone au sud-est (nuage liquide seul) vers la zone nord-ouest (couverte par le cirrus épais). Celles-ci illustrent parfaitement la signature "mixte" observable dans le cas d'une situation multicouche avec un cirrus fin au-dessus d'un nuage liquide.

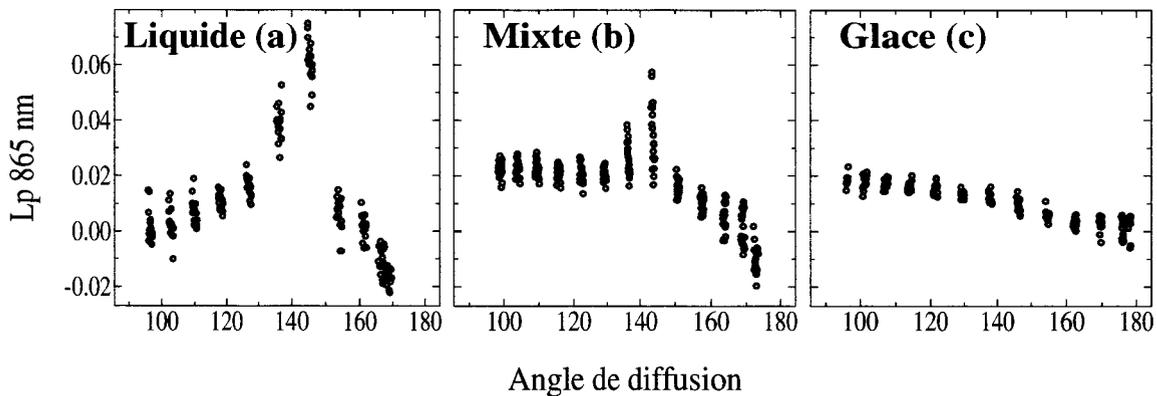


FIG. 4.3 – Signatures observables pour un cas de nuage multicouche en fonction de l'épaisseur optique du nuage de glace présent dans la couche supérieure (observations POLDER au-dessus du site ARM-SGP, le 29 juin 1997).

• Cette analyse détaillée nous a permis de mettre en évidence des cas de nuages de glace présentant des signatures angulaires différentes de celles observables dans la plupart des cas de glace analysés à grande échelle. La différence constatée a, en outre, un impact direct sur notre méthode puisqu'elle peut induire une détermination erronée de la phase du nuage. La figure 4.4 présente les signatures observées pour deux nuages de glace avérés différents (les températures associées aux deux situations permettent d'exclure la possibilité de phase liquide). Les géométries d'observations sont très similaires pour les deux cas ainsi que les conditions d'éclairage solaire. Le cas (b) présente la signature généralement observée au-dessus d'un nuage de glace alors que le cas (a) présente la particularité d'avoir une polarisation angulairement croissante pour  $\Theta_{diff} < 100^\circ$ .

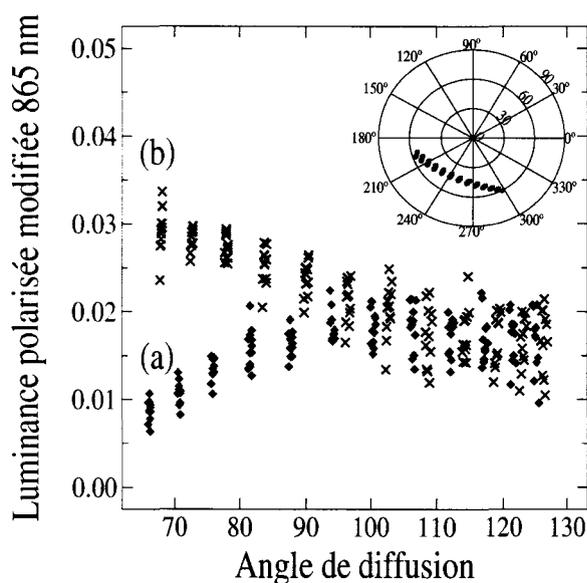


FIG. 4.4 – Signatures observées pour deux nuages de glace avérés. L'une d'elles, (a), présente la particularité d'avoir une polarisation angulairement croissante pour  $\Theta_{diff} < 100^\circ$ .

Les calculs présentés au chapitre 3, pour différents modèles de cristaux, montrent que ces différences sont probablement attribuables à des compositions microphysiques différentes. La prise en compte de ce type de signature est capitale pour notre détection de phase puisque l'observation d'une polarisation croissante avant  $140^\circ$  était considérée, jusqu'alors, comme un indicateur de la phase liquide. Ce résultat nous montre que certaines précautions supplémentaires

doivent être prises pour la mise en place du test sur la pente, en fonction de la plage angulaire accessible.

### 4.1.3 Analyse de données météorologiques synoptiques

Nous avons souligné au cours du second chapitre que l'observation visuelle de la couverture nuageuse ne permettait pas une distinction fiable de la phase de la couche observée. Le problème est encore plus délicat lorsque l'on veut comparer des observations effectuées depuis le sol à des informations obtenues depuis l'espace concernant principalement le sommet du nuage.

Pourtant, les observations effectuées depuis le sol fournissent des indications tout à fait intéressantes concernant la couverture nuageuse et peuvent, par exemple, constituer une base pertinente permettant la validation d'algorithmes de détection nuageuse [Bréon and Colzy, 1998, Visa and Iivarinen, 1997, Derrien et al., 1993]. Dans notre cas, il est difficile d'utiliser ces observations pour une analyse fine, mais nous pouvons néanmoins vérifier la cohérence d'ensemble des résultats obtenus à l'aide de POLDER.

Nous avons considéré, ici, une partie de la base d'observations synoptiques établie par Hahn et al, et fournissant des informations sur la couverture nuageuse observée au dessus de sites continentaux pour les mois de novembre 1996 à janvier 1997.

Les heures de report d'observations synoptiques sont 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 et 21h GMT (Greenwich Mean Time) et la plateforme ADEOS coupe le plan de l'équateur à heure locale constante (10h30). Ces contraintes horaires délimitent des régions pour lesquelles des observations simultanées au passage de POLDER ne sont pas possibles, ce qui restreint la couverture spatiale de nos analyses. De plus, le nombre de stations météorologiques au sol effectuant des reports d'observations, est plus important dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. L'ensemble de ces restrictions ne permet pas une analyse réellement globale (au sens géographique du terme), mais le nombre d'observations disponibles permet de tester la cohérence de notre méthode pour des situations nuageuses variées et relativement bien documentées.

Parmi les nombreuses informations disponibles pour chaque observation, nous avons considéré les indications suivantes :

- le taux de couverture nuageuse totale exprimée en octas de 0 (totalement clair) à 8 (totalement couvert)

- le taux de couverture nuageuse partielle exprimé en octas pour chaque niveau d'altitude (bas, moyen et haut)
- les types de nuages présents pour chaque niveau d'altitude (voir chapitre 1)

Nous avons sélectionné les observations sols pour lesquelles un survol de la plateforme ADEOS était survenu dans un délai de plus ou moins 10 minutes autour de l'heure d'observation synoptique. Pour la comparaison aux données POLDER, nous avons considéré l'indice de phase à l'échelle de 6-7 km. Nous estimons que le champ de vue d'un observateur au sol couvre une zone circulaire d'environ 20 km de rayon. Pour prendre en compte les incertitudes portant sur l'étendue de la zone observée, ainsi que le déplacement possible des nuages entre le moment de l'observation au sol et celui du passage de POLDER, nous avons effectué l'analyse à trois résolutions spatiales différentes. Pour chaque observation, le pourcentage de cas liquide et glace est évalué sur l'ensemble des pixels POLDER nuageux contenus dans une zone de dimension variable centrée sur le lieu du report synoptique. Des zones de 3x3, 9x9 et 15x15 pixels POLDER N1 sont successivement considérées correspondant à des étendues d'environ 10 km, 30 km et 50 km de rayon respectivement. Un indice de phase (liquide ou glace) est finalement attribué en fonction de la phase majoritaire dans la zone.

Nous présenterons successivement les résultats obtenus pour des observations de nuages hauts seuls, puis pour les situations de nuages bas et moyens.

#### 4.1.3.1 Cas des nuages hauts

Les observations reportant des nuages hauts seuls sont les plus directes à analyser puisque la présence de nuages bas ou moyens peut aisément être détectée depuis le sol. La sélection de ce type d'observations permet de disposer de situations simples pour lesquelles les nuages observés doivent être majoritairement des nuages de glace.

Pour les trois mois d'observations disponibles, nous avons pu retenir 1229 reports comportant uniquement des nuages hauts avec des taux de couvertures allant de 1 à 8 octas (Cas 1). Le tableau 4.1 regroupe les résultats obtenus sans distinction sur le taux de couverture. La seconde partie du tableau correspond aux observations présentant une couverture très majoritairement liquide ou glace (Cas 2), c'est-à-dire que nous ne retenons que les reports pour lesquels le pourcentage de glace (resp. liquide) est au minimum deux fois supérieur à celui de liquide (resp.

glace).

Rayon de la zone		10km	30km	50km
Cas 1	Glacé	90.2	91.1	91.5
1229 obs.	Liquide	9.8	8.9	8.5
Cas 2	Glacé	94.1	94.9	96.1
1100 obs.	Liquide	5.9	5.1	3.9

TAB. 4.1 – Répartition des observations de nuages hauts seuls, entre les classes liquide et glace déterminées par POLDER

L'analyse montre que dans plus de 90% des cas de nuages hauts seuls, la détection de phase POLDER déclare une couverture nuageuse majoritairement de glace. De plus, la sélection des observations de type Cas 2 montre que dans la plupart des cas (89.5%), la glace est très majoritairement présente dans la zone considérée.

On peut également remarquer que plus la zone considérée est étendue, plus la probabilité d'observer une couverture de glace majoritaire est importante. Cette légère tendance semble pouvoir être attribuée aux mouvements de la couche nuageuse et à la non-simultanéité des observations synoptiques et de POLDER. En effet, plus la zone d'étude est étendue, plus la probabilité augmente d'observer avec POLDER ce qui a été reporté par l'observateur sol.

Enfin, la proportion de nuages de glace dans les observations de type Cas 2 est encore plus importante que pour celles de type Cas 1 (environ 95% contre 91% respectivement).

La très forte proportion de nuages hauts déclarés en phase glace montre la cohérence globale de l'indice de phase déduit des mesures POLDER. Bien entendu, nous ne pouvons pas ici prétendre que ces résultats valident rigoureusement notre détection de phase. La dénomination de "nuage haut" n'implique pas la présence d'eau sous forme de glace dans le nuage. Comme nous l'avons souligné au chapitre 2, aux basses latitudes, même à des altitudes élevées (8 km) la température peut ne pas être suffisamment faible (250 K) pour permettre la formation de glace au sein d'un nuage. La convection profonde peut également injecter à haute altitude de l'eau liquide et maintenir ainsi une partie du nuage non glacé.

La présence de 5 à 10% de nuages liquides dans la classe de "nuages hauts" n'est donc, a

priori, pas surprenante. Nous avons néanmoins tenu à vérifier si les nuages hauts déclarés liquide par POLDER étaient ou non associés plus particulièrement à un ou plusieurs types de nuages. Nous avons donc analysé la distribution des nuages hauts de glace et liquide en fonction des différents types de nuage que les reports synoptiques peuvent répertorier. Les figures 4.5 (a) et (b) présentent les distributions obtenues.

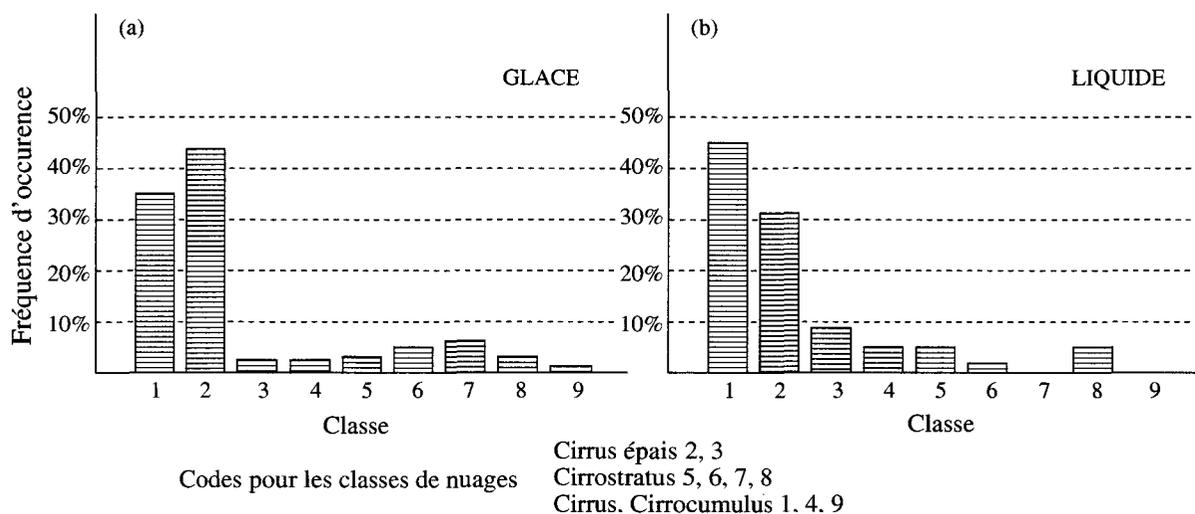


FIG. 4.5 – Répartition des différents types de nuages hauts observés pour (a) des nuages de glace et (b) des nuages liquides.

La distribution des nuages de glace est similaire à celle que l'on obtiendrait en considérant l'ensemble des cas de nuages hauts seuls présents dans l'archive disponible. L'échantillonnage réalisé pour sélectionner des observations simultanées au passage de POLDER n'a donc a priori pas modifié la représentativité des observations vis-à-vis des différents types de nuages.

Il n'apparaît pas, à la vue de ces résultats, que la phase liquide soit plus particulièrement représentée par un type particulier de nuages hauts. Les distributions obtenues ne sont pas suffisamment différentes et la taille de l'échantillon (100 cas liquides disponibles) sans doute trop faible pour permettre de conclure.

#### 4.1.3.2 Cas des nuages bas et moyens

Les observations de nuages bas et moyens sont plus difficiles à analyser car ceux-ci peuvent masquer, partiellement ou totalement, la présence de nuages hauts. Il est donc plus difficile de

s'assurer que l'on observe uniquement des nuages bas ou moyens. La difficulté augmente avec le taux de couverture basse et moyenne puisque celle-ci cache de plus en plus à l'observateur au sol, la couverture haute potentiellement présente. En particulier, si la couverture nuageuse cumulée, basse et moyenne, est totale (8 octas), le taux de couverture au niveau haut ne peut évidemment pas être renseigné et l'observation n'est alors d'aucune utilité pour l'étude présente.

De plus, nous avons souligné en décrivant les limites de notre méthode (chapitre 3), que la détection de phase devenait moins fiable pour les nuages liquides fins lorsque l'épaisseur optique de ces derniers diminuait. Ce problème se manifeste particulièrement pour les pixels partiellement couverts et les bords de nuages et peut se traduire par la déclaration en phase glace d'un nuage liquide.

Ces deux problèmes limitent donc la portée des résultats obtenus pour l'analyse des reports de nuages bas et moyens. Le tableau 4.2 regroupe les résultats obtenus pour différents scénarios de couverture nuageuse (couverture nuageuse variable ; nuages bas et moyens, nuages bas seuls) mais pour lesquelles le report indique l'absence de nuages hauts. Cette dernière condition impose que la couverture nuageuse, basse et moyenne confondues, ne soit pas totale puisque cela empêcherait l'observation de la couche nuageuse supérieure.

Les résultats obtenus pour les différentes configurations envisagées sont particulièrement délicats à interpréter. Étant donné les contraintes indiquées précédemment, nous pouvons néanmoins constater que les répartitions présentées ne sont pas totalement incohérentes (en particulier pour les nuages bas seuls). La seule conclusion que nous puissions tirer de cette étude, est que ce type d'observations n'est pas adapté à la validation de la détection de phase en dehors de certains cas particuliers (nuages hauts seuls).

#### 4.1.3.3 Variabilité spatiale

La non-saturation de la luminance polarisée pour les faibles épaisseurs optiques peut induire des erreurs dans la détermination de la phase pour les bords de nuages ou les couvertures fractionnées. Ce problème se pose avant tout si la détermination de phase est effectuée à pleine résolution. D'autre part, la phase délivrée à la résolution du niveau 2 (environ 9x9 pixels) présente l'inconvénient d'augmenter très fortement le nombre de cas mixtes et induit une perte d'information importante sur les occurrences de nuages de glace ou liquides (voir section suivante).

		zone 3x3	zone 9x9	zone 15x15
Bas et Moyens				
Toute CN	Glacé	41.9	37.7	35.2
2024 obs.	Liquide	58.1	62.3	64.8
CN $\geq 2$	Glacé	38.8	34.0	31.7
1748 obs.	Liquide	61.2	66.0	68.3
CN $\geq 4$	Glacé	33.0	28.7	27.0
958 obs.	Liquide	67.0	71.3	73.0
CN $\geq 6$	Glacé	30.3	26.2	25.4
333 obs.	Liquide	69.7	73.8	74.6
Bas uniquement				
CN $\geq 4$	Glacé	27.0	22.1	20.8
522 obs.	Liquide	73.0	77.9	79.2

TAB. 4.2 – Répartition des observations de nuages bas et moyens seuls entre les classes liquide et glace déterminées par POLDER, pour différents taux de couverture nuageuse (exprimée en octas de 0 à 8)

Lors de l'élaboration des futurs algorithmes de traitement dans le cadre de la préparation à la mission ADEOS II/POLDER 2, la possibilité de délivrer les produits de la chaîne Bilan Radiatif et Nuages (BRN) à une meilleure résolution a été étudiée.

En se basant sur les observations synoptiques, nous avons cherché à évaluer la variabilité spatiale de la phase en considérant, de nouveau, les cas de nuages hauts seuls. Nous avons retenu les observations des nuages hauts associés à un indice "phase glace" déterminé, par POLDER, pour le pixel de niveau 1 localisé sur le point de report. Le rapport du nombre de pixels déclarés liquide (L) sur celui de glace (G) a ensuite été évalué pour des zones de différentes dimensions, centrées sur le report. La figure 4.6 présente l'histogramme cumulé des valeurs prises par ce rapport pour des zones d'études de 20 km<sup>2</sup>, 35 km<sup>2</sup> et 60 km<sup>2</sup>, la dernière correspondant à la résolution du produit BRN N2. Si l'on considère le rapport L/G, on remarque que 80% des observations sur une zone 3x3 sont complètement couvertes de glace contre seulement 70% à la résolution du niveau 2. Ceci semble indiquer que la phase des nuages observés varie sur une échelle spatiale égale ou inférieure à 20 km. La différence nette (10%), observée entre les

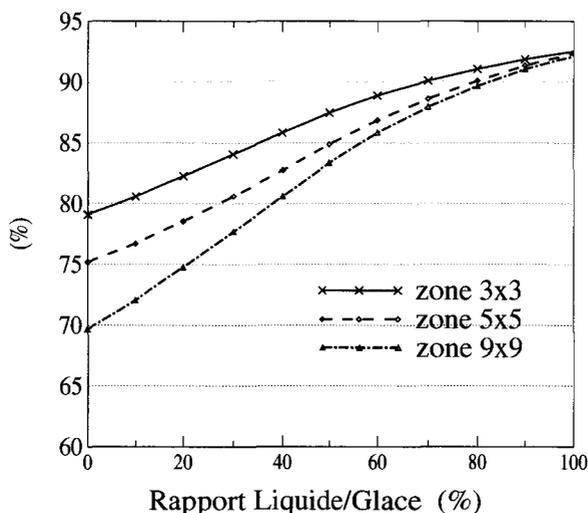


FIG. 4.6 – Histogrammes cumulés du rapport liquide/glace à l'intérieur d'une zone considérée. Les tailles des zones sont indiquées en nombre de pixels  $N1$ .

deux échelles d'observation, montre que l'information spatiale concernant la phase serait mieux préservée à une résolution de 20 km qu'à la résolution initiale de 60 km (ceci n'est pas forcément valable pour tous les paramètres nuageux et devrait être confirmé individuellement pour chaque produit de la chaîne BRN.)

#### 4.1.4 Comparaison à la classification nuageuse METEOSAT

*Sèze et Desbois, [1987]* proposent une méthode de classification de la couverture nuageuse, observée par imagerie satellite, basée sur l'analyse de ses caractéristiques spatiales et temporelles. Cette approche statistique peut s'appliquer aux images METEOSAT, en utilisant les mesures effectuées par ce radiomètre dans les canaux solaires ( $0.4-1.1 \mu\text{m}$ ) et de l'infrarouge thermique ( $10-12 \mu\text{m}$ ). La méthode des "nuées dynamiques" permet d'identifier pour une scène, les nuages présentant des propriétés identiques en terme de variabilité spatiale ou temporelle (principe de l'analyse par clustering). Les classes ainsi obtenues sont ensuite identifiées comme étant représentative de tel ou tel type de couverture nuageuse (haut, bas, épais, fin, etc...).

Nous disposons, pour la comparaison aux données phase POLDER, des données METEOSAT du 10 novembre 1996 et du 26 juin 1997 auxquelles a été appliquée la méthode de classification rapidement décrite précédemment. L'analyse a été effectuée uniquement à partir des observa-

tions obtenues au-dessus des océans<sup>3</sup> et concerne trois orbites POLDER pour le 10 novembre et 5 orbites pour le 26 juin. Nous avons utilisé ici l'indice de phase POLDER obtenu à la résolution de 20 km (3x3 pixels N1) avec la dernière version de l'algorithme que nous avons développé. La figure 4.7 présente les 4 images utilisées dans notre analyse.

Les résultats sont regroupés dans le tableau 4.3 qui présente la répartition des phases liquide, glace et mixte pour chaque classe de nuage METEOSAT et pour chacune des journées analysées.

Les classes 6 à 9 regroupent les nuages fins et très fins qui peuvent correspondre aussi bien à des cirrus qu'à de fins altostratus liquides ou bien encore à des bords de nuages. Il n'est donc pas surprenant de retrouver dans ces classes des proportions sensiblement équivalentes de nuages liquides et de glace.

Les couvertures partielles (classes 10 à 13) présentent une proportion plus importante de phase liquide et mixte, mais une part toujours non négligeable de glace. Pour la classe 11, la part de nuage de glace est particulièrement forte en comparaison des autres classes et ceci pour les deux journées. Ce résultat pourrait s'expliquer, soit par la représentation plus élevée des nuages de glace dans cette classe, soit par les faiblesses de notre méthode dans les cas de couvertures partielles. On sait, en effet, que la non saturation de la luminance polarisée peut parfois conduire l'algorithme à déclarer des nuages liquides fractionnés en glace. L'impossibilité de relier l'homogénéité spatiale à la phase d'un nuage ne permet cependant pas de pousser plus loin l'analyse sans informations complémentaires.

Les scores obtenus pour les nuages bas et moyens sont particulièrement satisfaisants puisque plus de 90% de ces classes sont associés à la phase liquide. L'occurrence de glace pour ces classes est marginale et minimale pour les nuages bas (environ 4%) et augmente légèrement pour les nuages moyens (environ 12%).

La représentation de la phase glace est relativement faible pour les nuages multicouches avec une moyenne inférieure à 6% pour l'ensemble des deux journées, résultat inférieur à celui obtenu pour les cas de phase mixte. Comme nous l'avons déjà signalé, les cas mixtes peuvent être associés à des situations multicouches où un cirrus fin recouvre un nuage liquide plus épais. Il est probable que la classe multicouche METEOSAT regroupe, soit des situations multicouches

---

<sup>3</sup>Ceci pour éviter les problèmes récurrents de détection nuageuse au-dessus des terres affectant potentiellement aussi bien POLDER que METEOSAT

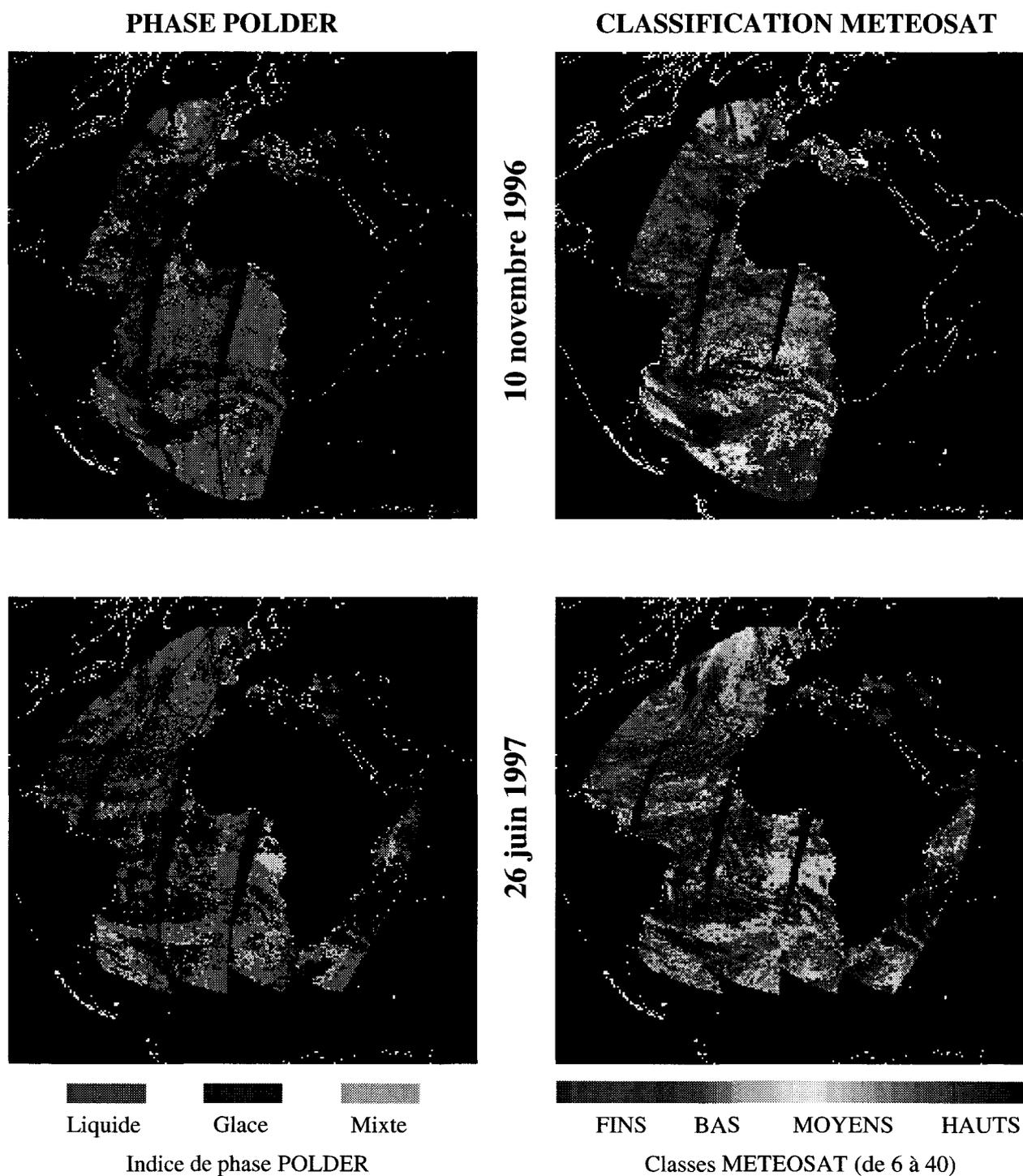


FIG. 4.7 – Cartes POLDER et METEOSAT du 10 novembre 1996 et du 26 juin 1997. Voir texte et tableau 4.3 pour des précisions sur la nomenclature METEOSAT.

Classe METEOSAT	ID	10 novembre 1996			26 juin 1997		
		Glace	Liquide	Mixte	Glace	Liquide	Mixte
Très fins	6	50.8	43.3	5.9	53.9	41.4	4.7
Très fins, cirrus	9	-	-	-	34.8	51.1	14.1
Fin partiel	10	21.4	54.5	24.2	33.6	53.2	13.2
Très partiel	11	45.1	45.5	9.4	40.4	46.1	13.5
Partiel	12	20.9	72.4	6.7	20.4	66.2	13.4
Bas	13	-	-	-	14.9	55.7	29.3
Bas	16	6.4	88.9	4.7	5.6	85.3	9.1
Bas	17	1.3	98.0	0.8	3.7	92.7	3.6
Bas	18	0.6	98.9	0.5	1.8	89.6	8.6
Bas	19	-	-	-	1.4	71.2	27.4
Bas	20	-	-	-	1.3	95.2	3.5
Moyen	21	12.4	80.3	7.3	24.1	72.2	3.8
Moyen	22	2.2	96.1	1.6	7.7	90.5	1.8
Multicouche	26	4.8	88.4	6.8	4.8	86.6	8.6
Multicouche	27	5.8	89.4	4.8	2.1	96.3	1.5
Multicouche	28	-	-	-	26.4	57.4	16.2
Cirrus Fins	31	49.0	39.4	11.6	62.3	30.6	7.08
Cirrus	32	65.5	26.9	7.6	37.2	45.2	17.7
Cirrus	33	55.0	33.8	11.2	49.0	46.1	4.6
Cirrus	34	55.8	28.2	16.0	46.0	49.6	4.4
Cirrus épais	35	49.8	44.4	5.8	-	-	-
Hauts épais	36	11.8	84.5	3.4	54.4	31.1	14.5
Hauts épais homogènes	40	69.4	24.6	6.0	73.4	21.9	4.6

TAB. 4.3 – Répartition (en %) des nuages de Glace, Liquide et Mixte déclarés par POLDER en regard des types de couverture dérivée de METEOSAT pour les journées du 10 novembre 1996 et du 26 juin 1997

monophases (moyen sur bas par exemple), soit des cas de cirrus très fins au-dessus de nuages liquides. Dans ce dernier cas, pour les cirrus d'épaisseur optique faible, l'arc à  $140^\circ$  peut être seulement (très) légèrement atténué, et le nuage peut être déclaré liquide par POLDER. METEOSAT disposant de canaux thermiques, il est plus sensible aux nuages fins d'altitude et peut

donc détecter correctement la présence de ces cirrus. Ces différences de sensibilité peuvent expliquer en partie que des situations déclarées multicouches par METEOSAT soient néanmoins associées principalement à la phase liquide par POLDER.

Les résultats obtenus pour les classes de cirrus (31 à 35) et de nuages hauts (36 et 40) sont de loin les plus surprenants puisque presque 40% de ces observations sont déclarés comme des nuages liquides par POLDER. On peut avancer trois raisons pour expliquer ces résultats. Tout d'abord, la présence de particules de glace sphériques pourrait biaiser notre méthode puisque nous avons émis l'hypothèse que les particules sphériques étaient des gouttes liquides. Ceci n'est néanmoins pas en accord avec les observations in situ les plus récentes, des formes de cristaux de glace. La seconde raison est que l'utilisation de canaux thermiques ne permet pas de distinguer de manière non ambiguë la phase d'un nuage. La classification METEOSAT repose en partie sur la température du nuage pour attribuer la classe. La persistance d'eau surfondue à des températures aussi basses que 240-250 K peut cependant fausser l'interprétation d'une telle classification. Enfin, il est possible que nombre de situations multicouches soient "vues" par METEOSAT comme des cirrus, alors que POLDER les considère toujours comme des nuages liquides si le cirrus est suffisamment fin. Cette hypothèse peut être soutenue par les occurrences relativement élevées de cas mixtes pour les classes considérées.

Finalement, cette analyse nous permet de montrer la cohérence de la détection de phase dans le cas des nuages bas et moyens, ce qui complète parfaitement les résultats obtenus pour les nuages hauts à partir des observations synoptiques. L'analyse des cas de cirrus et de nuages hauts, nécessiterait, quant à elle, l'apport d'informations nouvelles (données METEOSAT supplémentaires ou autres instruments), et nous ne pouvons conclure en l'état actuel, même si ces classes demeurent majoritairement associées à la phase glace.

## 4.2 Evolution zonale et temporelle de la phase des nuages

En plus du produit phase de niveau 2, nous avons traité l'ensemble de l'archive POLDER pour produire les jeux de données à pleine résolution et au niveau N3x3. Nous disposons donc pour les analyses statistiques, de trois jeux de données "phase" élaborés à trois résolutions spatiales (N1, N3x3 et N2) par des algorithmes sensiblement différents. Les algorithmes utilisés pour le N1 et le N3x3 s'appliquent à l'ensemble des mesures disponibles pour le (super-)pixel et déterminent un indice de phase pour l'ensemble du (super-)pixel (figure 4.8). La décision se

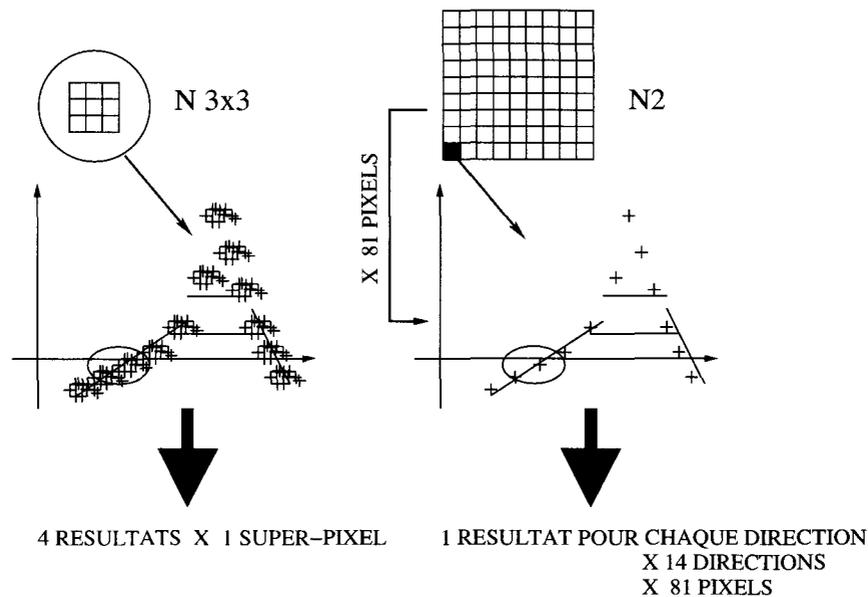


FIG. 4.8 – Principes d’application des tests de l’algorithme de phase pour une détermination au niveau N3x3 (application et décision globale) et au N2 (application individuelle et décision statistique).

fait en prenant en compte quelles sont les informations disponibles et lesquelles ne le sont pas. En ce sens, on peut qualifier ce schéma de décision “d’adaptatif” puisqu’il prend en compte les conditions d’observations effectives comme un facteur de décision. La méthode utilisée par l’algorithme N2, consiste à déterminer un indice pour chaque direction de visée disponible du super-pixel et à prendre ensuite la décision sur des critères statistiques. Les tests appliqués sont sensiblement les mêmes pour chaque algorithme et ce sont surtout la résolution de l’indice final et la méthode de décision qui diffèrent d’une version à l’autre. Notons qu’historiquement, le premier jeu de données phase POLDER complet (8 mois) a été le jeu N2, puis le N1 et finalement le N3x3, ces deux derniers ayant finalement été élaborés en prenant en compte la détection nuageuse du N2 originelle. Le tableau 4.4 regroupe les caractéristiques principales des produits phase N1, N3x3 et N2 et des algorithmes associés.

Nous allons dans un premier temps montrer l’impact de la résolution sur le produit phase en comparant les cartes globales d’indices qui leur sont associées, ce qui nous permettra de mettre en évidence les améliorations apportées, en terme de représentativité de l’indice de phase, lorsque l’on passe du N2 au N3x3.

		N1	N3x3	N2	
TESTS APPLIQUES	ARC	O	O	O	
	INVERSION	O	O	N	
	PENTE	avant 140°	O	O	O
		après 140°	N	N	O
	DISPERSION	avant 140°	N	N	O
		après 140°	O	O	O
Résolution		~7 km	~20 km	~60 km	
Principe de décision		Adaptatif	Adaptatif	Statistique	
Principales limitations		Bords de nuages Précision du recalage des mesures	Epaisseur optique du nuage	Cas mixtes horizontaux Résolution mal adaptée	

TAB. 4.4 – Bilan des principales différences entre les produits phase N1, N3x3 et N2.

Dans un deuxième temps, nous utiliserons les cartes de phase obtenues à la résolution 20km, pour décrire les variabilités spatiales et temporelles de la phase des nuages à l'échelle du globe.

L'ensemble des fréquences d'occurrence des trois types de nuages (liquide, glace et mixte) obtenues à partir des trois jeux de données est disponible en annexe D, et nous ne présenterons ci-après, que les points les plus remarquables.

#### 4.2.1 Impact de la résolution

Le changement de résolution a un impact direct sur la fréquence d'occurrence des cas mixtes (voir figures 4.9 et 4.10). Cette dernière est très élevée au N2 (environ 20%) et même légèrement supérieure à celle des nuages de glace. A la résolution de 60 km (N2), les cas mixtes "spatiaux"<sup>4</sup> sont fréquents et il n'est pas possible de les différencier des cas multicouches. Cette résolution trop faible pour l'indice de phase provoque une perte d'information quant aux fréquences d'occurrence de nuages de glace. Il apparaît assez clairement que le passage à une résolution plus fine (20km ou 6km) permet de diminuer le nombre de cas mixtes spatiaux et de restituer de

<sup>4</sup>Spatiaux, au sens de variabilité horizontale, est ici employé en opposition aux cas mixtes verticaux, ie. les cas multicouches

l'information sur les occurrences de nuages de glace et liquide. Ainsi, les fréquences d'occurrence de cas mixtes ne sont plus que de 6-7% au N1 et 7-8% au N3x3. On voit également que le passage du N3x3 au N1 ne provoque pas de changement aussi radical que celui du N2 au N3x3, ce qui confirme que la résolution du N2 était mal adaptée à la variabilité spatiale de la phase des nuages.

Nous pouvons de plus constater que les fréquences d'occurrences de nuages liquides pour le N1 sont inférieures de 3 à 4% à celles du N3x3, alors qu'elles sont sensiblement identiques pour le N2 et le N3x3. Cette constatation pourrait confirmer le fait que l'algorithme, appliqué à pleine résolution, tend à déclarer trop facilement les bords de nuages liquides comme des nuages de glace. Il est également probable que des cas mixtes spatiaux soient classés liquides au N3x3 lorsque la phase glace est minoritaire au sein du super-pixel.

Notons finalement que les remarques précédentes s'appliquent également lorsque l'on considère les deux hémisphères séparément ou bien encore si l'on distingue les résultats obtenus au-dessus des terres et des océans.

Cette analyse montre que les cartes élaborées à 20 km de résolution sont les plus aptes à reproduire les variabilités réelles de la phase des nuages à l'échelle globale. Signalons également que l'expérience acquise sur l'analyse des données multidirectionnelles POLDER au cours de ce travail, nous permet d'affirmer que l'algorithme utilisé pour produire l'indice phase N3x3 est un très bon compromis entre deux contraintes. La première contrainte concerne la fiabilité de l'indice phase obtenu. Les études de validation montrent que le traitement d'une signature angulaire comme un seul et unique objet est un avantage par rapport à l'approche qui utilise les mesures directionnelles individuellement (approche type algorithme N2). La seconde contrainte concerne la résolution du produit. Nous avons montré que le N3x3 permet de conserver les informations liées à la variabilité de la phase des nuages (contrairement au N2), tout en limitant les problèmes liés à l'utilisation de la pleine résolution (bruit de recalage des mesures, sensibilité aux bords de nuages).

#### 4.2.2 Variabilité zonale et temporelle

Les résultats présentés dans cette partie concerne l'indice de phase déterminé à la résolution 20km. Nous nous limitons à une analyse entre 60° Sud et 60° Nord pour éviter les problèmes de détection nuageuse récurrents au-dessus des surfaces enneigées et des glaces de mer.

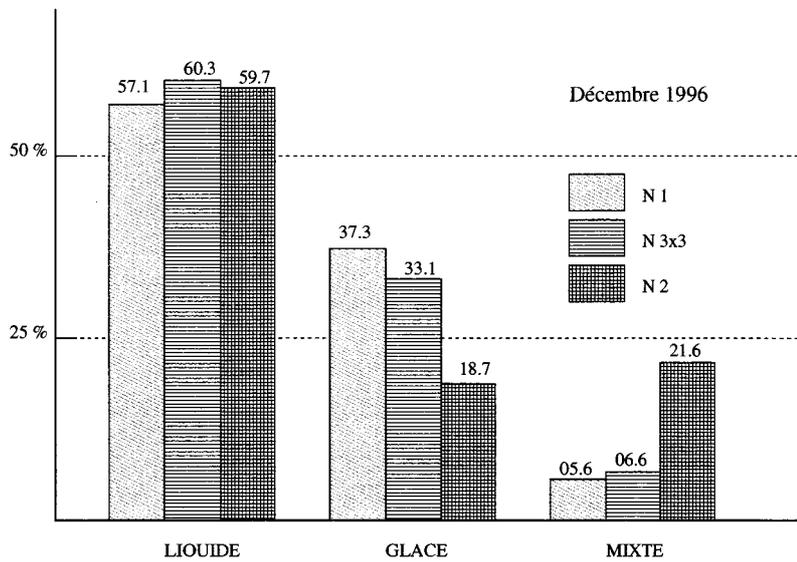


FIG. 4.9 – Pourcentages de nuages de glace, liquides et mixtes pour le mois décembre 1996, pour un indice de phase déterminé à trois résolutions différentes.

**Cas mixtes :** Nous avons vu, en présentant les modélisations effectuées dans différentes situations nuageuses, que l'indice de phase mixte devait correspondre principalement à des cas multicouches. Ceci implique en particulier la présence d'un nuage de glace plus ou moins épais dans la couche supérieure de la troposphère. Nous avons également vu que des colonnes pures compactes ( $Q=1$ ) pouvaient présenter une signature angulaire difficile à analyser et pouvant passer pour un cas mixte. Un cas mixte est donc a priori associé à la présence de glace. Nous présenterons donc les fréquences d'occurrence de nuages de glace ainsi que les fréquences de nuages de glace et mixtes confondus. La deuxième valeur donnera ainsi une limite supérieure aux fréquences de nuages de glace observés par POLDER.

La figure 4.11 présente les variations zonales des proportions de nuages de glace et des cas mixtes entre  $60^\circ$  S et  $60^\circ$  N pour les huit mois d'observation de POLDER-1. Ces chiffres correspondent à la répartition en moyenne zonale de l'ensemble des observations nuageuses entre les cas liquides, de glace et mixtes. Pour cette figure, la part de nuages liquides est donc le complément à 100% de la courbe 2 (glace + mixte).

Les figures 4.14 et 4.15 représentent la distribution géographique des fréquences d'occurrence absolues de nuages de glace. Les fréquences sont calculées par rapport au nombre total d'observations (claires et nuageuses confondues).

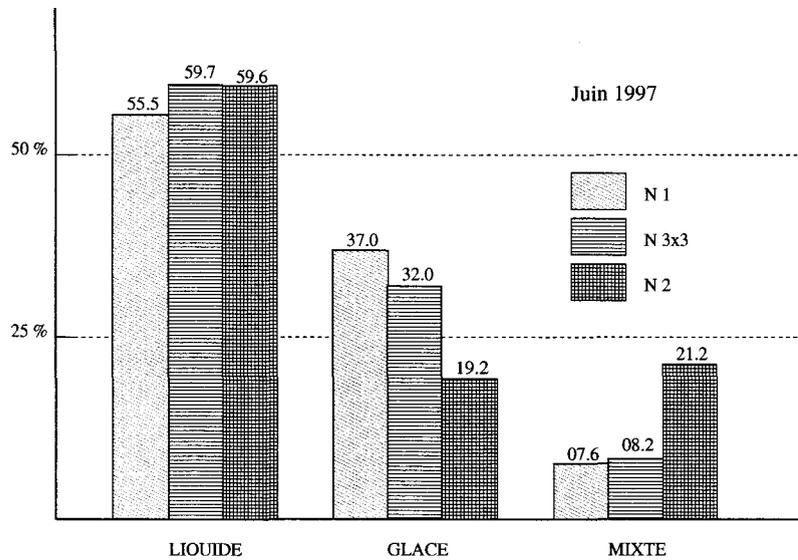


FIG. 4.10 – Idem que Figure 4.9, pour le mois de juin 1997

**Variations zonales :** Comme nous pouvons nous y attendre, le maximum d'occurrence de nuages de glace se situe sur la zone de convergence intertropicale (ITCZ) et le déplacement de ce maximum suit les variations saisonnières de l'ITCZ. La forte proportion de nuages de glace dans ces régions s'explique par l'intense activité convective qui injecte de l'eau dans la haute troposphère, favorisant ainsi la formation de nuages hauts et glacés. Deux minima sont présents à  $\pm 20^\circ$  de latitude (tropiques). Ces minima sont d'ailleurs très nettement discernables sur les cartes, en particulier dans l'hémisphère sud pour les zones au large des côtes de l'Angola et à l'ouest de l'Amérique du sud. Ces régions de fortes occurrences de stratocumulus sont par ailleurs bien connues des climatologies de nuages.

**Répartition par hémisphères :** Dans l'hémisphère Nord, le maximum d'occurrence, pour les cas mixtes et glace confondus, apparaît entre décembre et février, associé à l'hiver boréal. Le minimum est, lui, observable en juin. Dans l'hémisphère sud, les variations sont inversées, suivant correctement l'hiver et l'été austral (voir figure 4.13).

Si les variations sont importantes dans chaque hémisphère (jusqu'à 10%) entre les différents mois de l'année, la répartition à l'échelle du globe est relativement stable avec environ 60% de nuages liquides, 33% de nuages de glace et 7% de cas mixtes.

**Répartition et variations Terre/Océan :** Les différences entre terre et océan sont principalement observables dans l'hémisphère nord. Les variations des fréquences de nuages de glace au-dessus de la terre sont beaucoup plus importantes (jusqu'à 13.5%) qu'au-dessus des océans (7.4% maximum). Il est fort probable que la capacité thermique des océans joue ici un rôle régulateur important, contrairement aux surfaces terrestres pour lesquelles les variations de températures sont très importantes entre l'été et l'hiver. La répartition géographique et l'étendue des surfaces continentales dans l'hémisphère nord doit également permettre l'installation de différences terre/océan qui ne sont pas observables dans l'hémisphère sud où la répartition et l'étendue des continents sont très différentes (proportion d'océans beaucoup plus importante). De manière générale, nous constatons une plus forte présence des nuages de glace au-dessus des terres qu'au-dessus des océans. Cette constatation est à rapprocher de résultats climatologiques tels que ceux déduits des données synoptiques Warren et al, et qui montrent une plus forte présence des nuages hauts au-dessus des terres que des mers.

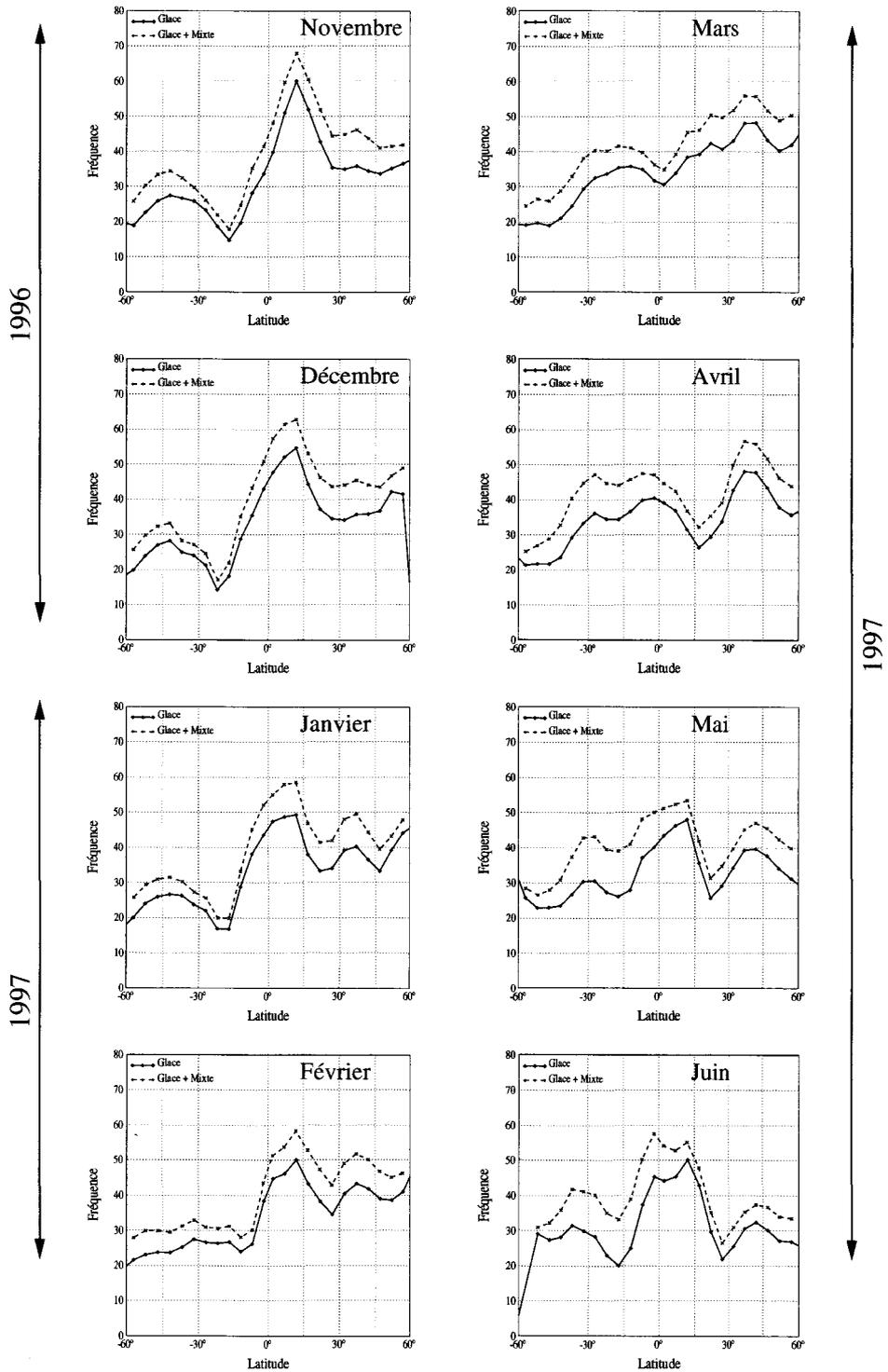


FIG. 4.11 – Distribution zonale des proportions de nuages de glace et de cas mixtes, selon POLDER, de novembre 1996 à juin 1997.

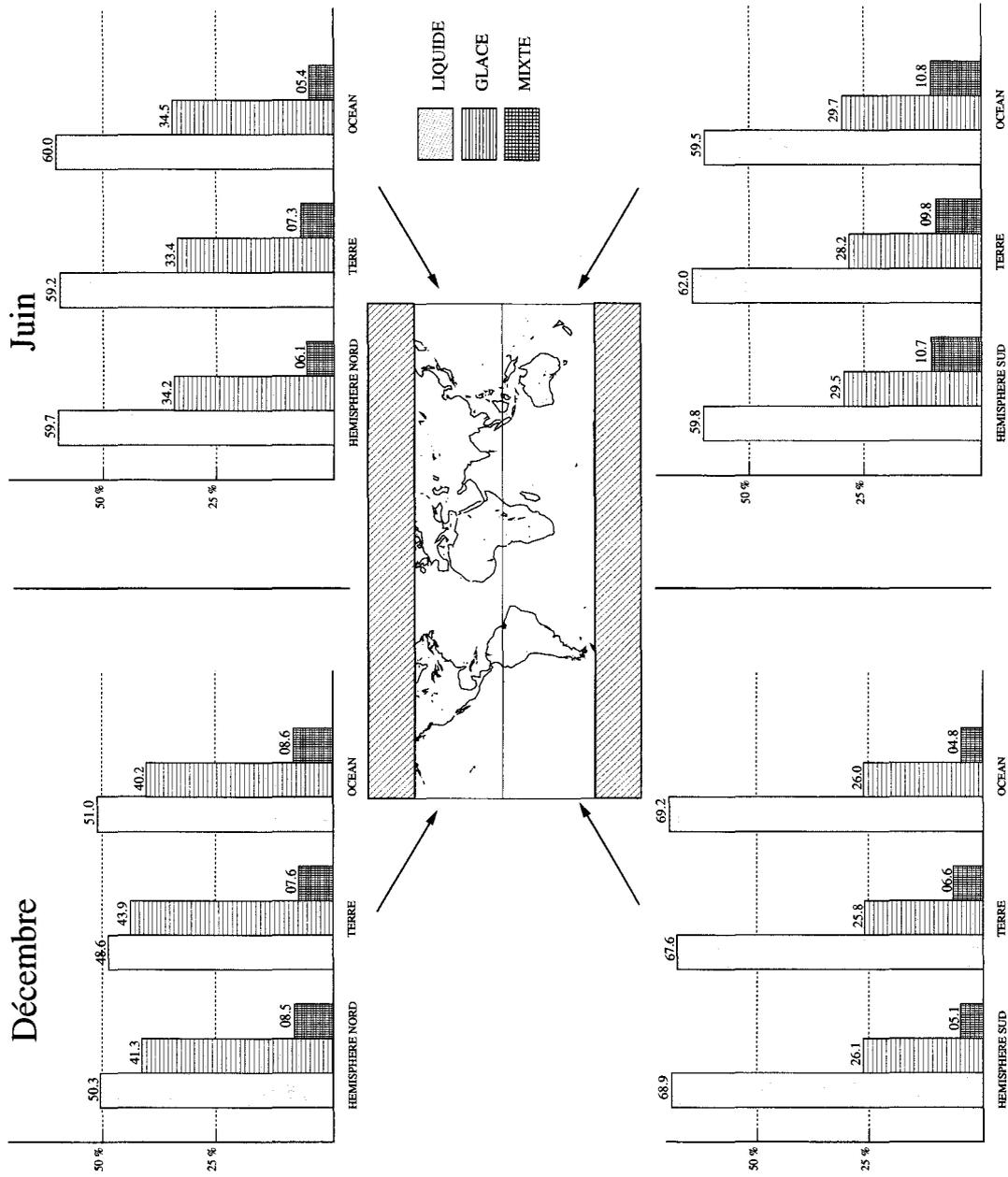


FIG. 4.12 – Distribution par hémisphère (sur terres et océans) des nuages de glace, liquide et mixte, pour les mois de décembre 1996 et juin 1997.

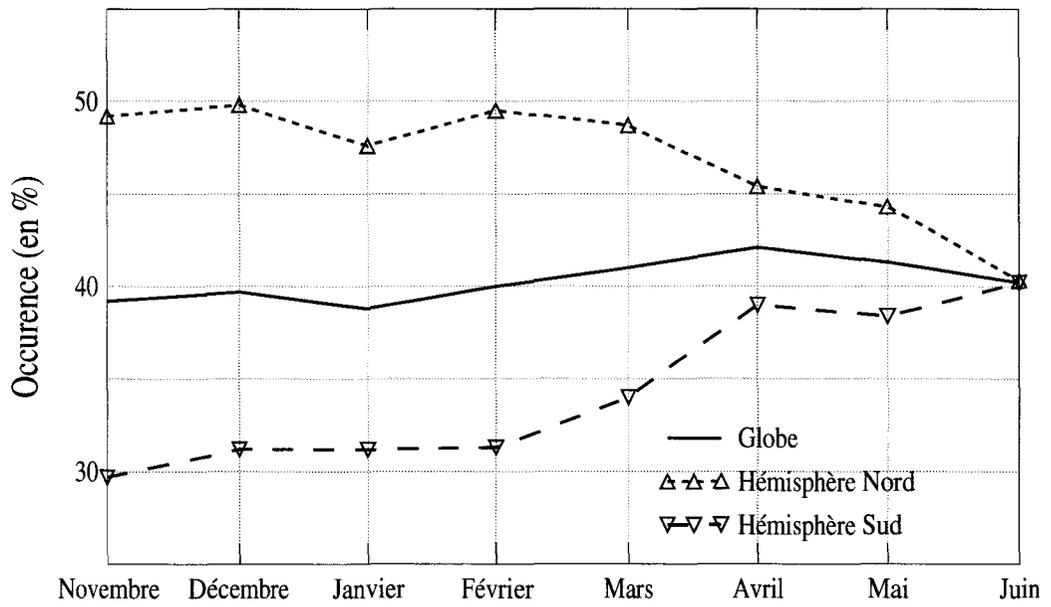


FIG. 4.13 – Variations du pourcentage de nuages de glace et mixtes au cours de la période du 11/1996 au 06/1997 en moyenne globale, et par hémisphère.

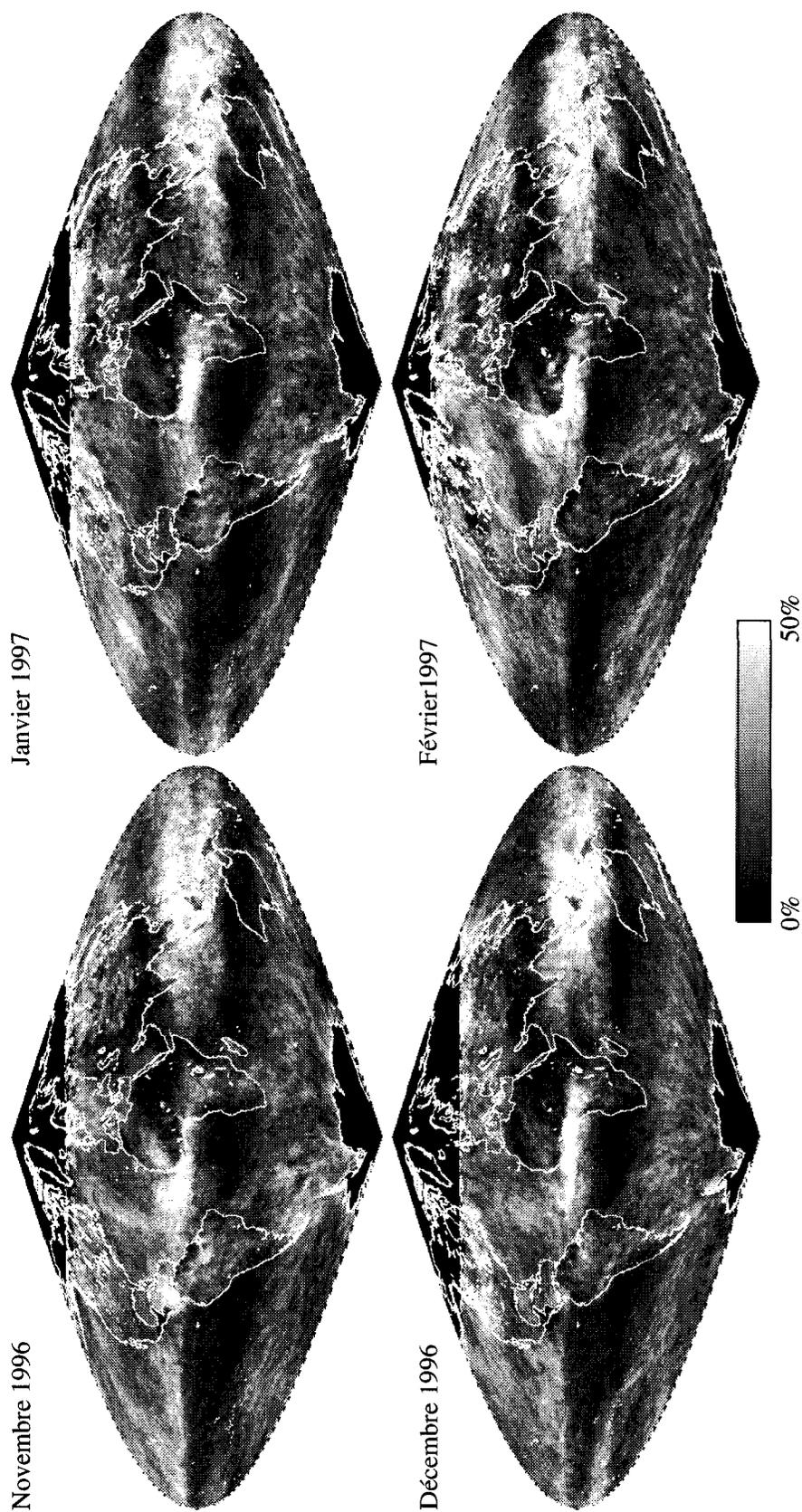


FIG. 4.14 – Fréquences d'occurrence des nuages de glace pour les mois de Novembre 1996 à Février 1997 déduites des mesures POLDER. Résolution : 20 km × 20 km

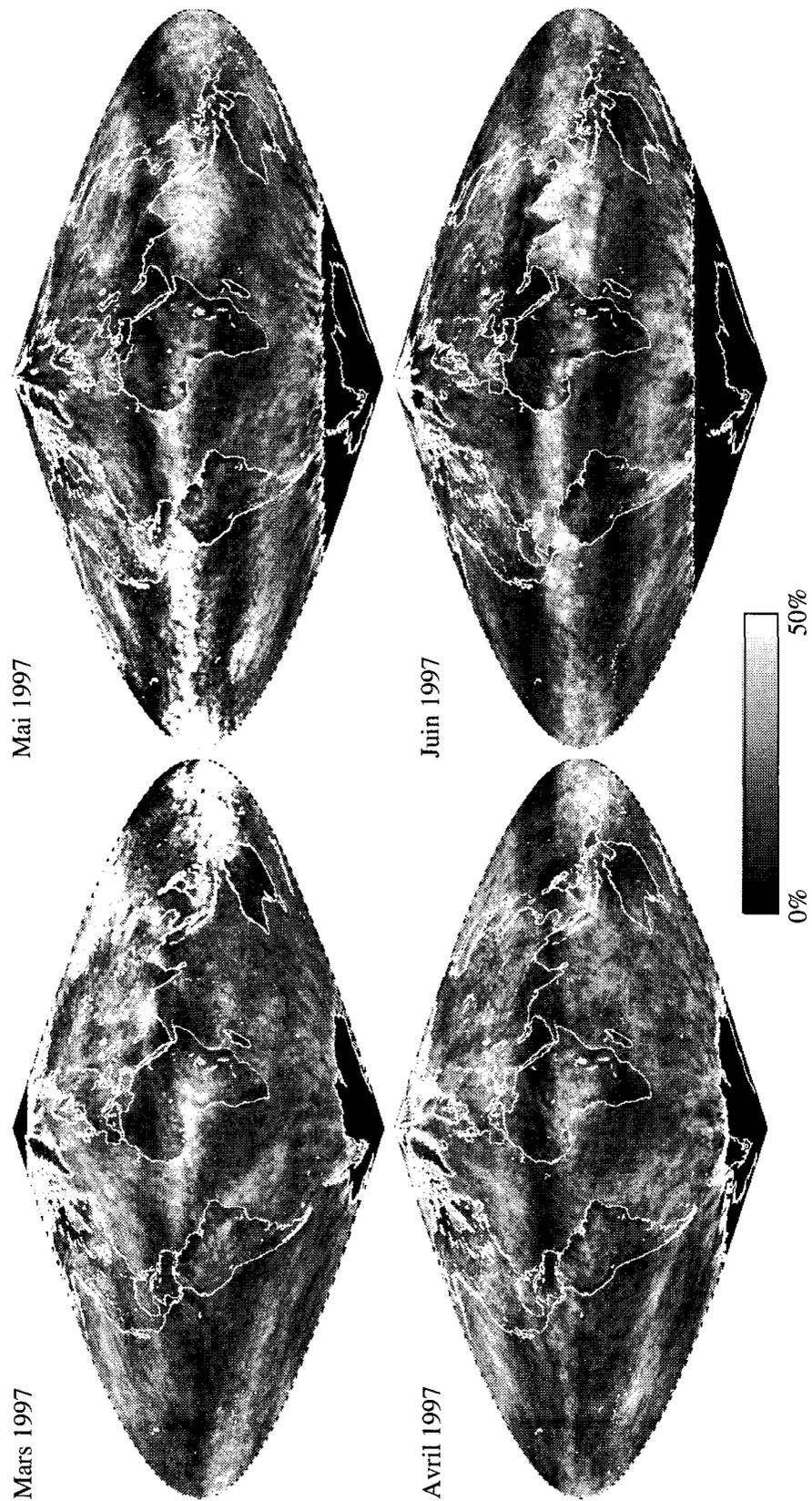


FIG. 4.15 – Fréquences d'occurrence des nuages de glace pour les mois de Mars 1997 à Juin 1997 déduites des mesures POLDER. Résolution : 20 km × 20 km

## 4.3 Comparaisons aux climatologies existantes

### 4.3.1 Méthodologie

Nous avons vu au cours du chapitre 2 que des méthodes existaient pour déterminer la phase des nuages à partir d'instruments tels que l'AVHRR ou l'ATSR. Cependant, aucune climatologie de la phase des nuages n'a été élaborée à ce jour à partir de ces instruments. Si nous voulons comparer les résultats obtenus par POLDER à des climatologies existantes, nous devons donc interpréter les résultats de ces climatologies de nuages en terme de phase thermodynamique. Nous l'avons fait en considérant les statistiques de couverture nuageuse dérivées d'ISCCP [Rossow et al., 1996] et d'HIRS [Wylie and Menzel, 1999].

Ces climatologies fournissent des informations sur l'altitude de la couche nuageuse. Le principe de notre analyse consiste à estimer à partir de ces données, des fréquences d'occurrence de nuages "froids" que nous supposons être constitués de glace. Pour cela, nous utilisons les réanalyses du Centre Européen ECMWF (données exogènes complétant les données POLDER) pour estimer la température du nuage en fonction de son altitude. Les fréquences d'occurrence des nuages pour différents niveaux d'altitude sont déduites directement des climatologies ISCCP ou HIRS. Finalement, une interpolation linéaire entre deux niveaux d'altitudes nous permet d'estimer la fréquence d'occurrence de nuages plus froids qu'une température seuil. Nous présentons dans la suite les résultats obtenus pour un seuil fixé à 240 K. Ce seuil correspond à celui mis en évidence par des études récentes de Riedi et al, et Giraud et al, et apparaît également dans la littérature, dans des analyses concernant la phase des nuages [Hutchison et al., 1997].

### 4.3.2 Comparaisons aux données ISCCP

Nous avons appliqué la méthodologie décrite précédemment pour comparer les fréquences de nuages de glace observées par POLDER aux fréquences de nuages froids déduites des données ISCCP. Le Projet International de Climatologie Satellitaire des Nuages (ISCCP) a été établi en 1982 [Schiffer and Rossow, 1983] et a pour objectif d'établir une climatologie globale de la couverture nuageuse. Les analyses sont effectuées à partir de données radiométriques fournies par des satellites géostationnaires (METEOSAT, GMS et GOES) et l'instrument AVHRR embarqué sur un satellite à orbite polaire de la série NOAA. Les données radiométriques disponibles (voir

	NOAA	METEOSAT	GOES	GMS
IR ( $\mu\text{m}$ )	10.3 - 11.3	10.5 - 12.5	10.5 - 12.5	10.5 - 12.5
	11.5 - 12.5			
VIS-PIR ( $\mu\text{m}$ )	0.58 - 0.6	0.4 - 1.1	0.55 - 0.75	0.55 - 0.75
	0.725 - 1			
Résolution (km)	1.1	5	6.9	5

TAB. 4.5 – Canaux VIS-PIR et IR disponibles sur les radiomètres utilisés dans le cadre du projet ISCCP, et résolutions spatiales des instruments

tableau 4.5) fournissent des informations dans le visible ( $0.6 \mu\text{m}$ ) et l'infrarouge ( $11 \mu\text{m}$ ).

Les différentes étapes du traitement des données pour l'établissement de la climatologie sont décrites dans *Rossow et Garder* [1985], *Rossow et al* [1988, 1991 et 1996] . Dans un premier temps, les données sont échantillonnées spatialement et temporellement pour produire un jeu de données calibrées et géoréférencées à la résolution de 30 km. L'échantillonnage temporel est lui ramené à 3 heures. Cet ensemble de données constitue le jeu ISCCP B3.

Ce jeu de données B3 est ensuite utilisé pour produire la climatologie (jeux C1/D1) en effectuant une détection nuageuse puis une analyse de la couverture nuageuse ainsi obtenue. Cette dernière étape s'effectue à partir des luminances visibles et infrarouges en chaque pixel, et d'un modèle de transfert radiatif et de données exogènes (profils d'humidité, de température ...) permettant d'associer à un pixel nuageux une altitude et une épaisseur optique.

Pour chaque pixel de maille D1 de 280 km x 280 km, des quantités telles que le pourcentage de couverture nuageuse à certains niveaux de pression et pour certaines épaisseurs optiques sont ensuite calculées. Ceci permet d'établir une climatologie de la couverture nuageuse pour laquelle sont définies 6 classes "visible" associées à l'épaisseur optique du nuage (VIS) et 7 classes "infrarouge" (IR) associées à son altitude. La figure 4.16 décrit les classes de nuages définies pour la version D1 de la classification ISCCP.

Nous avons considéré pour notre étude la version D1 des données ISCCP [Doutriaux-Boucher and Sèze, 1998]. Cette version apporte des améliorations notables par rapport à la version précédente (C1) puisqu'elle introduit un traitement différencié des nuages liquides et des nuages de glace. Pour les nuages liquides, un modèle de gouttelettes d'eau, de rayon effectif  $r_{eff} = 10 \mu\text{m}$ ,

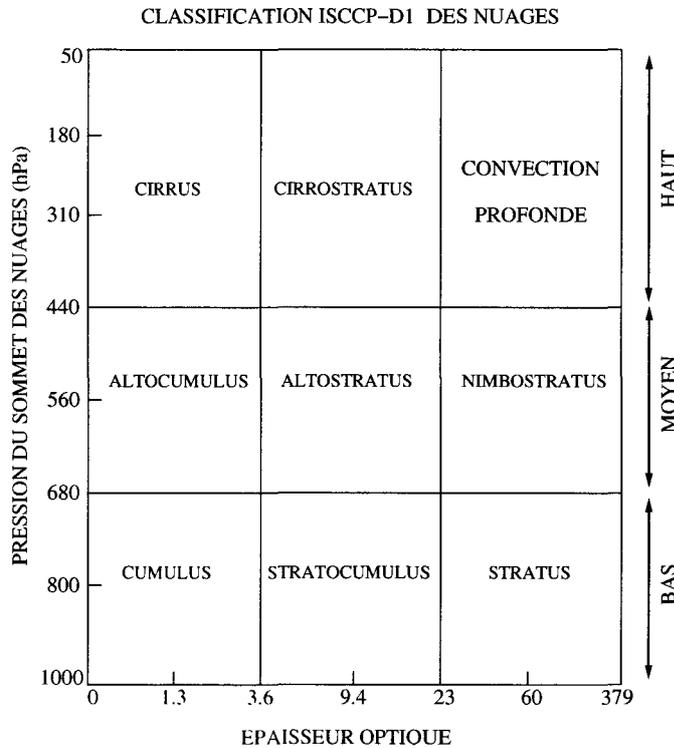


FIG. 4.16 – Classification ISCCP des nuages en fonction de leur épaisseur optique et de la pression à leur sommet - Nomenclature applicable aux données ISCCP révision D1

est utilisé alors que le polycristal de Macke, défini au chapitre 3, sert pour la représentation des nuages de glace. Cependant, la sélection des nuages de glace s'effectue à partir d'un seuil en température placé à 260 K qui peut paraître contestable compte tenu d'études récentes sur la relation entre la phase et la température du sommet du nuage. De plus, les nuages *hauts* (tels que définis dans la nomenclature ISCCP) sont automatiquement classés en phase glace, ce qui peut introduire des biais systématiques dans les analyses de systèmes nuageux convectifs dans les régions intertropicales.

Outre ce changement majeur, des améliorations dans la détection des nuages et dans les restitutions d'épaisseurs optiques et d'altitude contribuent à des différences sensibles entre les jeux C1 et D1. Une revue des modifications et des différences entre les jeux C1 et D1 a été effectuée par Doutriaux [thèse 1997] et Doutriaux et al [1999].

Les résultats présentés ici correspondent à l'analyse des données ISCCP-D1 d'avril 1990 à mars 1991, celles correspondant à la période POLDER n'étant pas disponibles mi-2001. Nous

avons déterminé les fréquences d'occurrence de nuages froids ( $T < 240$  K), à partir des fréquences de nuages à 310 hPa et 440 hPa en utilisant la méthode d'interpolation décrite dans la section "Méthodologie". Les données POLDER considérées sont les données de niveau 2 (60km x 60km) <sup>5</sup>.

Les fréquences d'occurrence analysées ici correspondent aux fréquences de nuages de glace relativement à la couverture nuageuse totale. Les cas mixtes ont été exclus de l'analyse car douteux à la résolution du N2. Ainsi la somme des fréquences d'occurrence des nuages de glace et liquides vaut toujours 100% pour les données POLDER. De même, pour les données ISCCP, les fréquences de nuages froids sont exprimées relativement à la couverture nuageuse totale.

Afin de contourner les problèmes liés à la détection des nuages au dessus des surfaces enneigées<sup>6</sup> (pour POLDER comme pour ISCCP), nous avons restreint l'analyse à la zone comprise entre  $\pm 60^\circ$  de latitude.

La figure 4.17 présente les résultats obtenus pour cette comparaison entre les données POLDER-N2 et ISCCP-D1. La figure présentée ici, correspond aux résultats publiés en 2000 par Riedi et al.

Bien que l'analyse porte sur des années différentes, les principales caractéristiques des variations latitudinales sont semblables dans les deux jeux de données considérés. Les maxima et minima d'occurrence sont convenablement localisés sauf en décembre et février pour lesquels nous observons un décalage du maximum associé à l'ITCZ. De manière générale, POLDER sous-estime les occurrences de nuages de glace dans l'hémisphère sud entre  $40^\circ$  S et l'équateur pour les mois de novembre à février, alors qu'il les surestime dans l'hémisphère nord pour la même période. Les différences observées portent plus sur l'amplitude des fréquences que sur le comportement zonal des variations. Les mois de mai et juin présentent un bon accord entre les deux jeux de données.

---

<sup>5</sup>L'analyse des données ISCCP ayant eu lieu avant la disponibilité des données POLDER N3x3, nous présentons ici les résultats publiés dans l'article GRL de Riedi et al, 2000.

<sup>6</sup>La détection nuageuse au-dessus de surfaces enneigées (neige ou glace de mer) est également très sensible à l'indice neige/glace fourni par les données météo ECMWF et utilisé pour la détection nuageuse POLDER.

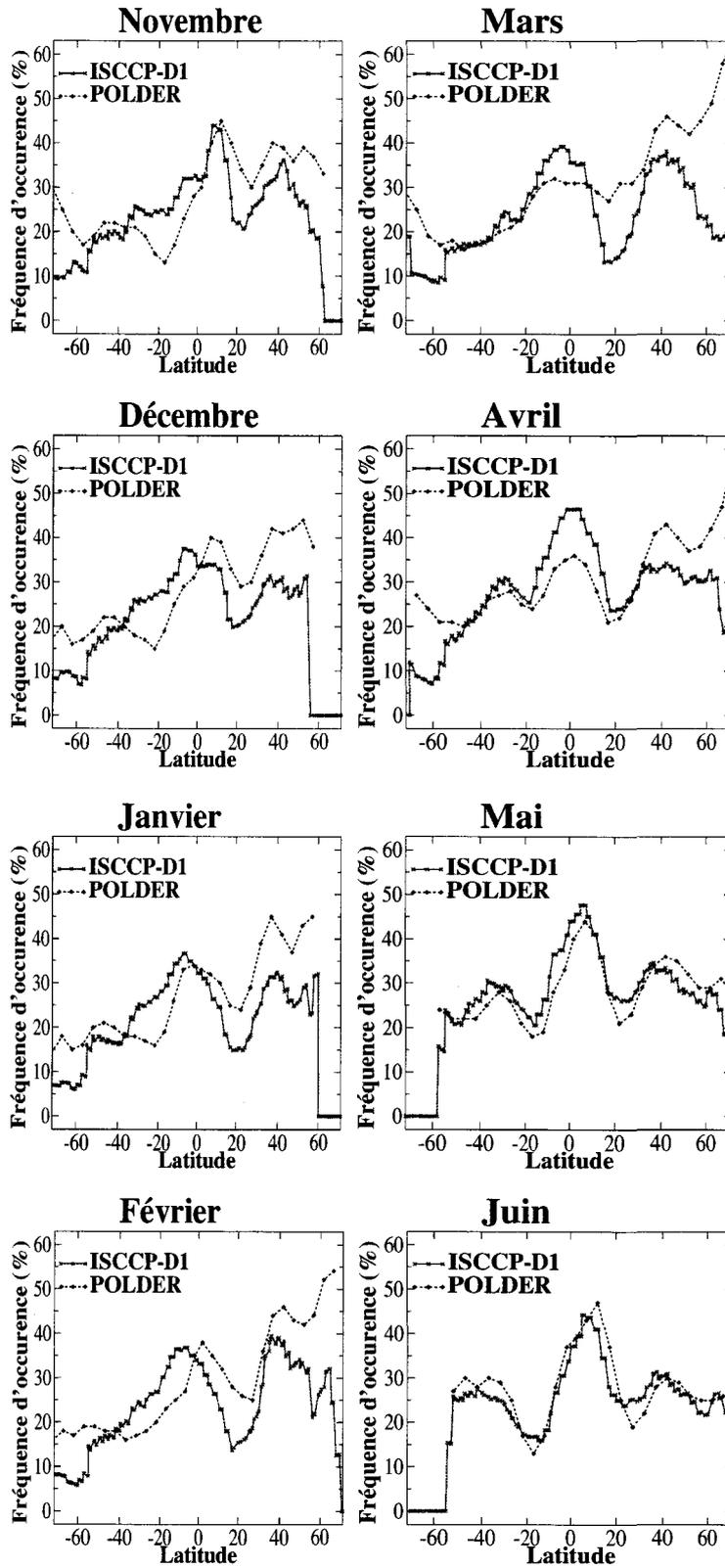


FIG. 4.17 – Comparaison des fréquences d'occurrence zonales de nuages de glace (POLDER - 1996/1997) et de nuages "froids" ( $T < 240$  K, ISCCP - 1991/1992) pour les mois de novembre à juin.

Les principales limitations associées à notre analyse portent sur :

1. les périodes différentes d'acquisition des données POLDER et ISCCP. L'analyse est sujette aux variations inter-annuelles que nous n'avons pas mises en évidence ici. Une analyse de la variabilité inter-annuelle de la couverture de nuages froids, basée sur plusieurs années de données ISCCP, pourrait permettre de mieux cerner ses variations naturelles et d'expliquer certaines différences mises en évidence dans cette comparaison.
2. les résolutions différentes des instruments utilisés pour produire ces statistiques. L'étude de Wylie [1998] montre que la sensibilité du capteur ainsi que son champ de visée ont un impact sur le taux de couverture nuageuse obtenu à partir de capteurs spatiaux. Le grand champ de POLDER ainsi que ses capacités multidirectionnelles sont un avantage certain pour la détection des nuages, mais se trouvent contrebalancés par sa faible résolution spatiale comparée à celles des instruments utilisés pour ISCCP.
3. la sensibilité aux nuages fins. L'utilisation de mesures IR pour la détection des nuages fins de type cirrus est un avantage considérable vis-à-vis d'une détection nuageuse basée exclusivement sur des canaux visibles, comme c'est le cas pour POLDER. Ceci pourrait expliquer en partie les fréquences plus importantes déduites d'ISCCP dans certaines régions.
4. la résolution du produit N2. Nous avons vu que la faible résolution du produit phase N2 entraîne une sous-estimation de la quantité de nuages de glace. Une comparaison basée sur le produit phase N3x3 devrait permettre d'estimer l'impact de ce phénomène.
5. la méthode de sélection des nuages froids dans la base ISCCP-D1. Rappelons qu'un nuage froid n'est pas forcément un nuage de glace, et que notre critère de sélection est sensible à des variations zonales de l'humidité qui n'ont pas été prises en compte ici.

En conclusion, cette analyse permet de mettre en évidence un accord relativement satisfaisant entre les deux jeux de données compte tenu des limitations que nous venons d'énumérer. La comparaison avec la climatologie HIRS de Wylie va nous permettre de régler au moins deux problèmes. D'une part nous disposons de données couvrant la même période, d'autre part nous avons achevé le traitement, à l'heure de la comparaison, de l'ensemble des données phase POLDER au niveau N3x3 (20km x 20km). Enfin, les données fournies par Wylie permettent de faire une distinction entre les nuages épais et les nuages fins (épaisseur optique visible  $< 1.3$ ), ce qui va nous permettre d'évaluer l'impact de la faible sensibilité aux nuages fins de POLDER.

### 4.3.3 Comparaisons aux données HIRS

Des statistiques de la couverture nuageuse ont été établies à partir des instruments HIRS (High resolution Infrared Radiation Sounder) embarqués sur les satellites de la NOAA depuis juin 1989. Les canaux de l'HIRS entre 13 et 15  $\mu\text{m}$  sont situés dans une bande d'absorption partielle par le  $\text{CO}_2$  et permettent une très bonne détection des nuages fins. Une description de la méthode employée pour la détection et l'analyse des nuages par " $\text{CO}_2$  Slicing" est donnée dans Wylie et al [1994,1998]. La bonne sensibilité aux nuages semi-transparentes de cette méthode a été mise en évidence au travers de comparaisons réalisées entre les climatologies HIRS et ISCCP [Jin et al., 1996] [Jin et al.]. La climatologie ISCCP n'utilise pas les données HIRS pour ses analyses de la couverture nuageuse, mais des statistiques d'occurrence de nuages ont été compilées à partir d'HIRS en complément de ce projet.

Nous considérons ici la climatologie nuageuse établie par Wylie et al, référencée sous le nom de "University Wisconsin HIRS Cloud Climatology". Le jeu de données fourni par Don Wylie en vue des comparaisons avec POLDER regroupe les statistiques d'occurrence de nuages pour différents niveaux d'altitude (de la surface à 18 km par pas de 1 km) et concerne d'une part l'ensemble des nuages (épaisseur optique visible  $\text{OD} > 0.1$ ) et d'autre part les nuages plus épais ( $\text{OD} > 1.3$ <sup>7</sup>). Ceci permet en particulier d'étudier la sensibilité de POLDER vis-à-vis des nuages fins en la confrontant à une technique de détection nuageuse bien plus sensible. Des comparaisons entre HIRS et ISCCP ont en effet montré que la technique du  $\text{CO}_2$  Slicing était particulièrement sensible aux nuages fins [Jin et al., 1996].

Les données HIRS disponibles couvrent l'ensemble de la période POLDER et permettent donc une comparaison plus fiable qu'avec ISCCP. De plus, seules les observations de jour ont été conservées pour produire ici les statistiques HIRS. Pour la période considérée, les données HIRS proviennent des instruments embarqués sur les plateformes NOAA12 et NOAA14, opérant respectivement depuis mai 1991 et avril 1995.

La méthode de comparaison est similaire à celle utilisée précédemment dans le cas des données ISCCP. Nous utilisons les profils de température, construits à partir des réanalyses du centre européen, pour calculer les fréquences d'occurrence de nuages plus froids que 240 K. Nous effectuons ici une comparaison entre les occurrences absolues de nuages (relatives au nombre total d'obser-

---

<sup>7</sup>Nous ferons référence dans la suite aux "nuages HIRS épais" définis par cette limite inférieure d'épaisseur optique visible de 1.3

vations). Les données HIRS sont référencées par rapport à une grille rectangulaire (lat,lon) avec un pas de  $3^\circ$  en longitude et  $2^\circ$  en latitude. La phase POLDER à 20 km a été reprojctée (à une résolution plus faible) sur une grille rectangulaire latitude-longitude de  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ . Les données HIRS ont été interpolées sur cette même grille pour les comparaisons. Les statistiques de nuages froids (selon HIRS) ont été produites pour l'ensemble des nuages et pour les nuages épais séparément.

Les figures 4.18 et 4.19 présentent les occurrences de nuages de glace dérivées des données POLDER et celles de nuages froids et nuages froids épais déduites de la climatologie UW-HIRS.

Les figures 4.20 et 4.21 présentent les différences entre les fréquences d'occurrence HIRS et POLDER ( $Diff = F_{HIRS} - F_{POLDER}$ ) pour l'ensemble des nuages et pour les nuages épais seulement.

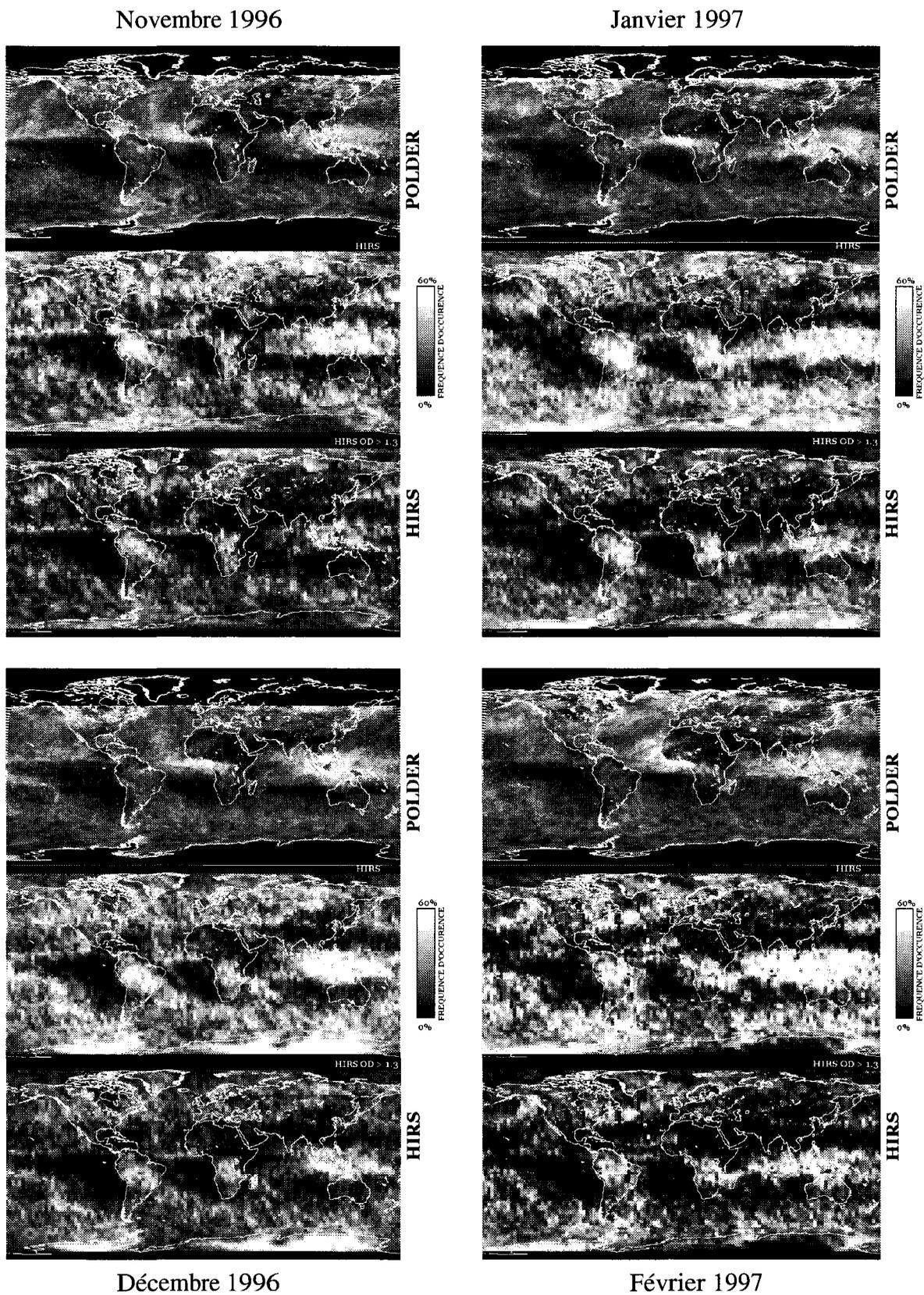


FIG. 4.18 – Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des nuages de glace pour les mois de novembre 1996 à février 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (*tous nuages et nuages épais*).

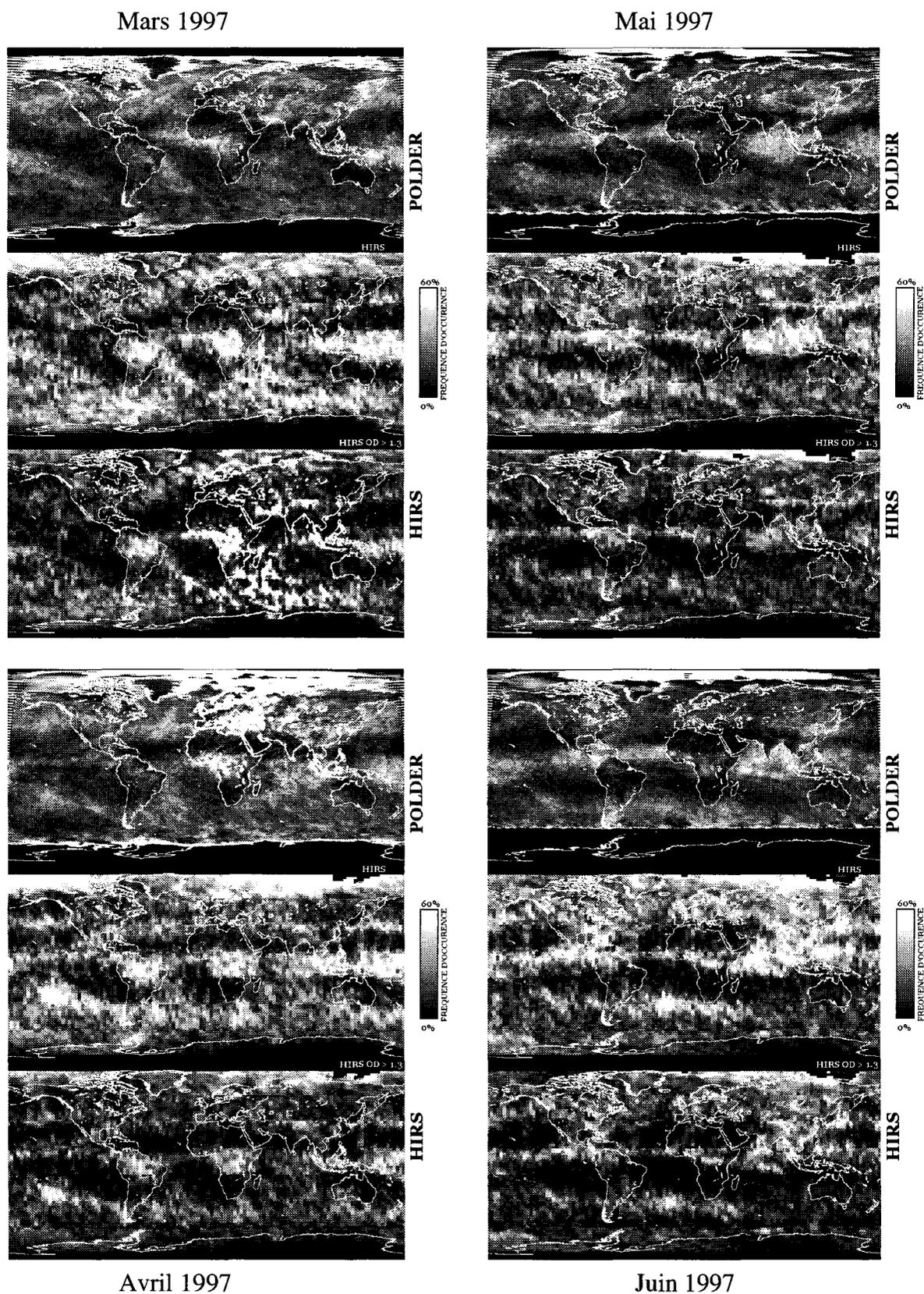


FIG. 4.19 - Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des nuages de glace pour les mois de mars 1997 à juin 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (tous nuages et nuages épais)

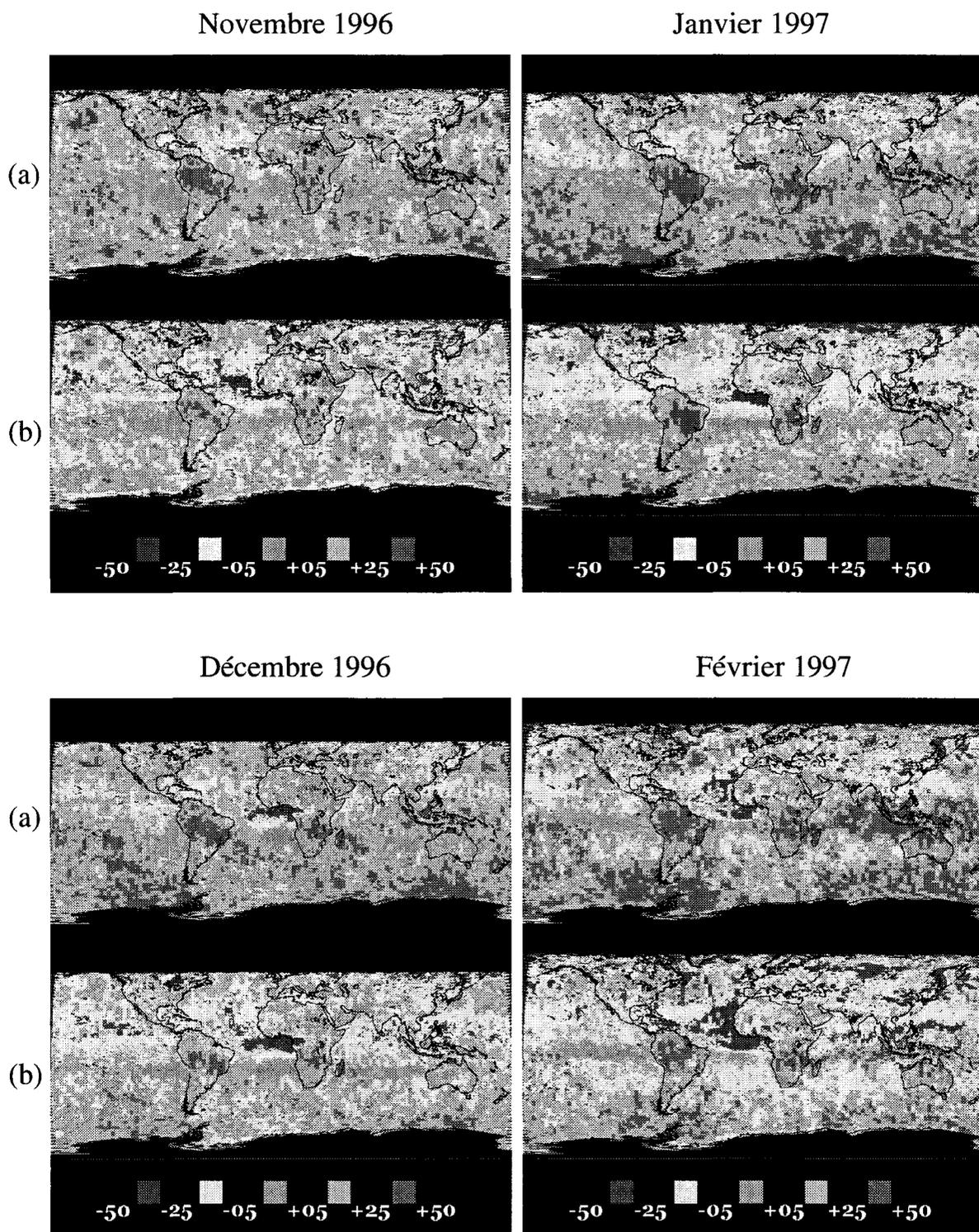


FIG. 4.20 – Différences des fréquences d'occurrence (en %) de nuages de glace pour les mois de novembre 1996 à février 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], sans nuages fins [b]).  $Diff = HIRS - POLDER$ .

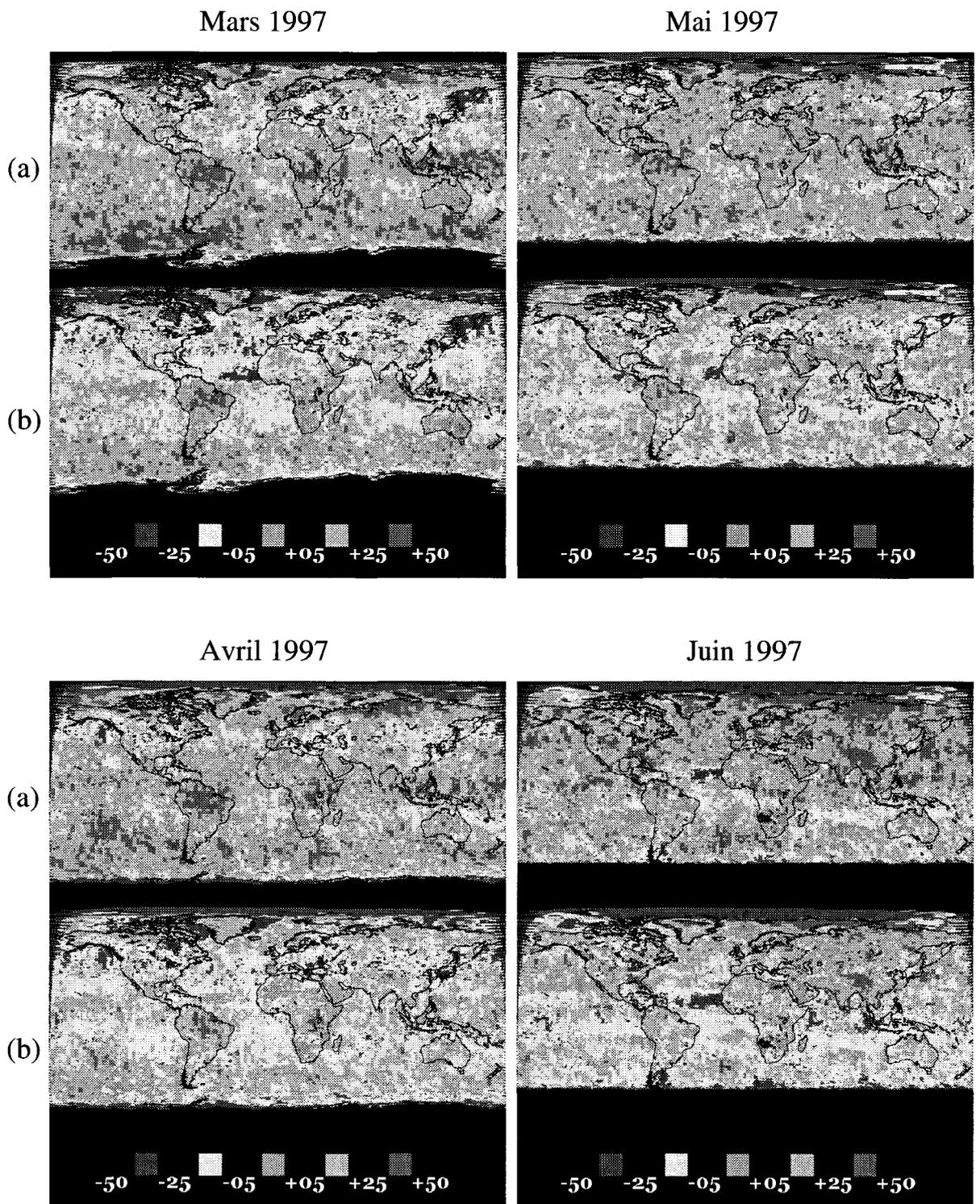


FIG. 4.21 – Différences des fréquences d'occurrence (en %) de nuages de glace pour les mois de mars 1997 à juin 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], sans nuages fins [b]).  $Diff = HIRS - POLDER$ .

L'analyse des figures 4.18 à 4.21 permet de mettre en évidence les faits suivants :

1. à l'échelle du globe, la distribution des nuages de glace (POLDER) est bien corrélée à celle des nuages froids. On retrouve dans les deux jeux de données les maxima associés à l'ITCZ, et au continent maritime Indonésie-Nouvelle Guinée. Les régions Nord du Pacifique et de l'Atlantique sont également des zones de fortes occurrences de nuages de glace, que l'on distingue également dans les distributions HIRS.
2. en terme d'amplitude, les fréquences d'occurrence dérivées de POLDER sont comprises entre les fréquences HIRS "tous nuages" et "nuages épais". La figure 4.22 présente l'histogramme des différences entre HIRS et POLDER pour le mois de Novembre 1996. L'histogramme correspond aux cartes de novembre de la figure 4.20. Nous voyons très nettement que POLDER sous-estime l'occurrence des nuages de glace si on les compare aux fréquences de tous les nuages froids (---) avec une différence moyenne positive de 5%. Si on considère maintenant les nuages épais (—), les fréquences HIRS sont inférieures, en moyenne, de 5% environ par rapport aux données POLDER. La distribution des différences est également plus serrée si l'on considère les nuages épais HIRS avec un écart-type de 30% contre 40% pour tous les nuages. Compte tenu des sensibilités respectives de HIRS et de POLDER aux nuages fins, nous estimons que l'accord entre les deux jeux de données est globalement correct.
3. on identifie clairement des régions de désaccord systématique entre POLDER et HIRS :
  - l'Océan Atlantique à l'ouest de l'Afrique où POLDER surestime les fréquences d'occurrence de nuages de glace par rapport à HIRS en novembre, décembre, février et juin. Ces mois correspondent à des périodes de soulèvements importants d'aérosols désertiques et à leur transport vers l'ouest. Si l'on compare les couvertures nuageuses totales dérivées de POLDER et d'HIRS on obtient sensiblement les mêmes quantités et les différences observables ne peuvent expliquer celles mises en évidence ici pour les nuages de glace. De plus, nous obtenons approximativement les mêmes fréquences d'occurrences pour les nuages de glace POLDER et les nuages HIRS, si l'on considère l'ensemble des nuages détectés par HIRS au-dessus de 5 km. Ceci tend à prouver que HIRS et POLDER confondent tous deux les événements importants de poussières désertiques (essentiellement situées au-dessous de 5 km) avec des nuages. La différence provient du fait qu'HIRS place ces "bouffées" d'aérosols correctement dans les basses couches alors que POLDER

les classent en nuages de glace puisque ces poussières sont essentiellement des particules de forme non sphérique. Le même phénomène se retrouve au nord-est de la Russie en mars et février. Il est donc primordial pour POLDER de pouvoir faire la différence entre aérosols et nuages, sous peine de biaiser les occurrences de nuages de glace dans ces régions.

- le nord de l'Amérique du sud et la partie sud du continent africain sont des zones où HIRS présente une couverture de nuages froids beaucoup plus importante que celle de nuages de glace observée par POLDER, même si l'on se limite aux nuages épais HIRS. Les différences observées ne sont pour l'instant pas clairement expliquées, mais nous pouvons formuler les remarques suivantes :
  - (a) les taux de couverture nuageuse totale sont comparables pour HIRS et POLDER et ne peuvent expliquer les différences observées.
  - (b) si nous baissons le seuil de température de 240 K à 230 K, l'accord est meilleur dans ces régions, mais se dégrade fortement sur le reste du globe.
  - (c) les mois de désaccord flagrant entre POLDER et HIRS présentent des humidités spécifiques élevées aux altitudes comprises entre 500 hPa et 300 hPa.
  - (d) les données HIRS sont acquises le matin et l'après-midi, mais les observations du matin (7h15 heure locale au passage de l'équateur) ne sont pas utilisées au-dessus des terres à cause des incertitudes sur les profils de température. Seules les observations des passages à 13h30 et 19h15 sont donc prises en compte dans les analyses nuageuses au-dessus des continents.

Il est probable que les différences observées dans ces régions soient causées par un cycle diurne important de la couverture nuageuse dans des zones où l'activité convective n'est pas encore à son maximum au passage de POLDER (10h30 heure locale). Les passages d'HIRS l'après-midi (13h30 et 19h15 heures locales) lui permettent à l'inverse d'observer les systèmes convectifs plus développés ce qui peut expliquer une plus forte présence des nuages hauts dans ses analyses. Une étude détaillée sur quelques jours en distinguant les données HIRS de midi et de la fin d'après-midi (lorsqu'elles seront disponibles) sera nécessaire pour comprendre les différences observées dans ces régions.

En conclusion, cette analyse nous a permis de mettre en évidence la bonne corrélation globale entre les nuages de glace (POLDER) et les nuages froids (HIRS). La faible sensibilité de

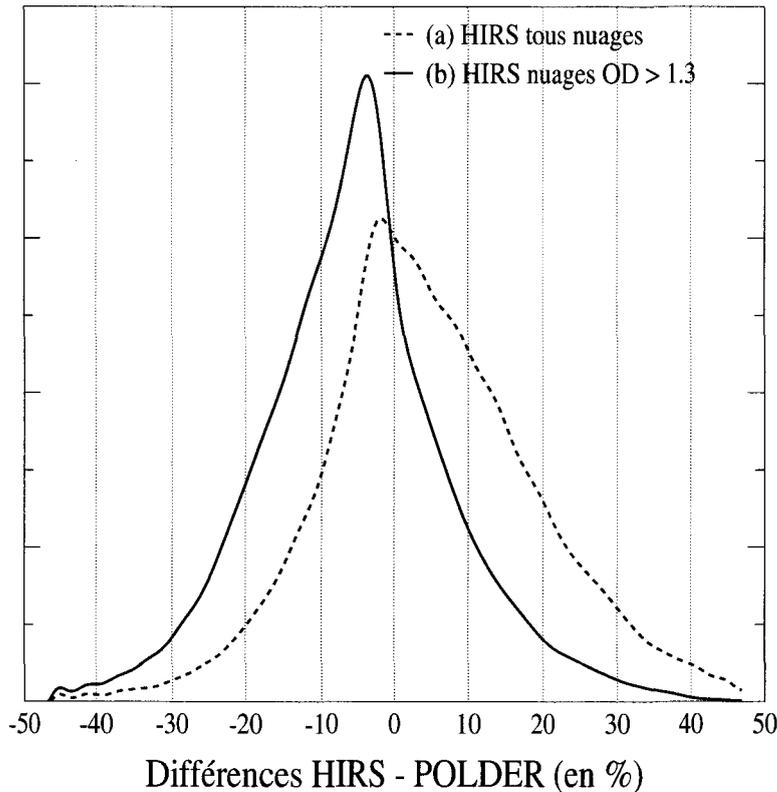


FIG. 4.22 – Histogramme des différences de fréquences d'occurrence de nuages de glace (Novembre 1996) déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], nuages épais [b]).

POLDER aux nuages fins explique une grande partie des différences observées sur l'ensemble du globe. Cependant, si l'on suppose adapté le seuil à 240 K, la sensibilité de POLDER aux nuages semi-transparentes n'est pas si mauvaise puisqu'une partie des nuages d'épaisseur optique inférieure à 1.3 est tout de même détectée, situant POLDER entre "HIRS tous nuages" et "HIRS nuages épais". Enfin, les zones de désaccord flagrant entre les deux climatologies nécessiteront une analyse plus détaillée. Si le cycle diurne de la couverture nuageuse semble être une explication plausible, nous ne devons pas sous-estimer l'impact des aérosols sulfatés et carbonés qui, une fois en solution dans l'eau, peuvent modifier sensiblement les processus de formation des particules de glace. Les zones en question correspondent en effet à des régions actives de feux, dont les émissions pourraient avoir un impact sur la formation et la microphysique des nuages [Chuang et al., 1992, Kaufman and Nakajima, 1993, Reid et al., 1999].

## 4.4 Conclusions

Nous avons présenté, dans ce quatrième chapitre, les différentes approches envisagées pour estimer la fiabilité et la précision de la méthode de détermination de la phase utilisant les données polarimétriques de l'imageur grand champ POLDER. Les résultats des différentes études réalisées montrent clairement la qualité générale de la détection effectuée et nous a permis de cerner les principales limites de notre technique. Celles-ci concernent, d'une manière générale, les situations présentant des couvertures nuageuses de faible épaisseur optique : bord de nuages et nuages liquides fins ou fractionnés, cas multicouches lorsqu'un cirrus fin ( $\delta < 2$ ) recouvre un nuage liquide.

L'analyse des huit mois de données POLDER nous a ensuite permis d'analyser la distribution de la phase des nuages à l'échelle globale. Les variations et distributions observées sont tout à fait pertinentes et traduisent celles de grandes caractéristiques de la couverture nuageuse comme l'ITCZ par exemple. Les différences mises en évidence entre terres émergées et océans sont également compatibles avec des études antérieures. Nous avons montré, qu'en moyenne, 32% de la couverture nuageuse est composée de nuages de glace. Compte tenu de la signification des cas mixtes, nous pouvons affirmer que plus de 40% de la couverture nuageuse totale présente une couche supérieure composée de cristaux de glace.

Les comparaisons aux climatologies ISCCP et UW HIRS, ont établi la qualité globale de nos résultats. En particulier, les données HIRS nous ont donné l'occasion de mieux cerner les limites de la détection nuageuse POLDER et de mettre en évidence son impact sur les fréquences d'occurrence de nuages de glace déterminées par POLDER. Les problèmes soulevés, ici, devront faire l'objet d'études complémentaires, dans le cadre de la préparation aux futures missions POLDER.

Ce chapitre nous a permis de démontrer la qualité de notre méthode de détermination de la phase. Nous allons maintenant présenter dans le cinquième et dernier chapitre, des applications directes de notre travail. Celles-ci nous permettront d'illustrer l'intérêt de l'information "phase" déduite de POLDER, pour des études microphysiques ou des analyses combinant différents instruments.



## Chapitre 5

# Pour aller plus loin : les études microphysiques

La détermination de la phase des nuages est une première étape, *sine qua non*, pour la conduite d'études plus avancées sur la microphysique des nuages. Nous allons présenter dans ce chapitre deux articles publiés pouvant être considérés comme des applications directes du travail effectué au cours de cette thèse, et pour lesquelles la détermination de la phase par POLDER est un point clef.

Le premier article concerne la microphysique des nuages de glace et les restitutions de formes de cristaux basées sur l'analyse des mesures polarimétriques multiangulaires. Nous introduirons cette étude en illustrant de manière simple les possibilités offertes par les mesures de polarisation pour l'étude microphysique des nuages de glace mais également des nuages liquides.

La seconde étude démontre l'intérêt d'utiliser l'indice de phase POLDER en conjonction avec des mesures provenant d'autres instruments pour l'établissement de paramétrisations de la phase dans les modèles de circulation générale. Elle met également en évidence l'intérêt de ce type d'analyse pour l'amélioration de certaines techniques de télédétection. Cette étude sera introduite par la présentation de résultats que nous avons obtenus au cours de l'analyse du jeu de données ARSCL, concernant la dépendance de la phase des nuages en fonction de la

température.

## 5.1 Etudes microphysiques

### 5.1.1 Observations préliminaires

Nous avons montré, dans le chapitre 3, la forte sensibilité de la polarisation à la microphysique des nuages, aussi bien en ce qui concerne la forme des cristaux que la distribution en taille des gouttelettes liquides.

Pour les nuages d'eau liquide, l'observation des arcs surnuméraires (position et intensité) permet d'envisager une restitution du rayon effectif et de la variance effective de la distribution, comme l'ont montré *Bréon et Goloub* [1998]. La figure 5.1 illustre cette possibilité offerte par la mesure multiangulaire de polarisation. Nous avons sélectionné une zone relativement homogène, d'environ 160 km x 160 km, couverte de nuages liquides et représenté l'ensemble des mesures POLDER correspondantes en fonction de l'angle de diffusion. La courbe en trait plein (—) correspond à la simulation du signal observable au-dessus d'un nuage liquide d'épaisseur optique égale à 10, avec une distribution log normale de  $r_{eff} = 9.5\mu\text{m}$  et  $v_{eff} = 0.01$ . On reproduit presque parfaitement la position des arcs surnuméraires ainsi que l'intensité relative de chaque maximum. La courbe en traits pointillés (- - -) correspond à la même distribution avec un rayon effectif  $r_{eff} = 8\mu\text{m}$ . Le décalage relativement important dans la position des arcs permet de constater immédiatement la forte sensibilité et la précision de la méthode.

La forme des cristaux de glace influence de manière significative la distribution du rayonnement réfléchi par un nuage. Des observations <sup>1</sup> effectuées au-dessus du site ARM-SGP, à quelques jours d'intervalle, et dans des conditions d'observations très similaires, illustrent parfaitement cette sensibilité (voir figure 5.2). Les deux nuages observés ont des températures inférieures à 220 K, ce qui permet d'exclure la possibilité de présence d'eau liquide. Les signatures observées dans chaque cas présentent des comportements angulaires tout à fait différents. En se basant sur les tendances observables dans les simulations présentées par les figures 3.5 et 3.6, nous pourrions associer, qualitativement, l'une des signatures (a) à des polycristaux et l'autre (b) à

---

<sup>1</sup>Nous avons déjà présenté ces observations et la figure correspondante dans le chapitre 4. Cette dernière est reproduite ici par commodité pour le lecteur

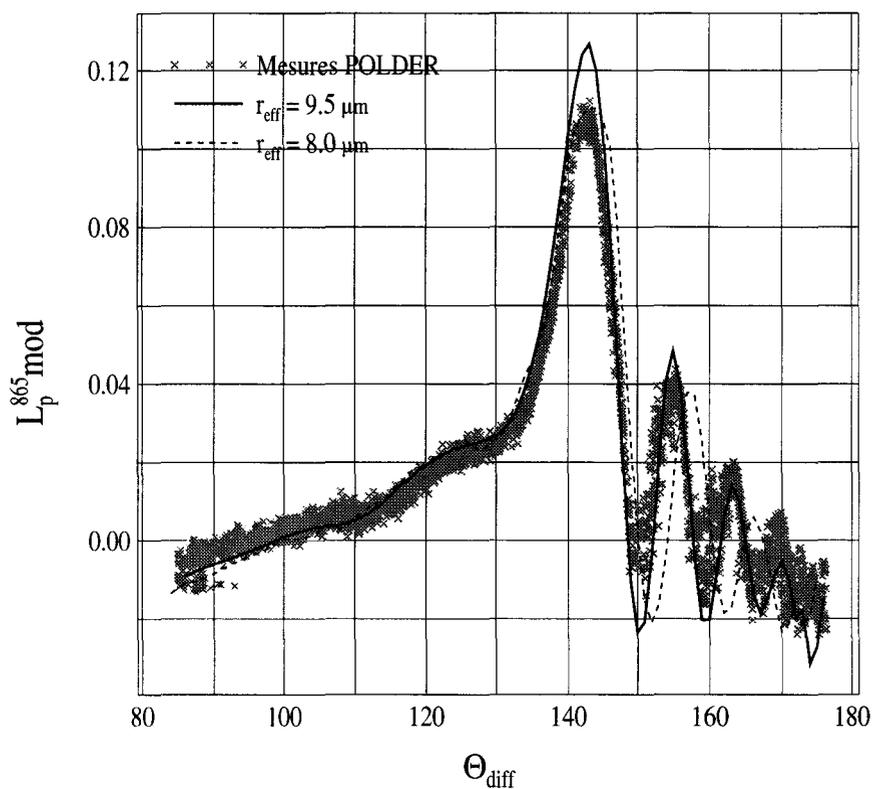


FIG. 5.1 – Observations POLDER au-dessus d’un nuage liquide et simulations de la luminance polarisée modifiée à 865nm pour des nuages liquides d’épaisseur optique  $\delta = 10$ , et pour deux distributions de gouttes différentes.

des cristaux hexagonaux inhomogènes (type IHM).

Les observations POLDER présentées dans les figures 5.3a à 5.3f, bien que n’étant pas aussi documentées que celles correspondant au site ARM-SGP, permettent d’entrevoir la variabilité des signatures des nuages de glace à l’échelle du globe.

Il est également primordial de faire la différence entre la signature observée en moyenne sur le globe et les signatures qu’il est possible d’observer quand certaines conditions d’observations sont réunies. En effet, il est rare de pouvoir observer complètement la signature angulaire d’un nuage entre  $60^\circ$  et  $170^\circ$ . Les contraintes liées à la géométrie d’observation de POLDER font qu’en moyenne on accède beaucoup plus facilement aux angles de diffusions supérieurs à  $80^\circ$ . Or, la variabilité des signatures est justement particulièrement importante en deçà de  $80^\circ$  d’angle

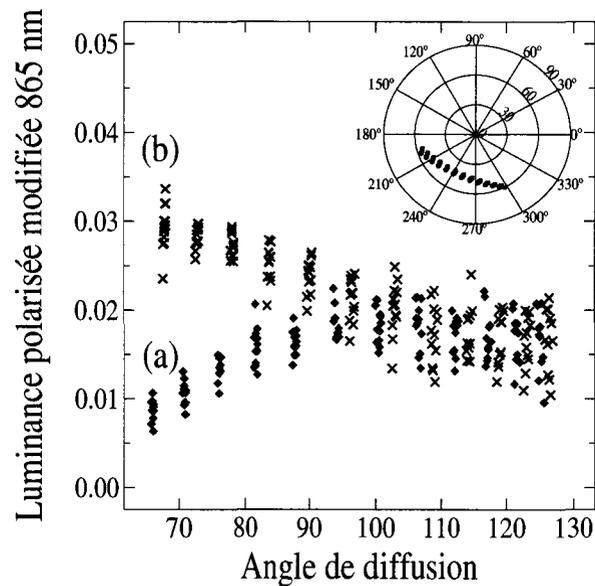


FIG. 5.2 – Voir texte et légende de la figure 4.4

de diffusion, et c'est dans cette gamme d'angle que la variabilité microphysique des cristaux de glace s'exprime le plus fortement. Ceci pourrait laisser croire que les signatures, mises en évidence par l'analyse des données ARSCL, sont rares et donc que les formes de cristaux associées sont peu représentatives des formes globalement observées. Cette conclusion serait bien évidemment erronée : il ne faut pas confondre ce que nous ne voyons pas souvent parce que l'on n'a que rarement l'occasion de l'observer, et ce qui n'existe pas souvent. Peu de personnes ont vu de leurs yeux la face cachée de la lune, et pourtant elle existe bel et bien pour chacun d'entre nous.

En nous basant sur des simulations effectuées pour plusieurs types de cristaux nous pouvons donc rechercher, quand les conditions d'observations sont favorables, le modèle qui expliquerait "au mieux" les mesures et décider, sur cette base, d'un indice microphysique correspondant au modèle le plus représentatif.

### 5.1.2 Formes des cristaux de glace dans les cirrus

Les simulations réalisées pour illustrer le chapitre 3 ont été effectuées pour des observations dans le plan solaire. Néanmoins, si l'on considère l'ensemble de la BPDF associée à chaque type

de cristal, certaines géométries sont plus favorables que d'autres pour effectuer une discrimination de la forme des particules. Il est donc judicieux de sélectionner les observations effectuées dans des conditions de visée pour lesquelles les différences sont théoriquement notables. L'étude de *Chepfer et al*, [2001] se base sur ce principe pour estimer des tendances de la forme des cristaux présents dans les cirrus à l'échelle du globe.

L'article présenté ici correspond à une analyse effectuée pour le 12 janvier 1997 ainsi que pour six périodes de 6 jours pour chaque mois de janvier à juin 1997. Des simulations de la luminance polarisée normalisée à 865 nm ont été effectuées pour différentes valeurs de l'épaisseur optique, des géométries de visée et des conditions d'éclairement solaire, afin de construire des BPDF complètes de nuages composés de différents types de cristaux orientés aléatoirement dans l'espace. Comme nous l'avons déjà mentionné, le signal polarisé se sature pour des épaisseurs optiques supérieures à trois. Seuls les nuages épais ont donc été retenus pour cette étude afin de s'affranchir de la sensibilité du signal à l'épaisseur optique du nuage. Les analyses ont ensuite été effectuées en sélectionnant les mesures pour lesquelles les géométries solaire et de visée étaient favorables. Ces deux critères forts (épaisseur optique et géométries d'observation convenables) réduisent de manière importante le nombre de cas disponibles pour l'analyse mais sont absolument nécessaires pour la fiabilité de l'étude. Les mesures disponibles sont finalement comparées aux simulations afin de déterminer quel type de cristaux est le plus susceptible de reproduire l'observation.

Ces résultats indiquent que la variabilité spatiale de la forme des cristaux est importante. Les conclusions suivantes peuvent être retenues de cette étude :

1. la distribution des formes de particules de glace semble être symétrique par rapport à l'ITCZ.
2. les polycristaux et les colonnes apparaissent prépondérantes aux basses latitudes, alors que les plaquettes semblent dominer aux hautes latitudes.

Il est possible que ces distributions soient corrélées aux conditions de formation des cirrus dans chaque bande de latitude : aux basses latitudes, la convection domine (même si elle n'est pas seule responsable de la formation des cirrus), alors qu'aux plus hautes latitudes, les cirrus associés aux fronts des perturbations et aux courants-jets sont beaucoup plus fréquents, bien que la convection soit toujours présente.

Les résultats obtenus aux basses latitudes sont en accord avec ceux de *Baran et al*, [1998]. dérivés de mesures de l'ATSR, montrant une prédominance des colonnes et des polycristaux aux sommets des cirrus tropicaux.

La suite logique de ce travail sera l'analyse des huit mois d'observations POLDER. Le traitement des données étant d'ores-et-déjà effectué, il est maintenant nécessaire d'analyser les résultats pour confirmer ou infirmer les tendances mises en évidence ici. A plus long terme, les restitutions de forme de cristaux qui pourront être effectuées à partir des différents instruments de l'AQUA TRAIN pourront être confrontées pour permettre une meilleure compréhension des variations observées.

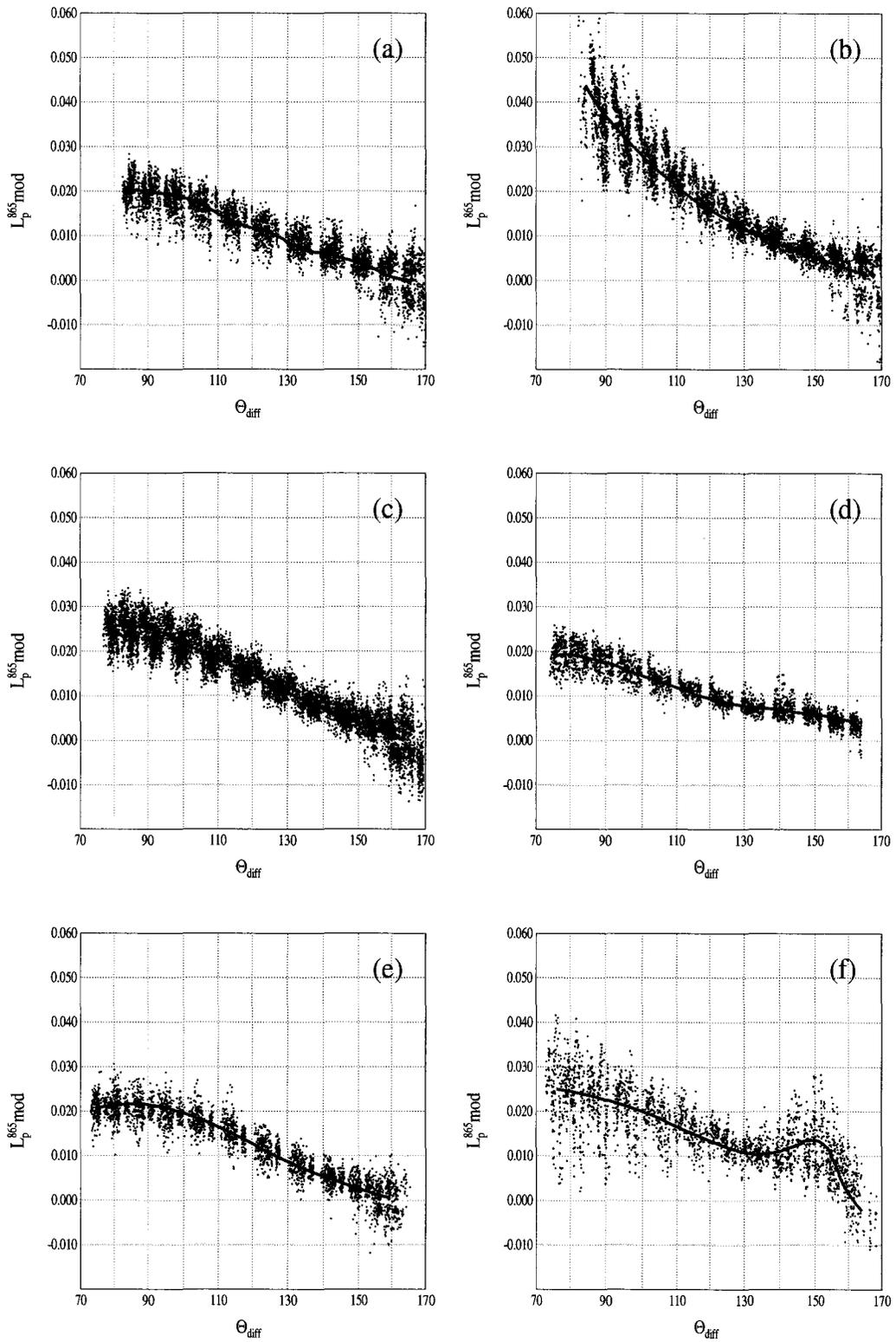


FIG. 5.3 – Illustration de la variabilité des signatures polarisées observables pour des nuages de glace.



## Ice crystal shapes in cirrus clouds derived from POLDER/ADEOS-1

H. Chepfer,<sup>1</sup> P. Goloub,<sup>2</sup> J. Riedi,<sup>2</sup> J.F. De Haan,<sup>3</sup> J.W. Hovenier,<sup>3,4</sup> and P. H. Flamant<sup>1</sup>

**Abstract.** This paper discusses the retrieval of ice crystal shapes of cirrus clouds on a global scale using observations collected with POLDER-1 (POLarization and Directionality of the Earth Reflectance) onboard the ADEOS-1 platform. The retrieval is based on polarized bidirectional observations made by POLDER. First, normalized polarized radiances are simulated for cirrus clouds composed of ice crystals that differ in shape and are randomly oriented in space. Different values of cloud optical depths, viewing geometries and solar zenith angles are used in the simulations. This sensitivity study shows that the normalized polarized radiance is highly sensitive to the shape of the scatterers for specific viewing geometries, and that it saturates after a few scattering events, which makes it rapidly independent of the optical depth of the cirrus clouds. Next, normalized polarized radiance observations obtained by POLDER have been selected, based on suitable viewing geometries and on the occurrence of thick cirrus clouds composed of particles randomly oriented in space. For various ice crystal shapes these observations are compared with calculated values pertaining to the same geometry, in order to determine the shape that best reproduces the measurements. The method is tested fully for the POLDER data collected on January 12, 1997. Thereafter, it is applied to six periods of 6 days of observations obtained in January, February, March, April, May, and June 1997. This study shows that the particle shape is highly variable with location and season, and that polycrystals and hexagonal columns are dominant at low latitudes, whereas hexagonal plates occur more frequently at high latitudes.

### 1. Introduction

Cirrus clouds cover permanently more than 20% of the Earth [Warren 1986, 1988 ; Liao *et al.*, 1995], and their impact on the Earth-atmosphere-ocean radiation balance is still an open question. They affect the radiative budget through two opposite effects: (1) they partly reflect the solar radiation thereby cooling the atmosphere, and (2) they partly block the terrestrial radiation, and this greenhouse effect tends to heat the atmosphere. Currently, neither of these two effects is correctly quantified for all regions of the Earth. Hence the impact of cirrus clouds on the global radiative budget is still poorly known [Liou, 1986 ; Stephens *et al.*, 1990]. Several parameters need to be studied to improve the radiative transfer properties of cirrus clouds in numerical models used for climate studies. These parameters are, for example, global cirrus cloud cover, cloud height, temperature, geometrical structure, optical depth, ice water content, and microphysical properties (i.e., ice crystal size, shape, and orientation in space).

During the last two decades, several intensive field experiments have been organized to study cirrus cloud properties on a local scale: FIRE I (First ISCCP Regional Experiment FIRE)

and II (see the special issues of *Monthly Weather Review*, 1990, and *Journal of Atmospheric Science*, 1995), [Arnott *et al.*, 1991] took place in the United States in 1986 and 1991, ICE (International Cloud Experiment) [Francis *et al.*, 1994 ; Brogniez *et al.*, 1995] and EUCREX (European Cloud Radiation Experiment) [Raschke 1996, Raschke *et al.*, 1998] were performed in Europe in 1991, 1993, and 1994, CEPEX (Central Equatorial Pacific Experiment) [McFarquar and Heymsfield 1996] was executed in the Pacific Ocean in 1993, and SUCCESS (SUBsonic Aircraft Contrail and Cloud Effects Special Study) [special section *Geophysical Research Letter* 1998] took place in the United States in 1996. These experiments increased our understanding of cirrus cloud processes on a mesoscale and they pointed out a strong connection between the microphysical properties and the radiative impact of cirrus clouds.

On the basis of the results obtained during those intensive field programs, and work conducted in parallel, several groups have started to consider the retrieval of cirrus cloud properties from space observations. As cirrus cloud properties vary spatially (latitude and longitude) and temporally (lifetime and seasons), a complete description of the cirrus properties on a global scale requires satellite observations.

Minnis [1998] has summarized the needs and the state of the art of the retrieval of cirrus cloud parameters from satellite observations. Several authors [Inoue 1985 ; Parol *et al.*, 1991 ; Minnis *et al.*, 1993 ; Giraud *et al.*, 1997] have derived ice crystal size using the split window technique applied to IR channels and a priori ice crystal shape. More recently, Baran *et al.* [1999] deduced the particle size and shape using a dual view instrument, namely ATSR observations at 3.7  $\mu\text{m}$  and 10.8  $\mu\text{m}$ . Moreover, Rolland and Liou [1998] have studied the possibilities of deriving microphysical parameters of cirrus clouds using the MODIS instrument that was recently launched on EOS-AM.

<sup>1</sup> Laboratoire de Météorologie Dynamique, Palaiseau, France.

<sup>2</sup> Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Villeneuve d'Ascq, France.

<sup>3</sup> Department of Physics and Astronomy, Free University of Amsterdam, The Netherlands.

<sup>4</sup> Also at Astronomical Institute "Anton Pannekoek", University of Amsterdam, The Netherlands.

Copyright 2001 by the American Geophysical Union.

Paper number 2000JD900285  
0148-0227/01/2000JD900285\$09.00

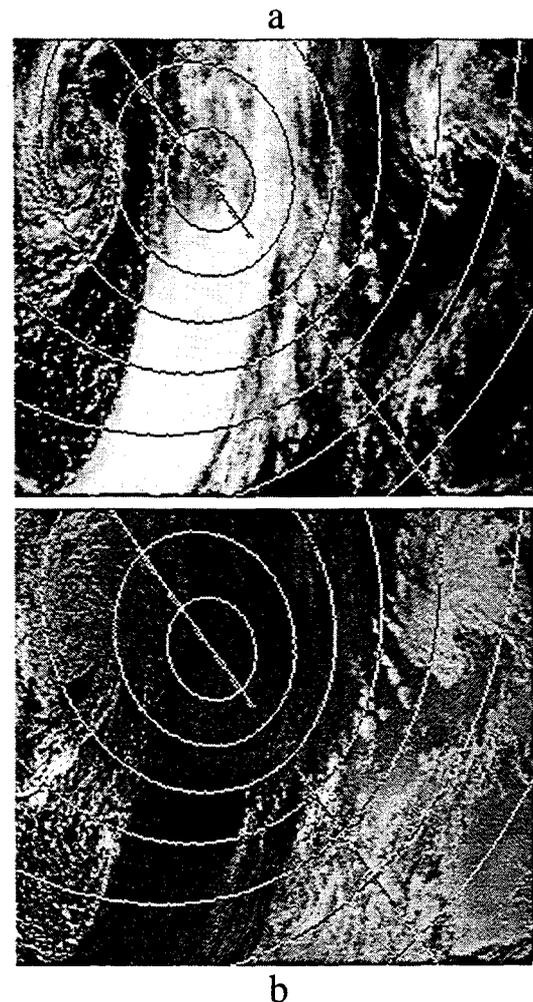
In the present paper we present results of retrieving ice crystal shapes on a global scale using POLDER-1/ADEOS-1 data. This work is a first attempt to retrieve the particle shape from polarized bidirectional observations in the visible domain. The POLDER instrument characteristics are presented in section 2. In section 3 the ice crystal shapes considered in this study are discussed, as well as the radiative transfer code used to compute the normalized polarized radiance. Section 4 is devoted to the definition of criteria that will be used to select POLDER data suitable for the retrieval of ice crystal shape. In section 5, results of 1 day of observations are first presented as a test case, and then results of analyzing six periods of 6 days of POLDER observations are presented. Section 6 summarizes the results and discusses the limitations of the method used. The conclusions as well as possible future improvements are given in section 7.

## 2. POLDER Instrument

The POLDER instrument [Deschamps *et al.*, 1994] has been designed to measure normalized total radiances ( $L_n$ ) and normalized polarized radiances ( $L_{n,p}$ ) at the top of the atmosphere. The POLDER-1 instrument on ADEOS-1 performed measurements for 8 months, from November 1, 1996 to June 30, 1997, and the POLDER-2 instrument is scheduled for launch on ADEOS-2 in 2001. POLDER contains a CCD matrix of 242 x 274 pixels. The pixel resolution in the nadir direction is equal to 6.2 km x 6.2 km. Each fixed target is seen several times in different viewing geometries by the POLDER matrix, and the maximum number of different directions in which one target can be seen during an ADEOS overpass is 14.

The viewing directions observed with POLDER correspond to scattering angles between 60° and 180°, depending on the solar zenith angle and the position of ADEOS with respect to the position of the target. POLDER measures normalized radiances in eight different wavelength channels, some of which have been dedicated to the study of various atmospheric constituents, such as aerosols [Herman *et al.*, 1997; Deuzé *et al.*, 1998], clouds [Buriez *et al.*, 1997], and water vapor [Vesperini *et al.*, 2000], while others are used for studying ground properties like vegetation [Leroy *et al.*, 1997] and ocean color. The state of polarization of the light reflected by the atmosphere is measured in three different channels (443 nm, 670 nm, and 865 nm). The accuracy of the normalized polarized radiance is 0.001.

The importance of polarization measurements for remote sensing application has been pointed out by Van de Hulst [1957] and Hansen [1971] and, more recently, with regard to the POLDER instrument, by Herman *et al.* [1997]. The POLDER instrument provides not only, as do other instruments [Diner *et al.*, 1999], multiangle observations but also polarized radiance data. On the other hand, the spatial resolution (6.2x6.2 km<sup>2</sup>) is comparatively coarse. Figures 1a and 1b show a POLDER image of a cirrus cloud over the ocean in total radiance and polarized radiance, respectively. Studies of cirrus cloud properties using POLDER data started with observations collected with an airborne simulator during intensive field experiments. The first results concerned the discrimination between ice and liquid water clouds by Goloub *et al.* [1994] and the determination of ice crystal shape and orientation in space [Chepfer *et al.*, 1998]. More recently, these studies have been extended to a global scale with POLDER-1/ADEOS-1 observations [Goloub *et al.*, 2000 and Chepfer *et al.*, 1999].



**Figure 1.** POLDER image (1700x1500 km<sup>2</sup>) of a cirrus cloud over the North Pacific Ocean (May 9, 1997) in (a) radiance and (b) polarized radiance. The wavelength is 864 nm. The line corresponds to the solar principal plane and the curves denote the scattering angle with a 10° increment between each line. (c) Viewing geometry of the POLDER instrument.

## 3. Simulations of Bidirectional Polarized Reflectances

### 3.1. Models

In contrast to low-level liquid clouds, ice clouds can be composed of particles with shapes much more complex than spheres. In situ observations, collected during intensive field experiments such as FIRE, ICE, EUCREX, CEPEX, SUCCESS, have shown a high variability and sometimes a high complexity of ice crystal shapes [e.g. Heymsfield, 1975; Krupp, 1991; Miloshevich and Heymsfield, 1996]. They also showed that the shape of the crystals depends on latitude, altitude, and on the conditions during formation of the cirrus clouds. These ice crystal shapes are sometimes simple, like plates or columns with a hexagonal base, and sometimes very complicated, like bullet rosettes or dendritic particles. The hexagonal structure is regularly observed, which is consistent with the fact that liquid

water naturally solidifies in a hexagonal structure. On the basis of these local observations we have selected various typical ice crystal shapes to study the sensitivity of polarized radiance with respect to the particle shape. The selected shapes are (1) simple ice crystals, like columns and plates, with a shape ratio  $Q_{sr}=L/2R$  ( $L$  is the length of the crystal, and  $R$  is the radius of the circumscribed hexagonal base) which ranges from 0.05 to 2.5 [Wendling *et al.*, 1979; Takano and Liou, 1989], and (2) more complex polycrystalline particles [Macke *et al.*, 1996] which were used for ISCCP ice cloud optical depth retrieval. It should be noted that we used the symbol  $Q$  instead of  $Q_{sr}$  in our figures.

The complete scattering matrix has been computed for randomly oriented particles having these shapes, by using a ray-tracing method supplemented by Fraunhofer diffraction (cf. Macke *et al.* [1996] for the polycrystals and Brogniez [1988] and Chepfer [1997] for the hexagonal particles). At the wavelength used (865 nm), the absorption by ice is very low [Warren *et al.*, 1986, 1988], hence the single-scattering albedo is close to 1. The scattering matrix is employed in a doubling-adding radiative transfer code [De Haan *et al.*, 1986] in order to take into account multiple scattering in the atmosphere. These radiative transfer computations yield the Stokes parameters of the emergent light at the top of the plane-parallel atmosphere,  $(I, Q, U, V)$ . The normalized polarized radiance  $L_{n,p}(\theta_v, \phi_s)$  is derived from these Stokes parameters as follows

$$L_{n,p}(\theta_v, \phi_s - \phi_v) = \frac{\pi \sqrt{Q^2 + U^2 + V^2}}{E_s}$$

where  $E_s$  is the incident solar flux at 865 nm at the top of the atmosphere,  $\theta_v$  and  $\phi_v$  are, respectively, the zenith and the azimuth viewing angles, and  $\phi_s$  is the azimuth angle of the incident sunlight. According to the usual convention,  $(\phi_s - \phi_v)$  is equal to  $0^\circ$  and  $180^\circ$  for forward and backward directions, respectively. The normalized total radiance ( $L_n$ ) is derived from the first element ( $I$ ) of the Stokes vector in the following manner

$$L_n(\theta_v, \phi_s - \phi_v) = \frac{\pi I}{E_s} \quad (2)$$

The quantities used in this study are the normalized polarized radiances ( $L_{n,p}$ ) and the normalized total radiances ( $L_n$ ), which are directly measured by POLDER. The normalized polarized radiance  $L_{n,p}(\theta_v, \phi_s - \phi_v)$  and the normalized total radiance are, respectively, linked to the polarized reflectance  $\rho_p(\theta_v, \phi_s - \phi_v)$  and the total reflectance  $\rho(\theta_v, \phi_s - \phi_v)$  as follows:

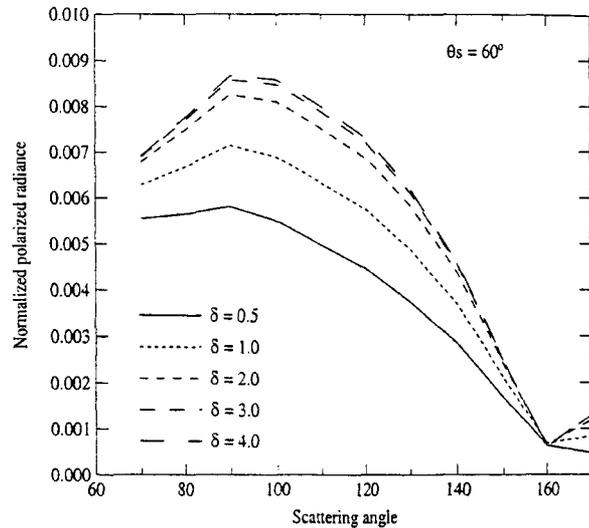
$$\rho_p(\theta_v, \phi_s - \phi_v) = \frac{L_{n,p}(\theta_v, \phi_s - \phi_v)}{\mu_s} \quad (3)$$

$$\rho(\theta_v, \phi_s - \phi_v) = \frac{L_n(\theta_v, \phi_s - \phi_v)}{\mu_s} \quad (4)$$

where  $\mu_s$  is the cosine of the solar zenith angle.

### 3.2. Simulations

In this sub-section, simulated values of normalized polarized radiances at 865 nm are presented for cirrus clouds. Results for various ice crystal shapes, different viewing geometries, and several solar zenith angles are given in order to describe the sensitivity of the polarized signal to these parameters. A

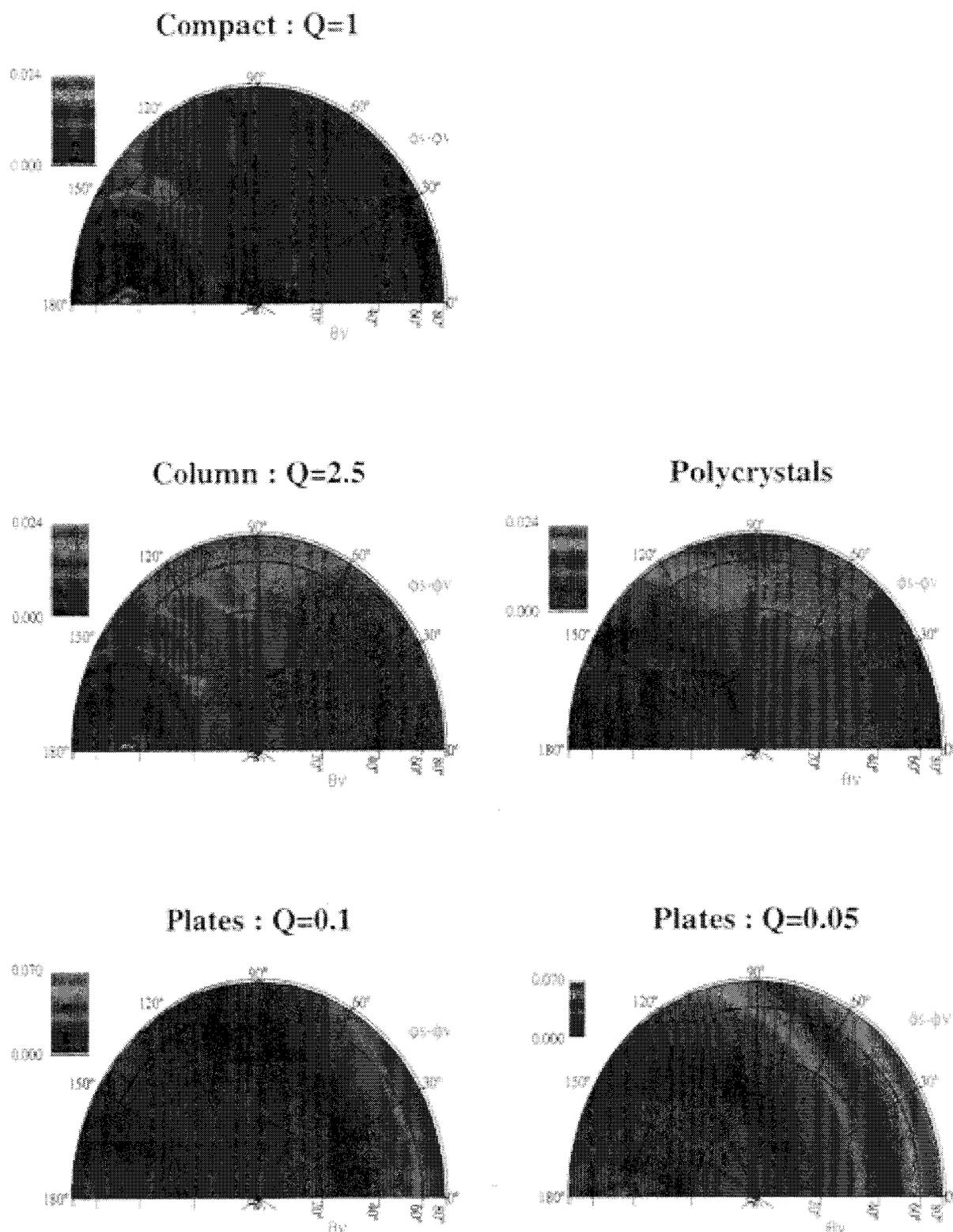


**Figure 2.** Simulated values of the normalized polarized radiance reflected by a cirrus cloud as a function of the cloud optical depth  $\delta$ . The cloud is composed of polycrystalline particles.

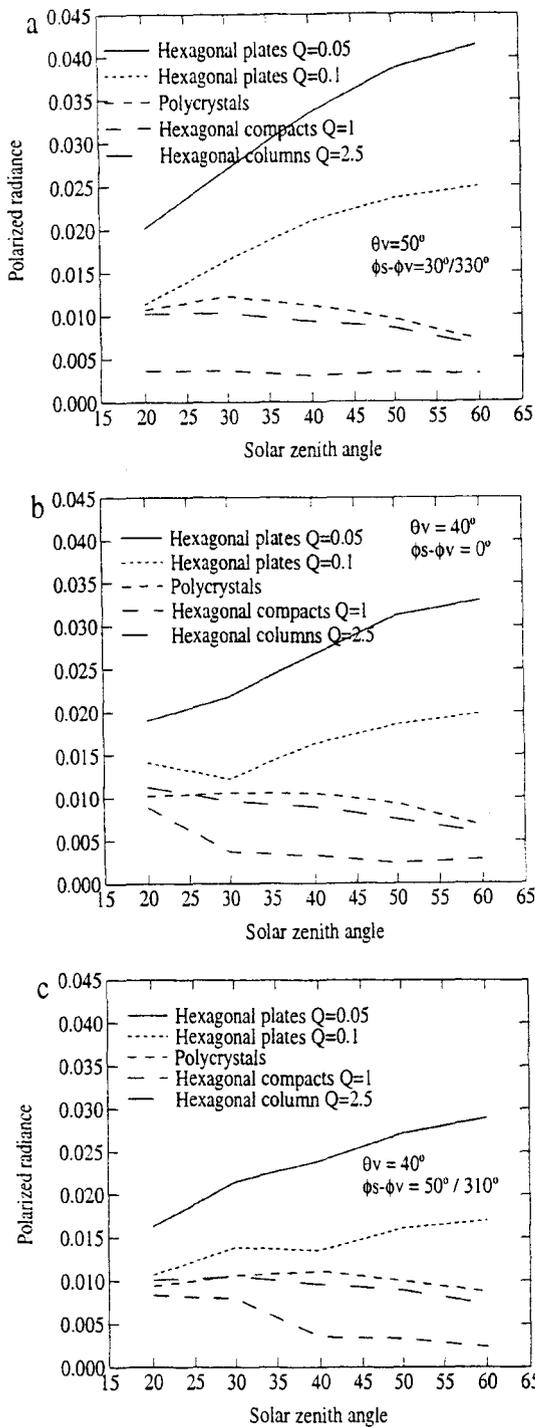
wavelength of 865 nm is used because the contribution of scattering by molecules located above cirrus clouds is low at this wavelength. As an example, for a cirrus cloud top located at 530 hPa, the contribution of Rayleigh scattering to the normalized polarized radiance reaches a maximum of 0.0022 for a solar zenith angle equal to  $40^\circ$ . This contribution decreases with the cloud pressure. As we do not have reliable information on the cirrus cloud top pressure observed with POLDER, we have chosen to neglect the contribution of the Rayleigh scattering in our computations and consider it as an uncertainty.

Figure 2 depicts the normalized polarized radiance (compare equation (1)) as a function of the scattering angle for cirrus clouds composed of polycrystals. The albedo of single scattering is one, and the underlying surface is black. Results for different values of the cloud optical depth  $\delta$ , between 0.5 and 4, have been plotted. Further, a constant solar zenith angle equal of  $60^\circ$  and a viewing direction in the solar principal plane ( $\phi_s - \phi_v = 0^\circ$ ) have been assumed. Figure 2 shows that the normalized polarized radiance increases with the cloud optical depth until it saturates for optical depths higher than 4. For thicker clouds the polarized radiance is independent of the optical depth.

The normalized polarized radiance has been computed for different particle shapes in order to study the sensitivity of the signal to the particle type. The cloud optical depth was chosen to be 5 to ensure a saturated signal. Plate 1 shows polar diagrams of the saturated normalized polarized radiance ( $L_{n,p}^{sat}$ ) computed for hexagonal compact crystals with a shape ratio  $Q_{sr}=1$ , hexagonal columns with  $Q_{sr}=2.5$ , polycrystalline particles, hexagonal plates with  $Q_{sr}=0.1$ , and hexagonal plates with  $Q_{sr}=0.05$ . This plate illustrates the high sensitivity of the saturated normalized polarized radiance to the ice crystal shape. The high sensitivity of the polarization to the particle shape was also revealed by lidar linear depolarization observations [Sassen, 1991]. That  $L_{n,p}$  is much more sensitive to particle shape than the normalized total radiance ( $L_n$ ) was also found with the airborne version of POLDER during EUCREX'94 [Chepfer *et al.*, 1998]. The space-



**Plate 1.** Calculated values of the saturated normalized polarized radiance for a cirrus cloud composed of various particle shapes: (a) hexagonal compacts ( $Q_s=1$ ), (b) hexagonal columns ( $Q_s=2.5$ ), (c) polycrystalline particles, (d) hexagonal plates ( $Q_s=0.1$ ), and (e) hexagonal plates ( $Q_s=0.05$ ). The solar zenith angle is  $57.5^\circ$ .



**Figure 3.** Saturated normalized polarized radiance as a function of the solar zenith angle for different ice crystal shapes and various viewing directions : (a)  $\theta_v = 50^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 30^\circ$  or  $330^\circ$ , (b)  $\theta_v = 40^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 0^\circ$ , (c)  $\theta_v = 40^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 50^\circ$  or  $310^\circ$ .

borne version of POLDER measures normalized radiance in viewing directions for which the viewing angles ( $\theta_v$ ) are smaller than  $60^\circ$ . For these viewing angles, Plate 1 shows that  $L_{n,p}^{sat}$  is most sensitive to the particle shape for viewing directions comprised in the following angle boxes:  $35^\circ < \theta_v < 55^\circ$  and  $0^\circ < \phi_s - \phi_v < 50^\circ$  and in the corresponding directions that are symmetric with respect to the solar principal plane:  $310^\circ < \phi_s - \phi_v < 360^\circ$ .

Measurements of the normalized polarized radiances in these viewing directions are best suited to discriminate between the shapes of the ice crystals.

Figure 3 shows the variation of the saturated normalized polarized radiance with solar zenith angle for the particle shapes considered in this study. Figures 3a, 3b, and 3c pertain to the viewing directions ( $\theta_v = 50^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 30^\circ$  or  $330^\circ$ ), ( $\theta_v = 40^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 0^\circ$ ), and ( $\theta_v = 40^\circ$ ;  $\phi_s - \phi_v = 50^\circ$  or  $310^\circ$ ), respectively. These three examples illustrate that the normalized polarized radiance can be used to discriminate between the different ice crystal shapes in cirrus clouds and that this discrimination is easier for high values of solar zenith angles ( $\theta_s = 60^\circ$ ) than for low ones ( $\theta_s = 20^\circ$ ). Figure 3 also shows that the distinction between polycrystalline particles and hexagonal columns ( $Q_s = 2.5$ ) is difficult when we consider the uncertainty induced by ignoring Rayleigh scattering, which yields an error  $\Delta L_{n,p} = 0.0022$ .

In the following sections the POLDER-saturated normalized polarized radiances measured above cirrus clouds are compared to calculated values to infer a global map of ice crystal shapes. In comparison to the normalized total radiance ( $L_n$ ), the saturated normalized polarized radiance ( $L_{n,p}^{sat}$ ) has the advantage of being independent of the cirrus cloud optical depth. As soon as the cloud optical depth is higher than 4, it only depends on the viewing geometry and the solar zenith angle. Consequently, the particle shape obtained by comparing saturated normalized polarized radiance observations and simulated values concerns only the upper layer of the cirrus clouds (i.e., the first few orders of scattering).

#### 4. Selection of POLDER Observations

The detection of ice cloud pixels well suited for ice crystal shape determination is based on successive tests on the normalized total radiances and normalized polarized radiances collected by POLDER. The first test concerns the cloud detection (cloudy pixels), the second test concerns the cloud thermodynamical phase which in the present study is used to select cirrus clouds only, the third and fourth tests are applied to select cirrus clouds composed of ice crystals randomly oriented in space. These different tests are briefly described below (for more details, see *Chepfer et al.* [1999]).

1. The first test aims at selecting cloudy pixels located above oceans or sea surfaces and above land surfaces. Cloud detection above oceans consists in selecting pixels with bidirectional reflectances higher than a threshold value equal to 40%. This threshold value is safe enough to reject clear sky pixels and pixels corresponding to optically thin clouds. For pixels located above land surfaces, cloud detection is more complex because the ground reflectance varies strongly depending on the surface type (snow, desert, vegetation). We used a cloud detection scheme that has been specially developed for POLDER measurements over land surfaces by *Bréon et al.* [1999]. The use of this scheme for the current application is described by *Chepfer et al.* [1999].

2. The second test consists of identifying the cloud thermodynamical phase (ice or liquid water) in order to select ice cloud pixels and reject liquid water cloud pixels. This test was developed by *Goloub et al.* [1994] who used POLDER-polarized radiances measured at 865 nm. It is based on (1) the presence (or absence) of a peak at scattering angles around  $140^\circ$  and (2) the behaviour of the normalized polarized radiances for scattering

angles smaller than  $110^\circ$ . The results of this thermodynamical cloud phase test [Goloub *et al.*, 1994] have been compared with lidar measurements [Chepfer *et al.*, 2000] for validation. Further, Goloub *et al.* [2000] showed that this test selects ice clouds for which the normalized polarized radiance is saturated.

3. The third and fourth tests aim at selecting ice clouds composed of particles randomly oriented in space. The third test aims at selecting pixels for which the POLDER views the direction of specular reflection. POLDER observes a given target in 12 to 14 different directions. To detect specular reflection, these directions have to include (1) the specular reflection direction itself, which corresponds to a viewing zenith angle ( $\theta_v$ ) equal to a solar zenith angle ( $\theta_s$ ) in the solar principal plane ( $\phi_s - \phi_v = 180^\circ$ ), and (2) neighboring directions to detect the presence of a peak. These geometrical constraints strongly reduce the number of pixels available for this study. The fourth test enables us to detect clouds composed of particles randomly oriented in space. It consists in removing pixels for which the polarized normalized radiance presents a peak in the specular direction. The peak is identified when the bi-directional normalized polarized radiance in the specular ( $L_{n,p,spec}$ ) direction ( $\pm 2^\circ$ ) has a greater value than the bidirectional normalized polarized radiance in the following ( $L_{n,p,spec+1}$ ) and previous ( $L_{n,p,spec-1}$ ) directions measured with POLDER. Hence if

$$(L_{n,p,spec} - L_{n,p,spec-1}) > 0 \quad (L_{n,p,spec} - L_{n,p,spec+1}) > 0, \quad (5)$$

a specular reflection peak is declared to be present. A previous study has been devoted to the quantity of particles preferentially orientated in space [Chepfer *et al.*, 1999]. In contrast, when the inequalities given in equation (5) are not satisfied, the cirrus cloud is considered to be composed of particles randomly oriented in space, and the pixel is selected for the particle shape determination.

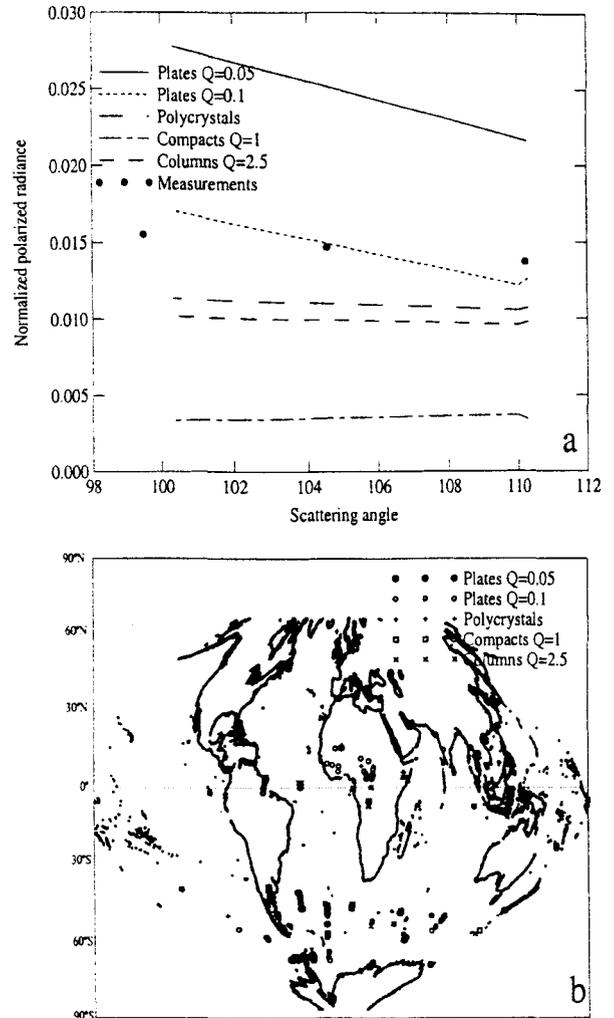
The various tests described above enable selection of pixels corresponding to thick ice clouds for which the ice crystals can be assumed randomly oriented. For those pixels the saturated normalized polarized radiances measured with POLDER can be compared with simulated values (compare section 3) in order to characterize the shape of ice crystals.

## 5. Results

### 5.1. Test Case

Pixels pertaining to thick ice clouds whose ice crystals and randomly oriented in space have been selected employing the tests described above (section 4) for January 2, 1997. Only 4082 pixels [Chepfer *et al.*, 1999] can be used for crystal shape retrieval. The pixels are classified in boxes of viewing angles and solar zenith angles with  $10^\circ$  bin size in order to be compared with simulations corresponding to the same viewing and solar zenith angle conditions at  $\pm 5^\circ$  (section 2b). Then differences between the saturated polarized radiance measured with POLDER and the corresponding simulated values are computed for each of the five ice crystal shapes. Finally, the pixel is flagged with the ice crystal shape for which the difference between the simulated and the observed values is minimal. In the case of a minimal difference larger than 0.01, the pixel is rejected.

When the POLDER instrument sees one pixel in 14 different viewing directions, the shape retrieval procedure is applied to each suitable direction. Next, for a given pixel, a quality indicator ( $\alpha$ ) is computed for each shape model. We use  $\alpha = N_i / N_{tot}$ , where



**Figure 4.** (a) Comparisons between saturated normalized polarized radiances simulated and observed with POLDER over a thick cirrus cloud. (b) Map of particle shapes randomly oriented in space for January 2, 1997.

$N_i$  is the number of times for which the shape "i" has been obtained, and  $N_{tot}$  is the total number of shape retrievals for the pixel concerned. Finally, for a given pixel, the retrieved shape is considered reliable if  $N_{tot} \geq 2$  and  $\alpha > 0.5$ . Usually,  $N_{tot}$  takes values between 2 and 5, and  $\alpha$  is higher than two thirds. This test reduces the number of pixels for which the ice crystal shape is retrieved, but it prevents nonreliable shape retrievals.

Figure 4a shows an example of comparisons between observations and simulations for one pixel observed on January 2, where  $\theta_s = 34^\circ$ . The saturated normalized polarized radiance simulated for the appropriate viewing directions is plotted as a function of the scattering angle for the five different shapes. In this case the pixel is observed for three different directions ( $N_{tot} = 3$ ) corresponding to the big dots in Figure 4a. Each of these observations is compared to simulations and flagged with the particle shape that agrees best. For example, Figure 4a shows that all three observations are flagged as "plates  $Q_{sr}=0.1$ ". Further, this retrieval is considered reliable because the quality factor  $\alpha = 3/3 = 1$ .

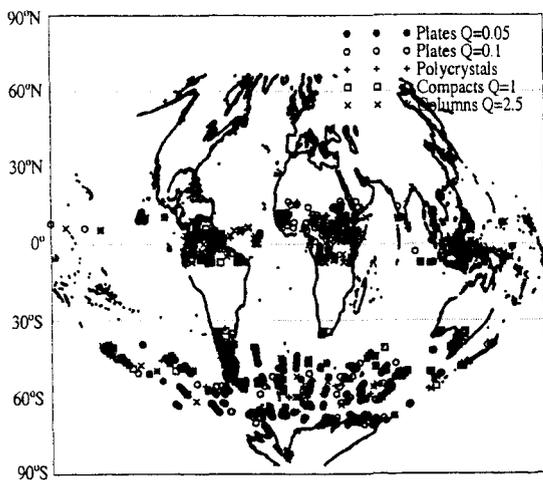


Figure 5. Map of particle shapes for a 6-day period in January 1997.

Repeating these comparisons for each selected pixel yields a map of ice crystal shapes for January 2, 1997 (Figure 4b). This map shows that few pixels can be used for the shape retrieval. As shown in Figure 4b, closely spaced pixels can correspond to different particle shape. The heterogeneous geographical distribution of these pixels is the result of the successive tests applied to the POLDER observations (section 4b), namely, (1) only latitudes between 90°S and 40°N were covered in January, (2) only ice clouds pixels were selected, (3) only pixels corresponding to cirrus clouds composed of particles randomly oriented in space have been used for this study (i.e., the specular direction needs to be observed, and the specular reflection peak has to be absent), (4) only pixels with viewing geometries sensitive to the particle shape (in polarization) have been retained.

## 5.2. Analyzing six Periods of 6 Days

To obtain more information about the global distribution of ice crystal shapes, we have processed six periods pertaining to 6 days collected in January, February, March, April, May, and June 1997.

Figure 5 presents the results obtained for the period January 1-6, 1997, and confirms the latitudinal distribution of the pixels used for the particle shape retrieval. This distribution is mainly due to the constraints on POLDER viewing geometry imposed by the selection procedure. In addition, it shows a lack of continuity between pixels located above land and above ocean surfaces, which is probably due to the different cloud detection schemes used above land and sea. A main difference between the schemes is that the cirrus clouds retained for the shape retrieval are very thick above oceans in order to avoid sea glitter and to properly determine the ice crystal orientation in space.

To obtain information about the latitude variation of the particle shape, 30° latitude intervals are considered and a histogram is made of the retrieved shapes in each interval. Figure 6a shows the number of pixels used for the shape retrieval for each latitude interval. Figures 6b to 6e show the percentage of each shape retrieved in each latitude interval. In January the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) is located between 0° and 30° south, and the columns dominate there (Figure 6c). The two

histograms corresponding to the adjacent latitude intervals (Figures 6b and 6d) are highly similar, showing that the dominant particle shape composing cirrus clouds is symmetrical with respect to the ITCZ. Figure 6e shows that at high latitudes the hexagonal plates occur more frequently compared to low latitudes.

The results obtained in the period June 1-6, 1997, are presented in Figure 7a to 7e. In that period the ITCZ was located in the 0°-30°N interval. The dominating ice crystal shape in that interval is the hexagonal compacts ( $Q_{sr}=1$ ) and the column shape is the second most frequent. In contrast to January, in June the dominant ice crystal shape is not the same in the adjacent latitude bands (Figures 7c and 7d). Plates ( $Q_{sr}=0.1$ ) are dominant in the 30° to 60°N latitude band, whereas the columns are dominant in the 0° to 30° S band. As in January, the dominant particle shapes at high latitudes (Figure 7e) are the plates and polycrystals.

The results obtained for six different periods of 6 days are presented in Table 1. The polycrystals and hexagonal columns are classified in one single category since their polarization signatures are nearly the same (section 3.2). Table 1 shows that in general, the polycrystals and hexagonal columns occur most frequently globally, whereas at high latitudes the hexagonal plates occur more frequently. Table 2 summarizes mean occurrences of the different shapes for all periods considered and confirms the above results.

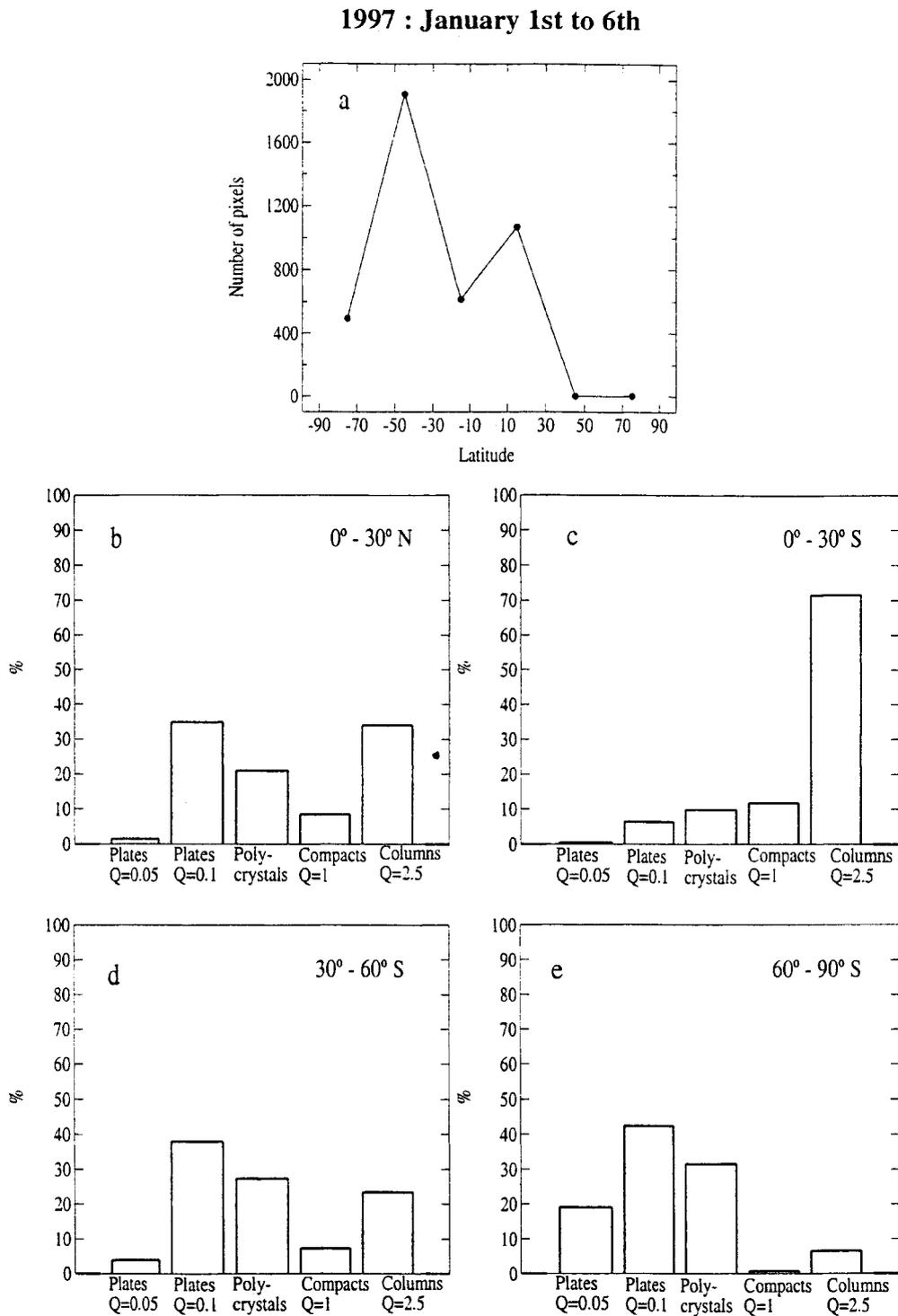
## 6. Discussion

Several points concerning the results mentioned above will be addressed here.

1. On the one hand, the accuracy of the polarized radiance measured with POLDER is better than 0.001, so measurement inaccuracies will not affect the shape retrieval significantly. On the other hand, the POLDER spatial resolution is 6x6 km at nadir, which means that the retrieved shape is an average shape corresponding to an area of at least 6x6 km.

2. The observations have been compared to several a priori models. In this respect, two remarks are in order. (1) The shape retrieval concerns only cirrus clouds composed of randomly oriented ice crystals, because the radiative transfer code that we used assumes random orientation in space of the scattering particles. Selecting pixels with randomly oriented ice crystals strongly reduces the number of pixels available for shape retrieval. In the future a similar method could be used to retrieve the shape of ice crystals that are horizontally oriented in space, as soon as radiative transfer codes become available that are able to handle such oriented particles. (2) Five different models for the ice crystal shapes have been considered. We do not pretend to reproduce all the cases encountered in nature. Nevertheless, we have noted that in most cases the polarized signature can be reproduced by one of the models considered. In the future, other shapes, based on cloud microphysical models, could be taken into account (as soon as the complete scattering matrix becomes available) in order to obtain more realistic particle shapes.

3. Several insitu observations have shown that cirrus clouds are often composed of ice crystals with a mixture of particle shapes. Such cirrus clouds have not been considered in this study, as it would have added an additional degree of freedom to the calculations. Including a particle shape distribution would increase the number of possible solutions. Hence the retrieved shape is an effective or average particle shape except, perhaps, for particle shapes corresponding to the extreme curves shown in



**Figure 6.** Latitudinal variation of the particle shape on a global scale in the period January 1-6 1997. (a) Number of pixels used for the shape retrieval as a function of latitude. (b-e) Histograms showing the relative occurrence (in percent) of the retrieved particle shape. Results for four latitude bands (width 30°) are given.

Figure 3, i.e., hexagonal plates ( $Q_{sr}=0.05$ ) and hexagonal compact ( $Q_{sr}=1$ ). For other retrieved particle shapes, the cirrus cloud might actually consist of a mixture of various particle types.

4. The particle shapes retrieved with POLDER have to be validated in the future. The field experiments discussed in section

1 have shown a wide variability of the particle shapes in cirrus clouds, including sometimes ideal shapes like hexagonal plates or columns and polycrystals. The particle shapes considered in this paper are plausible, as they correspond to particle types that have been observed in nature. Nevertheless, these results are currently difficult to validate rigorously, because no collocated in situ

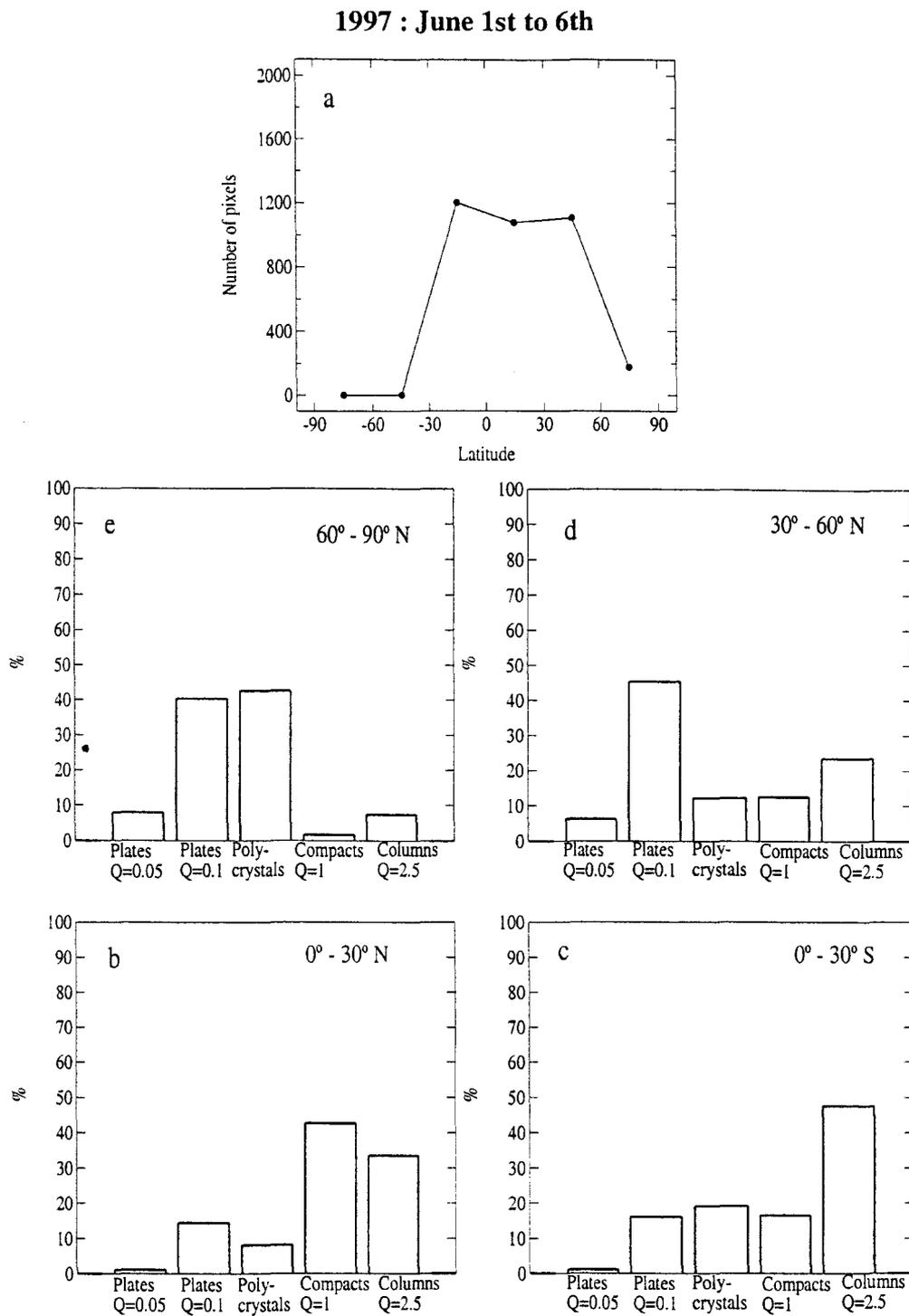


Figure 7. Same as Figure 6, but for the period June 1-6, 1997.

observations have been done in cirrus cloud during the POLDER-1/ADEOS-1 mission. Hence future validation is required using two approaches: (1) comparisons with in situ microphysical samples collected with an aircraft in cirrus clouds during the POLDER-2/ADEOS-2 mission, (2) comparisons with retrieved shapes deduced from forthcoming space-borne observations, using retrieval techniques based on other physical methods.

## 7. Conclusions

In this paper, normalized polarized radiance observations obtained with POLDER have been used to retrieve the shape of ice crystals that compose cirrus clouds. The method applied in this study is completely new as it uses polarization to retrieve the ice crystal shape. This method has three main advantages in

**Table 1.** Latitudinal Variation of the Frequency Distribution of Retrieved Particle Shapes

Period	Latitude	Number of Pixels	Plates $Q_{sr}=0.05$ (%)	Plates $Q_{sr}=0.1$ (%)	Columns ( $Q_{sr}=2.5$ ) and Polycrystals (%)	Compacts $Q_{sr}=1$ (%)
January 1-6	90-60 N	0	0	0	0	0
	60-30 N	0	0	0	0	0
	30-0 N	924	1	35	(55)	9
	0-30 S	509	0	6	(82)	12
	30-60 S	1423	4	38	(50)	7
February 7-12	60-90 S	348	19	(42)	37	1
	90-60 N	0	0	0	0	0
	60-30 N	0	0	0	0	0
	30-0 N	1614	12	(61)	26	1
	0-30 S	173	4	23	(56)	17
March 19-24	30-60 S	821	2	22	(72)	5
	60-90 S	12	0	(67)	33	0
	90-60 N	0	0	0	0	0
	60-30 N	629	1	24	(74)	1
	30-0 N	323	2	41	(53)	4
April 18-23	0-30 S	882	2	24	(60)	13
	30-60 S	439	2	21	(74)	3
	60-90 S	0	0	0	0	0
	90-60 N	0	0	0	0	0
	60-30 N	1008	5	(47)	44	15
May 1-6	30-0 N	0	0	0	0	0
	0-30 S	1307	3	18	(65)	15
	30-60 S	63	0	8	(89)	3
	60-90 S	0	0	0	0	0
	90-60 N	0	0	0	0	0
June 1-6	60-30 N	578	5	(46)	44	6
	30-0 N	214	1	24	(40)	36
	0-30 S	774	9	21	(57)	14
	30-60 S	0	0	0	0	0
	60-90 S	0	0	0	0	0
June 1-6	90-60 N	176	8	40	(50)	2
	60-30 N	1108	6	(45)	36	13
	30-0 N	1078	1	14	42	(43)
	0-30 S	1201	1	16	(66)	16
	30-60 S	0	0	0	0	0
60-90 S	0	0	0	0	0	

In each latitude band, the dominant shape is listed in parentheses.

comparison with methods based on normalized total radiance ( $L_n$ ) observations: (1) the normalized polarized radiance ( $L_{n,p}$ ) is much more sensitive to a change in particle shape than the normalized total radiance, (2) the normalized polarized radiance ( $L_{n,p}$ ) allows discrimination between ice and liquid clouds, without additional information on the cloud temperature or altitude, and (3) the normalized polarized radiance is saturated after a few scattering events and therefore independent of the cloud optical depth provided the cirrus cloud is sufficiently thick. Thus one degree of freedom has been removed from the shape retrieval procedure, as compared to a method based on total normalized radiance ( $L_n$ ) observations. The main limitation of the method is that the

retrieved particle shape pertains to ice crystals contained in the higher sublayers of the clouds.

This study is based on analyzing observations collected during six periods of 6 days in January, February, March, April, May, and June 1997. It is shown that the shape of ice crystals varies strongly spatially. Our analysis yielded the following conclusions: (1) the distribution of ice particle shape seems to be symmetric on both sides of the ITCZ (at least in January), (2) the polycrystals and hexagonal columns seem to be dominant at low latitudes, whereas the hexagonal plates seem to occur more frequently at high latitudes. This latitudinal distribution of ice particle shapes may be due to the conditions during formation of

**Table 2.** Same As Table 1, But Averaged Over All Periods of 6 Days Considered (January, February, March, April, May and June 1997)

Latitude	Number of Pixels	Plates $Q_{sr}=0.05$ (%)	Plate $Q_{sr}=0.1$ (%)	Columns ( $Q_{sr}=2.5$ ) and Polycrystals (%)	Compacts $Q_{sr}=1$ (%)
90°-60° N	176	8	40	(50)	2
60°-30° N	3323	4.5	42	(47)	7
30°-0° N	4156	5	(39.5)	(39.5)	16
0°-30° S	1710	3	18	(64.5)	14.5
30°-60° S	2746	3	30	(61)	6
60°-90° S	360	18	(43)	39	0

the cirrus clouds: at low latitudes, cirrus are often (but not always) the result of convection, whereas at middle and high latitudes, they are often associated with fronts but can also be generated by convection. The results obtained at low latitudes are consistent with the study of Baran *et al.* [1999] who used ATSR observations and concluded that near the top of tropical cirrus clouds, columns and polycrystals are most likely to occur.

In a follow-up study the 8 months of POLDER observations might be analyzed in order to obtain more data on the natural variability of the shape of ice crystals in cirrus cloud on a global scale. Finally, the next launch of ADEOS-2 and EOS-AM should provide the opportunity to derive global maps of crystal shape simultaneously with different instruments using independent retrieval methods, in order to validate the latitudinal shape distribution obtained in the present study.

**Acknowledgments.** We are indebted to A. Macke for providing us with the scattering matrix of polycrystals. The results presented here were obtained using a subset of the overall data set collected by the CNES's POLDER radiometer onboard the NASDA ADEOS.

## References

- Arnott, W. P., Y. Dong, and J. Hallet, The role of small ice crystals in radiative properties of cirrus: A case study, FIRE II. November 22, 1991, *J. Geophys. Res.*, **99**, 1371-1381, 1994.
- Baran, A. J., S. J. Brown, J. S. Foot, and D. L. Mitchell, Retrieval of tropical cirrus thermal optical depth, crystal size and shape using a dual view instrument at 3.7 mm and 10.8 mm. *J. Atmos. Sci.*, in press, 2000.
- Bréon, F.-M., and S. Colzy, Cloud detection from the spaceborne POLDER instrument and validation against synoptic observations, *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 777-785, 1999.
- Brogniez, G., Light scattering by finite hexagonal crystals arbitrarily oriented in space, paper presented at the International Radiation Symposium, Lille, France, 18-24 August, 1988.
- Brogniez, G., J. C. Buriez, V. Giraud, and C. Vanbauce, Determination of effective emittance and radiatively equivalent microphysical model of cirrus from ground-based and satellite observations during the International Cirrus Experiment: the 18 October 1989 case study, *Mon. Weather Rev.*, **123**, 1025-1036, 1995.
- Buriez, J. C., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, B. Bonnel, Y. Fouquart, P. Couvert, and G. Sèze, Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER, *Int. J. Remote. Sens.*, **18**, 2785-2813, 1997.
- Chepfer, H., Etude théorique et expérimentale des propriétés optiques et radiatives des cirrus, Ph.D. thesis, 197 p., Lille Univ. 1997.
- Chepfer, H., G. Brogniez, and Y. Fouquart, Cirrus clouds microphysical properties deduced from POLDER observations, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **60**, 375-390, 1998.
- Chepfer, H., G. Brogniez, P. Goloub, F.-M. Bréon, P. H. Flamant, Cirrus cloud Ice crystals horizontally oriented in space observed with POLDER/ADEOS, *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*, **63**, 521-543, 1999.
- Chepfer, H., P. Goloub, J. Spinhirne, P. H. Flamant, M. Lavorato, L. Sauvage, G. Brogniez, and J. Pelon, Cirrus clouds properties derived from POLDER-1/ADEOS polarized radiances: First validation using a ground-based lidar network, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 154-168, 2000.
- De Haan, J. F., P. B. Bosma, and J. W. Hovenier, The adding method for multiple scattering calculations of polarized light, *Astron. Astrophys.*, **183**, 371-391, 1986.
- Deschamps, P. Y., F. M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Brickaud, J. C. Buriez, and G. Sèze, The POLDER mission: Instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **32**, 598-615, 1994.
- Deuzé, J. L., M. Herman, P. Goloub, D. Tanré, and A. Marchand, Characterization of aerosols over the ocean from POLDER/ADEOS-1, *Geophys. Res. Lett.*, **26**(10), 1421-1424, 1999.
- First ISCCP Regional Experiment (FIRE), *Mon. Weather Rev.*, **118**, 2259-2446, 1990.
- Diner, D. J., G. P. Asner, R. Davies, Y. Knyazikhin, J. P. Muller, A. W. Nolin, B. Pinty, C. B. Schaaf, and J. Stroeve, New directions in Earth observing: Scientific applications of multiangle remote sensing, *Bull. Am. Meteorol.*, **80**, 2209-2228, 1999.
- FIRE IFO II, *J. Atmos. Sci.*, **52**, 4041-4392, 1995.
- Francis, P. N., A. Jones, R. W. Saunders, K. P. Shine, A. Slingo, and Z. Sun, An observational and theoretical study of the radiative properties of cirrus: Some results from ICE'89, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 809-848, 1994.
- Giraud, V., J. C. Buriez, Y. Fouquart, and F. Parol, Large scale analysis of cirrus clouds from AVHRR data: Assessment of both a microphysical index and the cloud top temperature, *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 664-675, 1997.
- Goloub, P., J. L. Deuzé, M. Herman, and Y. Fouquart, Analysis of the POLDER polarization measurements performed over cloud covers, *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, **32**, 78-88, 1994.
- Goloub, P. M., Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert, and G. Sèze, Cloud thermodynamical phase classification from the POLDER spaceborne instrument, *J. Geophys. Res.*, **105**(11), 14,747-14,759, 2000.
- Hansen, J. E., Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres, part I, The doubling method, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 120-125, 1971.
- Herman, M., J.L. Deuzé, C. Devaux, P. Goloub, F.M. Bréon, and D. Tanré, Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements: Application to some airborne POLDER measurements, *J. Geophys. Res.*, **102**, 17,039-17,049, 1997.
- Heymsfield A. J., Cirrus uncinus generating cells and the evolution of cirriform clouds, part I, Aircraft observations of the growth of the ice phase, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 799-807, 1975.
- Inoue, T., On the temperature and the effective emissivity determination of semitransparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu\text{m}$  window region, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **63**, 88-98, 1985.
- Krupp, C., Holographic measurements of ice crystals in cirrus clouds during the International Cloud Experiment ICE 1989, in *Report of the 4<sup>th</sup> ICE/EUCREX Workshop*, Lab. d'Opt. Atmos., USTL, Lille, France, 1991.
- Leroy, M., J.L. Deuzé, F.M. Bréon, O. Hautecoeur, M. Herman, J.C. Buriez, D. Tanré, S. Bouffès, P. Chazette, and J.L. Roujean, Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over the land from POLDER, *J. Geophys. Res.*, **102**, 17,023-17,037, 1997.
- Liao, X., W. B. Rossow, and D. Rind, Comparison between SAGE II and ISCCP high-level clouds, 1, Global and zonal mean cloud amounts, *J. Geophys. Res.*, **100**, 1121-1135, 1995.
- Liou, K. N., Review. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective, *Mon. Weather Rev.*, **114**, 1167-1199, 1986.
- Macke, A., J. Mueller, and E. Raschke, Single scattering properties of atmospheric ice crystal, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2813-2825, 1996.
- McFarquhar, G. M., and A. J. Heymsfield, Microphysical characteristics of three cirrus anvils sampled during the Central Equatorial Pacific Experiment (CEPEX), *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2401-2423, 1996.
- Miloshevich, L. M., and A. J. Heymsfield, A balloon-borne cloud particle replicator for measuring vertical profiles of cloud microphysics: Instrument design and performance, in paper presented at the International Conference on Clouds and Precipitation, Zurich, 1996.
- Minnis, P., K.-N. Liou, and Y. Takano, Inference of cirrus cloud properties using satellite-observed visible and infrared radiances. part I, Parametrization of radiance fields, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1279-1304, 1993.
- Minnis, P., Satellite remote sensing of cirrus: An overview, *paper presented at the International Conference on Cirrus*, Baltimore, Md., October 6-8, 1998.
- Parol, F., J. C. Buriez, G. Brogniez, and Y. Fouquart, Information content of AVHRR channel 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles, *J. Appl. Meteorol.*, **30**, 973-984, 1998.
- Raschke, E., European Cloud and Radiation Experiment (EUCREX), *final report*, EV5V - CT 92 - 0130 EUCREX-2, 1996.
- Raschke, E., P. Flamant, Y. Fouquart, P. Hignett, H. Isaka, P. R. Jonas, H. Sundquist, and P. Wendling, Cloud-radiation studies during the European Cloud Radiation Experiment (EUCREX), *Surv. Geophys.*, **19**, 89-138, 1998.
- Rolland, P., and K. N. Liou, Remote sensing of optical and microphysical properties of cirrus clouds using MODIS channels, *International Conference on Cirrus*, Baltimore, Md., October 6-8, 1998.

- Sassen, K., The polarization lidar technique for cloud research: A review and current assessment, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72, 1848-1866, 1991.
- Stephens, G. L., S. C. Tsay, P. W. Stackhouse Jr., and P. J. Flateau. The relevance of the microphysical and radiative properties of cirrus clouds to the climate and climatic feedback." *J. Atmos. Sci.*, 47, 1742-1753, 1990.
- SUCCESS, 2, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1327-1398, 1998.
- Takano, Y., and K. N. Liou, Solar radiative transfer in cirrus clouds. Part I : Single-scattering and optical properties of hexagonal ice crystals, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3-19, 1989.
- Van de Hulst H. C., *Light Scattering by Small Particles*, 470 pp, Dover, Mineola, N.Y., 1957.
- Vesperini, M., F.M. Bréon, and D. Tanré, Atmospheric water vapor content from spaceborne POLDER measurements, *IEEE TGRS*, 37, 1613-1619, 2000.
- Warren, S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Chervin, and R. Jenne, *NCAR Tech. Note, NCAR, TN-273 STR*, 212 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo., 1986.
- Warren S. G., C. J. Hahn, J. London, R. M. Chervin, and R. Jenne, *NCAR Tech. Not, NCAR, TN-317 STR*, 212 pp., Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo., 1988.
- Wendling, P., R. Wendling, and H. K. Weickmann, Scattering of solar radiation by hexagonal ice crystals, *Appl. Opt.*, 18, 2663 - 2671, 1979.
- H. Chepfer and P. Flamant, Laboratoire de Météorologie Dynamique, Ecole Polytechnique, 91128 Palaiseau Cedex, France. (chepfer@lmd.polytechnique.fr)
- P. Goloub and J. Riedi, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France.
- J. De Haan and J. Hovenier, Department of Physics and Astronomy, Free University of Amsterdam, The Netherlands.
- J. Hovenier, Astronomical Institute "Anton Pannekoek", University of Amsterdam, The Netherlands.

(Received September 29, 1999; revised March 16, 2000; accepted May 4, 2000.)

---

*Ice crystal shapes in cirrus clouds derived from POLDER-1/ADEOS I.*

**H. Chepfer, P. Goloub, J. Riédi, J.F.D. Haan, J.W. Hovenier  
and P.H. Flamant**

*Journal of Geophysical Research, 106, 7955-7966, 2001*

---

## 5.2 Relations entre phase thermodynamique et paramètres physiques

### 5.2.1 Analyse des données ARSCL

La méthode de détermination de la phase utilisant les mesures POLDER ne requiert aucune hypothèse sur la température du nuage ou sur les tailles limites des particules, et ne nécessite pas l'utilisation de profils de température ou d'humidité atmosphérique. La méthode ne suppose a priori aucune relation entre la phase du nuage et les conditions thermodynamiques ou dynamiques qui règnent dans l'atmosphère au voisinage de la parcelle nuageuse. La comparaison directe de la phase du nuage, obtenue par POLDER, à des informations comme l'humidité ou la température, établies précisément par ailleurs, doit ainsi vraiment permettre d'établir des relations liant la phase aux grandeurs thermodynamiques pronostiquées dans les modèles.

Les données ARSCL, que nous avons utilisées à des fins de validation, nous ont également permis de mettre en évidence la possibilité d'obtenir de telles relations en couplant les résultats POLDER à des mesures effectuées par d'autres instruments.

Le jeu de données de Clothiaux et al, fournit, entre autres informations, l'altitude et la température du sommet de la couche nuageuse détectée. Nous avons donc effectué une analyse de la dépendance de la phase du sommet du nuage en fonction de sa température et de la pression. Pour cela, nous avons sélectionné les cas nuageux stables et homogènes en nous basant sur l'évolution de la couverture observée par le radar une demi-heure avant et après le passage de POLDER. Un total de 78 cas ont ainsi été retenus et analysés. La figure 5.4 présente la distribution de la phase au sommet des nuages observés au-dessus du site ARM-SGP en fonction de la température et de la pression dérivées des mesures sols. On peut observer très clairement que les cas liquides sont généralement bien séparés des nuages de glace par un seuil à 240 K. Les exceptions concernent les cas multicouches et les bords de nuages liquides comme expliqué dans la section 2 du chapitre 4.

Il est évident que la valeur de ce seuil établie pour moins d'une centaine d'observations ne peut être généralisée à d'autres sites pour lesquels les situations météorologiques moyennes peuvent être totalement différentes. De plus, la transition s'étend probablement sur une gamme de température plus étendue que celle qui a pu être mise en évidence par notre analyse. Néanmoins, cette étude pourrait être étendue à d'autres sites disposant d'instruments permet-

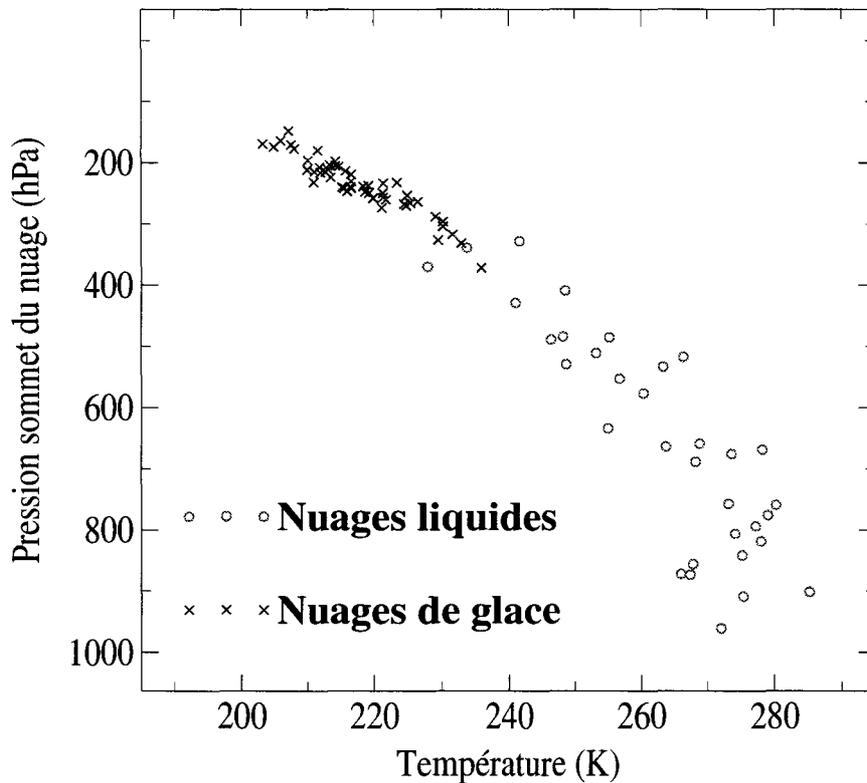


FIG. 5.4 – Distribution des observations de phase liquide et glace (selon POLDER) en fonction de la température et de la pression au sommet du nuage (selon ARSCL).

tant une détermination correcte de l'altitude et de la température du sommet des couches nuageuses. Il est également important de noter que ces analyses sont parfaitement complémentaires à celles effectuées à partir de mesures lidar pour les cirrus. L'utilisation de données radar/lidar permet cependant d'analyser une plus grande variété de couvertures nuageuses puisque le lidar est limité par l'épaisseur optique du nuage sondé.

Enfin, nous avons considéré ici le couplage de POLDER à des instruments de télédétection active au sol. De nombreux instruments lidar et radar sont aujourd'hui équipés pour la mesure du taux de dépolarisation et l'on pourrait penser que POLDER n'est dans ce cas pas indispensable puisque l'information phase peut être déduite directement de telles mesures. Cependant, de nombreux instruments de télédétection passive ou active peuvent fournir l'altitude ou la température d'un nuage de façon relativement précise sans pour autant être capable d'en établir la phase. Dans ces cas précis, l'apport de POLDER est incontestable pour l'établissement de relations liant la phase du nuage et les autres paramètres thermodynamiques.

### 5.2.2 Analyse conjointe POLDER/ATSR-2

L'étude de *Giraud et al.*, [2001] illustre parfaitement ce dernier point. Les mesures obtenues dans l'infrarouge à partir des canaux à 11 et 12  $\mu\text{m}$  de l'ATSR-2 permettent d'obtenir les températures de brillance du nuage pour chaque canal. Si le nuage observé est suffisamment épais, les températures de brillance observées dans chaque canal sont très proches l'une de l'autre et correspondent à la température thermodynamique du nuage. La comparaison directe des mesures de l'ATSR-2 à l'information phase déduite de POLDER permet ainsi d'établir presque immédiatement une relation (statistique) entre la température et la phase au sommet d'un nuage. Il est mis en évidence :

1. qu'une transition rapide de la phase liquide à la phase glace s'effectue entre 260 K et 240 K
2. que la phase liquide semble se maintenir à des températures plus basses au-dessus des continents qu'au-dessus des océans.

Ces observations pourraient être utilisées directement dans certains modèles qui diagnostiquent la phase thermodynamique de l'eau condensée en fonction de la température.

Cette étude a également conduit à remettre en cause certaines hypothèses émises lors d'études antérieures sur la microphysique des cirrus. En particulier, il est démontré que les plus fortes différences de température de brillance ne sont pas systématiquement associées à des cirrus, mais, au contraire, à des nuages liquides semi-transparents. Ce résultat va à l'encontre des hypothèses formulées par différents auteurs [Inoue, 1985] pour la détection des cirrus, et remet donc en cause certains résultats obtenus concernant la microphysique de ces nuages [Parol et al., 1991, Giraud et al., 1997].

Ces analyses prouvent, une fois de plus, l'intérêt de coupler les résultats provenant de différents instruments lorsque des informations obtenues de manière indépendante sont disponibles. Les résultats présentés par *Giraud et al.*, ne concernent que deux journées pour lesquelles des mesures simultanées POLDER et ATSR-2 étaient disponibles. Une analyse plus complète de l'ensemble des données simultanées devrait permettre, dans le futur, de confirmer (ou d'infirmer) les différences mises en évidence entre continents et océans. De plus, une analyse comparative des indices de phase POLDER et ATSR devrait permettre de mieux cerner encore les limitations

de chaque méthode et de progresser ainsi dans la compréhension des mesures proche infrarouge sur lesquelles sont basées certaines méthodes de télédétection de la phase (ATSR, MODIS).



# Analysis of direct comparison of cloud top temperature and infrared split window signature against independant retrievals of cloud thermodynamic phase.

V. Giraud, O. Thouron, J. Riedi and P. Goloub

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, France

**Abstract.** An accurate determination of cloud particle phase is required for retrieval of other cloud properties. The main purpose of this letter is to demonstrate that the cloud phase assumption made in previous cirrus clouds retrievals using infrared split window signatures is not relevant. Coincident observations of the Earth surface from ERS-2 and ADEOS-1 satellites give us the opportunity to compare clouds infrared signatures, as observed by ATSR-2 onboard ERS-2, with cloud thermodynamic phase derived from POLDER onboard ADEOS-1. We find out, firstly, that large Brightness Temperature Differences (BTD), estimated between 11 and 12  $\mu\text{m}$ , may occure for cold liquid water clouds consisting of small supercooled droplets (i.e. altostratus). These BTDs have no longer been attributed to cirrus clouds as previous studies have been. Secondly, the probability to observe ice or water clouds with respect to their cloud top temperature is quantified for our data set. A sharp transition between the ice and water phase is shown for cloud top temperatures ranging between 240 and 260 K. The probability for a cloud to be composed of super-cooled liquid droplets is shown to be higher over land than over ocean. This points out that ice activation susceptibility is more efficient in maritime air mass than in continental one.

## Introduction

The retrieval of global cloud properties depends on accurate interpretation of satellite radiometric data. During the last 15 years, intensive research for determining cirrus clouds effective microphysical properties from multispectral satellite imagery has been performed [Inoue, T., 1985], [Minnis *et al.*, 1993], [Giraud *et al.*, 1997], [Chung *et al.*, 2000]. These retrievals are commonly based on the significant wavelength dependency of cloud absorption in the infrared window (10-12  $\mu\text{m}$ ). Nevertheless, the main weakness of actual methods is the assumption made upon cloud phase. For satellite retrievals, cloud particles phase discrimination is quite determinant since the optical properties of liquid particle and solid ones are distinct. This is mainly due to the impact of particle's shape as well as differences in ice and liquid water refractive indices which both strongly influence radiation absorption and scattering.

The purpose of this paper is to discuss cloud top temperatures and infrared signatures, as observed with ATSR-2,

with respect to their thermodynamic phase as unambiguously derived from POLDER. The validity of cloud phase assumption made by considering cloud top temperatures is evaluated, and impact on split window retrievals is inferred.

## Data processing

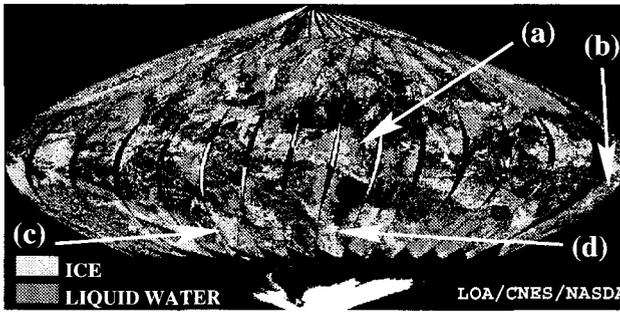
On June 12, 1997, POLDER and ATSR-2 observed the same Earth area within a 10 minute range. This dataset gives a first opportunity to analyze several cloudy scenes with independent and complementary satellite measurements. The overlap of the swath of the two sensors gives access to about 120  $10^6$   $\text{km}^2$  of the Earth.

POLDER has been working for 8 months from November 1996 to June 1997. Using the polarization and directionality capabilities, of this pioneer space-borne polarimeter, thermodynamic cloud phase (liquid or ice) can be inferred [Goloub *et al.*, 2000], [Riedi *et al.*, 2000]. Operational POLDER phase product is delivered at a spatial resolution of 60 km x 60 km [Bouriez *et al.*, 1997]. However, the Cloud Top Phase (CTP) retrieval algorithm can be applied directly to full resolution data. In the present study, the cloud thermodynamic phase has been derived at full resolution (6.2 km x 6.2 km), which is much more appropriate for a joint analysis, considering the ATSR spatial resolution at nadir (i.e. 1.1 km x 1.1 km). Also, previous studies have shown the scale of natural variability of the CTP to be much closer to full POLDER resolution than the operational product actually delivered. This gain in resolution is somehow counterbalanced by the fact that thin clouds (visible optical depth less than 2.0) or cloud edges tend to be declared as ice clouds (regardless of the actual cloud phase). This problem is more sensitive at full resolution and appears mainly on the pixels forming edges of broken liquid clouds. In the following, ice/liquid clouds refer to POLDER full resolution pixels declared as ice/liquid by the POLDER CTP algorithm. Figure 1 illustrates the global daily distribution of CTP derived from POLDER on June 12, 1997.

ATSR-2 has two thermal infrared channels centered at 10.8 and 12  $\mu\text{m}$  matching those of AVHRR. Details of the instrument may be found in [Mullow *et al.*, 1998].

The measurements taken by POLDER are relocated on a standard reference grid. This grid is obtained from a sinusoidal projection, whose constant step is 1/18 degrees in longitude (i.e. 6, 2 km). ATSR-2 data are projected on this reference grid. ATSR-2 resolution being 6 times better, ATSR-2 pixel pertaining to the same POLDER pixel are averaged.

In this note, only pixels observed from both POLDER and ATSR-2 within  $\pm 10$  minutes are considered. The cloud



**Figure 1.** POLDER thermodynamic phase index on June 12.

mask, extensively discussed in [Bouriez *et al.*, 1997] and [Parol *et al.*, 1999], is produced at full resolution by POLDER. Regions poleward  $60^\circ$  were rejected in our studies to avoid possible problems in cloud detection above sea ice and snow covered lands.

## Analysis

### BTD signatures for ice and liquid clouds

Since the imaginary part of the refractive index represents the absorptive properties of a material, it is clear from Fig. 2 that both ice and liquid water absorb more infrared radiation at  $12 \mu\text{m}$  than at  $11 \mu\text{m}$ . These differences imply that semi-transparent clouds are more opaque to telluric radiation at  $12 \mu\text{m}$ , and then explain that BTD could be observed between 11 and  $12 \mu\text{m}$ . Figures 3a, 3b, 3c and 3d show the bispectral radiance scatter plots for the regions denoted by the boxes A, B, C and D in the image (Fig. 1), where infrared signatures are complete and well defined. The coldest temperatures corresponding to very low BTDs are representative of the opaque parts of the clouds. According to POLDER cloud detection, warmer temperatures correspond to clear sky pixels. Intermediate temperatures are associated to more or less semi-transparent clouds. Signatures in Fig. 3a and 3b exhibit very pronounced arches typical of liquid water clouds. The high BTD values can only be explained by the occurrence of small liquid droplets with effective radius less than  $5 \mu\text{m}$ . Ice cloud signatures shown in Fig. 3c and 3d are more scattered and smaller BTDs are reached. Figure 4 presents BTD statistical distribution values for liquid water and ice clouds. This highlights that the strongest BTDs, beyond 6 K, are predominantly associated to semi-transparent water clouds. Cloudy pixels having their BTD between 1 and 5 K are equally associated to the liquid or ice phase. These pictures clearly demonstrate the difficulties in correctly interpreting BTD signatures without phase information. Notice that in clear sky conditions, BTDs are due to water vapor absorption and are limited to 1 or 2 K. However, Figure 4 shows high BTD even where no cloud is detected from POLDER. This makes doubt about the ability to detect very thin clouds from POLDER, but has no impact on our analyses.

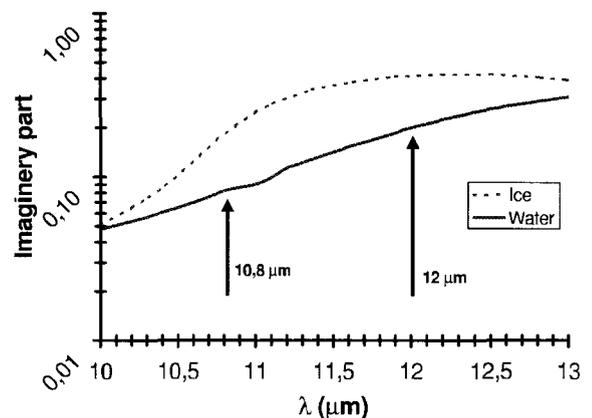
T. Inoue[1985], has suggested that semi-transparent cirrus clouds could be detected from large BTDs. This is clearly in contradiction with our observations which suggest that semi-transparent liquid water clouds present large BTDs, too. Assuming spherical particles, Giraud *et al.*[1997] show that, for overcast pixels, and a fixed optical depth,

BTD decreases with the size of the particles and increases with the contrast between the cloud-free and the opaque cloud brightness temperatures. Complementary simulations demonstrate that BTDs are larger for ice spheres than for liquid water spheres for identical cloudy conditions (i.e. if only refractive index is changed). Thus, assuming that cirrus microphysics could be described by spherical particles, we may expect a retrieved effective radius for cirrus clouds greater than for liquid water clouds.

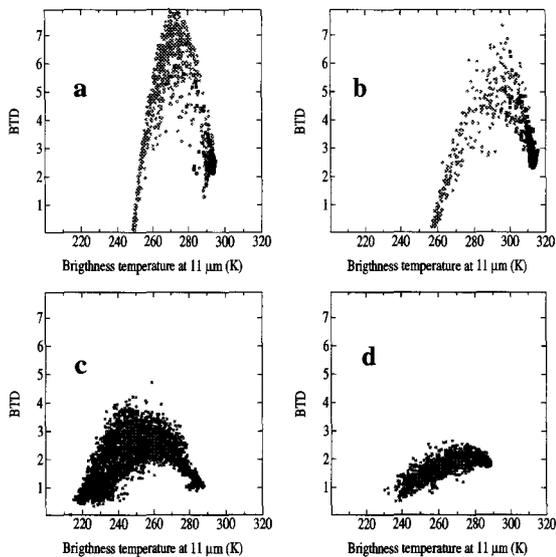
Considering the above results, some retrievals of cirrus cloud's effective microphysical properties developed by several authors should probably be attributed to liquid clouds. In particular, [Giraud *et al.*, 1997] and [Lin and Coakley, 1993] found high values of the microphysical parameter, which correspond to small spheres, for cloud warmer than 240 K. Our results tend to demonstrate that clouds analyzed in these studies were actually liquid clouds (i.e. altostratus clouds). The surprising decrease of effective radius at temperature larger than 235 K (Fig. 8 in [Giraud *et al.*, 1997]) may probably be explained by a change in CTP. The lack of small size particles found by these authors, for temperature below 235 K, is in agreement with our observations and consolidates our assumption that cirrus clouds generally don't exhibit as high BTDs as expected. Small BTDs observed for ice clouds may be attributed to the effects of particle sizes as well as particle shapes.

### Phase versus Cloud Temperature

In this part, we analyse relation between cloud top phase derived from POLDER and the cloud top temperature from ATSR-2 IR channel. Brightness temperature, as derived from infrared channels, is representative of the cloud top thermodynamic temperature when the two following conditions are satisfied. First, the influence of the clear atmosphere located above the cloud is negligible. In the infrared window, water vapor is the principal atmospheric gas absorber. It is concentrated at low altitude, thus very low atmospheric absorption occurs above high or middle level clouds. Second, clouds are assumed to be opaque and radiate like blackbody. As mentioned previously, cloudy pixels are selected according to POLDER algorithm whereas



**Figure 2.** Imaginary part of refractive index for water and ice from 10 to  $13 \mu\text{m}$ . The two arrows correspond to the two ATSR-2 thermal channels used in the study.



**Figure 3.** Examples of bidimensional scatter diagrams as observed with ATSR-2 data from the regions A, B, C and D, respectively (see Fig. 1). CTP information is represented in black for clear sky, red for liquid clouds and blue for ice clouds.

opaque clouds are selected when BTD is lower than 1 K, (i.e. emissivity is quite similar to 1 in the two channels).

The presence of ice particles, within clouds, increases as temperature decreases below 273 K, as illustrated in Fig. 5, showing the combined results of POLDER phase and ATSR-2 cloud top temperature retrievals. Distinction between clouds over land and those over ocean exhibits several differences in the probabilities for a cloud to be liquid or ice. Considering a temperature within the range of 220 to 270 K, the probability for a cloud to be composed of ice particles is always smaller over land. In other words, liquid clouds persist at lower temperature over land than over ocean. Over land, clouds having their top temperature greater than 260 K consist, in great majority (95%), of super-cooled droplets. Over ocean, at the same temperature, about 30% are ice clouds. Ice and water cloud equal distributions are reached around 250 K over land, 255 K over ocean.

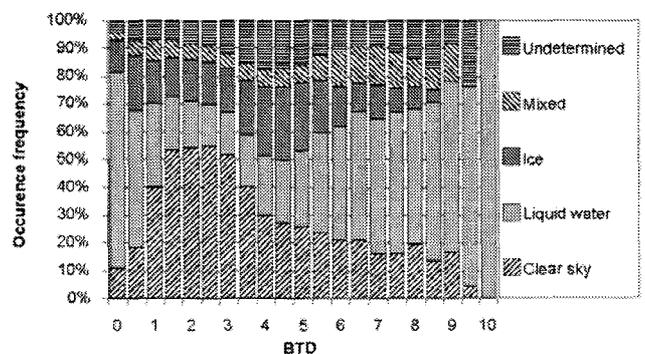
In pure cloud droplets or highly diluted deliquescent condensation nuclei, the spontaneous ice formation is expected to occur over a narrow range of temperatures from about 238 to 235 K [Pruppacher, H.R., 1995]. Our results show that below about 240 K there is more than 95% probability that clouds over the ocean are glaciated. Over land, the same probability is only reached below 230 K. At 240 K, 12% of the cloud over land remain liquid. Based on numerous theoretical studies which explain homogeneous freezing of haze particles (e.g., [Sassen and Dodd, 1988, 1989]; [Heymsfield and Sabin, 1989]; [Heymsfield and Miloshevich, 1993]; [Heymsfield et al, 1995]; [DeMott et al, 1994]; [Jensen et al, 1994a,b]), we speculate that freezing temperatures may be lower in continental environments than in maritime ones, as a result of different aerosol mass concentrations. Indeed, more cloud condensation nuclei lead to smaller supercooled droplets and elevation of solute concentrations. The transition temperatures, at which homogeneous nucleation rapidly ensues, are depressed for elevated solute concentration or for small haze particles.

For temperatures larger than 240 K, the freezing temperature differences between continental and maritime air masses range from 3 K at 245 K to 10 K at 270 K. These differences cannot be explained by a homogeneous freezing processes. For this temperature range, ice appears from heterogeneous processes like deposition, condensation freezing, immersion freezing and contact freezing, which all require ice nuclei (IN) [Masson, B.J., 1957]. Surface physical and chemical property requirements, for an aerosol to act as IN, are complex and poorly understood. While the potential impact of heterogeneous ice nuclei in ice formation has been clearly stated ([Sassen and Dodd, 1988]; [Detwiler, A., 1989]; [Heymsfield and Sabin, 1989]; [Heymsfield and Miloshevich, 1993]; [Heymsfield et al, 1995]; [Jensen et al, 1994a,b]), effects on cirrus cloud formation have not been yet clearly understood. Difficulties in studying heterogeneous nucleation processes are probably due to the fact that these processes have not shown themselves to be readily tractable through the application of classical theory [Pruppacher and Klett, 1978]. Several sources of IN can be found both over ocean and over land. For example, sea water rich in plankton and decayed plant leaves contain copious ice nuclei. Our results seem to point out that maritime IN are more efficient than continental ones, probably due to their differences in chemical and physical properties, as suggested before by [Heymsfield et al, 1998] during SUCCESS experiments.

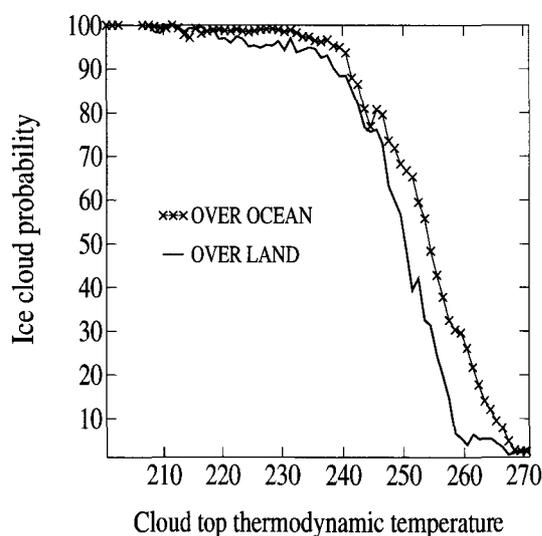
Result interpretations will remain speculative until appropriate new measurements of CN and IN concentration and efficiency to nucleate ice are obtained in the upper troposphere.

## Conclusions

Two main results have been obtained from the direct analysis of cloud infrared signatures against their thermodynamic phase. Firstly, the higher BTDs were observed for semi-transparent liquid clouds. Cirrus clouds don't exhibit as high BTD values as expected by previous results. Results of many cloud retrievals have to be revised considering that cloud phase assumption is not relevant. Secondly, in continental air mass, the probability that liquid clouds form and maintain at lower temperatures is higher than in maritime air mass. We speculate that in maritime air mass, aerosols could be activated in warmer conditions than in continental ones. Of course, this study is limited to a unique day and has to be confirmed and completed with a larger data set. Nev-



**Figure 4.** Two-dimensional histograms of the frequency of POLDER CTP index versus ATSR-2 BTD.



**Figure 5.** Probability of ice being detected in clouds as a function of the cloud top temperature, over ocean and land.

ertheless, the analysis presented in this paper clearly shows the potentialities of mixing observations from very complementary satellite measurements. This kind of analysis will be more attractive again from future satellite missions such as EOS-PM, PICASSO-CENA, PARASOL and CloudSat which will be in orbit at a coincident time and location in 2003.

**Acknowledgments.** We thank N. Houghton, from Rutherford Appleton Laboratory, for making ATSR-2 data available and F. Hennequart who processed the POLDER data at LOA. We are also very grateful to Sara Hupp for his helpful comments on the manuscript. O. Thouron is supported by a doctoral grant from CNES and the Région Nord-Pas-de-Calais.

## References

- Buriez J.C., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, B. Bonnel, Y. Foucart, P. Couvert and G. Sèze, Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER. *Int. J. of Remote Sensing*, 18, 2785-2813, 1997.
- Chung, S., S. Ackerman, P.F. van Delst and W.P. Menzel, Model calculations and interferometer measurements of ice cloud characteristics. *J. Appl. Meteorol.*, in press, 2000.
- DeMott, P.J., M.P. Meyers and W.R. Cotton, Numerical model simulations of cirrus clouds including homogeneous and heterogeneous ice nucleation. *J. Atmos. Sci.*, 51, 77-90, 1994.
- Detwiler, A., Comments on "Homogeneous nucleation rate of highly supercooled cirrus cloud droplets" by K. Sassen and G.C. Dodd. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2344-2345, 1989.
- Goloub P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riedi, G. Brogniez, P. Couvert and G. Sèze, Cloud Thermodynamical Phase Classification from the POLDER Spaceborne instrument. *J. Geophys. Res.* 105, 14747-14759, 2000.
- Heymsfield, A.J. and R.M. Sabin, Cirrus crystal nucleation by homogeneous freezing of solution droplets. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2252-2264, 1989.
- Heymsfield, A.J. and L.M. Miloshevich, Homogeneous ice nucleation and supercooled liquid water in orographic wave clouds. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2335-2353, 1993.
- Heymsfield, A.J., L.M. Miloshevich, C. Twohy, G. Sachse and S. Oltmans, Upper tropospheric relative humidity observations and implications for cirrus ice nucleation. *J. Atmos. Sci.*, 52, 4302-4326, 1995.
- Heymsfield, A.J. and L.M. Miloshevich, Relative humidity and temperature influences on cirrus formation and evolution: Observations from wave clouds and FIRE II. *Geophys. Res. Lett.* 9, 1343-1346, 1998.
- Jensen, E.J., O.B. Toon, D.L. Westphal, S. Kinne, and A.J. Heymsfield, Microphysical modeling of cirrus 1. Comparison with 1986 FIRE IFO measurements. *J. Geophys. Res.*, 99, 10421-10442, 1994a.
- Jensen, E.J., O.B. Toon, D.L. Westphal, S. Kinne, and A.J. Heymsfield, Microphysical modeling of cirrus 2. Sensitivity studies. *J. Geophys. Res.*, 99, 10443-10454, 1994b.
- Giraud, V., J.C. Buriez, Y. Foucart, and F. Parol, Large-scale analysis of cirrus clouds from AVHRR data: Assessment of both a microphysical index and the cloud-top temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 36, 664-675, 1997.
- Inoue, T., On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the 10  $\mu\text{m}$  window region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 88-98, 1985.
- Lin, X. and J. Coackley Jr, Retrieval of properties for semi-transparent clouds from multispectral infrared imagery data. *J. Geophys. Res.*, 98, 18501-18514, 1993.
- Masson, B.J., The Physics of Clouds, Oxford University Press, London, 481 pp, 1957
- Minnis, P., E.F. Harrison, L.L. Stowe, G.G. Gibson, F.M. Denn, D.R. Doelling and W.L. Smith, Jr., Radiative climate forcing by the mount Pinatubo eruption. *Science*, 259, 1411-1415, 1993.
- Mutlow, C., J. Murray, P. Bailey and A. Birks, A short guide to the ATSR-1 and V2 instruments and their data products, ATSR-1/2 User Guide, [www.atsr.rl.ac.uk](http://www.atsr.rl.ac.uk), 1998.
- Parol, F., J. C. Buriez, C. Vanbauce, P. Couvert, G. Sèze, P. Goloub and S. Cheinet, First results of the POLDER "Earth Radiation Budget and Clouds" operational algorithm. *IEEE/Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 1999.
- Pruppaker, H.R., A new look at homogeneous ice nucleation in supercooled water drops. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1924-1933, 1995.
- Pruppaker, H.R. and J.D. Klett, Microphysics of Clouds and Precipitation, 714 pp., D. Reidel, Norwell, Mass, 1978.
- Riedi J., M. Doutriaux-Boucher, P. Goloub and P. Couvert, Global distribution of cloud top phase from POLDER/ADEOS 1. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1707-1710, 2000.
- Sassen, K. and G.C. Dodd, Homogeneous nucleation rate for highly supercooled cirrus cloud droplets. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1357-1369, 1988.
- Sassen, K. and G.C. Dodd, Haze particle nucleation simulations in cirrus clouds, and applications on numerical and lidar studies. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3005-3014, 1989.
- V. Giraud, P. Goloub, J. Riedi and O. Thouron Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. France, Phone: (33) 03 20 43 47 66, Fax: (33) 03 20 43 43 42, (e-mail: [giraud@loaser.univ-lille1.fr](mailto:giraud@loaser.univ-lille1.fr); [goloub@loaser.univ-lille1.fr](mailto:goloub@loaser.univ-lille1.fr); [riedi@loaser.univ-lille1.fr](mailto:riedi@loaser.univ-lille1.fr); [thouron@loaser.univ-lille1.fr](mailto:thouron@loaser.univ-lille1.fr))

(Received July 13, 2000; revised December 5, 2000; accepted December 6, 2000.)

---

*Analysis of direct comparison of cloud top temperature and infrared split window signature against independant retrievals of cloud thermodynamic phase.*

**V. Giraud, O. Thouron, J. Riédi, P. Goloub**

*Geophysical Research Letters, 28, 983-986, 2001*

---

### 5.3 Conclusions

Les articles que nous venons de présenter illustrent parfaitement l'intérêt scientifique de l'indice de phase établi à partir de mesures multiangulaires de polarisation du rayonnement proche infrarouge rediffusé par les nuages. Cette information est pour la première fois disponible et dérivée à l'échelle du globe de manière innovante et indépendante :

- la méthode ne requiert aucune simulation préalable, et souvent lourde, du signal observé et n'impose pas de recourt à des LUTs.
- aucune donnée exogène n'est nécessaire pour décrire l'état thermodynamique de l'atmosphère au moment de l'observation
- la technique ne repose sur aucune hypothèse concernant les relations liant a priori la phase d'un nuage à sa température, sa pression ou l'humidité de la masse d'air

Ces atouts incontestables font que cette information nouvelle est particulièrement bien adaptée aux études visant à mieux comprendre les mécanismes de formation des nuages de glace.

Pour les instruments ne disposant pas de méthode de détection de la phase fiable, POLDER leur donne ainsi la possibilité d'effectuer des études microphysiques en faisant la bonne hypothèse sur la phase du nuage. La comparaison aux mesures ATSR montre clairement l'apport de la polarimétrie pour le développement de techniques de télédétection reposant sur une identification correcte de la phase nuageuse.

Enfin, l'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre applicatif montre les capacités réelles de POLDER pour l'établissement de paramétrisations nécessaires aux modèles, aussi bien sur le plan de la microphysique des nuages que sur le plan des relations liant la phase du nuage aux grandeurs thermodynamiques pronostiquées par les modèles de simulations numériques.

## Chapitre 6

# Conclusions et Perspectives

### 6.1 Conclusions

Le rôle important joué par les nuages dans le climat terrestre n'est plus, aujourd'hui, à démontrer. Notre connaissance des propriétés microphysiques et optique de la couverture nuageuse demande cependant à être consolidée afin d'améliorer la qualité des prévisions élaborées par les modèles de simulation du temps et du climat. Nous avons rappelé que la phase thermodynamique de l'eau condensée était un paramètre primordial pour la modélisation des nuages. C'est également la première information qu'il est nécessaire d'obtenir pour pouvoir effectuer des analyses plus aval de la couverture nuageuse, aussi bien microphysiques (taille, forme, orientation des particules) que macrophysiques (épaisseur optique, altitude).

Nous avons ensuite passé en revue différentes méthodes de détermination de la phase de l'eau constituant les nuages et montré qu'il n'existait pas de méthode permettant de la déterminer à l'échelle globale de manière totalement fiable. Cela est en partie dû au fait que ces dernières reposent sur des hypothèses liant, a priori, la phase de l'eau à différentes variables thermodynamiques, ou supposant des conditions limites de taille des particules. Or, ces relations et conditions limites ne sont généralement valables que de manière statistique (relation phase/température) et les grandeurs physiques utilisées dans les inversions (profils de température, d'humidité atmosphérique) sont souvent dérivées de, ou utilisent des réanalyses de modèles, sources poten-

tielles d'erreurs. Nous avons également souligné que seul le taux de dépolarisation fourni par des instruments de télédétection active, et sensible à la forme des diffusants, permettait d'obtenir la phase des particules nuageuses.

Nous nous sommes appuyés sur des simulations de la luminance polarisée diffusée par une couche nuageuse, pour différentes situations réalistes, afin d'évaluer la possibilité d'une détermination de la phase des nuages à partir des mesures de polarisation multidirectionnelles de l'imager "passif" POLDER. La sensibilité de ce type de mesures à la forme des particules, prédites par les simulations, a pu être indiscutablement confirmée par l'analyse des observations POLDER dans le proche infrarouge. Une méthode de détermination de la phase des nuages basée sur l'analyse de ces mesures a été développée au cours de ce travail dont une partie a consisté à vérifier la justesse des résultats obtenus, par comparaison à des informations de nature différente. Les observations synoptiques de la couverture nuageuse regroupées par Hahn et al, [1998], nous ont permis de tester la cohérence des résultats pour les nuages hauts. En complément, la classification nuageuse établie à partir de l'imagerie METEOSAT a mis en évidence la validité de notre méthode pour les nuages bas et moyens. A une échelle plus locale, la confrontation aux données ARSCL nous a permis d'analyser, de manière très approfondie, un ensemble de 201 situations bien documentées. Encore une fois, les résultats obtenus attestent la fiabilité de notre méthode dans la très grande majorité des cas.

Les limites de notre méthode ont pu être identifiées et concernent :

- les cas multicouches lorsque la couche supérieure est un nuage de glace assez fin (épaisseur optique inférieure à 2.0)
- les nuages liquides fins et fractionnés dont l'épaisseur optique est inférieure à 0.5/1.0
- l'occurrence possible, mais peu probable, de particules de glace sphérique

On peut ajouter à cela un problème découlant d'une détection nuageuse parfois erronée des *aérosols*<sup>1</sup> d'origine minérale, qui, lorsqu'ils sont pris pour des nuages, sont systématiquement déclarés comme des nuages de glace (particules non sphériques).

L'analyse de l'ensemble des observations de POLDER a permis d'estimer les variations spatiales et temporelles de la phase des nuages à l'échelle globale et montre qu'au minimum 32% de l'ensemble de la couverture nuageuse correspond à des nuages de glace. Compte tenu des cas

---

<sup>1</sup>Ceci n'est pas une limite intrinsèque de notre méthode mais découle de certaines contraintes de la détection nuageuse

mixtes observés, nous pouvons affirmer que plus de 40% des observations nuageuses de POLDER correspondent à des nuages de glace pour la couche supérieure.

Nous avons ensuite confronté nos résultats à deux climatologies de la couverture nuageuse existantes. Les analyses effectuées pour les données ISCCP-D1 et UW HIRS Cloud Climatology ont montré la bonne cohérence globale du produit phase POLDER, bien que les analyses soient compliquées par la comparaison d'informations de nature différente (Phase POLDER vs Nuages froids Climatologie). Le jeu de données HIRS a également permis de mettre en évidence certains problèmes de *détection nuageuse* (confusion avec les aérosols) et de mieux cerner la sensibilité de POLDER aux nuages fins.

Enfin, nous avons présenté des applications directes du travail effectué, et démontré l'intérêt de l'information phase POLDER pour les études microphysiques à l'échelle globale. Les potentialités des résultats obtenus ont également été mises en évidence en ce qui concerne le développement de paramétrisations nécessaires à une meilleure représentation de la phase dans les modèles.

L'ensemble des résultats que nous avons obtenus nous permet de conclure que la méthode de détermination de la phase des nuages, utilisant la mesure de polarisation proche infrarouge, fournit une information originale et fiable à l'échelle du globe qu'aucune autre expérience satellitale ne peut prétendre fournir à ce jour. Ces résultats, essentiels, n'auraient jamais été obtenus sans la mise en oeuvre d'un concept instrumental tel que POLDER. La suite, déjà programmée, de cette expérience et le développement, depuis lors, de nouveaux instruments, permettent d'envisager différentes perspectives dont nous allons tenter de dessiner ci-après les contours.

## 6.2 Perspectives

Les perspectives ouvertes par les résultats exposés dans ce mémoire sont de deux types. Les premières concernent les améliorations et développements futurs que nous pourrions apporter afin de rendre notre méthode de détection de phase encore plus robuste. Nous avons rappelé, en conclusion, les limitations auxquelles nous étions confrontés et il est légitime de chercher à les réduire. Le deuxième type de perspectives concerne les études qui pourront être menées à

partir des résultats fournis par POLDER. Il s'agira d'une part d'améliorer nos connaissances des propriétés microphysiques des nuages et, d'autre part, de profiter de l'information originale fournie par POLDER pour développer de nouvelles méthodes de télédétection des paramètres microphysiques nuageux.

## Extensions spectrales

La principale limitation de notre méthode est liée à la non-saturation de la luminance polarisée pour les faibles épaisseurs optiques. Dans ce cas, la contribution de la diffusion moléculaire ou l'influence de la surface peuvent compliquer l'analyse des signatures polarisées. Concernant la contribution moléculaire résiduelle au-dessus du nuage, l'utilisation de longueurs d'onde plus grandes permettrait de s'affranchir de ce problème. Les premières analyses d'observations à  $2.2\mu\text{m}$  en polarisation, réalisées à l'aide du Research Scanning Polarimeter (RSP) au-dessus de nuages liquides montrent que la sensibilité à la microphysique du nuage est toujours effective à ces longueurs d'ondes. Le couplage de mesures polarisées à  $0.865$ ,  $1.6$  et  $2.2\mu\text{m}$  permettrait sans doute de mieux contraindre la détermination de phase en utilisant à la fois l'information contenue dans les comportements angulaires de diffusion et les propriétés d'absorption différentielle de l'eau liquide et de la glace à ces longueurs d'ondes. De plus, l'utilisation de canaux du proche infrarouge permet une bien meilleure détection des nuages fins de type cirrus. L'analyse des cas de phase mixte pourrait ainsi se trouver grandement facilitée par l'apport d'informations relatives à la partie supérieure de la troposphère.

En ce sens, le développement d'un instrument du type de POLDER, mais avec des capacités spectrales étendues, reste un projet tout à fait viable et intéressant malgré la forte "concurrence" d'instruments comme MISR ou MODIS [King et al., 1992].

Les mesures multidirectionnelles instantanées acquises par POLDER posent des difficultés d'utilisation et d'interprétation d'une complexité peu commune, en regard des données acquises par un spectromètre comme MODIS. Nous sommes loin d'avoir totalement révélé la richesse de telles observations mais l'expérience acquise au cours de la mission POLDER 1 sera un atout indéniable pour retirer des futures missions tout leur potentiel.

En attendant de disposer d'un instrument POLDER de Seconde Génération<sup>2</sup>, nous devons nous attacher à démontrer, de manière plus approfondie, l'apport de POLDER dans le cadre de

---

<sup>2</sup>Pour l'instant virtuel et donc irrémédiablement idéal!

missions multi-instrumentales ou d'études conjointes.

### Synergies instrumentales

Nous avons exposé dans le chapitre 2, et venons de rappeler l'intérêt de mesures dans le moyen infrarouge pour la détection des cirrus et les analyses microphysiques. Les instruments de la série ATSR sont dotés d'un canal à  $1.6\mu\text{m}$  qui, combiné à un second canal visible ou proche infrarouge, permet la restitution de la taille des particules, de l'épaisseur optique et de la phase d'un nuage [Watts, 1997, Baran et al., 1999]. Cette dernière n'est pas toujours déterminée de manière non ambiguë, comme nous l'avons souligné au chapitre 2, ce qui a un impact direct sur les rayons de particules retrouvés et sur l'épaisseur optique inversée par cette technique. Les instruments POLDER-1/ADEOS-1 et ATSR-2/ERS-2 ont pu acquérir certains jours des données simultanément. Pour 10 journées en particulier, il y a coïncidence presque parfaite entre les sous-traces et les heures de passages des deux instruments. Ceci permet d'envisager une analyse conjointe des données ATSR-2 et POLDER-1 (exemple Giraud et al) et la confrontation de la phase du nuage déterminée par POLDER à celle déduites de mesures à  $1.6\mu\text{m}$  de l'ATSR-2. En se basant sur des situations pour lesquelles POLDER peut distinguer la phase de façon indiscutable, une telle analyse conjointe permettrait, en particulier, d'établir dans quelles circonstances la méthode développée par *Watts et al*, est la moins fiable. Les résultats fournis par ce type d'études pourraient permettre, par exemple, une meilleure compréhension du signal observable à  $1.6\mu\text{m}$ . A terme, ces informations pourraient contribuer à l'amélioration de la détermination des paramètres microphysiques nuageux, basée sur des canaux du visible, proche et moyen infrarouge. Cette approche fait d'ailleurs l'objet d'un projet de recherche visant à améliorer la détection de phase de jour pour l'instrument MODIS, en nous basant sur une étude préliminaire des données POLDER-1 et ATSR-2. Nous mènerons ce projet au sein de l'équipe MODIS Atmosphere à partir de décembre 2001, en collaboration avec les équipes "ATSR" du Rutherford Appleton Laboratory, et "POLDER" du Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

Enfin, il nous semble inévitable de terminer l'exposé de nos perspectives, en présentant quelques idées sur la future mission AQUA TRAIN qui regroupera à partir de 2003, pas moins de 15 instruments dédiés à l'observation de la Terre (voir Tableau 6.1). Ces derniers seront disposés sur 5 plateformes différentes mises en orbites pour former un "train" permettant l'observation quasi-simultanée d'une même scène par l'ensemble des instruments en opérations.

Plateforme	AQUA (EOS-PM1)	ESSP-3-CENA	CloudSat	PARASOL	EOS-CHEM
Instruments	AIRS	LIDAR		POLDER	MLS
	MODIS				TES
	AMSU-A	WFC	CPR		
	CERES				HIRDLS
	HSB	IIR			
	AMSR-E				OMI

TAB. 6.1 – Tableau récapitulatif des instruments de l'AQUA-TRAIN

Si l'ensemble de ces plateformes est effectivement positionné en orbite, nous nous trouverons face au plus impressionnant déploiement d'instruments d'observation de la Terre par satellite rassemblés dans le cadre d'une même mission. Cette expérience représentera alors un formidable défi, non seulement pour les équipes associées à chaque mission, mais également pour ceux qui chercheront à tirer parti des complémentarités qui existent entre ces différents instruments. Les aficionados de la synergie instrumentale auront alors tout le loisir d'exprimer leur talent. Il ne s'agira pas ici, simplement, de comparer les différents résultats obtenus par chaque instrument pour quelques cas sélectionnés. Nous allons devoir élaborer des procédures systématiques d'analyse basée sur des informations hétérogènes et présentant forcément une variabilité importante des géométries d'observation, voir des incomplétudes. La synergie ne sera alors plus simplement instrumentale mais disciplinaire. Il faudra sans doute prendre en compte les travaux réalisés dans les domaines du traitement de l'information et de l'image par des approches qui pourront paraître à certains peu orthodoxes. Les techniques d'analyse fondées sur les réseaux de neurones, pour ne citer que celles-ci, sont maintenant bien développées. Elles ont acquis une maturité suffisante pour qu'on puisse en envisager l'utilisation tout en conservant une bonne compréhension des problèmes physiques sous-jacents.

Enfin, la combinaison de ces différents instruments sera délicate à mettre en place et l'on se focalisera, nécessairement et logiquement, sur les informations les plus originales. Sur ce dernier point, nous pouvons affirmer que chaque instrument devra faire la preuve de ce qu'il peut apporter à une étude conjointe. Si la question ne se pose pas réellement pour le lidar (ESSP3-CENA) ou le radar (CLOUDSAT), l'apport de POLDER, face à des mesures MODIS résolues au demi kilomètre, se jouera forcément sur le terrain de la polarisation et de la multidirectionnalité...





## **Annexe A**

# **Classification nuageuse**

Genre	Abbréviation	Description
Cirrus	Ci	Nuages séparés, en forme de filaments blancs et délicats ou de banc ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu) ou un éclat soyeux, ou les deux.
Cirrocumulus	Cc	Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombres propres, composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, ..., soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement ; la plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à un degré.
Cirrostratus	Cs	Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, et donnant généralement lieu à des phénomènes de halo.
Alto cumulus	Ac	Banc, nappe ou couche de nuages blancs ou gris, ou à la fois blancs et gris, ayant généralement des ombres propres, composées de lamelles, galets, rouleaux, ..., d'aspect parfois partiellement fibreux ou diffus, soudés ou non ; la plupart des petits éléments ont généralement une largeur apparente comprise entre 1 et 5 degrés.
Altostratus	As	Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou blanchâtre, d'aspect strié, fibreux ou uniforme, couvrant entièrement ou partiellement le ciel, et présentant des parties suffisamment minces pour laisser voir le soleil au moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli. L'altostratus ne présente pas de phénomène de halo.
Nimbostratus	Ns	Couche nuageuse grise, souvent sombre, dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluie ou de neige qui, dans la plupart des cas, atteignent le sol. L'épaisseur de cette couche est partout suffisante pour masquer le soleil. Il existe fréquemment, au-dessous de la couche, des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle.
Stratocumulus	Sc	Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ou à la fois gris et blanchâtres, ayant presque toujours des parties sombres, composés de dalles, galets, rouleaux, ..., d'aspect non fibreux (sauf virga), soudés ou non ; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente inférieure à cinq degrés.
Stratus	St	Couche nuageuse généralement grise, à base assez uniforme, pouvant donner lieu à de la bruine, de la neige, ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible au travers de la couche, son contour est nettement discernable. Le stratus ne donne pas lieu à des phénomènes de halo, sauf éventuellement aux très basses températures. Parfois le stratus se présente sous forme de bancs déchiquetés.
Cumulus	Cu	Nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement sous formes de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble à un chou-fleur. Les parties de ces nuages éclairées par le soleil sont, le plus souvent, d'un blanc éclatant ; leur base, relativement sombre est sensiblement horizontale. Les cumulus sont parfois déchiquetés.
Cumulonimbus	Cb	Nuage dense et puissant, à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours. Une partie au moins de sa région supérieure est généralement lisse, fibreuse ou striée, et presque toujours aplatie ; cette partie s'étale souvent en forme d'enclume ou de vaste panache. Au-dessous de la base de ce nuage, souvent très sombre, il existe fréquemment des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle, et des précipitations, parfois sous forme de virga.

TAB. A.1 – Définition des genres de nuages. D'après le cours de l'École Nationale de la Météorologie. "l'observation en surface : nuages et autres météores."

## Annexe B

# Instrument POLDER

L'instrument POLDER est le premier radiomètre spatial à utiliser une matrice CCD bidimensionnelle comme détecteur, lui permettant ainsi de fournir une image instantanée de la zone survolée. Son optique grand champ (Figure B.1), de distance focale 3.57 mm, constituée d'une lentille asphérique lui confère un champ de visée maximum de  $\pm 57^\circ$  suivant la diagonale de la matrice, de  $\pm 51^\circ$  le long du grand axe et  $\pm 43^\circ$  le long du petit axe.

La matrice, constituée de 242 x 548 détecteurs élémentaires ( $27 \mu\text{m} \times 16 \mu\text{m}$ ), est organisée de manière à obtenir une image de 242 x 274 pixels. Le grand axe de cette matrice est orienté perpendiculairement à la sous-trace du satellite et offre une fauchée de 2400 km environ (par 1800 km le long de la trace), avec une résolution spatiale de 6.2 km x 6.2 km au nadir.

Une roue porte-filtres permet l'acquisition à différentes longueurs d'onde. Ces filtres, au nombre de 15, de type interférentiel, sont présentés successivement devant la matrice CCD avec une période de 4,9 s. Les filtres à 443, 670 et 865 nm, sont triplés et équipés de polariseurs qui sont présentés l'un après l'autre avec, entre chaque, un décalage de  $60^\circ$  de l'orientation de l'axe passant du polariseur. Ces mesures permettent une détermination complète de l'état de polarisation du rayonnement (polarisé linéairement).

La séquence d'acquisition est répétée toutes les 19.6 secondes alors qu'un tour de la roue porte-filtres (et donc l'acquisition des mesures) est effectué en 3.6 secondes. Le temps restant permet la transmission ou éventuellement le stockage des données. Le déplacement du satellite

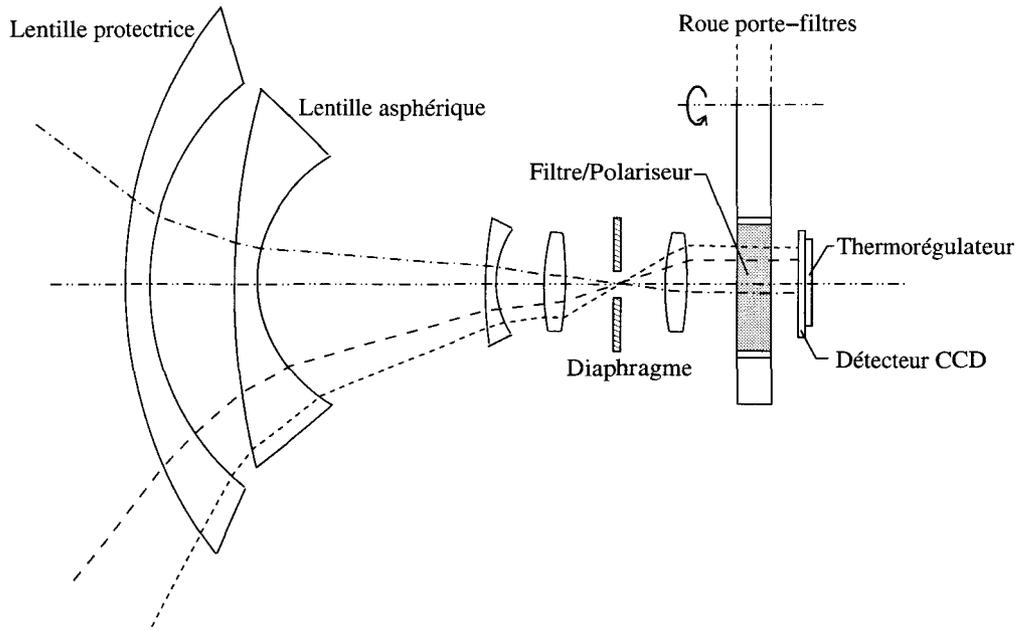


FIG. B.1 – Schéma de l’optique de l’instrument POLDER (d’après Deschamps et al, [1994]).

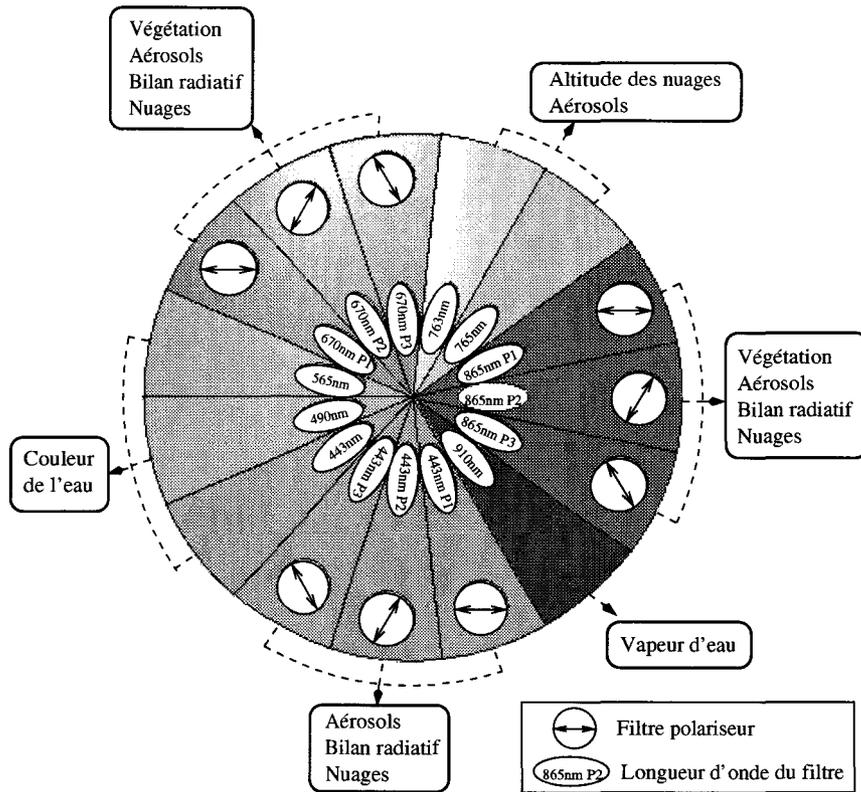


FIG. B.2 – Représentation schématique des filtres disponibles sur POLDER 1/ADEOS 1.

entre chaque acquisition se traduit par le déplacement apparent d'une cible d'environ 150 km. Celle-ci reste néanmoins dans le champ de visée de POLDER et peut donc être observée plusieurs fois par l'instrument sous différentes conditions de visée (Figure B.3).

Entre l'apparition et la disparition d'une cible dans le champ du radiomètre, celle-ci peut être observée sous 12 à 14 directions différentes, permettant ainsi l'échantillonnage d'une partie de la BRDF et la BPDF<sup>1</sup> de la cible.

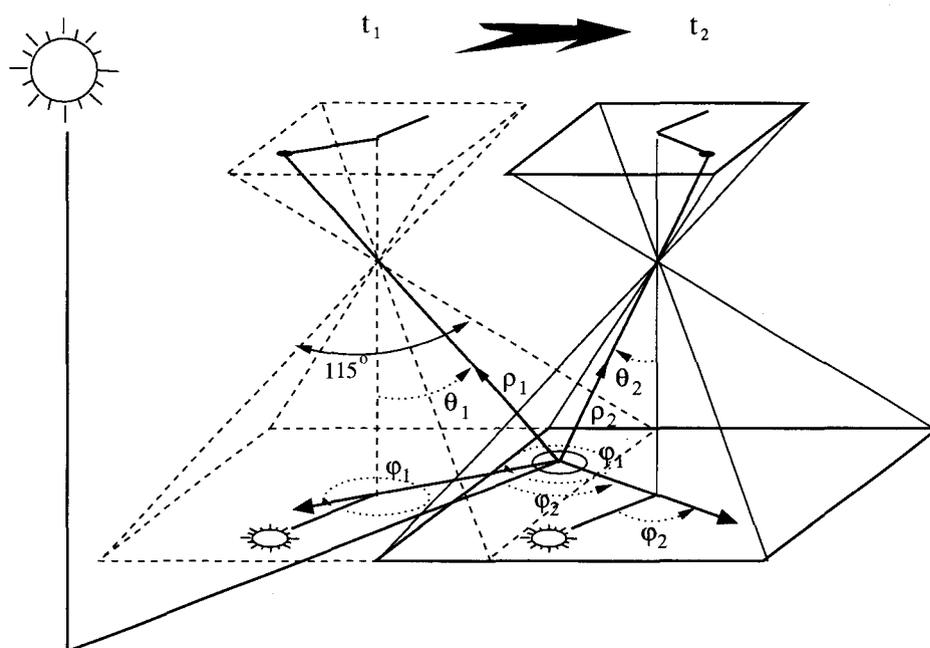


FIG. B.3 – Géométrie de visée POLDER. Au cours du déplacement, une même scène est observée sous différentes géométries.

Nous ne détaillerons pas davantage ici les caractéristiques de l'instrument qui a, par ailleurs, fait l'objet de plusieurs thèses (Goloub 1992, Descloitres 1997, Toubbé 1997) ainsi que d'articles techniques approfondis (Hagolle et al, Toubbé et al, 1999).

<sup>1</sup>BRDF : Bidirectional Reflectance Distribution Function

BPDF : Bidirectional Polarization Distribution Function



## Annexe C

# Eléments théoriques

### C.1 Paramètres de Stokes

Les paramètres de Stokes, qui suffisent à préciser l'état de polarisation du rayonnement, sont définis par :

$$\begin{aligned} I &= \overline{a_l^2 + a_r^2} \\ Q &= \overline{a_l^2 - a_r^2} \\ U &= \overline{2a_l a_r \cos\delta} \\ V &= \overline{2a_l a_r \sin\delta} \end{aligned} \tag{C.1}$$

avec  $\delta = \phi_l - \phi_r$ . Ces grandeurs sont prises en valeur moyenne sur le temps.

$$\begin{aligned} I^2 &= Q^2 + U^2 + V^2 \\ \tan 2\chi &= \frac{U}{Q} \\ \tan 2\beta &= \frac{V}{\sqrt{Q^2 + U^2}} \end{aligned} \tag{C.2}$$

## C.2 Principe de la mesure de polarisation POLDER

Formellement, pour chaque voie polarisée  $p$ , chaque détecteur  $D_{ij}$  de la matrice CCD produit en sortie un signal de la forme :

$$S_{ij}^p = A. (L_{ij} + \cos 2\alpha_p. Q_{ij} + \sin \alpha_p. U_{ij}) \quad (\text{C.3})$$

où  $A$  est le coefficient d'étalonnage absolu reliant la mesure numérisée et échantillonnée (exprimée en compte numérique CN) à la luminance normalisée de la scène observée [Goloub, 1992].  $L$ ,  $Q$ ,  $U$  sont les 3 premiers paramètres de Stokes (normalisés par l'éclairement solaire  $E_s$ ) et  $\alpha_p$  l'angle entre le plan de référence repérant la direction polarisée et le polaroïd  $p$  (figure C.1).

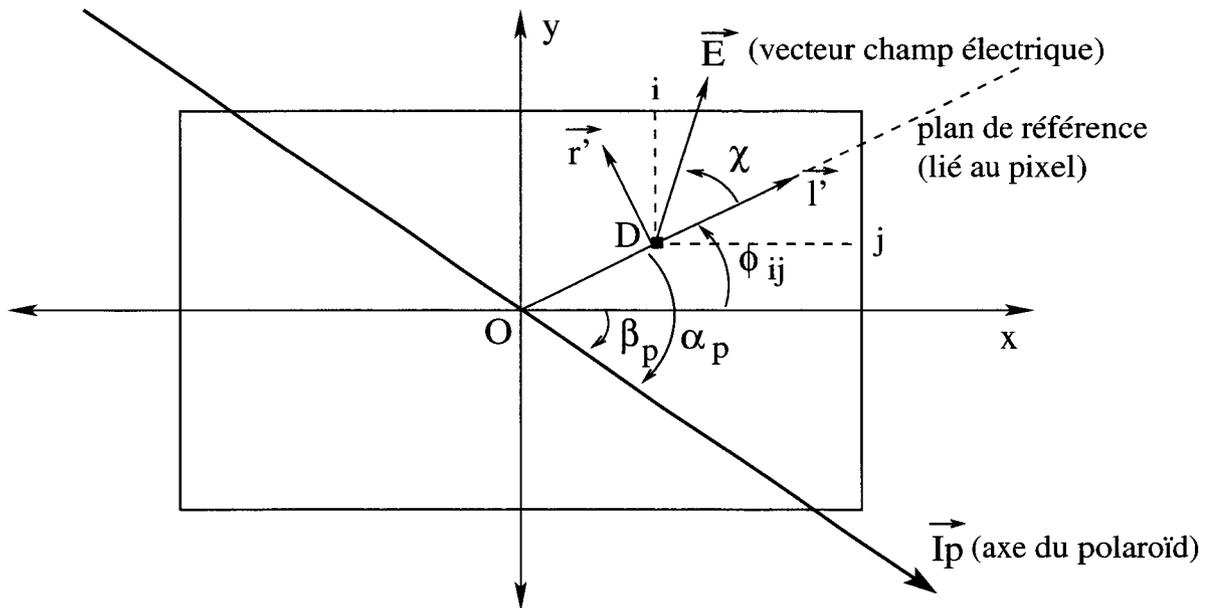


FIG. C.1 – Représentation des différents vecteurs par rapport à la matrice CCD.

$$\begin{bmatrix} S_{ij}^1 \\ S_{ij}^2 \\ S_{ij}^3 \end{bmatrix} = A. \begin{bmatrix} 1 & \cos 2\alpha_1 & \sin 2\alpha_1 \\ 1 & \cos 2\alpha_2 & \sin 2\alpha_2 \\ 1 & \cos 2\alpha_3 & \sin 2\alpha_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} L_{ij} \\ Q_{ij} \\ U_{ij} \end{bmatrix} \quad (\text{C.4})$$

Pour des polaroïds dont les axes passant sont décalés entre eux de  $60^\circ$  :

$$\alpha_1 = \alpha_2 - \frac{\pi}{3} \quad ; \quad \alpha_3 = \alpha_2 + \frac{\pi}{3} \quad (\text{C.5})$$

En posant  $\alpha = \alpha_2$ , la relation matricielle C.4 devient alors :

$$\begin{bmatrix} S_{ij}^1 \\ S_{ij}^2 \\ S_{ij}^3 \end{bmatrix} = A \cdot \begin{bmatrix} 1 & -\frac{1}{2}(\cos 2\alpha - \sqrt{3} \sin 2\alpha) & -\frac{1}{2}(\sin 2\alpha + \sqrt{3} \cos 2\alpha) \\ 1 & \cos 2\alpha & \sin 2\alpha \\ 1 & -\frac{1}{2}(\cos 2\alpha + \sqrt{3} \sin 2\alpha) & -\frac{1}{2}(\sin 2\alpha + \sqrt{3} \cos 2\alpha) \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} L_{ij} \\ Q_{ij} \\ U_{ij} \end{bmatrix} \quad (\text{C.6})$$

que nous noterons :

$$\tilde{S} = \tilde{M}_i \cdot \tilde{L} \quad (\text{C.7})$$

où  $\tilde{M}_i$  est la matrice de transfert "idéale" qui permet de déterminer, à partir du vecteur de mesures brutes  $\tilde{S}$ , et  $\tilde{L}$  le vecteur de Stokes qui donne alors accès à la luminance totale  $L$  et à la luminance polarisée signée  $L_p$ , que nous utilisons dans notre travail.

$$\tilde{S} = \begin{bmatrix} S_{ij}^1 \\ S_{ij}^2 \\ S_{ij}^3 \end{bmatrix} \quad \tilde{L} = \begin{bmatrix} L_{ij} \\ Q_{ij} \\ U_{ij} \end{bmatrix} \quad (\text{C.8})$$

A partir de la relation C.7, on obtient  $L$  et  $L_p$  signée en calculant le vecteur de Stokes décrivant le rayonnement mesuré à partir de la relation inverse C.9 :

$$\tilde{L} = \tilde{M}_i^{-1} \cdot \tilde{S} \quad (\text{C.9})$$

### C.3 Modélisation du signal atmosphérique Rayleigh

La diffusion moléculaire est aisément calculée grâce à la théorie de Rayleigh qui explicite la fonction de phase et la fonction de phase polarisée des molécules [Chandrasekhar, 1960] :

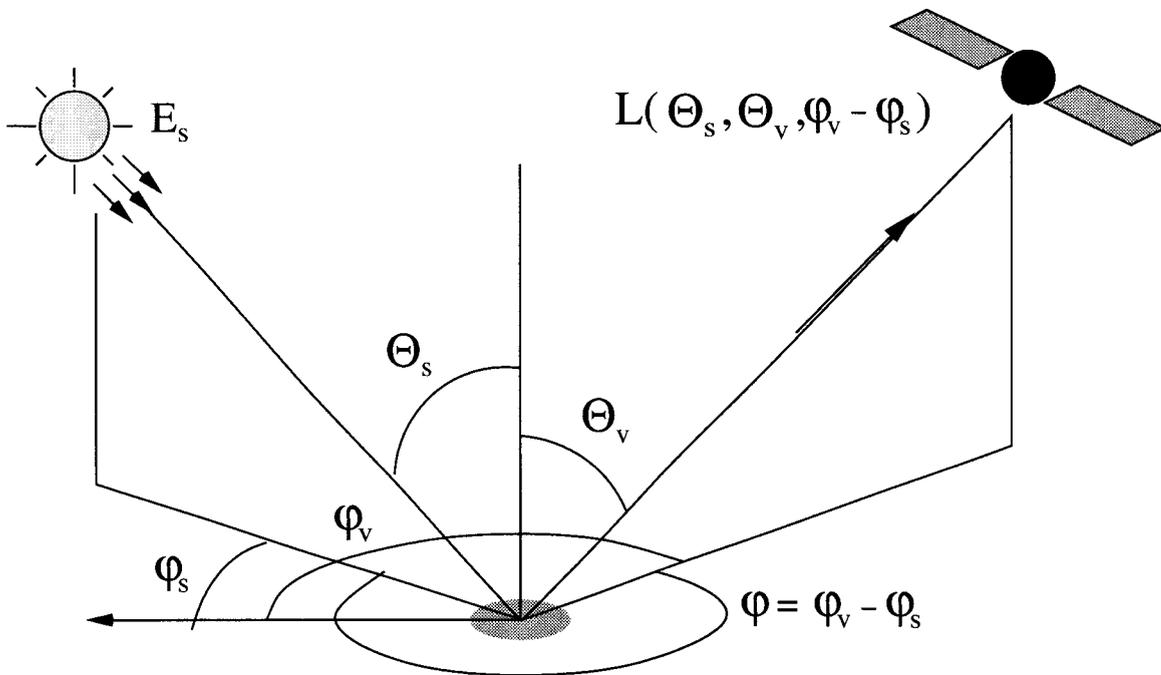
$$\begin{aligned} p_m(\theta) &= \frac{3}{4}(1 + \cos^2\theta) \\ q_m(\theta) &= \frac{3}{4}(1 - \cos^2\theta) \end{aligned} \quad (\text{C.10})$$

avec  $\theta$  l'angle de diffusion. Comme nous le verrons plus loin, une approximation de la diffusion primaire permet d'écrire la luminance primaire normalisée due à la diffusion moléculaire sous la forme :

$$L_{mol}(\theta) = \frac{\delta_m p_m(\theta)}{4\mu_v} \quad (C.11)$$

avec  $\mu_v = \cos\theta_v$  et  $\delta_m$  l'épaisseur optique. On écrira de même la luminance polarisée en remplaçant  $p_m(\theta)$  par  $q_m(\theta)$ .

La variation de  $\delta_m$  étant proportionnelle à  $\lambda^{-4}$ , nous constatons, grâce à la formule C.11, que la contribution moléculaire sera particulièrement forte aux plus courtes longueurs d'onde.



## Annexe D

# Bilan des méthodes disponibles

	Mesures passives					Mesures actives	
	radiométrie "large" bande				haute résolution		
	IR	MIR-IR	VIS-PIR-MIR	Polarisation MIR	MIR	Dépolarisation	
Longueurs d'onde	2 $\lambda$ 11-12 $\mu$ m	3 $\lambda$ 8.5 - 11 et 12 $\mu$ m	3 $\lambda$ 3.7 - 11 et 12 $\mu$ m	2 $\lambda$ 670 ou 865nm et 1.6 $\mu$ m	1 $\lambda$ 865nm	Spectrométrie bande 1.5 à 1.7 $\mu$ m	1 $\lambda$ Selon instrument
Auteurs	Inoue	Menzel - Baum	Key - Intrieri	Watts - Baran	Goloub - Riédi	Knapp et al	Depolarisation lidar revue de Sassen
Instrument	AVHRR	MODIS	AVHRR	ATSR	POLDER	SCHIAMACHY	LIDAR
Détection de phase	non	sensibilité indice imaginaire liquide / glace		sensibilité à la taille	sensibilité à la forme	distinction via spectre d'absorp. liquide/glace	sensibilité à la forme
Résolution	X	1 km	1 km	1km	6 ou 20 km	> 20 km	de l'ordre du mètre horizontal et vertical
Couverture jour / nuit		globale en 1 jour jour et nuit	globale en 1 jour jour et nuit	globale en plusieurs jours jour	globale en 1 jour jour	globale en 3 jours jour	locale possibilité de mesures en continu
Validation		simulateur aéroporté sites ARM	études de cas	études de cas	simulateur aéroporté études de cas échelle globale	études de cas	instrument de validation
Mise en oeuvre		complexité modérée	complexe	complexe	simple	simple	simple
Principales limitations		Sensibilité aux profils de température et émissivité du sol	<- Idem + correction du canal à 3.7 $\mu$ m	Hypothèse sur les tailles limites des particules	épaisseur optique de la couche nuageuse	Taille du pixel de l'instrument en version spatiale	analyse locale (en attendant les versions spatiales )

TAB. D.1 – Tableau récapitulatif des différentes méthodes de détermination de la phase, par télédétection, actuellement disponibles.

## Annexe E

# Statistiques pour les indices de phase N1, N2 et N3x3

Niveau 1	Global			H.N.			H.S.		
	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—
<b>NOVEMBRE</b>									
Liquide	54.5	58.4	<b>57.5</b>	52.3	46.0	<b>48.0</b>	59.6	67.5	<b>66.4</b>
Glace	38.8	35.9	<b>36.6</b>	41.4	47.0	<b>45.3</b>	33.0	27.6	<b>28.4</b>
Mixte	06.6	05.8	<b>05.9</b>	06.3	06.9	<b>06.7</b>	07.3	04.9	<b>05.2</b>
<b>DECEMBRE</b>									
Liquide	52.5	58.4	<b>57.1</b>	47.0	47.8	<b>47.6</b>	61.9	65.8	<b>65.2</b>
Glace	41.0	36.2	<b>37.3</b>	46.8	45.1	<b>45.6</b>	31.1	30.0	<b>30.2</b>
Mixte	06.4	05.4	<b>05.6</b>	06.2	07.0	<b>06.8</b>	06.9	04.2	<b>04.6</b>
<b>JANVIER</b>									
Liquide	59.1	54.5	<b>58.0</b>	49.8	50.3	<b>50.1</b>	62.4	65.1	<b>64.6</b>
Glace	40.1	35.6	<b>36.6</b>	44.9	43.0	<b>43.6</b>	32.0	30.5	<b>30.7</b>
Mixte	05.4	05.4	<b>05.4</b>	05.3	06.7	<b>06.3</b>	05.6	04.4	<b>04.6</b>
<b>FEVRIER</b>									
Liquide	56.8	57.0	<b>56.9</b>	51.2	47.8	<b>48.8</b>	66.4	63.9	<b>64.2</b>
Glace	38.3	37.1	<b>37.4</b>	43.7	45.2	<b>44.8</b>	28.9	31.0	<b>30.7</b>
Mixte	04.9	05.9	<b>05.7</b>	05.1	07.0	<b>06.4</b>	04.6	05.1	<b>05.0</b>
<b>MARS</b>									
Liquide	49.9	57.7	<b>55.8</b>	44.8	51.6	<b>49.2</b>	60.9	61.7	<b>61.5</b>
Glace	43.7	35.8	<b>37.7</b>	49.1	41.9	<b>44.4</b>	32.2	31.9	<b>31.9</b>
Mixte	06.3	06.5	<b>06.4</b>	06.1	06.5	<b>06.4</b>	06.9	06.4	<b>06.5</b>
<b>AVRIL</b>									
Liquide	48.7	55.6	<b>53.9</b>	45.6	54.7	<b>51.4</b>	56.2	56.2	<b>56.2</b>
Glace	43.5	37.5	<b>38.9</b>	47.3	39.6	<b>42.4</b>	34.1	36.1	<b>35.9</b>
Mixte	07.8	06.9	<b>07.1</b>	07.0	05.7	<b>06.2</b>	09.7	07.7	<b>08.0</b>
<b>MAI</b>									
Liquide	52.0	55.5	<b>54.6</b>	49.6	53.8	<b>52.2</b>	58.6	56.7	<b>56.9</b>
Glace	39.4	37.1	<b>37.7</b>	42.3	40.8	<b>41.4</b>	31.6	34.5	<b>34.1</b>
Mixte	08.6	07.4	<b>07.7</b>	08.1	05.4	<b>06.4</b>	09.9	08.8	<b>08.9</b>
<b>JUIN</b>									
Liquide	54.3	55.9	<b>55.5</b>	53.7	57.4	<b>56.0</b>	56.2	54.6	<b>54.8</b>
Glace	36.9	37.0	<b>37.0</b>	38.1	38.0	<b>38.0</b>	33.1	36.1	<b>35.8</b>
Mixte	08.8	07.2	<b>07.6</b>	08.2	04.6	<b>05.9</b>	10.7	09.3	<b>09.5</b>

TAB. E.1 – Distribution de la phase des nuages à l'échelle globale et pour chaque hémisphère, sur terre, mer et en général. Résultats obtenus pour un indice de phase déterminé à la pleine résolution POLDER.

Niveau 3x3	Globe			H.N.			H.S.		
	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—
<b>NOVEMBRE</b>									
Liquide	57.7	61.7	<b>60.8</b>	54.1	49.3	<b>50.8</b>	65.8	70.9	<b>70.2</b>
Glacé	35.1	31.3	<b>32.2</b>	38.5	41.9	<b>40.8</b>	23.5	27.5	<b>24.0</b>
Mixte	07.1	07.0	<b>07.0</b>	07.3	08.9	<b>08.4</b>	06.7	05.6	<b>05.7</b>
<b>DECEMBRE</b>									
Liquide	55.6	61.7	<b>60.3</b>	48.6	51.0	<b>50.3</b>	67.6	69.2	<b>68.9</b>
Glacé	37.2	31.8	<b>33.1</b>	43.9	40.2	<b>41.3</b>	25.8	26.0	<b>26.1</b>
Mixte	07.2	06.5	<b>06.6</b>	07.6	08.6	<b>08.5</b>	06.6	04.8	<b>05.1</b>
<b>JANVIER</b>									
Liquide	57.3	62.4	<b>61.2</b>	50.8	53.0	<b>52.3</b>	68.7	68.9	<b>68.8</b>
Glacé	36.7	31.3	<b>32.6</b>	42.8	38.6	<b>39.9</b>	26.0	26.3	<b>26.3</b>
Mixte	06.0	06.3	<b>06.2</b>	06.4	08.4	<b>07.7</b>	05.3	04.8	<b>04.9</b>
<b>FEVRIER</b>									
Liquide	59.2	60.3	<b>60.0</b>	51.6	50.0	<b>50.5</b>	72.9	68.1	<b>68.8</b>
Glacé	35.4	33.0	<b>33.6</b>	42.4	41.6	<b>41.8</b>	22.7	26.5	<b>26.0</b>
Mixte	05.4	06.7	<b>06.4</b>	06.0	08.4	<b>07.7</b>	04.4	05.4	<b>05.3</b>
<b>MARS</b>									
Liquide	52.8	61.1	<b>59.1</b>	46.3	54.1	<b>51.3</b>	67.6	65.7	<b>66.0</b>
Glacé	40.5	31.6	<b>33.8</b>	46.8	38.0	<b>41.1</b>	26.2	27.3	<b>27.2</b>
Mixte	06.7	07.3	<b>07.2</b>	06.9	07.9	<b>07.6</b>	06.1	06.9	<b>06.8</b>
<b>AVRIL</b>									
Liquide	53.1	59.5	<b>57.9</b>	48.8	57.9	<b>54.5</b>	63.8	60.6	<b>61.0</b>
Glacé	39.6	32.5	<b>34.3</b>	44.2	35.2	<b>38.5</b>	28.0	30.7	<b>30.3</b>
Mixte	07.4	08.0	<b>07.8</b>	07.0	06.9	<b>06.9</b>	08.2	08.7	<b>08.7</b>
<b>MAI</b>									
Liquide	56.9	59.4	<b>58.7</b>	54.1	56.9	<b>55.8</b>	64.7	61.2	<b>61.6</b>
Glacé	35.2	32.0	<b>32.9</b>	38.4	36.8	<b>37.5</b>	26.6	28.6	<b>28.3</b>
Mixte	07.8	08.6	<b>08.4</b>	07.5	06.3	<b>06.8</b>	08.7	10.3	<b>10.1</b>
<b>JUIN</b>									
Liquide	59.9	59.7	<b>59.7</b>	59.2	60.0	<b>59.7</b>	62.0	59.5	<b>59.8</b>
Glacé	32.2	31.9	<b>32.0</b>	33.4	34.5	<b>34.2</b>	28.2	29.7	<b>29.5</b>
Mixte	07.9	08.3	<b>08.2</b>	07.3	05.4	<b>06.1</b>	09.8	10.8	<b>10.7</b>

TAB. E.2 – Distribution de la phase des nuages à l'échelle globale et pour chaque hémisphère, sur terre, mer et en général. Résultats obtenus pour un indice de phase déterminé à la résolution de 20 km × 20 km.

Niveau 2	Globe			H.N.			H.S.		
	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—	Terre	Mer	—
<b>NOVEMBRE</b>									
Liquide	50.5	64.0	<b>60.8</b>	47.0	52.1	<b>50.4</b>	58.3	71.9	<b>70</b>
Glacé	29.6	15.6	<b>18.8</b>	34.9	21.7	<b>26.2</b>	17.5	11.5	<b>12.3</b>
Mixte	19.4	20.4	<b>20.4</b>	18.1	26.2	<b>23.4</b>	24.2	16.6	<b>17.7</b>
<b>DECEMBRE</b>									
Liquide	48.2	63.0	<b>59.7</b>	41.7	53.4	<b>49.8</b>	59.2	69.0	<b>67.5</b>
Glacé	31.4	15.1	<b>18.7</b>	40.2	20.2	<b>26.4</b>	16.4	11.9	<b>12.6</b>
Mixte	20.4	21.9	<b>21.6</b>	18.1	26.4	<b>23.8</b>	24.4	19.0	<b>19.9</b>
<b>JANVIER</b>									
Liquide	47.9	64.0	<b>60.2</b>	43.5	56.4	<b>52.1</b>	55.7	68.6	<b>66.6</b>
Glacé	30.7	13.8	<b>17.7</b>	38.1	17.8	<b>24.6</b>	17.6	11.2	<b>12.2</b>
Mixte	21.4	22.3	<b>22.1</b>	18.4	25.8	<b>23.3</b>	26.7	20.1	<b>21.1</b>
<b>FÉVRIER</b>									
Liquide	48.7	62.0	<b>58.8</b>	43.6	53.2	<b>50.1</b>	58.1	67.9	<b>66.4</b>
Glacé	28.7	15.3	<b>18.4</b>	36.6	21.0	<b>26.0</b>	14.2	11.5	<b>11.9</b>
Mixte	22.5	22.7	<b>22.7</b>	19.8	25.9	<b>23.9</b>	27.7	20.6	<b>21.7</b>
<b>MARS</b>									
Liquide	44.8	63.6	<b>59.0</b>	39.8	57.6	<b>51.0</b>	56.9	67.6	<b>66.0</b>
Glacé	30.5	15.4	<b>19.2</b>	36.4	18.8	<b>25.2</b>	16.5	13.2	<b>13.7</b>
Mixte	24.7	20.9	<b>21.9</b>	23.9	23.6	<b>23.7</b>	26.6	19.2	<b>20.2</b>
<b>AVRIL</b>									
Liquide	46.3	62.4	<b>58.4</b>	42.0	59.8	<b>53.3</b>	57.7	64.2	<b>63.3</b>
Glacé	28.2	17.2	<b>19.9</b>	31.6	17.8	<b>22.9</b>	19.0	16.8	<b>17.1</b>
Mixte	25.5	20.4	<b>21.7</b>	26.3	22.3	<b>23.8</b>	23.3	19.0	<b>19.6</b>
<b>MAI</b>									
Liquide	52.1	62.4	<b>59.7</b>	48.7	57.4	<b>54.1</b>	61.8	66.1	<b>65.5</b>
Glacé	24.1	18.0	<b>19.5</b>	25.6	20.5	<b>22.4</b>	19.7	16.0	<b>16.5</b>
Mixte	23.8	19.7	<b>20.8</b>	25.7	22.1	<b>23.5</b>	18.4	17.9	<b>18.0</b>
<b>JUIN</b>									
Liquide	55.0	61.3	<b>59.6</b>	53.2	58.2	<b>56.3</b>	60.8	64.0	<b>63.6</b>
Glacé	21.1	18.5	<b>19.2</b>	21.4	20.2	<b>20.6</b>	20.4	17.0	<b>17.4</b>
Mixte	23.9	20.2	<b>21.2</b>	25.4	21.6	<b>23</b>	18.8	19.0	<b>19.0</b>

TAB. E.3 – Distribution de la phase des nuages à l'échelle globale et pour chaque hémisphère, sur terre, mer et en général. Résultats obtenus pour un indice de phase déterminé à la résolution de 60 km × 60 km.

*"Alors Monsieur Riedi ! Ça publie ?"*  
*YF, à droite en sortant de l'ascenseur.*

## Annexe F

# Publications



---

*Cloud Thermodynamic Phase Classification from the POLDER  
Spaceborne instrument*

**P. Goloub, M. Herman, H. Chepfer, J. Riédi, G. Brogniez,  
P. Couvert and G. Sèze**

*Journal of Geophysical Research*, **105**, pp 14747-14759, **2000**

---



---

*Global distribution of cloud top phase from POLDER/ADEOS I.*

**J. Riédi, M. Doutriaux-Boucher, P. Goloub et P. Couvert**

*Geophysical Research Letters, 27, 1707-1710, 2000.*

---



## Global distribution of cloud top phase from POLDER/ADEOS I.

J. Riedi, M. Doutriaux-Boucher, P. Goloub

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, France

P. Couvert

Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Gif-sur-Yvette, France

**Abstract.** The eight months of data acquired by the POLDER instrument have now been processed. This dataset provides daily information on the global distribution of cloud top phase. We present here the results of a statistical analysis of ice and liquid phase occurrence frequencies at the global scale. Temporal variation of these frequencies above land and ocean are analyzed. These results are compared with ISCCP data and the consistency of the POLDER phase product is demonstrated.

### Introduction

Clouds are well known to be crucial modulators of the Earth radiation budget. Their properties (cloud cover, optical thickness, altitude, *phase*, water vapor, microphysical properties) and their variations in space and time, need to be understood if we aim to predict climate change. The POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectances) instrument has proven capabilities in deriving key information needed to improve our knowledge of cloud, radiation and climate interactions. Particularly, the potential of polarization measurements of the upward shortwave radiation to derive cloud information has been demonstrated by both airborne and spaceborne data analysis [Bréon and Goloub, 1998]. From November 1996 to the end of June 1997, the satellite version of POLDER provided polarization measurements at the global scale. Thanks to its large field of view, a same location on the surface can be viewed from up to 14 directions. Cloud observations over a large range of scattering angles make possible the distinction between spherical and non spherical particles, in other words, between liquid and ice phase. At first, we will briefly discuss the principle of the cloud phase detection algorithm, and describe the POLDER phase product used in our studies. In a second part, we will expose the results of these analyses, which provide information on zonal and seasonal variation of cloud top phase. POLDER data are then compared with ISCCP data from the D1 dataset. In a last part, the results will be discussed and the quality of POLDER phase product investigated.

### Method

Considering a cloudy system observed from satellite, the polarized component of the upward radiance is mainly formed in the upper cloud layer. Around 80% of the single scattered radiation reflected from the cloud layer arises from

the top 100 m of the layer. Calculations have shown that the polarized component,  $L_p$ , is saturated for cloud optical depth greater than 2.0. The important quantity for determining cloud phase is the polarized radiance  $L_p$ , that is less sensitive than the total radiance<sup>1</sup>  $L$  to multiple scattering effects. Thus, the polarization features, which correspond to *single scattering*, are preserved in  $L_p$ .

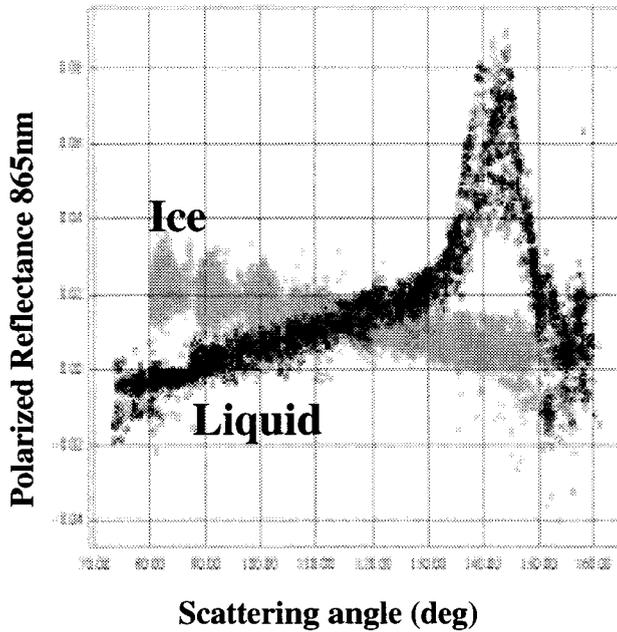
According to both theory and observations [Chepfer *et al.*, 1998], [Goloub *et al.*, 1999], the polarization features of clouds depend strongly on the particle shape. Within the range of scattering angles that can be observed by POLDER, clouds composed of liquid spherical particles, present a strong maximum about 140° from the incoming direction (primary rainbow). Also, a zero of polarization (neutral point) around 90°, and supernumary bows for angles greater than 145°, make possible the distinction with ice crystals clouds, which show an essentially positive polarization, decreasing as the scattering angle increases (Figure 1). Discrimination between ice crystals and liquid water droplets is made using these differences. In this way, the cloud top phase detection may be considered as a cloud particles shape detection, even if cirrus clouds are unlikely to be composed of spherical ice crystals. A complete description of the algorithm principle has been given by [Parol *et al.*, 1999] and [Goloub *et al.*, (submitted to *J. Geophys. Res.*, ) 1999].

The data used in our present studies are the level 2 POLDER phase product, at the resolution of about 60km x 60km which corresponds to a zone of 9x9 full resolution POLDER pixels. All frequencies are calculated using cloudy pixels for which phase has been retrieved successfully. This criteria rejects 14% of the cloudy pixels. Pixels with mixed phase (14%) have also been rejected from the analysis. At this resolution level, they correspond to pixels containing separate ice and liquid clouds, and are not representative of multilayered clouds nor mixed phase single cloud. Hence, the sum of liquid and ice occurrence frequencies is always equal to 1. The next section presents the analysis of eight months of POLDER phase data.

### Occurrence frequencies of liquid and ice phase

Only results for ice clouds are presented in this paper. They will be compared with ISCCP high clouds amounts in the next section. The comparisons are limited to the

<sup>1</sup>Also, the polarization degree, defined as the ratio of  $L_p$  over  $L$ , is subject to multiple scattering effects since it depends on  $L$ .



**Figure 1.** Polarized reflectances observed by POLDER over liquid (black) and ice (grey) clouds at 865 nm.

$\pm 60^\circ$  latitude zone, due to difficulties in cloud detection over snow covered surfaces, using visible/near infrared radiometers. Figure 2 shows the occurrence frequencies of ice clouds obtained for the period of November 1996 to June 1997. As expected, the maximum occurrence of ice phase corresponds to the InterTropical Convergence Zone and its variation along the equator. Two minima occur in the tropics at  $\pm 20^\circ$  latitudes. The maximum of occurrence in the Northern hemisphere appears in February and the minimum during June, respectively associated with boreal winter and summer. Also, June is marked by a maximum of occurrence of ice phase in the Southern hemisphere.

Table 1 summarizes the results of statistics over land and ocean separately. We can observe that the distribution between ice and liquid clouds is rather constant at global scale, with about 30% of ice clouds versus 70% of liquid clouds.

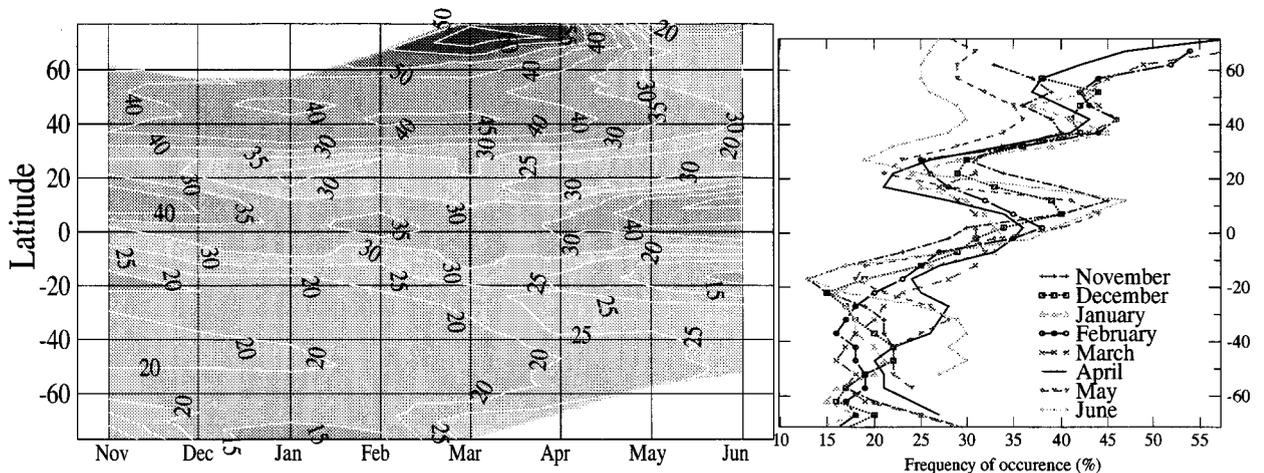
**Table 1.** Frequency of occurrence (in %) of liquid and ice phase at global scale, over land, ocean, and both.

	Liquid			Ice		
	Land	Ocean	Both	Land	Ocean	Both
Nov	60	75	71	40	25	29
Dec	59	75	71	41	25	29
Jan	60	76	72	40	24	28
Feb	61	73	70	39	27	30
Mar	55	74	69	45	26	31
Apr	57	72	68	43	28	32
May	64	73	70	36	27	30
Jun	68	72	71	32	28	29

But if we look at repartition over land and ocean separately, we observe some differences between land and ocean, and also between the different months. At first, it should be noted that the ice phase is much more frequent over land than over ocean. It is also interesting to observe that liquid and ice phase frequencies of occurrence vary much more over land than over ocean (13% over land, against only 4% over ocean). This could be explained by the fact that ocean have a larger thermal capacity and that deep convection is easier to achieve over land. These variations are amplified in the Northern hemisphere over land, by the large variations of the atmosphere temperature, between local summer and winter.

ISCCP data matching the POLDER operational period are not available at present time. Thus, we have considered the ISCCP-D1 dataset ([Rossow *et al.*, 1996]) from April 1990 to March 1991 which have been analyzed and documented by [M. Doutriaux-Boucher and G. Sèze, 1998].

ISCCP high clouds are classified as clouds with associated pressure lower than 440 hPa. In fact, cloud thermodynamic phase is much more governed by temperature than pressure level. Temperature differences as important as 30K may be found at a given pressure level for different latitudes ranging from  $60^\circ\text{N}$  to  $60^\circ\text{S}$ . As an example, a temperature of 240 K can be found in June at a pressure level of 410hPa at  $50^\circ\text{N}$ , but one have to go down to 310 hPa to observe the same temperature at the equator. Frequencies of occurrence for clouds above 310hPa and 440hPa, have been derived from



**Figure 2.** Seasonal variation of ice clouds occurrence frequencies during the POLDER operational period.

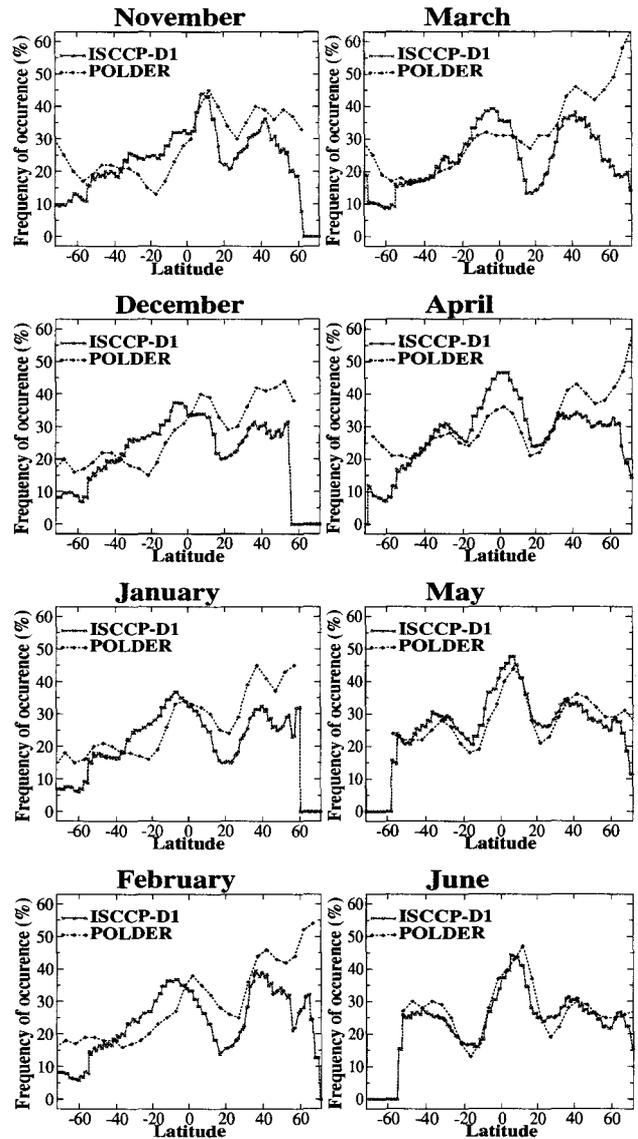
ISCCP dataset. In order to select ISCCP high clouds which were colder than 240K (threshold recognized by [Hutchison *et al.*, 1997]), we have used temperature profiles provided with the POLDER dataset. For each latitude  $L_x$ , the pressure  $P_x$  associated to 240K can be retrieved (see Figure 3). Then, the occurrence frequency  $F_x$  of “cold” clouds is derived from the occurrence frequencies of the two classes of ISCCP high clouds ( $F_{310}, F_{440}$ ), and the previously obtained pressure, using a linear interpolation.

Figure 4 shows the comparisons of POLDER ice clouds with ISCCP “cold” clouds frequency of occurrence as a function of latitude. Clouds detection problems over snow covered surfaces appear clearly in the POLDER results poleward of 60°N for April and May. Very high frequencies occur in this region during winter season, and the frequency falls down suddenly between April and May. In fact this period corresponds to a rapid decrease of snow covered surfaces.

Despite the different periods considered in our studies for POLDER and ISCCP data, the general features are the same for the two datasets. Maxima and minima of occurrence appear at the same location except for December and February, for which the maxima along the equator are shifted. POLDER underestimates frequencies of occurrence in the Southern Hemisphere, particularly between 40°S and the Equator, whereas it tends to overestimate them in the Northern Hemisphere. Once again, the differences occur on the magnitude of the features, but not on the global latitudinal variations. May and June show a rather good agreement however.

Four hypotheses may be advanced to account for these differences between the two datasets. The first reason which could explain these results is that we, unfortunately, have not considered simultaneous ISCCP and POLDER data. This analysis would have to be done again, as the ISCCP data are made available.

The second one, is the different spatial resolution of instruments used to acquire data. According to [Wylie, 1998], both the sensitivity of the sensor and the size of its field of view, have an impact on the cloud amount retrieved using spaceborne radiometers. The bigger the FOV of the sensor is, the larger the total retrieved cloud amount. This is an advantage of the POLDER instrument upon ISCCP, but the spatial resolution of the sensor has also an impact on the detection of small or thin clouds. The POLDER sensor resolution is about 6 km against 2 km for the visible channels of radiometers used to produce the ISCCP cloud products. Preliminary comparisons performed against syn-

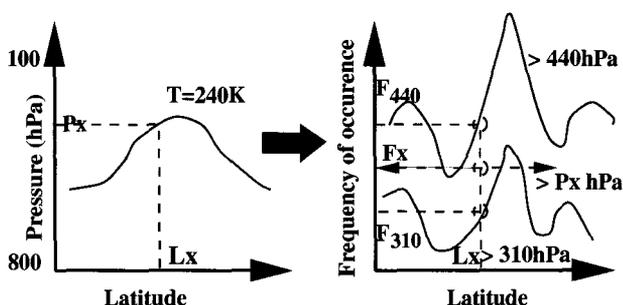


**Figure 4.** Comparison between ISCCP “cold” clouds fraction (relative to total clouds fraction) and POLDER ice phase frequency of occurrence.

optic weather reports have shown that the relatively low resolution of POLDER level 2 products, reduces by 10% the occurrence of ice clouds when compared with cloud phase analysis done at full resolution.

Concerning the detection of thin cirrus, ISCCP has the advantage of using thermal infrared channels which are more sensitive to that particular type of clouds than visible/near-infrared channels used by POLDER. This could account for the higher occurrence frequencies found by ISCCP in some region.

The last point to consider is the method used for producing the two datasets. ISCCP cloud analysis uses both visible and infrared radiances in order to derive cloud pressure, optical thickness, temperature and cloud types. Our selection of “cold” clouds relies on pressure level and cloud temperature criteria which do not ensure that we are looking at ice clouds only. POLDER cloud analysis is conducted, basically using only visible/near infrared radiances, but the phase retrieval algorithm is based on polarization measurements. This method does not require any assumption about cloud



**Figure 3.** Schematic principle of the method used to select ISCCP “cold” clouds.

temperature or pressure, and lead to informations about microphysical properties of the cloud which is thought to be more reliable for cloud thermodynamic phase analysis.

## Conclusions

Cloud phase derived from near-infrared photopolarimetric measurements is a very innovating result. Comparison with ISCCP-D1 dataset shows the global consistency of POLDER phase product, whenever the frequencies of occurrence are not always of same magnitude, very probably due to cloud detection weaknesses of POLDER [Parol *et al.*, 1999]. The analysis of the POLDER phase product is also conducted using comparison against synoptic weather reports, radar and lidar measurements. At the same time, POLDER level 1 data are reanalyzed to produce a phase index at full resolution. Finally, this results will be used to improve and define new algorithms for cloud analysis, for the future instrument POLDER on ADEOS II, which will be launched on the end of year 2000.

**Acknowledgments.** The authors are very grateful to NASDA and CNES who provided the POLDER data. Special thanks are addressed to F. Hennequart who processed the POLDER level2 data at LOA.

## References

- Bréon, F.M., and P. Goloub, Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1879-1882, 1998.
- Chepfer, H., G. Brogniez, and Y. Fouquart, Cirrus clouds microphysical properties deduced from POLDER observations, *J. of Quant. Spectr. and Rad. Transfer*, **30**, 375-390, 1998.
- Doutriaux-Boucher, M., and G. Sèze, Significant changes between the ISCCP C and D cloud climatologies, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4193-4196, 1998.
- Goloub, P., J. Riedi, M. Doutriaux-Boucher, and P. Couvert, Cloud Thermodynamical Phase from POLDER/ADEOS. Preliminary results, *In Proceedings of the ALPS99 International Conference, WK2-O-04*, 1999.
- Hutchison, K. D., B. J. Etherton, P. C. Topping, and H. L. Huang, Cloud top phase determination from the fusion of signatures in daytime AVHRR imagery and HIRS data, *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 3245-3262, 1997.
- Parol, F., J. C. Buriez, C. Vanbauce, P. Couvert, G. Sèze, P. Goloub, and S. Cheinet, First results of the POLDER "Earth Radiation Budget and Clouds" operational algorithm. *IEEE/Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 1999.
- Rossow, W. B., A. W. Walker, D. E. Beuschel, and M. D. Roiter, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), World Climate Research Programme (ISCU and WMO), *Tech. Doc. WMO/TD 737*, 115 pp., World Meteorol. Org., Geneva, Switzerland, [Available from ISCCP Global Processing Center, NASA GISS, 2880 Broadway, New York, NY 10025], 1996.
- Wylie, D. P., Cirrus and Weather: A satellite perspective, in *Cirrus, OSA Technical Digest (Optical Society of America, Washington DC, 1998)*, 66-69, 1998.
- M. Doutriaux-Boucher, P. Goloub, and J. Riedi, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. France, Phone: (33) 03 20 43 47 66, Fax: (33) 03 20 43 43 42, (e-mail: riedi@loaser.univ-lille1.fr; mdoutri@loaser.univ-lille1.fr; goloub@loaser.univ-lille1.fr)
- P. Couvert, Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, C.E.A, 91191 Gif-sur-Yvette. France (e-mail: couvert@lsce.saclay.cea.fr)

(Received (Received July 13, 1999; revised September 16, 1999; accepted November 8, 1999.)

---

*Comparison of POLDER cloud phase retrievals to active remote sensors  
measurements at the ARM SGP site.*

**J. Riédi, P. Goloub et R. T. Marchand**

*Geophysical Research Letters, 11, 2185-2188, 2001*

---



# Comparison of POLDER cloud phase retrievals to active remote sensors measurements at the ARM SGP site.

J. Riedi, P. Goloub,

Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, France

R. T. Marchand

The Pacific Northwest National Laboratory, Richland WA, USA

**Abstract.** In our present study, cloud boundaries derived from a combination of active remote sensors at the ARM SGP site are compared to POLDER cloud top phase index which is derived from polarimetric measurements using an innovative method. This approach shows the viability of the POLDER phase retrieval algorithm, and also leads to interesting results. In particular, the analysis demonstrates the sensitivity of polarization measurements to ice crystal shape and indicates that occurrence of polycrystalline ice clouds has to be taken into account in order to improve the POLDER phase retrieval algorithm accuracy. Secondly, the results show that a temperature threshold of 240 K could serve for cloud top particle phase classification. Considering the limitations of the analysis, the temperature threshold could be biased high, but not by more than about 5 degrees.

## Introduction

The POLDER (POLarization and Directionality of the Earth Reflectances) instrument proved capable of deriving key information needed to improve our knowledge of clouds, radiation and climate interactions. In particular, the potential of polarization measurements of the upward shortwave radiation to derive cloud information has been clearly demonstrated by POLDER data analysis [Bréon and Goloub, 1998],[Chepfer et al, 1998],[Goloub et al, 2000]. From November 1996 to the end of June 1997, the satellite version of POLDER provided polarization measurements on a global scale. Because of the large POLDER field of view, the same target on the Earth can be viewed from up to 14 directions during a single ADEOS over-pass. Cloud observations over a large range of scattering angles make possible the distinction between liquid and ice phase [Parol et al, 1999],[Goloub et al, 2000]. The eight months of POLDER operational data have now been processed and are fully available to the scientific community and a first analysis of the POLDER phase product, as well as comparison to ISCCP data [Riedi et al, 2000], have proven the quality of POLDER retrievals of cloud phase.

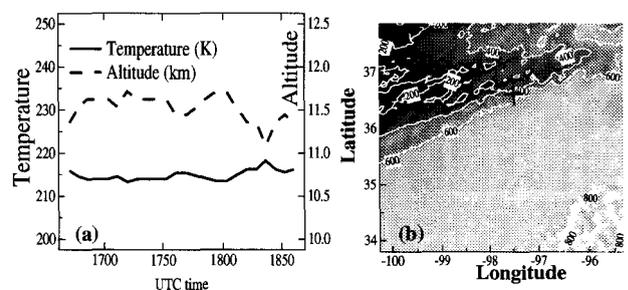
Our present approach consists of analyzing a combination of data from active remote sensors located at the ARM Southern Great Plains (SGP) site. For each ADEOS pass over the ARM SGP site (approximately every day),

POLDER-derived cloud phase information is compared to cloud top pressure and temperature which are derived from active remote sensor measurements combined with rawinsonde data available at the ARM SGP site.

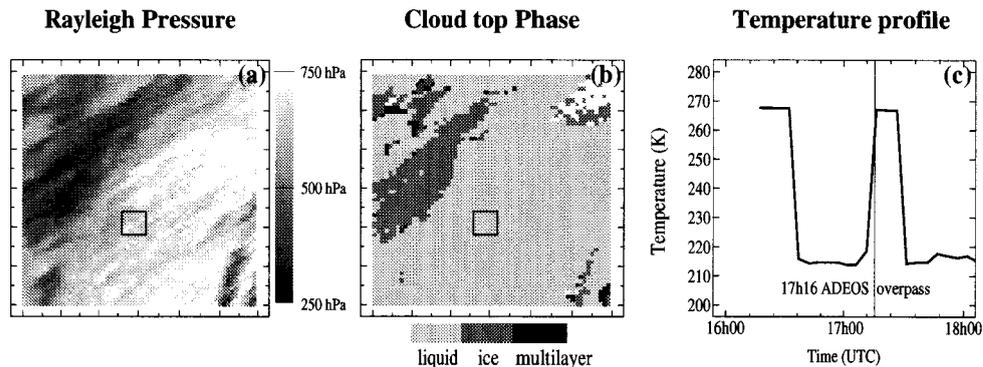
The POLDER method of cloud phase determination is based on the polarization signature of cloud particles in the near infrared [Goloub et al, 2000]. Note that this signature is directly linked to cloud particle shape. This method does not require any assumption about the relationship between cloud temperature, pressure and phase.

## Data

Clothiaux et al have produced an extensive dataset of cloud heights from a combination of active remote sensors at the ARM SGP site (36°37' N, 97°30' W) (further referred as the ARSCL dataset). The temporal capabilities of instruments such as the Millimeter-wave Cloud Radar (MMCR) or the Micropulse Lidar (MPL) together with the type of information that they can provide, make this dataset particularly well adapted for a precise study of the POLDER-derived cloud phase product. We refer here to [Clothiaux et al, 2000] for a complete description of instruments used to retrieve cloud heights. However, it is worth noting that this dataset is the most robust available during the POLDER operational period to conduct an analysis over a broad range of cloudiness situation. The operational POLDER phase product is delivered at a spatial resolution of about 60 km×60 km. For this study, the level 1 data set has been processed in order to get the phase index and cloud top pressure at full resolution (6.2 km×6.2 km) to enable precise comparisons to



**Figure 1.** (a) Cloud top altitude and temperature profiles derived from ARM-SGP ground measurements. (b) Cloud top Rayleigh pressure (hPa) derived from POLDER data on same day - SGP-ARM site location is marked by the cross.



**Figure 2.** Cloud top Rayleigh pressure (a) and phase (b) derived from POLDER data for a case of cirrus overlaying low liquid clouds (1997-02-13). Associated cloud top temperature profile (c) derived from ARM-SGP ground measurements. Spatial extent of presented area is  $\sim 370\text{km} \times 370\text{km}$  and the box centered on the ARM-SGP site is  $\sim 31\text{km} \times 31\text{km}$  large.

ARSCL data. The cloud boundaries used in this paper are determined from a combination of radar, lidar and ceilometer data as described by Clothiaux et al. [2000]. The cloud top (especially of the highest cloud layer) is usually obtained from the radar data alone. Despite the very sensitive nature of the ARM cloud radar<sup>1</sup>, the radar is not sensitive to very small cirrus cloud particles. Hence the radar derived cloud boundary may be less than the actual cloud top. However, Clothiaux et al. [2000] show that most of the time the underestimate of the radar cloud top to the lidar cloud top (when the two can be compared) is less than 1 km. So while it is true that our estimate of the cloud top height is likely to be biased low (i.e., temperature to be biased high), we believe this bias will be less than 1 km, or equivalently, less than about 5 degrees.

Temporal resolution of the ARSCL dataset (10s), enables one to match the time of the POLDER observations very precisely. The cloud boundary profiles have been used to derive continuous cloud top temperature and pressure time series. Cloud top temperature/pressure is derived from rawinsonde measurements at the same altitude as radar/lidar detected cloud top. Temporal variability of the cloud cover is evaluated by considering data acquired half an hour before and after each ADEOS over-pass. We have analyzed in detail the subset of 7 months of observations (from December 1996 to June 1997) when both ARSCL and POLDER data are available. A total of 201 days of matching observations were identified for the SGP site for this period. An example of data available for one particular day is presented in figure 1. The spatial area presented in figure 1b is much larger than what is useful for comparison to radar measurements, but it illustrates how the Rayleigh pressure<sup>2</sup> [Parol et al., 1999] information can be used in our analysis. The darker region in figure 1b corresponds to high thick clouds associated with low pressure of about 200 hPa. The increase of cloud top pressure from 400hPa up to 700hPa corresponds to a zone covered by thin cirrus (optical depth smaller than 2)

<sup>1</sup>The MMCR is a zenith-pointing radar that operates at a frequency of 35 GHz and its main purpose is to determine cloud particle locations and the first three Doppler moments of detected cloud particles [Moran et al., 1998], [Clothiaux et al., 2000].

<sup>2</sup>The so-called Rayleigh pressure is derived from a differential technic using polarized information in the 443 nm and 865 nm channels.

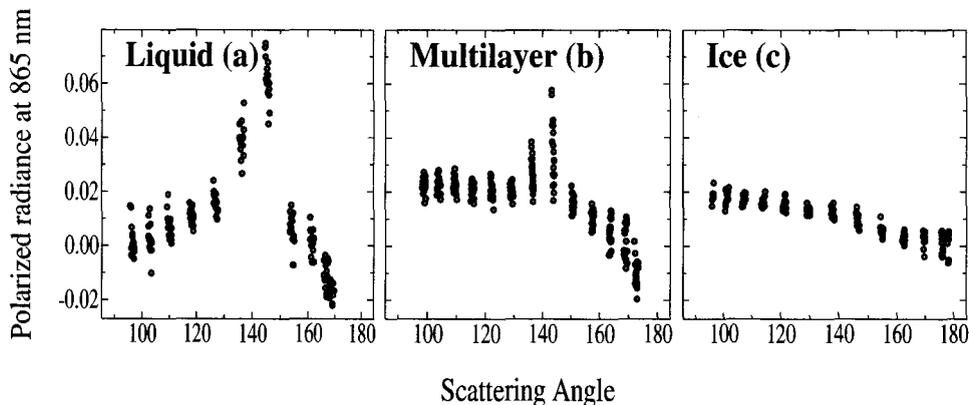
for which Rayleigh pressure is known to overestimate cloud top pressure. Finally, the zone located in the south-east is covered by a mixture of cirrus clouds and clear sky, which explains the large Rayleigh pressure variability in that region. Although Rayleigh pressure can give useful information on the spatial variability of cloud cover, the pressure and altitude of cloud top derived from radar data are thought to be more reliable. Cloud top altitude and temperature for 16:30-18:30 UTC December 27, 1996 are presented in figure 1a. Note that these are consistent with the ice phase retrieved by POLDER over the ARM SGP site (cross on figure 1b).

## Analysis

### Cloud top phase retrieval accuracy

In order to assess the accuracy of the cloud top phase retrieval algorithm, we compared retrievals of cloud phase derived from POLDER data with cloud top temperature inferred from ground-based measurements. In most cases, liquid and ice clouds were well separated by a temperature threshold of about 240 K. However, there were three exceptions to this general result and we now describe them in more detail.

- case 1 - Some ice phase cases were associated with temperatures greater than 260 K. They have been identified as low cloud edges. Polarization is not saturated for small cloud optical thickness [Goloub et al., 2000] so that polarization features, on which the phase retrieval relies, are not always well defined for cloud edges and very thin clouds. This is not really a problem when polarization signatures are integrated over groups of 3x3, or 9x9, pixels, but liquid water cloud edges tend to be classified as ice clouds when data are processed at full resolution. This is one reason why future POLDER phase products should not be delivered at full resolution.
- case 2 - The second case concerns occurrences of retrieved liquid phase clouds below temperatures of 240 K. A detailed analysis of each case showed that they correspond to multilayered clouds. A typical situation is shown in figure 2 for a case of thin cirrus overlaying low liquid clouds that occurred on February 13, 1997. On that day, the radar reported two cloud layers and the temperature associated with the top layer is illustrated in figure 2c. The variation



**Figure 3.** Observed polarized radiance as a function of scattering angle for liquid clouds (a), thin cirrus overlaying low liquid clouds (b), and thick cirrus (c).

of Rayleigh pressure, illustrated by figure 2a, is characteristic of a cirrus with varying optical depth (as mentioned in section 2). As figure 3 illustrates, three typical polarization signatures can be observed when a cirrus overlays lower liquid clouds. If cirrus optical depth is greater than 2, polarization is saturated and Rayleigh pressure is correctly retrieved (250 hPa region in figure 2a). In this case, the polarization signature presents characteristic features of ice clouds (figure 3c). As cirrus optical depth decreases, the Rayleigh pressure increases (500 hPa region in figure 2a) and POLDER underestimates the cloud top altitude. At the same time the rainbow at  $140^\circ$ , characteristic of spherical liquid phase particles, begins to appear due to underlying liquid clouds (Figure 3b). Finally, as the cirrus optical depth decreases further, the polarization signature tends to present only the characteristic features of liquid clouds (Figure 3a). Clearly, POLDER sees the liquid clouds through the thin cirrus, but the radar still reports a high and cold cloud layer, leading to the apparently surprising result of liquid phase clouds below 240 K.

- case 3 - The last and most surprising case was the occurrence of liquid phase around 210 K. These cases were not actually associated with liquid clouds, but with cirrus clouds composed of particles with particular microphysics. Models of ice clouds composed of monocrystalline hexagonal particles (plates, columns) have a positive polarization that decreases with scattering angle (figure 4b). Note that our initial phase retrieval algorithm is partly based on this hypothesis. Thus, if a cirrus cloud exhibits a signature with an increasing polarization with scattering angle (Figure 4a), it could be declared as liquid cloud when no other information is available. Typically, models of cirrus composed of polycrystals could produce such a behavior. This problem can be solved using a simple threshold test, but the fact is that this has not been investigated to date during the validation process of the POLDER phase retrieval algorithm. This is a clear demonstration of the usefulness of the AR-SCL dataset to conduct such studies and outlines the fact that these data should be used extensively for the purpose of validation during future POLDER missions.

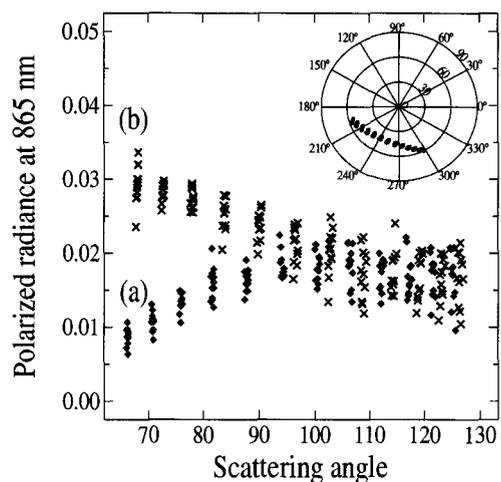
### Temperature dependency of cloud top phase

The mean hourly cloud top altitude derived from the AR-SCL dataset is now used to assess the POLDER phase index

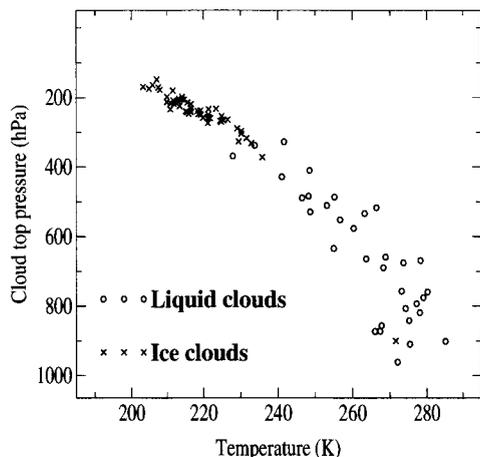
at the ARM SGP site. We focus on days with a rather stable and homogeneous cloud cover so that problems due to cloud edges can be discarded. Also, we reprocessed the POLDER data in order to account for the microphysical findings previously mentioned.

We have selected cases with a cloud cover greater than 90% (according to the radar data) during a time interval of one hour around the POLDER over-pass. Cloud top temperature and pressure from the ground-based measurements were averaged during the one hour interval and the POLDER cloud phase index was evaluated on a  $3 \times 3$  level 1 pixel zone centered on the ARM SGP site. All together, 98 cases were analyzed and each case resulted in a POLDER phase index that was a result of either a pure liquid or ice cloud. The results are presented in figure 5 as cloud top pressure versus cloud top temperature plots.

A temperature threshold of 240 K separates most retrieved ice clouds from retrieved liquid water clouds. Only 3 ambiguous cases remain, with one ice phase case occurring



**Figure 4.** Polarized radiance (corrected from Rayleigh contribution) at 865nm observed by POLDER over two different high thick and cold clouds. One of them (a) present a positive polarization increasing with scattering angle whereas it does usually decrease for most ice clouds models (b). Viewing geometries associated to each case are very similar and presented on top polar diagram.



**Figure 5.** Temperature dependency of cloud top phase for clouds located above the SGP-ARM site ( $36^{\circ} 37'N$ ,  $97^{\circ} 30'W$ ).

at 270 K (cloud edge) and two liquid cloud cases below 240 K (multilayered cases). These results, limited to the ARM SGP site, should not be considered representative for all locations. However, the threshold of 240 K already mentioned in the literature [Hutchison *et al*, 1997] seems to be justified by these results and comparisons of the POLDER phase product with ISCCP data [Riedi *et al*, 2000] tend to confirm these findings. Also, it should be noted that low and middle clouds associated with a temperature lower than 260 K are declared as ice clouds in the present ISCCP dataset [Rossow *et al*, 1996]. Our present results tend to demonstrate that this threshold should be revised.

## Conclusion

Comparisons of the POLDER phase index to cloud top pressure and temperature data derived from completely independent ground based measurements were performed to validate POLDER phase products.

This analysis allowed us to improve the POLDER phase retrieval algorithm by taking into account particular microphysical properties of some cirrus clouds. Also, it shows the relevance of POLDER phase products to parameters useful in GCMs. In particular, the temperature threshold at 240 K is remarkable. While the limitation inherent to the use of radar/lidar measurements could bias high this value, we believe this bias will be less than about 5 degrees. Considering this range of error, our analysis is consistent with many results reporting in-situ observation of highly-supercooled liquid water drops at temperatures around 240 K [Sassen and Dodd, 1988], [Heymsfield and Miloshevich, 1993]. The question of whether or not supercooled liquid water can occur below 240 K can not be addressed here due to the possible bias of 5 degree and the lack of measurements in the range 235-240 K. However, the use of the ARSCL dataset allow us to evaluate a wide variety of cloud conditions and this is a clear advantage of the ARSCL dataset. This analysis complements very well studies where only lidar measurements were used and thin clouds sampled (see [Chepfer *et al*, 2000] for example).

In the future, a great opportunity to pursue these studies will be provided by the launch of two new POLDER instruments. The first one, on ADEOS II, will be launched mid

2002, and the second one on PARASOL (end of 2003) will be launched in conjunction with EOS-PM and Picasso/Cena. At that time, data provided by instruments operating at the ARM sites (SGP, North Slope of Alaska and the Tropical Western Pacific) will be of great interest.

**Acknowledgments.** The authors are very grateful to NASDA and CNES who provided the POLDER data. Thanks also to the ARM program for providing the ground measurements and to Eugene Clothiaux (Penn State) and Jay Mace (University of Utah) who processed the data. Finally, the authors wish to acknowledge the two anonymous referees for their very valuable help and numerous helpful comments on this paper.

## References

- Bréon, F.M., and P. Goloub, Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1879-1882, 1998.
- Chepfer, H., G. Brogniez, and Y. Fouquart, Cirrus clouds microphysical properties deduced from POLDER observations, *J. of Quant. Spectr. and Rad. Transfer*, **30**, 375-390, 1998.
- Chepfer, H., P. Goloub, J. Spinhirne, P. H. Flamant, M. Latorato, L. Sauvage, G. Brogniez and J. Pelon, Cirrus cloud properties derived from POLDER-1/ADEOS polarized radiances : First validation using a ground-based LIDAR network, *J. Applied Meteor.*, **39**, 154-168, 2000.
- Clothiaux, E. E., T. P. Ackerman, G. G. Mace, Kenneth P. Moran, R. T. Marchand, M. A. Miller and B. E. Martneri, Objective Determination of Cloud Heights and Radar Reflectivities Using a Combination of Active Remote Sensors at the ARM CART, *J. Applied Meteor.*, **39**, 645-665, 2000.
- Goloub, P., M. Herman, H. Chepfer, J. Riédi, G. Brogniez, P. Couvert, G. Sèze, Cloud thermodynamic phase classification from the POLDER spaceborn instrument, *J. Geophys. Res.*, **105**, 14747-14759, 2000.
- Heymsfield, A.J. and L.M. Miloshevich, Homogeneous ice nucleation and supercooled liquid water in orographic wave clouds, *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2335-2353, 1993.
- Hutchison, K. D., B. J. Etherton, P. C. Topping, and H. L. Huang, Cloud top phase determination from the fusion of signatures in daytime AVHRR imagery and HIRS data, *Int. J. Remote Sensing*, **18**, 3245-3262, 1997.
- Moran, K. P., B. E. Martner, M. J. Post, R. A. Kropff, D. C. Welsh, and K. B. Widener, An unattended cloud-profiling radar for use in climate research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **79**, 443-455, 1998.
- Parol, F., J. C. Buriez, C. Vanbauce, P. Couvert, G. Sèze, P. Goloub, and S. Cheinet, First results of the POLDER "Earth Radiation Budget and Clouds" operational algorithm. *IEEE/Trans. Geosc. Rem. Sens.*, 1999.
- Riédi, J., M. Doutriaux-Boucher, P. Goloub and P. Couvert, Global distribution of cloud top phase from POLDER/ADEOS I. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1707-1710, 2000.
- Rossow W. B., A. W. Walker, D. E. Beuschel and M. D. Roiter, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), Documentation of new cloud datasets, World Climate Research Program (ICSU and WMO), *Tech. Doc. WMO/TD 737*, 115 pp., 1996.
- Sassen, K., and G.C. Dodd, Homogeneous nucleation rate for highly supercooled cirrus cloud droplets, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1357-1369, 1988.

P. Goloub, and J. Riedi, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. France, Phone: (33) 3 20 33 61 85, Fax: (33) 3 20 43 43 42, (e-mail : riedi@loaser.univ-lille1.fr; goloub@loaser.univ-lille1.fr)

R. T. Marchand, The Pacific Northwest National Laboratory, Richland WA (e-mail : roj@pnl.gov )

(Received December 13, 2000; revised March 9, 2001; accepted March 12, 2001.)

# Bibliographie

- [Alkezweeny et al., 1993] Alkezweeny, A. J., Burrows, D. A., and Grainger, C. A. (1993). Measurements of cloud-droplet-size distributions in polluted and unpolluted stratiform clouds. *J. Appl. Meteor.*, 32 :106–115.
- [Arking, 1991] Arking, A. (1991). The radiative effects of clouds and their impact on climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71 :795–813.
- [Arking and Childs, 1985] Arking, A. and Childs, J. D. (1985). Retrieval cloud cover parameters from multispectral satellite images. *J. Appl. Meteor.*, 24 :322–333.
- [Bader et al., 1987] Bader, M. J., Clough, S. A., and Cox, G. P. (1987). Aircraft and dual polarization radar observations of hydrometeors in light stratiform precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113 :491–515.
- [Baker, 1997] Baker, M. B. (1997). Cloud microphysics and climate. *Science*, 276 :1072–1078.
- [Baran et al., 1998] Baran, A. J., Watts, P. D., and Foot, J. S. (1998). Potential retrieval of dominating crystal habit and size using radiance data from a dual-view and multiwavelength instrument : A tropical cirrus anvil case. *J. Geophys. Res.*, 103 :6075–6082.
- [Baran et al., 1999] Baran, A. J., Watts, P. D., and Francis, P. N. (1999). Testing the coherence of cirrus microphysical and bulk properties retrieved from dual-viewing multispectral satellite radiance measurements. *J. Geoph. Res.*, 104 :31,673–31,683.
- [Baum et al., 1994] Baum, B. A., Arduini, R. F., Wielicki, B. A., Minnis, P., and Tsay, S.-C. (1994). Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS AVHRR data : Nighttime oceanic analysis. *J. Geoph. Res.*, 99 :5499–5514.
- [Baum et al., 1991] Baum, B. A., Soulen, P. F., Strabala, K. I., King, M. D., Ackerman, S. A., Menzel, W. P., and Yang, P. (1991). Remote sensing of cloud properties using MODIS air-

- borne simulator imagery during SUCCESS : 2. cloud thermodynamic phase. *J. Geoph. Res.*, 105 :11,781–11,792.
- [Baum et al., 1995] Baum, B. A., Uttal, T., Poellot, M., Ackerman, T. P., Alvarez, J. M., Intrieri, J., Starr, D. O., Titlow, J., Tovinkere, V., and Clothiaux, E. (1995). Satellite remote sensing of multiple cloud layers. *J. Atmos. Sci.*, 53 :4210–4230.
- [Baum and Wielicki, 1994] Baum, B. A. and Wielicki, B. A. (1994). Cirrus cloud retrieval using infrared sounding data : multilevel cloud errors. *J. Appl. Meteor.*, 33 :107–117.
- [Blyth and Latham, 1993] Blyth, A. M. and Latham, J. (1993). Influence of glaciation on an effective-radius parametrization. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119 :1469–1474.
- [Borde, 1994] Borde, R. (1994). *Etude du transfert radiatif dans des nuages multifractals*. Thèse d’université, Université Blaise Pascal.
- [Boucher, 1995] Boucher, O. (1995). *Etude de quelques interactions aérosols-nuage-rayonnement : Modélisation et simulation avec un modèle de circulation générale*. Thèse d’université, Université Paris 6.
- [Bréon and Colzy, 1998] Bréon, F.-M. and Colzy, S. (1998). Cloud detection from the spaceborne POLDER instrument and validation against synoptic observations. *J. Appl. Meteorol.*
- [Bréon and Goloub, 1998] Bréon, F.-M. and Goloub, P. (1998). Cloud droplet effective radius from spaceborne polarization measurements. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :1879–1882.
- [Brogniez, 1988] Brogniez, G. (1988). Light scattering by finite hexagonal crystals arbitrarily oriented in space. In *Proceedings of the International Radiation Symposium*, pages 64–67.
- [Brown et al., 1995] Brown, S. C., Illingworth, A. J., Heymsfield, A. J., McFarquhar, C. M., Browning, K. A., and Gosset, M. (1995). The role of spaceborne millimeter-wave radar in global monitoring of ice cloud. *J. Appl. Meteor.*, 34 :2346–2366.
- [Browning, 1994] Browning, K. A. (1994). Survey of perceived priority issues in the parametrizations of cloud-related processes in GCMs. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 120 :483–487.
- [Buriez et al., 2001] Buriez, J.-C., Doutriaux-Boucher, M., and Parol, F. (2001). Angular variability of the liquid water cloud optical thickness retrieved from ADEOS/POLDER. *J. Atmos. Sci.*, page to appear.

- [Buriez et al., 1997] Buriez, J. C., Vanbauce, C., Parol, F., Goloub, P., Herman, M., Bonnel, B., Fouquart, Y., Couvert, P., and Sèze, G. (1997). Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER. *Int. J. Remote Sensing*, 18 :2785–2813.
- [C.-Labonnote et al., 2001] C.-Labonnote, L., Brogniez, G., Buriez, J. C., Doutriaux-Boucher, M., Gayet, J.-F., and Macke, A. (2001). Polarized light scattering by inhomogeneous hexagonal monocrystals. validation with ADEOS/POLDER measurements. *J. Geoph. Res.*, 106 :12,139–12,153.
- [Cai and Liou, 1982] Cai, Q. and Liou, K. N. (1982). Polarized light scattering by hexagonal ice crystal : theory. *Appl. Opt.*, 21 :3569–3580.
- [Caniaux, 1993] Caniaux, G. (1993). *Paramétrisation de la phase glace dans un modèle non hydrostatique de nuage : Application à une lignée de grains tropicale*. Thèse d’université, Université P. Sabatier de Toulouse.
- [Cess and co-authors, 1989] Cess, R. D. and co-authors, . (1989). Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245 :513–516.
- [Cess and co-authors, 1990] Cess, R. D. and co-authors, . (1990). Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in nineteen atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 95 :16601–16615.
- [Chandrasekhar, 1960] Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative Transfer*. Dover Publications, Inc., New-York.
- [Chepfer, 1997] Chepfer, H. (1997). *Etude théorique et expérimentale des propriétés optiques et radiatives des cirrus*. Thèse d’université, Université des Sciences et Technologies de Lille. 197 pp.
- [Chepfer et al., 1999] Chepfer, H., Brogniez, G., Goloub, P., Bréon, F.-M., and Flamant, P. H. (1999). Observations of horizontally oriented ice crystals in cirrus clouds with POLDER-1/ADEOS-1. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 63 :521–543.
- [Chepfer et al., 2001] Chepfer, H., Goloub, P., Riédi, J., Haan, J. F. D., Hovenier, J. W., and Flamant, P. H. (2001). Ice crystal shapes in cirrus clouds derived from POLDER-1/ADEOS-1. *J. Geophys. Res.*, 106 :7955–7966.
- [Chepfer et al., 2000] Chepfer, H., Goloub, P., Spinhirne, J., Flamant, P. H., Lavorato, M., Sauvage, L., Brogniez, G., and Pelon, J. (2000). Cirrus cloud properties derived from

- POLDER-1/ADEOS polarized reflectances : First validation using a ground-based lidar network. *J. Appl. Meteor.*, 39 :154–168.
- [Chuang et al., 1992] Chuang, C. C., Penner, J. E., and Edwards, L. L. (1992). Nucleation scavenging of smoke particles and simulated drop size distributions over large biomass fires. *J. Atmos. Sci.*, 49 :1264–1275.
- [Clothiaux et al., 2000] Clothiaux, E. E., Ackerman, T. P., Moran, G. C. M. K. P., Marchand, R. T., Miller, M. A., and Martner, B. E. (2000). Objective determination of cloud heights and radar reflectivities using a combination of active remote sensors at the ARM CART sites. *J. Appl. Meteorol.*, 39 :645–665.
- [Coulson, 1988] Coulson, K. L. (1988). *Polarization and intensity of light in the atmosphere*. A. Deepak Publishing.
- [Crépel et al., 1997] Crépel, O., Gayet, J. F., Fournol, J. F., and Oshchepkov, S. (1997). A new airborne polar nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. part ii : Preliminary tests. *Ann. Geophysicæ*, 15 :460–470.
- [Curry et al., 2000] Curry, J. A., Hobbs, P. V., King, M. D., Randall, D. A., Minnis, P., Isaac, G. A., Pinto, J. O., Uttal, T., Bucholtz, A., Cripe, D. G., Gerber, H., Fairall, C. W., Garrett, T. J., Hudson, J., Trieri, J. M., Jacob, C., Jensen, T., Lawson, P., Marcotte, D., Nguyen, L., Pilewski, P., Rango, A., Rogers, D. C., Strawbridge, K. B., Valero, F. P. J., Williams, A. G., and Wylie, D. (2000). FIRE Arctic Clouds Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81 :4–29.
- [Derrien et al., 1993] Derrien, M., Farki, B., Harang, L., Gléau, H. L., Noyalet, A., Pochic, D., and Sairouni, A. (1993). Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery. *Rem. Sens. Environ.*, 46 :246–267.
- [Desbois et al., 1982] Desbois, M., Sèze, G., and Szejwach, G. (1982). Automatic classification of clouds on METEOSAT imagery : application to high level clouds. *J. Appl. Meteor.*, 21 :401–412.
- [Deschamps et al., 1994] Deschamps, P.-Y., Bréon, F.-M., Leroy, M., Podaire, A., Bricaud, A., Buriez, J.-C., and Sèze, G. (1994). The POLDER mission : Instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32 :598–615.
- [Descloitres, 1996] Descloitres, J. (1996). *Analyse de l'anisotropie du rayonnement réfléchi par les nuages à partir des observations du radiomètre POLDER*. Thèse d'université, Université Paris 7.

- [Doutriaux-Boucher et al., 2000] Doutriaux-Boucher, M., Buriez, J.-C., Brogniez, G., C.-Labonnote, L., and J. Baran, A. (2000). Sensitivity of retrieved POLDER directional cloud optical thickness to various ice particles models. *Geophys. Res. Lett.*, 27 :109–112.
- [Doutriaux-Boucher and Sèze, 1998] Doutriaux-Boucher, M. and Sèze, G. (1998). Significant changes between the ISCCP C and D cloud climatologies. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :4193–4196.
- [Gayet et al., 1997] Gayet, J.-F., Crépel, O., Fournol, J. F., and Oshchepkov, S. (1997). A new airborne polar nephelometer for the measurements of optical and microphysical cloud properties. part i : Theoretical design. *Ann. Geophysicæ*, 15 :451–459.
- [Giraud et al., 1997] Giraud, V., Buriez, J. C., Fouquart, Y., and Parol, F. (1997). Large-scale analysis of cirrus clouds from AVHRR data : assesment of both a microphysical index and cloud-top temperature. *J. Appl. Meteorol.*, 36 :664–675.
- [Giraud et al., 2001] Giraud, V., Thouron, O., Riédi, J., and Goloub, P. (2001). Analysis of direct comparison of cloud top temperature and infrared split window signature against independant retrievals of cloud thermodynamic phase. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :983–986.
- [Goloub, 1992] Goloub, P. (1992). *Modèle radiométrique du polarimètre imageur grand champ POLDER. Analyses préliminaires des observations en lumière polarisée.* Thèse d’université, Université des Sciences et Technologies de Lille. 160 pp.
- [Goloub et al., 1994] Goloub, P., Deuzé, J. L., Herman, M., Deschamps, P. Y., and Fouquart, Y. (1994). Analysis of POLDER airborne instrument observations over cloud covers. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 32 :78–88.
- [Goloub et al., 2000] Goloub, P., Herman, M., Chepfer, H., Riedi, J., Brogniez, G., Couvert, P., and Sèze, G. (2000). Cloud thermodynamic phase classification from the POLDER Spaceborne instrument. *J. Geophys. Res.*, 105 :14747–14759.
- [Guyot et al., 2000] Guyot, A., Testud, J., and Ackerman, T. P. (2000). Determination of the radiative properties of stratiform clouds from a nadir-looking 95-GHz radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17 :38–50.
- [Haan et al., 1987] Haan, J. F. D., Bosma, P. B., and Hovenier, J. W. (1987). The adding method for multiple scattering calculations of polarized light. *Astron. Astrophys.*, 183 :371–391.

- [Hagolle et al., 1998] Hagolle, O., Goloub, P., Deschamps, P. Y., Cosnefroy, H., Briottet, X., Bailleul, T., Nicolas, J.-M., Parol, F., Lafrance, B., and Herman, M. (1998). Results of POLDER in-flight calibration. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*.
- [Hahn et al., 1998] Hahn, C. J., Rossow, W. B., and Warren, S. G. (1998). ISCCP cloud properties associated with standard cloud types identified in individuals surface observations. *J. of Clim.*
- [Hahn and Warren, 1998] Hahn, C. J. and Warren, S. G. (1998). Extended edited synoptic cloud reports from ships and land stations over the globe, 1952-1996. Technical report, NDP-026C, CDIAC, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN.
- [Hahn et al., 1994] Hahn, C. J., Warren, S. G., and London, J. (1994). Climatological data for clouds over the globe from surface observations, 1982-1991 : The total cloud edition. Technical report, NDP026A, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN. (Also available from Data Support Section, National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO.).
- [Hahn et al., 1982] Hahn, C. J., Warren, S. G., London, J., Chervin, R. A., and Jenne, R. (1982). Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over the ocean. Technical report, NCAR Technical Note TN-201 + STR, Boulder, CO.
- [Hahn et al., 1984] Hahn, C. J., Warren, S. G., London, J., Chervin, R. A., and Jenne, R. (1984). Atlas of simultaneous occurrence of different cloud types over land. Technical report, NCAR Technical Note TN-241 + STR, Boulder, CO.
- [Han et al., 1994] Han, Q., Rossow, W. B., and Lacis, A. A. (1994). Near-global survey of droplet radii in liquid water cloud using ISCCP data. *J. Climate*, 7 :465-497.
- [Hansen, 1971] Hansen, J. E. (1971). Multiple scattering of polarized light in planetary atmospheres. Part II. Sunlight reflected by terrestrial water clouds. *J. Atmos. Sci.*, 28 :1400-1426.
- [Hansen and Pollack, 1970] Hansen, J. E. and Pollack, J. B. (1970). Near-infrared light scattering by terrestrial clouds. *J. Atmos. Sci.*, 27 :265-281.
- [Harrison et al., 1990] Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ramanathan, V., Cess, R. D., and Gibson, G. (1990). Seasonal variation of cloud radiative forcing derived from the Earth Radiation Budget Experiment. *J. Geophys. Res.*, 95 :18687, 18703.

- [Hess et al., 1998] Hess, M., Koelmeijer, R. B. A., and Stammes, P. (1998). Scattering matrices of imperfect hexagonal ice crystals. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 60 :301–308.
- [Heymsfield et al., 1990] Heymsfield, A. J., Miller, K. M., and Spinhirne, J. D. (1990). The 27-28 october 1986 fire ifo case study : Cloud microstructure. *Mon. Weather Rev.*, 118 :2313–2328.
- [Heymsfield et al., 1991] Heymsfield, A. J., Miloshevich, L. M., Slingo, A., Sassen, K., and Starr, D. O. (1991). An observational and theoretical study of highly supercooled altocumulus. *J. Appl. Meteorol.*, 48 :923–945.
- [Hogan et al., 2000] Hogan, R. J., Hillingworth, A. J., and Sauvageot, H. (2000). Measuring crystal size in cirrus using 35- and 94-GHz radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17 :27–37.
- [Hutchison et al., 1997] Hutchison, K. D., Etherton, B. J., Topping, P. C., and Huang, H. L. (1997). Cloud top phase determination from the fusion of signatures in daytime AVHRR imagery and HIRS data. *Int. J. Remote Sensing*, 18 :3245–3262.
- [Inoue, 1985] Inoue, T. (1985). On the temperature and effective emissivity determination of semi-transparent cirrus clouds by bi-spectral measurements in the  $10\mu\text{m}$  window region. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 63 :88–98.
- [Inoue, 1987] Inoue, T. (1987). A cloud type classification with NOAA7 split-window measurements. *J. Geophys. Res.*, 92 :3991–4000.
- [Jin and Rossow, 1997] Jin, Y. and Rossow, W. B. (1997). Detection of cirrus overlapping low-level clouds. *J. Geophys. Res.*, 102 :1727–1737.
- [Jin et al., 1996] Jin, Y., Rossow, W. B., and Wylie, D. P. (1996). Comparison of the climatologies of high-level clouds from HIRS and ISCCP. *J. Climate*, 9 :2850–2879.
- [Jolivet, 1998] Jolivet, D. (1998). *Etude de l'influence de l'hétérogénéité des nuages sur le rayonnement solaire réfléchi vers l'espace*. Thèse d'université, Université des Sciences et Technologies de Lille. 115 pp.
- [Kandel et al., 1998] Kandel, R., Viollier, M., Raberanto, P., Duvel, J.-P., Pakhomov, L. A., Golovko, V. A., Trishchenko, A. P., Mueller, J., Raschke, E., Stuhlmann, R., and the International ScaRaB Scientific Working Group (ISSWG) (1998). The ScaRaB Earth radiation budget dataset. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79 :765–783.

- [Kaufman and Nakajima, 1993] Kaufman, Y. J. and Nakajima, T. (1993). Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo – analysis from satellite imagery. *J. Appl. Meteor.*, 32 :729–744.
- [King et al., 1992] King, M. D., Kaufman, Y. J., Menzel, W. P., and Tanré, D. (1992). Remote sensing of cloud, aerosol, and water vapor properties, from the Moderate Resolution Imaging Spectrometer (modis). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 30 :2–27.
- [King et al., 1997] King, M. D., Tsay, S.-C., Platnick, S. E., Wang, M., and Liou, K.-N. (1997). Cloud retrieval algorithms for MODIS : Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-05, NASA Goddard Space Flight Center.
- [Knap et al., 2001] Knap, W., Stammes, P., and Koelemeijer, R. B. A. (2001). Cloud thermodynamic phase determination from near-infrared spectra of reflected sunlight. *J. Atmos. Sci.*, xx :submitted.
- [Kristjansson et al., 2000] Kristjansson, J. E., Edwards, J. M., and Mitchell, D. L. (2000). Impact of a new scheme for optical properties of ice crystals on climates of two gcms. *J. Geophys. Res.*, 105 :10063–10079.
- [Krueger et al., 1995] Krueger, S. K., Fu, Q., Liou, K. N., and Chin, H.-N. S. (1995). Improvements of an ice-phase microphysics parameterization for use in numerical simulations of tropical convection. *J. Appl. Meteorol.*, 34 :281–287.
- [Larsen et al., 1998] Larsen, H., Gayet, J.-F., Febvre, G., Chepfer, H., and Brogniez, G. (1998). Measurements errors in cirrus cloud microphysical properties. *Ann. Geophysicæ*, 16 :266–276.
- [Lawson et al., 1998] Lawson, R. P., Heymsfield, A. J., Aulenbach, S. M., and Jensen, T. L. (1998). Shapes, sizes, and light scattering properties of ice crystals in cirrus and a persistent contrail during SUCCESS. *Geophys. Res. Lett.*, 25 :1331–1334.
- [Lemke and Quante, 1999] Lemke, H. M. and Quante, M. (1999). Backscatter characteristics of nonspherical ice crystals : Assessing the potential of polarimetric radar measurements. *J. Geoph. Res.*, 104 :31,739–31,751.
- [Li and Le Treut, 1992] Li, Z.-X. and Le Treut, H. (1992). Cloud-radiation feedbacks in a general circulation model and their dependence on cloud modelling assumptions. *Clim. Dyn.*, 7 :133–139.

- [Macke et al., 1996] Macke, A., Mueller, J., and Raschke, E. (1996). Single scattering properties of atmospheric ice crystals. *J. Atmos. Sci.*, 53 :2813–2825.
- [McCormick et al., 1993] McCormick, M., Winker, D. M., Browell, E. V., Coackley, J. A., Gardner, C. S., Hoff, R. M., Kent, G. S., Melfi, S. H., Menzies, R. T., Platt, C. M. R., Randall, D. A., and Reagan, J. A. (1993). Scientific investigations for the Lidar in-Space Technology Experiment (LITE). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74 :205–214.
- [Menzel and Strabala, 1997] Menzel, P. and Strabala, K. (1997). Cloud top properties and cloud phase : Algorithm Theoretical Basis Document. MODIS Algorithm Theoretical Basis Document ATBD-MOD-04, NASA Goddard Space Flight Center.
- [Nakajima and King, 1990] Nakajima, T. and King, M. D. (1990). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I : Theory. *J. Atmos. Sci.*, 47 :1878–1893.
- [Nakajima et al., 1991] Nakajima, T., King, M. D., Spinhirne, J. D., and Radke, L. F. (1991). Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II : Marine stratocumulus observations. *J. Atmos. Sci.*, 48 :728–750.
- [Noone et al., 1993] Noone, K. B., Noone, K. J., Heintzenberg, J., Ström, J., and Ogren, J. A. (1993). In situ observations of cirrus cloud microphysical properties using the counterflow virtual impactor. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10 :294–303.
- [Omar and Gardner, 2001] Omar, A. H. and Gardner, C. S. (2001). Observations by the Lidar In-Space Technology (LITE) of high-altitude cirrus clouds over the equator in regions exhibiting extremely cold temperatures. *J. Geoph. Res.*, 106 :1227–1236.
- [Paltridge, 1974] Paltridge, G. W. (1974). Infrared emissivity, short-wave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds. *J. Geophys. Res.*, 79 :4053–4058.
- [Parol et al., 1991] Parol, F., Buriez, J. C., Brogniez, G., and Fouquart, Y. (1991). Information content of AVHRR channels 4 and 5 with respect to the effective radius of cirrus cloud particles. *J. Appl. Meteorol.*, 30 :973–984.
- [Pawlowska and Brenguier, 1996] Pawlowska, H. and Brenguier, J. L. (1996). A study of the microphysical structure of stratocumulus clouds. In *12th International conference on clouds and precipitation*, pages 23–26.

- [Pilewskie and Twomey, 1986] Pilewskie, P. and Twomey, S. (1986). Cloud spectral reflectance in the near-infrared. In *Sixth Conference on Atmospheric Radiation*, pages 63–65, Williamsburg.
- [Pilewskie and Twomey, 1987] Pilewskie, P. and Twomey, S. (1987). Cloud phase discrimination by reflectance measurements near 1.6 and 2.2  $\mu\text{m}$ . *J. Atmos. Sci.*, 44 :3419–3421.
- [Platt, 1989] Platt, C. M. R. (1989). The role of cloud microphysics in high-cloud feedback effects on climate change. *Nature*, 341 :428–429.
- [Platt and Stephens, 1987] Platt, C. M. R. and Stephens, G. L. (1987). Retrieval of water cloud properties from carbone dioxide lidar soundings. *Appl. Opt.*, 26 :1257–1263.
- [Ramanathan et al., 1989] Ramanathan, V., Cess, R. D., Harrison, E. F., Minnis, P., Barkstrom, B. R., Ahmad, E., and Hartmann, D. (1989). Cloud-radiative forcing and climate : results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science*, 243 :57–62.
- [Reid et al., 1999] Reid, J. S., Hobbs, P. V., Rangno, A. L., and Hegg, D. A. (1999). Relationships between cloud droplet effective radius, liquid water content and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. *J. Geoph. Res.*, 104.
- [Riédi et al., 2000] Riédi, J., Doutriaux-Boucher, M., Goloub, P., and Couvert, P. (2000). Global distribution of cloud top phase from POLDER/ADEOS I. *Geophys. Res. Lett.*, 27 :1707–1710.
- [Riédi et al., 2001] Riédi, J., Goloub, P., and Marchand, R. T. (2001). Comparison of POLDER cloud phase retrievals to active remote sensors measurements at the ARM SGP site. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :2185–2188.
- [Rossow et al., 1991] Rossow, W. B., Garder, L. C., Lu, P. J., and Walker, A. W. (1991). International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), Documentation of cloud data. In *WMO/TD-No.266*, page 76 pp. plus 2 appendices.
- [Rossow et al., 1988] Rossow, W. B., Garder, L. C., Lu, P. J., and Walmer, A. (1988). International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), Documentation of cloud data. In *WMO/TD-No.266*, page 78pp. Plus two appendices.
- [Rossow et al., 1985] Rossow, W. B., Mosher, F., Kinsella, E., Arking, A., Desbois, M., Harrison, E., Minnis, P., Ruprecht, E., Sèze, G., Simmer, C., and Smith, E. (1985). ISCCP cloud algorithm intercomparison. *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 24 :877–903.

- [Rossow et al., 1996] Rossow, W. B., Walker, A. W., Beuschel, D. E., and Roiter, M. D. (1996). International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), Documentation of new cloud datasets. In *WMO/TD-No. 737*, page 115 pp.
- [Sassen, 1991] Sassen, K. (1991). The polarization lidar technique for cloud research : A review and current assessment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 72 :1848–1866.
- [Sassen et al., 2000] Sassen, K., Benson, R. P., and Spinhirne, J. D. (2000). Tropical cirrus properties derived from toga/coare airborne polarization lidar. *Geophys. Res. Lett.*, 27 :673–676.
- [Schiffer and Rossow, 1983] Schiffer, R. A. and Rossow, W. B. (1983). The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) : The first project of the World Climate Research Program. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 64 :779–784.
- [Sèze and Desbois, 1987] Sèze, G. and Desbois, M. (1987). Cloud cover analysis from satellite imagery using spatial and temporal characteristics of the data. *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 26 :287–303.
- [Starr and co authors, 2000] Starr, D. O. and co authors, . (2000). Comparison of cirrus cloud models : a project of the GEWEX cloud system study (GCSS) working group on cirrus cloud systems. In *13th International Conference on Clouds and Precipitation*. Reno, Nevada.
- [Stephens, 1978] Stephens, G. L. (1978). Radiation profiles in extended water clouds. I : Theory. *J. Atmos. Sci.*, 35 :2111–2122.
- [Stephens, 1979] Stephens, G. L. (1979). Optical properties of eight water cloud types. Technical report, CSIRO Aust. Div. Atmos. Phys. Pap. No 36.
- [Takano et al., 1992] Takano, Y., Liou, K. N., and Minnis, P. (1992). The effects of small ice crystals on cirrus radiative properties. *J. Atmos. Sci.*, 49 :1487–1493.
- [Team, 1993] Team, G. C. S. S. (1993). The GEWEX cloud system study (GCSS). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 74 :387–399.
- [Toubbé, 1997] Toubbé, B. (1997). *Etalonnage en vol sur le glitter des canaux polarisés de l'instrument POLDER. Analyse d'images aéroportées*. Thèse d'université, Université des Sciences et Technologies de Lille. 168 pp.

- [Toubbé et al., 1999] Toubbé, B., Bailleul, T., Deuzé, J., Goloub, P., Hagolle, O., and Herman, M. (1999). In flight calibration of the polder instrument using the sun's glitter. *IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing*, 37 :513–525.
- [Visa and Iivarinen, 1997] Visa, A. and Iivarinen, J. (1997). Evolution and evaluation of a trainable cloud classifier. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35 :1307–1315.
- [Warren et al., 1985] Warren, S. G., Hahn, C. J., and London, J. (1985). Simultaneous occurrence of different cloud types. *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 24 :658–667.
- [Warren et al., 1988] Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M., and Jenne, R. L. (December 1988). Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over the ocean. Technical report, NCAR Technical Note TN-317 + STR, Boulder, CO, 42 pp. + 170 maps.
- [Warren et al., 1986] Warren, S. G., Hahn, C. J., London, J., Chervin, R. M., and Jenne, R. L. (October 1986). Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land. Technical report, NCAR Technical Note TN-273 + STR, Boulder, CO, 29 pp. + 200 maps.
- [Watts, 1997] Watts, P. D. (1997). Estimation of cloud droplet size, optical depth and phase from the Along Track Scanning Radiometer. In *IRS'96 Current Problems in Atmospheric Radiation*, W. L. Smith and K. Stamnes (Eds.), A. Deepak Publishing, pages 578–581.
- [Wielicki et al., 1995] Wielicki, B. A., Cess, R. D., King, M. D., Randall, D. A., and Harrison, E. F. (1995). Mission to planet Earth : Role of clouds and radiation in climate. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 76 :2125–2153.
- [Wylie and Menzel, 1989] Wylie, D. P. and Menzel, W. P. (1989). Two years of cloud cover statistics using VAS. *J. Climate*, 2 :380–392.
- [Wylie and Menzel, 1999] Wylie, D. P. and Menzel, W. P. (1999). Eight years of High Cloud Statistics Using HIRS. *J. of Clim.*, 12 :170–184.
- [Yang and Liou, 1998] Yang, P. and Liou, K. N. (1998). Single-scattering properties of complex ice crystals in terrestrial atmosphere. *Contr. Atmos. Phys.*, 71 :223–248.

# Table des figures

1.1	Représentation schématique des différents types de nuages . . . . .	17
1.2	Représentation schématique des différentes composantes du bilan radiatif terrestre	19
1.3	Forçage radiatif des nuages aux courtes longueurs d’ondes (a), aux grandes longueurs d’onde (b), et forçage radiatif net (c) établis par ScaRaB pour le mois de janvier 1995. . . . .	21
2.1	Diagramme des transferts entre les différentes classes de particules prises en compte dans le modèle MésoNH (d’après G. Caniaux - Thèse de doctorat - 1993)	32
2.2	Photographies de cristaux présents dans différents cas de cirrus. . . . .	35
2.3	Dessin extrait de "L’atmosphère" [C. Flammarion], présentant un halo ordinaire à 22 degrés, les parhélies et le cercle circumzénithal caractéristiques de particules cristallines hexagonales. . . . .	37
2.4	Limites des gammes de longueurs d’onde visibles (VIS), proche infrarouge (PIR) moyen infrarouge (MIR) et infrarouge thermique (IRT) . . . . .	42
2.5	Indices imaginaires de l’eau liquide et de la glace entre 8 $\mu\text{m}$ et 13 $\mu\text{m}$ . . . . .	43
2.6	Indice de réfraction (partie imaginaire) de l’eau liquide et de la glace entre 0.7 $\mu\text{m}$ et 2.5 $\mu\text{m}$ . . . . .	45
2.7	Mise en évidence du changement de phase d’un nuage par analyse de son spectre de réflectance autour de 1.6 $\mu\text{m}$ et 2.2 $\mu\text{m}$ . D’après [Pilewskie and Twoney, 1987]	46
2.8	Indice de réfraction (partie imaginaire) de l’eau liquide et de la glace entre 3 $\mu\text{m}$ et 13 $\mu\text{m}$ . Sont indiqués, les trois canaux de l’AVHRR utilisés par <i>Key et Intrieri</i> .	47
2.9	Réflectances mesurées et calculées à à 0.87 $\mu\text{m}$ et 1.6 $\mu\text{m}$ . Observations ATSR-2 - D’après [Watts, 1997] . . . . .	48

2.10	Simulations des réflectances au sommet de l'atmosphère en fonction de la longueur d'onde, pour des atmosphères présentant un nuage composé de gouttes liquide ( $\tau_{liq} = 10$ ) ou un nuage de glace ( $\tau_{gla} = 10$ ) composé de cristaux hexagonaux imparfaits. D'après [Knap et al., 2001] Figure 2. . . . .	50
2.11	Simulations de la pente $\delta Im/\delta\lambda$ observable pour des atmosphères contenant des nuages de glace ou liquide, en fonction de leurs épaisseurs optiques. Les résultats sont présentés pour trois tailles de cristaux (C1 les plus petits, et C3 les plus grands). D'après Figure 3 de [Knap et al., 2001]. . . . .	51
3.1	Système de coordonnées représentant les vecteurs du champ électromagnétique (a), et représentation schématique de la trajectoire décrite par l'extrémité du vecteur $\vec{E}$ dans le plan transverse pour le cas d'une polarisation elliptique (b) . .	56
3.2	Simulations effectuées pour un nuage liquide d'épaisseur optique égale à 10. (a) impact du rayon effectif à variance constante, (b) impact de la variance à rayon effectif constant . . . . .	62
3.3	Simulations réalisées pour un nuage liquide ( $r_{eff} = 10\mu m$ , $v_{eff} = 0.05$ ) d'épaisseur optique variable, au dessus d'une surface lambertienne (albédo = 0.06). . . . .	63
3.4	Simulations effectuées pour des nuages de glace d'épaisseur optique égale à 10 et pour différents modèles microphysiques (PHM, Perfect Hexagonal Model; IHM, Inhomogeneous Hexagonal Model). . . . .	64
3.5	Idem que Figure 3.4. Modèles de cristaux irréguliers. . . . .	65
3.6	Idem que Figure 3.4. Modèles de cristaux hexagonaux parfaits : impact du facteur de forme Q. . . . .	66
3.7	Simulations effectuées pour des atmosphères composées d'un nuage liquide ( $\tau = 10$ ) recouvert d'un nuage de glace d'épaisseur optique $\tau$ variable. Les figures (a) et (b) illustrent également l'impact de la microphysique des cristaux de glace composant la couche supérieure. . . . .	67
3.8	Compositions colorées de scènes observées par POLDER au-dessus de nuages liquides et de glace, obtenues à partir des canaux à 443, 670 et 865 nm. . . . .	69
3.9	Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de nuages liquides et de glace. . . . .	70

3.10	Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de nuages liquides. Illustration de la sensibilité de la polarisation à la microphysique des nuages liquides. Le symbole $>$ (resp. $<$ ) signifie <i>important</i> (resp. <i>faible</i> ). . . . .	71
3.11	Luminances polarisées modifiées observées par POLDER au-dessus de deux nuages de glace distincts. . . . .	72
3.12	Forte dispersion des mesures autour d'une droite de régression causée par la présence d'arcs surnuméraires dans le cas de nuages liquides. . . . .	74
3.13	Représentation des trois résolutions POLDER utilisées dans notre travail. . . . .	75
3.14	Représentation des angles de diffusion (en degrés) accessibles en fonction du point d'observation. Les bandes du bas représentent les angles de diffusion obtenus sur l'ensemble d'une orbite POLDER. Les courbes a, b, c et d représentent l'évolution de ces angles pour les quatre sections Ouest-Est figurées sur les orbites. . . . .	82
3.15	Représentation schématique du problème lié au recalage systématique des mesures au sol et aux situations mixtes. . . . .	83
4.1	Cartes, (a) de température de brillance infrarouge dérivée de METEOSAT, (b) de pression au sommet du nuage (pression Rayleigh) et (c) de phase thermodynamique dérivées de POLDER, pour le 10 novembre 1996. . . . .	90
4.2	Planche regroupant l'ensemble des informations disponibles pour les comparaisons au jeu de données ARSCL. Les signatures en luminance totale et polarisée et l'histogramme de pression correspondent à la zone limitée en jaune sur les cartes de pression et de phase. Exemple du 29 juin 1997 . . . . .	93
4.3	Signatures observables pour un cas de nuage multicouche en fonction de l'épaisseur optique du nuage de glace présent dans la couche supérieure (observations POLDER au-dessus du site ARM-SGP, le 29 juin 1997). . . . .	94
4.4	Signatures observées pour deux nuages de glace avérés. L'une d'elles, (a), présente la particularité d'avoir une polarisation angulairement croissante pour $\Theta_{diff} < 100^\circ$ . . . . .	95
4.5	Répartition des différents types de nuages hauts observés pour (a) des nuages de glace et (b) des nuages liquides. . . . .	99
4.6	Histogrammes cumulés du rapport liquide/glace à l'intérieure d'une zone considérée. Les tailles des zones sont indiquées en nombre de pixels N1. . . . .	102

4.7	Cartes POLDER et METEOSAT du 10 novembre 1996 et du 26 juin 1997. Voir texte et tableau 4.3 pour des précisions sur la nomenclature METEOSAT. . . . .	104
4.8	Principes d'application des tests de l'algorithme de phase pour une détermination au niveau N3x3 (application et décision globale) et au N2 (application individuelle et décision statistique). . . . .	107
4.9	Pourcentages de nuages de glace, liquides et mixtes pour le mois décembre 1996, pour un indice de phase déterminé à trois résolutions différentes. . . . .	110
4.10	Idem que Figure 4.9, pour le mois de juin 1997 . . . . .	111
4.11	Distribution zonale des proportions de nuages de glace et de cas mixtes, selon POLDER, de novembre 1996 à juin 1997. . . . .	113
4.12	Distribution par hémisphère (sur terres et océans) des nuages de glace, liquide et mixte, pour les mois de décembre 1996 et juin 1997. . . . .	114
4.13	Variations du pourcentage de nuages de glace et mixtes au cours de la période du 11/1996 au 06/1997 en moyenne globale, et par hémisphère. . . . .	115
4.14	Fréquences d'occurrence des nuages de glace pour les mois de Novembre 1996 à Février 1997 déduites des mesures POLDER. Résolution : 20 km × 20 km . . . . .	116
4.15	Fréquences d'occurrence des nuages de glace pour les mois de Mars 1997 à Juin 1997 déduites des mesures POLDER. Résolution : 20 km × 20 km . . . . .	117
4.16	Classification ISCCP des nuages en fonction de leur épaisseur optique et de la pression à leur sommet - Nomenclature applicable aux données ISCCP révision D1	120
4.17	Comparaison des fréquences d'occurrence zonales de nuages de glace (POLDER - 1996/1997) et de nuages "froids" (T < 240 K, ISCCP - 1991/1992) pour les mois de novembre à juin. . . . .	122
4.18	Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des nuages de glace pour les mois de novembre 1996 à février 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS ( <i>tous nuages et nuages épais</i> ). . . . .	126
4.19	Comparaison des fréquences d'occurrence (en %) des nuages de glace pour les mois de mars 1997 à juin 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS ( <i>tous nuages et nuages épais</i> ) . . . . .	127

4.20	Différences des fréquences d'occurrence (en %) de nuages de glace pour les mois de novembre 1996 à février 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], sans nuages fins [b]). $Diff = HIRS - POLDER$ . . . . .	128
4.21	Différences des fréquences d'occurrence (en %) de nuages de glace pour les mois de mars 1997 à juin 1997 déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], sans nuages fins [b]). $Diff = HIRS - POLDER$ . . . . .	129
4.22	Histogramme des différences de fréquences d'occurrence de nuages de glace (Novembre 1996) déduites des mesures POLDER et HIRS (HIRS tous nuages [a], nuages épais [b]). . . . .	132
5.1	Observations POLDER au-dessus d'un nuage liquide et simulations de la luminance polarisée modifiée à 865nm pour des nuages liquides d'épaisseur optique $\delta = 10$ , et pour deux distributions de gouttes différentes. . . . .	137
5.2	Voir texte et légende de la figure 4.4 . . . . .	138
5.3	Illustration de la variabilité des signatures polarisées observables pour des nuages de glace. . . . .	141
5.4	Distribution des observations de phase liquide et glace (selon POLDER) en fonction de la température et de la pression au sommet du nuage (selon ARSCL). . .	151
B.1	Schéma de l'optique de l'instrument POLDER (d'après <i>Deschamps et al</i> , [1994]).	172
B.2	Représentation schématique des filtres disponibles sur POLDER 1/ADEOS 1. . .	172
B.3	Géométrie de visée POLDER. Au cours du déplacement, une même scène est observée sous différentes géométries. . . . .	173
C.1	Représentation des différents vecteurs par rapport à la matrice CCD. . . . .	176

