



HAL
open science

Etude des paramètres de surface de la calotte polaire antarctique, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, à partir des données de l'instrument de télédétection POLDER

Jean Mondet

► **To cite this version:**

Jean Mondet. Etude des paramètres de surface de la calotte polaire antarctique, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, à partir des données de l'instrument de télédétection POLDER. Glaciologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1999. Français. NNT: . tel-00766029

HAL Id: tel-00766029

<https://theses.hal.science/tel-00766029>

Submitted on 17 Dec 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

TS 99/GRE1/0014/D

SSP



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Associé à l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
Sciences, Technologie & Médecine



Etude des paramètres de surface de la calotte polaire antarctique, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, à partir des données de l'instrument de télédétection POLDER.

Jean MONDET

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I
(Arrêtés ministériels du 5 juillet 1984 et 30 mars 1992)

Spécialité : Terre enveloppe fluide

Date de la soutenance : 29 janvier 1999

Composition du jury :

- | | | |
|------|------------------|--------------------|
| M. | Jürgen KLINGER | Président |
| M. | Claude KERGOMARD | Rapporteur |
| M. | Alain ROYER | Rapporteur |
| Mme. | Frédérique REMY | Examineur |
| M. | Michel FILY | Directeur de thèse |



Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement - CNRS
Tél. : (+33) 04 76 82 42 00 - Fax : (+33) 04 76 82 42 01
54, rue Molière - B.P. 96 - 38402 Saint Martin d'Hères Cedex - France

TS 99/GRE 1/0014
DOUBLE

*« Les bonnes décisions sont prises par expérience mais
l'expérience s'acquiert par les mauvaises décisions. »*

Mark Twain



10204343

A Isabelle...

Remerciements

Il est extrêmement difficile de remercier tous ceux qui par leurs conseils et leur soutien m'ont aidé durant ces trois années de thèse sans oublier personne. Par avance, je prie les personnes ne figurant pas sur cette page de bien vouloir excuser les éventuels oublis que j'ai peut-être commis. Qu'ils soient assurés de toute ma gratitude et de ma profonde reconnaissance.

En premier lieu, je tiens à remercier mon directeur de thèse Michel Fily, de son extrême gentillesse, de sa constante disponibilité, de ses précieux conseils et réflexions dont il a toujours fait preuve durant ces trois années. Merci aussi d'avoir accepté ma manière de travailler et d'aborder les problèmes, en respectant mes contraintes personnelles.

Mes plus vifs remerciements s'adressent ensuite à Alain Royer, professeur au Centre d'Applications et de Recherches en Télédétection de l'Université de Sherbrooke (Québec) et Claude Kergomard, professeur au Laboratoire de Géographie des Milieux Anthropisés de l'Université des Sciences et Technologies de Lille d'avoir bien voulu être rapporteurs de ma thèse et consacrer beaucoup de temps durant les fêtes de fin d'année à ce travail long et contraignant.

Merci également à Frédérique Rémy chercheur au Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales de Toulouse d'avoir bien voulu examiner mon travail et à Jürgen Klinger professeur au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement d'avoir accepté de présider le jury.

Je remercie également toutes les personnes qui font ou ont fait partie de l'équipe « télédétection » et celles qui orbitent autour des activités de recherche et expérimentales qu'elle développe : Catherine Leroux avec qui la collaboration est facile et agréable, les stagiaires Gaëtan Vinay, Gaël Derive, Jérôme Soubirane... qui furent un précieux et attachant renfort. Pour ses conseils pratiques et sa constante bonne humeur, je remercie l'ingénieur et rayonnant « Crecre » à qui je souhaite de vivre une agréable retraite. Merci à Michel Gay pour tout ce qui concerne le traitement des grains de neige prélevés dans les Alpes.

A Frédéric Candaudap, Emmanuel Le Meur et Jérôme Weiss, merci pour les photos aériennes de la surface antarctique prises dans des conditions difficiles, à bord de Twin-Otter.

Pour les balades musclées sur les glaciers alpins que j'ai beaucoup appréciées, je remercie, sincèrement, Christian Vincent et Michel Vallon.

Merci également à Jean-Pierre Dedieu, du Laboratoire de la Montagne Alpine pour sa collaboration aux mesures de réflectance de la neige sur les plateaux proches de Grenoble.

Merci à l'équipe POLDER du CNES et à François-Marie Bréon du Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, pour ses conseils éclairés et ses coups de main fort utiles.

Je remercie mes collègues de bureau Christophe Ferrari et son prédécesseur Bernard Lefauconnier, pour leurs encouragements, leurs conseils et critiques et leur permanente bonne humeur.

Merci à Marie-Christine Mieulet et Eric Drevet, informaticiens du laboratoire, qui sont toujours submergés de travail, mais qui ont cependant toujours trouvé le temps de répondre gentiment à mes interrogations et de résoudre mes problèmes !

Pour tous les services qu'elle m'a rendu et son extrême gentillesse je remercie de tout cœur Danièle Cordier-Morand.

D'une façon générale, je remercie toutes les personnes du L.G.G.E., permanents ou étudiants, avec qui mes rapports furent aussi divers qu'enrichissants.

Enfin comment terminer cette page sans adresser mes remerciements aux personnes qui me sont chères et qui m'ont accompagné durant ces trois années : ma femme, mes parents, mes frères et sœurs et mes amis des grottes Saint Léonard pour qui le sujet de ma thèse a toujours soulevé beaucoup de questions ...

... et merci à tous ceux qui sont venus assister à la soutenance de ma thèse et m'encourager, le 29 janvier dernier !

Sommaire

<i>Résumé</i>	1
<i>Abstract</i>	2
 <i>Introduction</i>	 3
 <i>Chapitre I : rappel sur les fondements physiques de la télédétection</i>	 9
 I.1 Introduction	 11
I.2 Le rayonnement électromagnétique	13
<i>I.2.1 Définition</i>	13
<i>I.2.2 Représentation mathématique d'une onde électromagnétique</i>	14
<i>I.2.3 Polarisation d'une onde électromagnétique</i>	15
I.3 Interactions d'une onde électromagnétique avec la matière	17
<i>I.3.1 Origine d'un rayonnement électromagnétique</i>	17
<i>I.3.2 Propriétés d'un rayonnement électromagnétique</i>	17
a) Absorption	17
b) Transmission	19
c) Réflexion	19
d) Diffusion	21
I.4 Grandeurs physiques mesurées	22
<i>I.4.1 Définition des angles</i>	22
<i>I.4.2 Grandeurs énergétiques</i>	24
I.5 Signature spectrale et résolution	27
<i>I.5.1 Signature spectrale</i>	27
<i>I.5.2 Les résolutions spectrale et radiométrique</i>	28
 <i>Chapitre II : présentation des données</i>	 29
 II.1 Introduction	 31
II.2 Le projet POLDER	31
II.3 Les caractéristiques du satellite ADEOS et de l'instrument POLDER	33
<i>II.3.1 Le satellite ADEOS</i>	33
<i>II.3.2 L'instrument POLDER</i>	33

II.4 Les données POLDER de niveau 1	38
II.5 Caractéristiques des satellites NOAA et de l'instrument AVHRR	42
II.5.1 Les satellites NOAA.....	42
II.5.2 L'instrument AVHRR	43
II.5.3 Les données AVHRR de niveau 1b.....	44
II.6 L'instrument ATSR-2 à bord du satellite ERS-2	47
II.6.1 Caractéristiques du satellite ERS-2	47
II.6.2 Caractéristiques de l'instrument ATSR-2	47
II.6.3 Les données d'ATSR-2	48
II.7 Conclusion	49
Chapitre III : le transfert atmosphérique	51
III.1 Introduction	53
III.2 Les perturbations liées à l'atmosphère	53
III.3 L'apport d'un modèle de transfert radiatif, « 6S »	56
III.4 L'inversion de « 6S » dans un cadre particulier appliqué à l'Antarctique	57
III.4.1 L'épaisseur optique atmosphérique.....	60
III.4.2 Le coefficient de transmission par les gaz absorbants	63
III.4.3 Le coefficient de transmission « Rayleigh » par les particules diffusantes	68
III.4.4 L'albédo sphérique	69
III.4.5 La réflectance atmosphérique.....	70
III.4.6 Le rapport entre éclaircissement direct et éclaircissement diffus	70
III.4.7 La réflectance de surface.....	72
III.5 Conclusion	72
Chapitre IV : la détection nuageuse	73
IV.1 Introduction	75
IV.2 La référence aux images AVHRR et ATSR-2	76
IV.3 La détection des nuages sur les images ATSR-2 et AVHRR	79
IV.3.1 L'élimination des nuages sur les images ATSR-2.....	79

IV.3.2 La détection nuageuse sur les images AVHRR.....	80
a) Détermination de la réflectance à 3.7 μm	82
b) Détermination des seuils de détection des nuages.....	83
IV.4 La détection nuageuse adaptée aux données POLDER de niveau 1	85
IV.4.1 Méthodologie	85
IV.4.2 Description des tests	85
a) Variabilité des réflectances bidirectionnelles	86
b) Estimation de la pression apparente « oxygène »	87
c) Estimation de la pression apparente « Rayleigh ».....	90
d) Pic de polarisation dans la direction de l'arc-en-ciel.....	94
IV.5 Efficacité des différents tests	95
IV.5.1 Intercomparaison des quatre tests	95
IV.5.2 Comparaison des masques de POLDER à ceux d'AVHRR et ATSR-2	98
IV.6 Identification des cirrus	101
IV.7 Comparaison avec la topographie	104
IV.8 Comparaison avec une image composite	105
IV.9 Conclusion	105
Chapitre V : la restitution des FDRBs de la neige de la surface de l'Antarctique	109
V.1 Introduction	111
V.2 Sensibilité des réflectances	113
V.2.1 Pollution de la neige.....	114
V.2.2 Taille des grains de neige.....	115
V.2.3 Rugosité de surface	116
V.2.4 Angle zénithal solaire θ_s et couverture nuageuse	116
V.3 Modélisation des réflectances	117
V.4 Restitution des FDRBs	120
V.4.1 Prise en compte de la topographie.....	120
V.4.2 Constitution d'une FDRB.....	124
a) Regroupement des données par angle zénithal solaire	124
b) Regroupement des données par zones géographiques.....	124
V.5 Analyse des FDRBs	129

V.5.1 Allure générale.....	129
a) Exemple de diffusion vers l'avant.....	129
b) Exemple d'asymétrie et de diffusion vers l'arrière.....	130
V.5.2 Influence de la longueur d'onde.....	133
a) Conservation de la forme.....	133
b) Réflectance bidirectionnelle décroissante avec la longueur d'onde.....	134
V.5.3 Influence de l'angle zénithal solaire θ_s	135
V.5.4 Variabilité spatiale.....	136
V.6 Comparaison avec des modèles.....	139
V.7 Conclusion.....	143
Chapitre VI : Effet de la rugosité de surface.....	145
VI.1 Introduction.....	147
VI.2 Le régime de vent de l'Antarctique.....	147
VI.2.1 L'origine des vents catabatiques.....	147
VI.2.2 Ecoulement des vents catabatiques.....	147
VI.2.3 Autres types de vents.....	149
VI.2.4 Impact sur l'albédo.....	150
VI.3 Différents types de micro-reliefs de la surface antarctique.....	151
VI.3.1 Nomenclature.....	151
VI.3.2 Formations et amplitudes des rugosités.....	152
VI.4 Effet de la rugosité de surface sur les FDRBs de la neige.....	154
VI.4.1 Asymétrie des FDRBs.....	154
VI.4.2 Hypothèses.....	155
VI.4.3 Détermination des directions dominantes sur les FDRBs POLDER.....	158
VI.5 Orientation de la rugosité de surface entre Dumont d'Urville et Dôme C....	160
VI.5.1 Photographies et relevés de terrain.....	160
VI.5.2 Photographies aériennes de la calotte polaire.....	161
VI.5.3 La rugosité de surface vue par SPOT.....	163
VI.6 Conclusion.....	164

Chapitre VII : Influence de la taille des grains de neige.....	167
VII.1 Introduction.....	169
VII.2 Mesures des tailles de grains de neige.....	169
VII.2.1 Définition de la taille.....	169
VII.2.2 Technique d'échantillonnage in situ.....	170
VII.2.3 Détermination numérique de la taille des grains.....	171
VII.3 Mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige des Alpes à 1.6μm.....	172
VII.3.1 Description.....	172
a) Instrumentation.....	172
b) Géométrie des mesures.....	173
c) Sites choisis.....	174
VII.3.2 Protocole expérimental.....	175
a) Mesures de réflectances.....	175
b) Mesures des caractéristiques de la surface.....	178
VII.3.3 Résultats.....	178
a) Réflectances au nadir.....	179
b) Résultats pour toutes les configurations de visée.....	182
VII.3.4 Conclusion.....	187
VII.4 Détermination des tailles de grains en Antarctique.....	187
VII.4.1 Utilisation des données d'ATSR-2.....	187
VII.4.2 Utilisation des données POLDER.....	190
VII.4.3 Comparaison des résultats issus de POLDER et d'ATSR-2.....	193
VII.5 Carte d'albédo.....	193
VII.6 Conclusion.....	196
Conclusions et perspectives.....	199
Annexes.....	205
Références bibliographiques.....	221
Sites Internet.....	233
Index des tables et des figures.....	239
Index des acronymes.....	249

Résumé

L'albédo de la surface antarctique joue un rôle important dans les études climatologiques. Essentiellement deux facteurs peuvent modifier sa valeur : la taille des grains de neige et la rugosité de surface générée par les vents dominants. Ces caractéristiques de surface varient dans l'espace et dans le temps et seuls les satellites permettent régulièrement leurs estimations sur un continent aussi vaste, inhospitalier et isolé que l'Antarctique.

Parmi les instruments de télédétection, POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances), à bord du satellite ADEOS, est le premier à offrir jusqu'à 14 observations d'un même site, dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, sous des angles de visée différents, au cours d'une seule orbite. Comme sa fauchée est large et que les orbites d'ADEOS se recoupent à proximité des pôles, les régions polaires profitent d'une bonne couverture quotidienne. Par conséquent, POLDER semble être particulièrement bien adapté pour étudier les FDRBs (Fonctions de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles) de la neige antarctique.

Dans cette étude est montrée l'analyse des données POLDER du mois de novembre 1996, dans une région limitée de l'Antarctique. Après élimination des nuages, par l'utilisation notamment des mesures de polarisation, des FDRBs caractéristiques de différentes zones ont été restituées qui ont permis l'extraction d'informations relatives à la rugosité de surface et à la taille des grains de neige.

Il apparaît que dans les zones rugueuses, les FDRBs sont caractérisées par une forte diffusion dans le demi-plan arrière (souvent plus forte que vers l'avant) que ne restituent pas les modèles de réflectance bidirectionnelle de la neige utilisés. De plus la position du pic de diffusion dans ce demi-plan arrière varie d'une région à une autre et peut donc être reliée à la rugosité de la surface. Toutefois, l'étude de cette rugosité est rendu complexe par le fait qu'il existe souvent plus d'une direction dans laquelle s'alignent les reliefs (d'érosion ou d'accumulation) de surface.

L'étude comparative du rapport de réflectances mesurées par POLDER d'une part (865nm/670nm) et ATSR-2 d'autre part (1600nm/865nm), relié à la taille des grains de neige, montre les mêmes variations spatiales relatives. Cependant, la détermination des tailles de grains de neige ne peut être déduite, en valeur absolue, par les mesures satellitales.

Abstract

The Antarctic ice sheet albedo plays an important part in climatological studies. Two main factors can modify its value : the snow grain size and the surface roughness generated by strong dominant winds. These surface features vary in space and time and only satellites make it possible to estimate them in such a large, isolated and unfriendly continent as Antarctica.

Amongst remote sensing instruments, POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance), onboard satellite ADEOS, is the first that allows up to 14 observations of a given site, in the visible and nearinfrared spectral ranges, at different viewing angles, in a single orbit. Since its swath is large and the orbits cross each other close to the poles, the polar regions are daily well and widely covered. Consequently, POLDER seems to be well adapted for a study of the BRDFs (Bidirectional Reflectance Distribution Functions) of the Antarctic snow surface.

In this study is shown the analysis of the POLDER data from november 1996, over a limited area of Antarctica. After cloud masking by chiefly using measurements of polarization, specific BRDFs of different areas are restituted. Hence, informations relating to the surface roughness and the snow grain size can be gained.

It appears that within roughy areas, BRDFs exhibit strong backscattering (often stronger than forward) that BRDF models of snow do not restitute. Moreover the position of this peak vary from a given area to another one. It may be related to the surface roughness. The trouble is that the small reliefs (due to erosion by wind or accumulation of blowing snow) are not aligned in one direction but more often in two or even more.

The study of a ratio related to snow grain size measured by POLDER (865nm/670nm) in one hand and by ATSR-2 (1600nm/865nm) in the other hand exhibit the same spatial variations. Nevertheless the determination of the absolute value of the snow grain size can not be done using remotely-sensed data.

Introduction

L'effet de serre est un phénomène naturel qui piège la chaleur dans les basses couches de l'atmosphère, nous permettant ainsi de jouir, à la surface de la Terre, d'une température propice au maintien et au développement de la vie¹. Bien que le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane (CH₄) soient naturellement présents dans l'atmosphère, les concentrations de ces principaux gaz à effet de serre sont aujourd'hui artificiellement accrues par une activité industrielle et anthropique toujours en augmentation. Cela pourrait induire un réchauffement global du climat terrestre. Gardons en tête que le climat est fait d'interactions complexes entre atmosphère, océan, biosphère, cryosphère (banquises, glaciers...). De ce fait, des incertitudes subsistent dans les modèles actuels qui représentent parfois trop schématiquement les mécanismes climatiques. Ces modèles qui élaborent des scénarios futurs plus ou moins réalistes, ne peuvent, par exemple, toujours pas prévoir le phénomène El Niño. Il convient donc de rester très prudent quant au réchauffement global de la Terre. Mais si cela se produisait, l'impact serait plus directement observable aux hautes latitudes (*Joussaume, 1993*).

La calotte polaire antarctique joue donc un rôle important d'un point de vue climatique puisqu'elle constitue en quelque sorte un immense réservoir de froid de la planète. Aussi, comme des modèles de circulation générale² prévoient un réchauffement qui pourrait atteindre 10°C en automne et en hiver, dans les régions polaires, il est préférable de surveiller l'état des calottes de glace. Une faible fonte pourrait avoir des conséquences désastreuses, à l'échelle globale, sur le niveau des mers (*Joussaume, 1993*).

Parmi les paramètres importants à surveiller figure l'albédo³. Il renseigne sur la quantité d'énergie solaire réfléchiée par la surface et donc indirectement, sur la quantité absorbée ou transmise. Comme les valeurs d'albédo de la neige sont fortes (particulièrement sur les neiges fraîches et propres), une baisse de 0.9 à 0.8 représente une forte hausse relative de 40% de la fraction d'énergie absorbée. Il convient de l'estimer précisément pour permettre d'établir des scénarii climatiques futurs plus réalistes, plus fiables. De plus, les G.C.M.s sont parfois déficients en région polaire et ignorent souvent la variabilité spatiale et temporelle de la réflectance (*Genthon, 1994*). Cependant, la rudesse du climat polaire austral, son étendue

¹ La température globale moyenne à la surface de la Terre est de +15°C ; sans effet de serre, elle serait de -18°C

² General Circulation Model ou GCM en anglais

³ L'albédo exprime le rapport entre l'énergie solaire réfléchiée sur le flux incident

de 14 000 000 km² et l'éloignement des autres continents rendent vaines voire impossibles les mesures « in situ » systématiques et globales de tout le continent antarctique.

Pour cette raison, les satellites sont très précieux à la communauté scientifique travaillant sur les calottes polaires. En effet, chaque orbite quasi-polaire d'un satellite d'observation civil, situé à près de 800 km d'altitude, survole une partie de l'Antarctique et peut en faire des mesures. Toutes les 100 minutes environ, une nouvelle tranche de calotte polaire est survolée : finalement, en un jour, presque toute la calotte polaire a été visitée voire la totalité pour des instruments de mesures à large champ. Un inconvénient réside dans le fait que la plupart de ces satellites observe un point donné de la Terre sous un angle de visée unique. Par conséquent, cette mesure ne donne pas directement l'énergie ré-émise, intégrée sur tout l'hémisphère.

Grâce à l'instrument POLDER⁴ (Deschamps *et al.*, 1994) qui, au cours d'une même orbite, peut observer, dans les meilleures conditions, un même point sous 14 angles de visée différents, l'indicatrice des directions de diffusion du rayonnement par la neige que l'on appelle FDRB⁵, est mieux échantillonnée qu'à partir de toutes autres données satellitales. Le croisement, à proximité des pôles, des orbites du satellite ADEOS⁶ sur lequel POLDER est embarqué, permet de densifier davantage cet échantillonnage. Comme la fauchée de POLDER est large de 2400 km environ, tout l'Antarctique peut être ainsi analysé.

L'objet de mon étude était de restituer ces FDRBs dans une région de l'Antarctique comprenant l'axe reliant la base française de Dumont d'Urville à Dôme C, pour lequel le L.G.G.E.⁷ dispose de nombreuses informations issues d'observations et de mesures de terrain. Des informations concernant l'orientation de la rugosité de surface générée notamment par érosion éolienne et alignée généralement dans la direction du vent de surface dominant ont été extraites de ces FDRBs. De plus, des tailles de grains de neige moyennes ont été estimées dans cette région pour le mois de novembre 1996, toujours à partir de ces mêmes fonctions. Enfin, une estimation de l'albédo moyen du mois novembre 1996 a permis de mettre en évidence sa variabilité spatiale. Cette étude est préliminaire à une étude étendue à tout l'Antarctique et à plusieurs mois de données.

⁴ POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances

⁵ Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (cf. chapitre I)

⁶ ADvanced Earth Observation Satellite

⁷ Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble

Malheureusement, ADEOS a prématurément disparu forçant POLDER au mutisme après 8 mois d'acquisition de données. L'abondance des données permet cependant d'attendre le lancement prévu en 1999 de POLDER-2, une copie conforme. Par ailleurs, l'instrument Végétation, embarqué sur SPOT-4⁸ en 1997, présente également de grandes facultés dans l'étude de la cryosphère.

Après avoir décrit le traitement appliqué aux données POLDER, pour les corriger des effets perturbateurs de l'atmosphère lors de leur acquisition (absorption, diffusion...), nous traiterons de la détection des nuages, sur les images POLDER. Le délicat problème de la mise au point d'algorithmes de discrimination nuage/neige a nécessité l'utilisation de données fournies par d'autres instruments de télédétection. Ensuite, nous analyserons les FDRBs obtenues en différentes régions de la calotte antarctique, pour le mois de novembre 1996 que l'on comparera à des modèles. Une orientation de la rugosité de surface dominante pourra même être extraite des FDRBs. Enfin, après avoir confronté un modèle de FDRB de la neige à des mesures de réflectances bidirectionnelles acquises à 1.6 µm, sur des neiges alpines, nous dresserons des cartes de taille des grains de neige, en Antarctique, déterminées à partir des mesures de satellite, et proposerons une carte d'albédo, limitée à notre région d'étude.

⁸ Satellite Pour l'Observation de la Terre

**Chapitre I : Rappel sur les fondements
physiques de la télédétection**

I.1 Introduction.....	11
I.2 Le rayonnement électromagnétique.....	13
<i>I.2.1 Définition.....</i>	<i>13</i>
<i>I.2.2 Représentation mathématique d'une onde électromagnétique.....</i>	<i>14</i>
<i>I.2.3 Polarisation d'une onde électromagnétique</i>	<i>15</i>
I.3 Interactions d'une onde électromagnétique avec la matière	17
<i>I.3.1 Origine d'un rayonnement électromagnétique.....</i>	<i>17</i>
<i>I.3.2 Propriétés d'un rayonnement électromagnétique</i>	<i>17</i>
a) Absorption.....	17
b) Transmission.....	19
c) Réflexion.....	19
d) Diffusion	21
I.4 Grandeurs physiques mesurées	22
<i>I.4.1 Définition des angles</i>	<i>22</i>
<i>I.4.2 Grandeurs énergétiques</i>	<i>24</i>
I.5 Signature spectrale et résolution	27
<i>I.5.1 Signature spectrale.....</i>	<i>27</i>
<i>I.5.2 Les résolutions spectrale et radiométrique</i>	<i>28</i>

I.1 Introduction

L'un des plus saisissants spectacles offerts au premier homme de l'espace, Youri Gagarine, lors de son vol du 12 avril 1961, fut sans doute celui de sa planète : en le hissant à plus de 300 kilomètres d'altitude, son satellite Vostok lui permit une vision encore inédite du sol terrestre, des nuages, des forêts et des océans. Vu de l'espace, notre globe apparaît sous un aspect totalement nouveau : on en observe, instantanément, de très grandes régions, ce qui permet de l'étudier en tant que corps céleste, d'en recenser les richesses (eau, forêts, récoltes, minerais, etc.) et d'en examiner, au fil des années, les évolutions.

L'idée d'observer la Terre en s'élevant du sol n'est pourtant pas récente : il y a plus d'un siècle, le 23 octobre 1858, Félix Tournachon, dit Nadar¹, déposait un brevet d'invention pour un système de photographie à partir d'un ballon². Il signalait, entre autres, la possibilité de faire la levée de plans topographiques, hydrographiques et cadastraux. Installé à bord d'une nacelle, à 80 mètres du sol, Nadar prenait les premières photos aériennes. Il voulait couvrir peu à peu la France, entière en commençant par Paris, « *d'un arpentage au daguerréotype* ». Les résultats se limitèrent à quelques précieuses photographies de Paris³.

Depuis cette époque, les techniques ont bien évolué tant par la nature des plateformes d'observation (ballon, avion, satellite) que par la diversité des appareils utilisés (dispositif photographique, radiomètre, radar...). De cette technique d'observation de la Terre depuis l'espace une nouvelle discipline scientifique est née : la télédétection, qui n'est pas seulement la détection, mais aussi l'étude des objets, des surfaces, sans le moindre contact physique avec eux.

Pour rapporter un témoignage de ce qu'il voyait depuis sa nacelle, Nadar disposait de ses yeux et d'un appareil photographique, c'est-à-dire de « récepteurs » sensibles aux radiations lumineuses réfléchies par les objets et que l'œil perçoit : la lumière solaire,

¹ Né à Paris en 1820 où il mourut en 1910.

² Il décrit lui-même le système : « *La disposition, dans une nacelle de ballon, d'appareils placés perpendiculairement avec leur objectif dirigé vers le bas, la nacelle elle-même se trouvant transformée en chambre noire à l'aide d'un plafond mobile formé d'une draperie jaune...* ».

³ La première représente le rond-point du Petit-Clamart, à Bicêtre (1958).

composée de toutes les « couleurs » de l'arc-en-ciel, éclaire ces objets qui en réfléchissent, selon leur nature, une certaine fraction⁴.

Mais à côté des radiations visibles, existent une multitude d'autres radiations électromagnétiques (Fig. I.1), invisibles pour notre œil, mais décelables au moyen d'appareils spécialisés. Une grandeur fondamentale sert à caractériser chacune de ces radiations : la longueur d'onde (désignée par la lettre grecque λ).

La notion de longueur d'onde sert à classer les radiations électromagnétiques. Les unités employées sont des multiples du mètre. Par ordre croissant de longueur d'onde, on distingue les rayons cosmiques, les rayons gamma, les rayons X, les rayons ultraviolets, les radiations visibles, les rayons infrarouges, les micro-ondes (ou hyperfréquences) puis les ondes hertziennes.

Ce sont certaines de ces radiations électromagnétiques qui vont servir à la télédétection. Tous les objets émettent spontanément un rayonnement thermique (en fonction de leur température propre) et/ou réfléchissent la lumière solaire ou artificielle (lampe, laser, radar...) reçue. Le plus souvent, un corps émet une variété de radiations avec toutefois des intensités accrues dans certaines gammes. La détermination des différentes radiations émises et la mesure de leur intensité respective peuvent constituer une « signature spectrale » grâce à laquelle un corps pourra être reconnu. La Terre, par exemple, émet une multitude de radiations entre quelques microns et des milliers de microns avec, cependant, un maximum dans l'infrarouge vers 10 μm . Il en est de même pour le Soleil qui diffuse le maximum de son énergie en radiations jaunes (0.48 μm) et pour le corps humain qui présente un maximum d'émission vers 9-10 μm . Tous les végétaux réfléchissent très facilement les radiations infrarouges incidentes, bien mieux que les radiations visibles : un œil sensible à toute la gamme électromagnétique les verrait infrarouges et non verts. Cette propriété fut mise à profit, au cours de la seconde guerre mondiale, pour détecter les camouflages constitués de bâches textiles, de couleur verte certes, mais dépourvues de chlorophylle (qui donne aux végétaux leur « pouvoir » de réfléchir les infrarouges) ! Cette application militaire s'est d'ailleurs trouvée à l'origine du prodigieux développement de la photographie et de la technique infrarouges.

⁴ Par exemple, une fraise nous apparaît rouge parce qu'elle absorbe les radiations colorées jaunes, bleues... et ne réfléchit que les rouges.

La Terre est enveloppée d'une couche gazeuse, l'atmosphère. Pour beaucoup de radiations, cette enveloppe joue le rôle d'un écran, plus ou moins efficace, en les absorbant partiellement ou complètement. Toutefois, à certaines longueurs d'ondes, cet écran est plus transparent et l'absorption atmosphérique moins forte. Pour schématiser, on peut dire que l'atmosphère est « transparente » dans trois domaines : de l'ultraviolet proche à l'infrarouge proche, l'infrarouge moyen et les hyperfréquences. Ces « fenêtres » seront donc les plus utilisées dans les programmes d'observation de la Terre.

Afin de bien comprendre ce qui peut être mesuré à partir d'un instrument de télédétection embarqué à bord d'un satellite, il convient de procéder à certains rappels concernant le rayonnement électromagnétique, son interaction avec la surface terrestre et l'atmosphère et de reprendre certaines notions de radiométrie.

I.2 Le rayonnement électromagnétique

I.2.1 Définition

Le rayonnement électromagnétique peut être considéré sous deux aspects : d'une part, comme une vibration qui se propage dans l'espace et permet de définir la longueur d'onde et la fréquence du rayonnement considéré (aspect ondulatoire) ; d'autre part, comme un ensemble de corpuscules en mouvement, ou photons, transportant une énergie d'autant plus importante que la fréquence de la vibration est plus élevée (aspect corpusculaire). En combinant les deux aspects, on peut définir le rayonnement électromagnétique comme l'énergie créée en tout point de l'espace par un double champ périodique, électrique et magnétique, qui peut se transporter d'un point à un autre sous forme d'ondes se propageant dans n'importe quel milieu, y compris le vide. La lumière est un exemple d'onde électromagnétique. Selon Maxwell, le premier à rendre compte de la nature du rayonnement électromagnétique par une formulation théorique cohérente, la radiation électromagnétique est une forme dynamique d'énergie qui ne se manifeste que dans son interaction avec la matière. Ce rayonnement se propage à vitesse constante c , dépendant du milieu de propagation. Dans le vide, c avoisine les 300 000 $\text{km}\cdot\text{s}^{-1}$. Comme cette énergie peut se manifester à des fréquences non restreintes à une certaine fenêtre spectrale, on peut décomposer le spectre électromagnétique de la façon suivante :

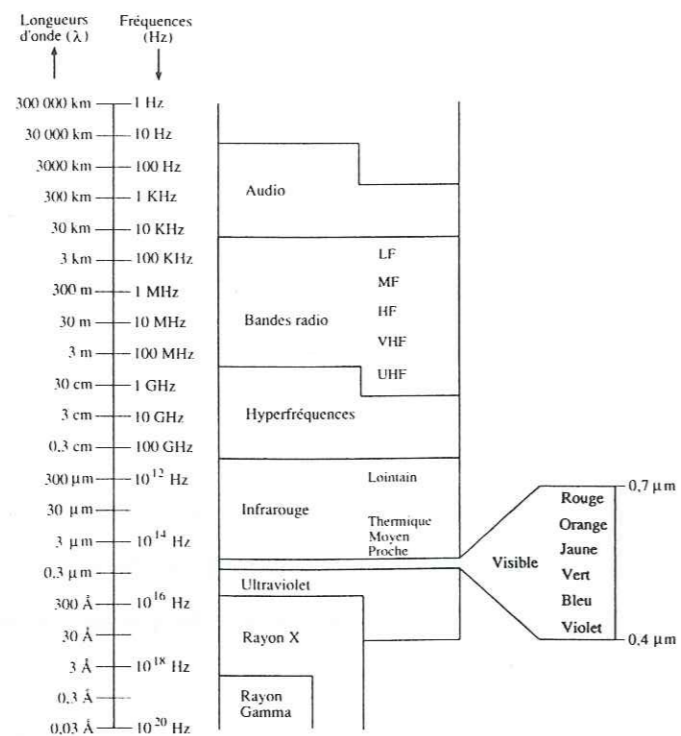


Figure I.1 : le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992)

1.2.2 Représentation mathématique d'une onde électromagnétique

La fonction d'onde, associant l'espace et le temps, permet de représenter mathématiquement une onde électromagnétique (Fig. I.2) :

$$E = E_0 \cdot \cos(\omega \cdot t - k \cdot x + \phi) \tag{I.1}$$

où x représente l'axe du déplacement auquel la vibration est perpendiculaire, t , le temps exprimé en s, E_0 , l'amplitude, ω , la pulsation ($\omega = 2\pi \nu$) où ν est la fréquence définie en (I.2), k , le nombre d'onde ($k = 2\pi/\lambda$) où λ est la longueur d'onde définie en (I.3) et ϕ , le déphasage.

Le terme $(\omega t - kx + \phi)$ s'appelle la phase. Quand elle est constante sur le plan de l'espace perpendiculaire à la direction de déplacement de l'onde, on qualifie ces ondes de planes. Le rayonnement électromagnétique est caractérisé par une période T , une fréquence ν , une vitesse de propagation v , une longueur d'onde λ et une amplitude E_0 . La fréquence d'une onde électromagnétique est constante quel que soit son milieu de propagation (vide, air, eau...).

La période est le temps T durant lequel l'onde fait une oscillation complète.

$$T = \frac{2\pi}{\omega} = \frac{1}{\nu} \tag{I.2}$$

La longueur d'onde λ étant la longueur parcourue par l'onde à la vitesse v pendant une période T , elle dépend de la vitesse de propagation et donc du milieu de propagation.

$$\lambda = v \cdot T = \frac{2\pi}{k} \tag{I.3}$$

La vitesse v de déplacement d'une onde est liée à sa longueur d'onde λ et à sa fréquence ν par la relation (I.4):

$$v = \lambda \cdot \nu = \frac{\omega}{k} \tag{I.4}$$

Si la vitesse d'une onde électromagnétique atteint dans le vide et dans l'air, quasiment aussi, $299743 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$, elle est considérablement réduite dans d'autres milieux : l'eau par exemple. Le rapport de la vitesse dans le vide, c , et de la vitesse de déplacement dans un milieu homogène donné x , v_x , s'appelle l'indice de réfraction n_x du milieu x considéré dont la partie réelle, caractéristique des milieux non absorbants, est donnée par la relation (I.5) :

$$n_x = \frac{c}{v_x} = \frac{\lambda_{\text{vide}}}{\lambda_x} \tag{I.5}$$

où λ_{vide} et λ_x sont respectivement les longueurs d'onde dans le vide et dans le milieu x . Notons que n_x est toujours supérieur ou égal à 1.

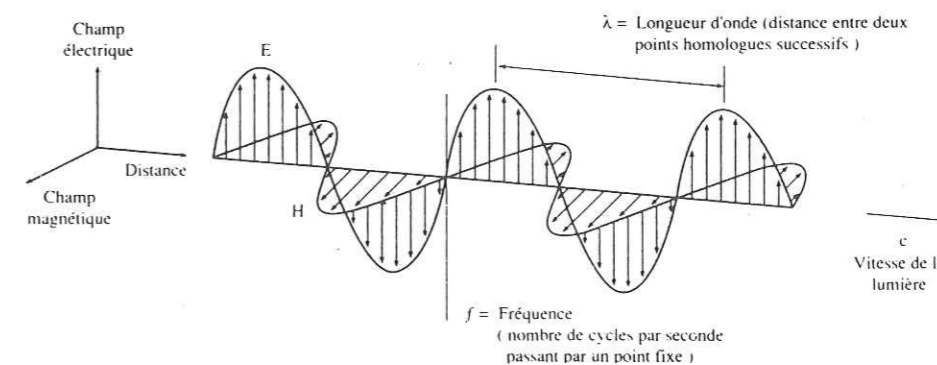


Figure I.2 : représentation de la fonction d'onde pour une onde plane (Bonn et Rochon, 1992)

1.2.3 : Polarisation d'une onde électromagnétique

Une onde électromagnétique peut être polarisée. En représentant l'onde dans un espace et non dans un plan, le vecteur E , toujours perpendiculaire à l'axe de déplacement, peut tourner autour de cet axe. Schématiquement, le vecteur E est parallèle au plan yOz (fig.I.3) et ses composantes E_z et E_y selon les axes z et y peuvent s'écrire comme dans (I.1) :

$$E_z = E_{Oz} \cos(\omega t - kx) \tag{I.6}$$

$$E_y = E_{0y} \cos(\omega t - kx + \varphi) \quad (I.7)$$

La quantité φ appelée déphasage, détermine la manière dont le vecteur E se comporte dans un plan parallèle à yOz . Elle définit la polarisation de l'onde. Si φ varie de manière aléatoire au fil du temps, l'onde est dite non polarisée (par exemple, la lumière provenant directement du soleil à travers une atmosphère sèche). Si φ garde une valeur constante, elle est dite polarisée. Lorsque $\varphi = 0$, le vecteur E garde une direction fixe au cours de la propagation de l'onde que l'on dit polarisée de façon rectiligne. L'extrémité du vecteur E peut décrire, pendant la propagation, une spirale : la projection de cette spirale sur un plan parallèle à yOz est alors soit un cercle (polarisation circulaire) soit une ellipse (polarisation elliptique).

En considérant les problèmes de réflexion d'ondes électromagnétiques sur une surface, on définit deux polarisations rectilignes particulières : si le vecteur E est toujours contenu dans le plan d'incidence, c'est-à-dire dans le plan qui contient la direction du rayonnement incident et la normale à la surface, on parle de polarisation rectiligne horizontale. Quand le vecteur E est toujours contenu dans un plan perpendiculaire au plan d'incidence, la polarisation rectiligne est dite verticale.

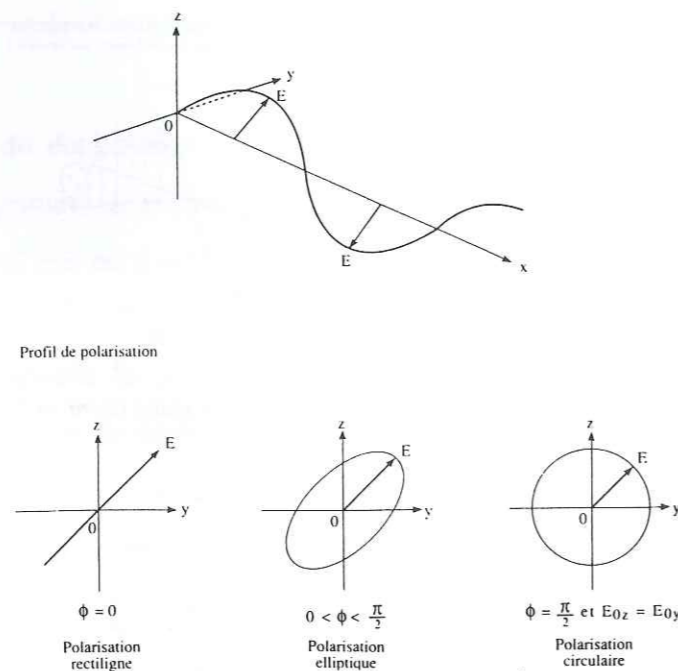


Figure I.3 : Les trois principaux types de polarisation (Bonn et Rochon, 1992)

I.3 : Interactions d'une onde électromagnétique avec la matière

I.3.1 Origine d'un rayonnement électromagnétique

Tout rayonnement électromagnétique naît d'une charge en accélération qui peut être produite soit par l'effet de la température (agitation thermique) soit par l'accélération particulière de charges à l'échelle de l'atome ou de la molécule. Le rayonnement émis est qualifié de naturel dans le premier cas, ou artificiel, dans le second. On appelle source, tout corps qui émet un tel rayonnement, c'est-à-dire tout corps dont la température thermodynamique (agitation moléculaire) est supérieure à 0 K (soit -273.15°C). Le Soleil est une source de rayonnement naturel mais un projecteur électrique lumineux est une source artificielle. Tant que le milieu de propagation des ondes reste le même (ce qui signifie que l'indice de réfraction du milieu reste constant), les ondes émises se déplacent en ligne droite. Lorsque le rayonnement utilisé en télédétection provient de source naturelle comme le soleil, la télédétection est dite passive. En revanche, elle est active quand elle utilise un rayonnement artificiellement produit pour cet usage, par une antenne radar par exemple.

I.3.2 Propriétés d'un rayonnement électromagnétique

Au contact d'une surface, un rayonnement électromagnétique est soit totalement ou partiellement absorbé, soit transmis à travers le milieu rencontré, dans une autre direction que celle incidente, soit réfléchi par cette surface.

a) Absorption :

La partie du rayonnement électromagnétique absorbée à la surface d'un corps sert à modifier l'énergie interne du corps en augmentant, par exemple, sa température. Alors, à son tour, le corps va émettre un rayonnement dans une autre longueur d'onde. Le rapport entre l'énergie absorbée et l'énergie reçue s'appelle le coefficient d'absorption ou absorptance α , toujours inférieur à 1. En théorie, α pourrait être égal à 1. Le corps qui absorberait ainsi toute la radiation reçue s'appelle alors un corps noir. Lorsque la température interne du corps noir augmente, il émet un rayonnement dont l'intensité et la fréquence ne dépendent que de sa température. Il se comporte comme un radiateur intégral (parfait). La relation de Stefan-Boltzmann (I.8) fournit la puissance totale de la radiation émise par un corps noir.

$$M = \sigma T^4 \quad (\text{en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (\text{I.8})$$

où M est la quantité d'énergie émise par unité de temps et par unité de surface, T, la température absolue du corps en K et où σ représente la constante de Stefan-Boltzmann qui vaut $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$.

Le rayonnement émis par un corps noir n'est pas uniforme à toutes les longueurs d'ondes mais varie dans le spectre électromagnétique selon la température du corps (fig.I.4). La loi de Planck exprime les variations de l'émittance spectrale (quantité d'énergie émise par unité de temps pour une longueur d'onde donnée) du corps noir (I.9) :

$$M_\lambda = \frac{2\pi hc^2 \lambda^{-5}}{e^{\frac{hc}{k\lambda T}} - 1} \quad (\text{en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \mu\text{m}^{-1}) \quad (\text{I.9})$$

avec c, la vitesse de la lumière ($299743 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$), λ , la longueur d'onde exprimée en μm , k, la constante de Boltzmann ($1,38 \cdot 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$), h, la constante de Planck ($6,62 \cdot 10^{-34} \text{ J} \cdot \text{s}$) et T est la température absolue du corps noir en K.

On peut écrire cette formule sous une forme simplifiée (I.10) :

$$M_\lambda = \frac{k_1 \lambda^{-5}}{e^{\frac{k_2}{\lambda T}} - 1} \quad (\text{I.10})$$

où k_1 vaut alors $2\pi hc^2 = 3,74 \cdot 10^{-16} \text{ W} \cdot \text{m}^2$ et k_2 vaut $hc/k = 1,44 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{K}$

La loi de Stefan-Boltzmann est en fait déduite de l'intégration de la loi de Planck (I.11) :

$$M = \int_0^\infty M_\lambda d\lambda = \frac{2\pi^4 k^4 T^4}{15c^2 h^3} = \sigma T^4 \quad (\text{I.11})$$

Les corps noirs sont théoriques mais il existent un certain nombre de corps naturels dont le comportement se rapprochent des corps noirs : l'eau (dans l'infrarouge thermique), le bitume des routes... Le soleil peut être considéré comme un corps noir dont la température est de 6000 K. Son maximum d'émission se situe alors vers $0,48 \mu\text{m}$ (couleur bleu-vert).

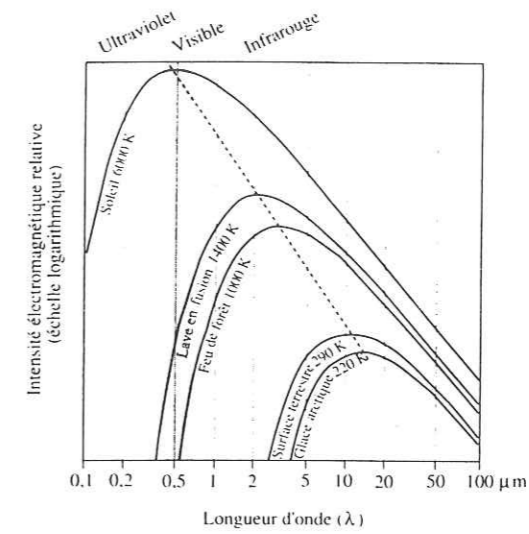


Figure I.4 : Emission d'un corps noir à différentes températures (Bonn et Rochon, 1992)

b) Transmission :

Lorsqu'une surface reçoit un rayonnement électromagnétique, elle peut en transmettre une partie, au travers de la surface. Le rapport de l'énergie incidente et de l'énergie transmise s'appelle le coefficient de transmission ou transmittance τ . Dans le domaine du visible, les surfaces transparentes ont une transmittance élevée, proche de 1. La direction dans laquelle est transmise l'énergie au contact d'une surface, à travers un milieu d'indice de réfraction différent, est différente de la direction incidente. On parle alors de réfraction du rayonnement (Fig. I.5). Cette direction n'est toutefois pas aléatoire mais respecte la loi de Snell-Descartes. Soit i , l'angle formé entre la direction d'incidence et la normale à la surface rencontrée et i' , l'angle entre la direction du rayonnement réfracté et la normale à la surface. Notons n , l'indice de réfraction du milieu de propagation de l'onde incidente et n' , celui du milieu dans lequel est transmis le rayonnement après contact à la surface. On a alors la relation suivante :

$$n \cdot \sin(i) = n' \cdot \sin(i') \quad (\text{I.12})$$

c) Réflexion :

Au contact d'une surface, un rayonnement incident peut être totalement ou partiellement réfléchi. La réflectance ou le coefficient de réflexion ρ est le rapport de l'énergie incidente et de la partie réfléchi. Définissons l'albedo comme la réflectance hémisphérique-hémisphérique d'une surface naturelle pour le rayonnement naturel provenant du soleil, intégrée sur toutes les longueurs d'onde du spectre solaire. Pour toute surface

recevant un rayonnement électromagnétique, selon le premier principe de thermodynamique, l'énergie incidente est toujours égale à la somme des énergies réfléchie, absorbée et transmise. L'égalité (I.13) est vérifiée :

$$\alpha + \rho + \tau = 1 \quad (\text{I.13})$$

Réflexion spéculaire :

Lorsque toute la réflexion se produit dans la même direction, on parle de réflexion spéculaire. Elle a lieu sur des surfaces lisses séparant deux milieux d'indices de réfraction différents, comme les miroirs. La direction réfléchie est contenue dans le plan d'incidence et fait avec la normale à la surface le même angle que la direction incidente (fig.I.5). Le rayon réfracté vérifie la relation de Snell-Descartes (I.12). La surface réfléchissante ou réflecteur est alors dit spéculaire.

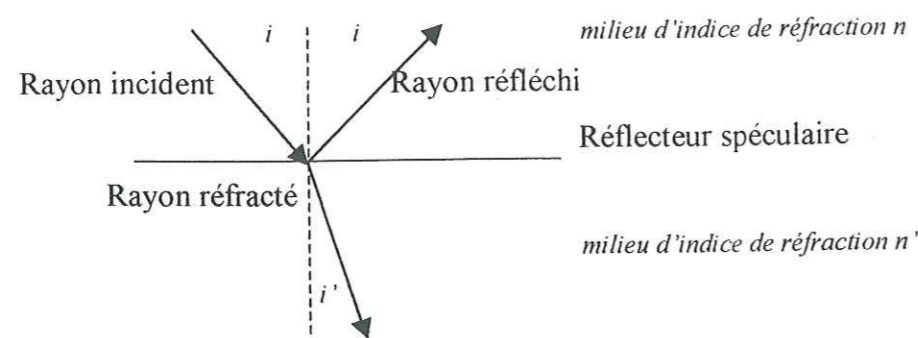


Figure I.5 : Réfraction et réflexion d'un rayonnement incident par un réflecteur spéculaire.

Réflexion diffuse :

Elle se produit sur des surfaces rugueuses dont les dimensions des rugosités sont de l'ordre de la longueur d'onde du rayonnement incident ou supérieures. Dans ce cas, la même fraction d'énergie est réfléchie par la surface dans toutes les directions de l'hémisphère entourant le réflecteur qui est qualifié de diffus ou lambertien s'il n'y a aucune direction préférentielle. Le critère de Rayleigh permet de qualifier une surface de rugueuse si l'inégalité (I.14) est vérifiée.

$$R > (\lambda/8) \cdot \cos(i) \quad (\text{III.14})$$

où R est l'écart-type de la variation des irrégularités de surface, λ est la longueur d'onde du rayonnement incident et i , l'angle d'incidence.

Dans la plupart des cas, la réflexion de surface d'un rayonnement est une combinaison des deux réflexions spéculaire et diffuse (Fig.I.6)

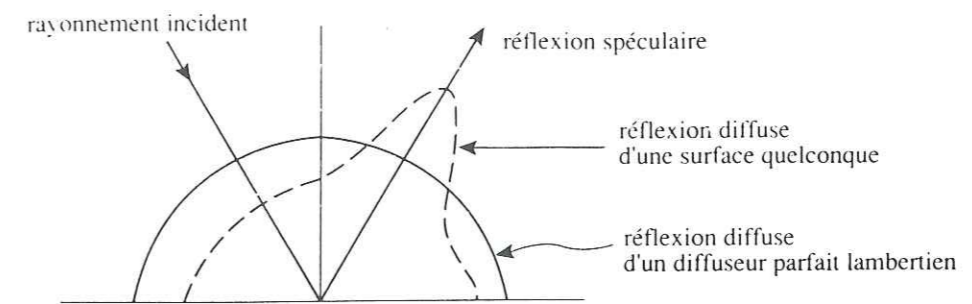


Figure I.6 : Types de réflexion de surface (Bonn et Rochon, 1992)

d) Diffusion

La diffusion par une particule est la redistribution spatiale par cette dernière du rayonnement provenant d'une onde plane monochromatique. Suivant le rapport entre la taille de la particule et la longueur d'onde incidente, on définit trois types de diffusions.

Diffusion de Rayleigh

La diffusion de Rayleigh est générée par des petites particules diffusantes (petites molécules, atomes...), c'est-à-dire lorsque leur taille est très inférieure à la longueur d'onde λ du rayonnement incident. Cette diffusion obéit à trois règles. Le rayonnement est diffusé dans toutes les directions (c'est pourquoi l'ombre n'est pas tout à fait noire dans le visible), symétriquement avant / arrière en $(1 + \cos^2 \psi)$ où ψ est l'angle de diffusion, c'est à dire l'angle formé entre les directions des rayonnements incident et diffusé (Fig. I.7). L'intensité diffusée est alors proportionnelle à λ^{-4} , ce qui explique que le ciel apparaisse bleu à nos yeux : la lumière bleue ($0,45 \mu\text{m}$) est diffusée six fois plus que la lumière rouge ($0,7 \mu\text{m}$). Enfin, plus il y a d'éléments diffusants, plus il y a de diffusion. Pour cette raison, l'espace est quasiment noir (très peu de molécules) et le ciel devient de plus en plus foncé lorsque l'on monte en altitude (la couche atmosphérique devient alors plus mince).

Diffusion de Mie

Lorsque les particules diffusantes sont des sphères isolées et que leur dimension est de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du rayonnement considéré (comme les aérosols

pour les radiations visibles), la diffusion qui intervient est la diffusion de Mie. Elle aussi obéit à trois règles. D'abord, elle s'effectue principalement vers l'avant, dans un cône dont l'axe est la direction d'incidence. L'intensité diffusée varie selon une loi en $\lambda^{-\alpha}$ où α est appelé coefficient d'Ångström, transition entre la loi qui régit la diffusion de Rayleigh et une loi indépendante de la longueur d'onde qui régit la diffusion non sélective. Souvent, on attribue une loi de diffusion en λ^{-1} . Enfin, l'intensité diffusée croît avec le volume des particules diffusantes.

Diffusion « non sélective »

Elle intervient lorsque les particules diffusantes ont des tailles bien supérieures à la longueur d'onde du rayonnement comme les cristaux de glace, les gouttelettes d'eau, les poussières de sable ou volcaniques ... ou lorsque des particules diffusantes de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde du rayonnement ne sont pas sphériques. Cette diffusion est alors indépendante de la longueur d'onde incidente ; elle ne dépend plus que du diamètre des particules et de leur nombre par unité de volume. Cette diffusion explique la couleur blanche des nuages. Pour quantifier l'effet dû à cette diffusion, on peut utiliser un code « Ray-tracing⁵ » dans lequel les particules de glace peuvent avoir des structures hexagonales (Brogniez, 1992) (Chepfer, 1997). Le calcul des intensités après réflexion et transmission d'un faisceau de photons à travers une telle particule est basé sur les théories de Snell-Descartes et Fresnel (Leroux, 1996).

I.4 Grandeurs physiques mesurées

I.4.1 Définition des angles

La figure I.7 représente la configuration type d'une mesure par satellite. On peut y voir les différents angles intervenant dans la plupart des cas en télédétection. L'angle zénithal solaire θ_s est l'angle que fait la direction du soleil avec la normale au sol ; l'angle zénithal de visée θ_v est celui que fait la direction de visée de l'instrument de mesure (satellite) avec cette même normale. L'angle azimutal est toujours défini par rapport à la direction du nord ; il est

⁵ Lancer de rayons

toujours compté dans le sens rétrograde, c'est-à-dire que la direction ouest a pour azimut 270° tandis que celle de l'est est de 90° . On définit l'azimut du satellite ϕ_v comme l'angle que fait la direction du satellite projetée au niveau du sol (intersection du plan contenant la normale à la surface et la direction du satellite avec le sol) avec la direction nord. De la même manière, on définit l'angle azimutal solaire ϕ_s . L'azimut relatif $\Delta\phi$ correspond à l'écart $(\phi_s - \phi_v)$. L'angle de diffusion ψ est l'angle que fait la direction incidente prolongée au delà de la surface éclairée avec la direction réfléchie. Une relation le lie aux autres angles :

$$\cos(\psi) = -\cos(\theta_s) \cos(\theta_v) - \sin(\theta_s) \sin(\theta_v) \cos(\Delta\phi) \tag{I.15}$$

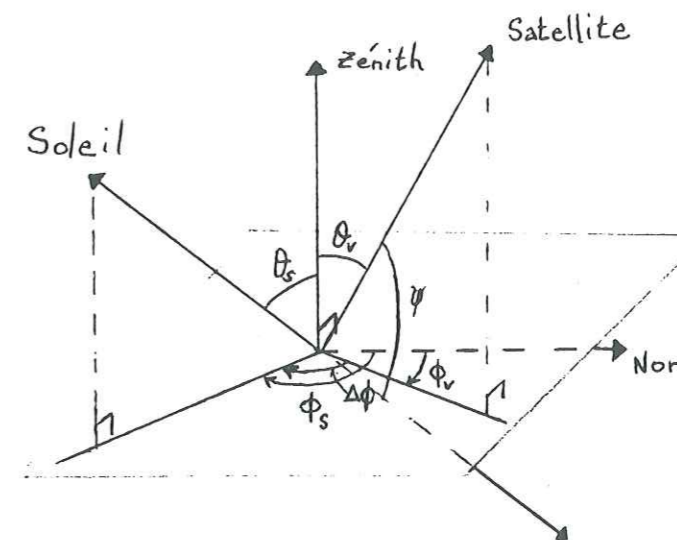


Figure I.7 : Géométrie d'une mesure de télédétection

Une notion importante est celle d'angle solide. Il délimite un cône dans l'espace. Si dS est l'aire que découpe le cône sur une sphère de rayon R dont le centre est le sommet du cône (figure I.8), l'angle solide $d\Omega$, compté en stéradians (sr) vaut alors :

$$d\Omega = dS / R^2 = \sin\theta \, d\theta \, d\phi \tag{I.16}$$

Un hémisphère représente 2π stéradians.

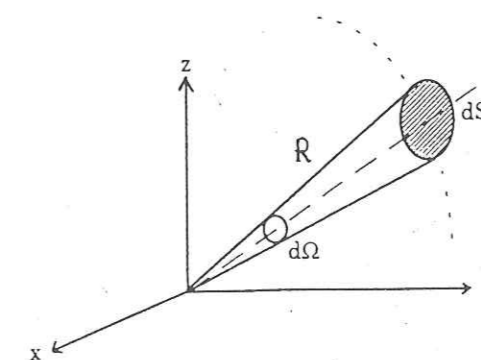


Figure I.8 : Angle solide

I.4.2 Grandeurs énergétiques

Pour chaque grandeur énergétique non spectrale qui va être définie ci-dessous, la grandeur spectrale correspondante pourra s'écrire comme la quantité énergétique par unité de longueur d'onde. Par exemple, si l'on note L la luminance non spectrale (exprimée en $W.m^{-2}.sr^{-1}$), la luminance spectrale L_λ vaudra :

$$L_\lambda = dL / d\lambda \quad (I.17)$$

et sera exprimée en $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$ si la longueur d'onde λ est exprimée en μm .

La puissance ou flux énergétique F est la quantité d'énergie émise par une source ponctuelle par unité de temps dans toutes les directions. On l'exprime en watts (W).

La luminance $L(\theta, \phi)$ d'une source non ponctuelle est la puissance par unité d'angle solide $d\Omega$ et de surface apparente dS , émise dans la direction repérée par les angles zénithal θ et azimutal ϕ (figure I.9). On l'exprime en $W.m^{-2}.sr^{-1}$. Dans une mesure effectuée par un instrument aéroporté, la luminance reçue par le capteur provient d'une surface déterminée par l'ouverture du détecteur. Cette aire au sol représente la taille minimale élémentaire dont l'instrument pourra faire la mesure ; elle définit donc la résolution spatiale du capteur.

$$L(\theta, \phi) = d^2F / (d\Omega.dS.\cos\theta) \quad (I.18)$$

La luminance d'une surface lambertienne, c'est-à-dire une surface qui réfléchit la même fraction de l'énergie incidente reçue dans toutes les directions, est indépendante de la direction donc des angles θ et ϕ .

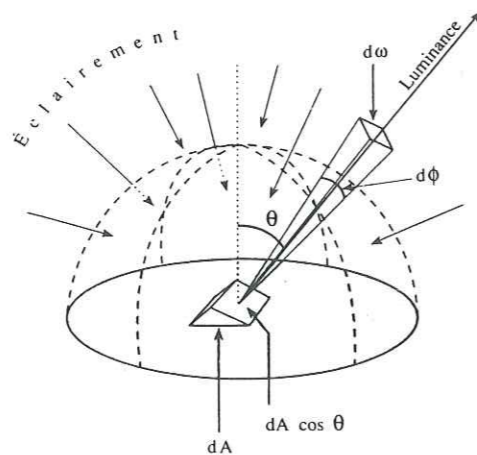


Figure I.9 : schéma illustrant la notion de luminance énergétique (Bonn et Rochon, 1992)

L'éclairement E , appelé aussi parfois irradiance, est la puissance totale hémisphérique $F_i(\theta, \phi)$ incidente, par unité de surface dS . Son unité est le $W.m^{-2}$.

$$E = dF_i(\theta, \phi) / dS \quad (I.19)$$

Dans le domaine du visible, par exemple, l'éclairement naturel d'une surface correspond au rayonnement solaire direct dans la direction du soleil et au rayonnement diffus, c'est-à-dire, diffusé par les particules atmosphériques et éclairant la cible sous d'autres directions, toutes celles de l'hémisphère entourant la surface. Dans des endroits à forte rugosité comme les montagnes, par exemple, une part supplémentaire d'éclairement indirect peut provenir de la réverbération de l'éclairement direct sur des flancs des reliefs voisins.

L'émittance M est la puissance totale $F_e(\theta, \phi)$ émise dans un hémisphère par unité de surface (I.18). Elle se mesure en $W.m^{-2}$. C'est en fait la luminance intégrée dans toutes les directions de l'hémisphère entourant la source. Si la source est lambertienne, la luminance est constante, indépendante de la direction ; l'émittance vaut alors πL (I.21).

$$M = dF_e(\theta, \phi) / dS = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta, \phi) \cos\theta \sin\theta d\theta d\phi \quad (I.20)$$

$$L(\theta, \phi) = L \text{ et } M = \pi L \quad (I.21)$$

L'émissivité d'une surface naturelle à une longueur d'onde donnée est le rapport de l'émittance de cette surface à une température donnée avec l'émittance correspondante d'un corps noir à la même température.

La réflectance d'une surface est le rapport entre le flux reçu par cette surface et le flux qu'elle réfléchit. On peut en définir plusieurs types :

- a) la réflectance bidirectionnelle $\rho_b(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v)$

Elle est le rapport entre la luminance réfléchie dans la direction repérée par les angles zénithal et azimutal (θ_v, ϕ_v) et le flux direct incident reçu dans la direction (θ_s, ϕ_s) . Lorsque l'on considère le rayonnement solaire, on adopte la notation suivante :

$$\rho_b(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) = \pi L(\theta_v, \phi_v) / (E(\theta_s, \phi_s) \cos(\theta_s)) \quad (I.22)$$

Cette réflectance bidirectionnelle est alors un nombre sans dimension où $L(\theta_v, \phi_v)$ est la luminance mesurée dans la direction de visée (θ_v, ϕ_v) et $E(\theta_s, \phi_s) \cos(\theta_s)$ est l'éclairement direct reçu par une surface horizontale lorsque l'angle zénithal solaire est θ_s . Autrement dit, $E(\theta_s, \phi_s)$ serait l'éclairement reçu par une surface perpendiculaire au faisceau solaire, c'est-à-dire une surface dont la pente serait, par rapport à l'horizontale, de θ_s . Le facteur π permet d'obtenir une valeur de réflectance sans dimension. Certains auteurs préfèrent ne pas l'utiliser : dans ce cas, la réflectance bidirectionnelle se compte en sr^{-1} .

Dans le cas d'une surface réfléchissante lambertienne, on a $\rho_b < 1$. Pour des surfaces non lambertiennes, on pourra observer des valeurs supérieures à 1 ce qui signifiera que l'énergie incidente n'est pas réfléchiée par la surface de manière homogène dans tout l'hémisphère mais dans des directions privilégiées.

b) Réflectance directionnelle – hémisphérique (a_s)

C'est le rapport entre le flux réfléchi dans toutes les directions de l'hémisphère et le flux incident dans la direction (θ_s, ϕ_s) . Il est sans dimension.

$$a_s(\theta_s) = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L(\theta_v, \phi_v) \cos(\theta_v) \sin(\theta_v) d\theta_v d\phi_v}{E(\theta_s, \phi_s) \cos(\theta_s)} \quad (I.23)$$

c) Réflectance hémisphérique – directionnelle (a_v)

C'est le rapport entre le flux réfléchi dans la direction (θ_v, ϕ_v) de l'instrument de mesure et le flux incident hémisphérique. Il est sans dimension.

$$a_v(\theta_v) = \frac{\pi L(\theta_v, \phi_v)}{F_i} \quad (I.24)$$

d) Réflectance hémisphérique (r)

C'est le rapport entre le flux hémisphérique F_e réfléchi dans toutes les directions de l'hémisphère entourant la surface et le flux incident F_i reçu dans toutes les directions. Ce nombre n'a pas de dimension.

$$r = F_e / F_i \quad (I.25)$$

e) Facteur d'anisotropie ou fonction de réflectance anisotropique (f)

C'est le rapport entre la réflectance bidirectionnelle et la réflectance directionnelle hémisphérique. Il est sans dimension et sert à mettre en évidence le comportement anisotropique de la réflexion du rayonnement solaire par certaines surfaces éclairées sous un angle zénithal θ_s . La valeur 1.0 que peut prendre cette fonction à certains angles de visée signifie que pour ces angles, la quantité d'énergie réfléchiée par la surface est identique à celle qui aurait été réfléchiée par une surface isotrope ou lambertienne. Pour la neige, cette fonction prend des valeurs généralement supérieures à 1.0 pour des azimuts relatifs $|\phi_{\text{soleil}} - \phi_{\text{visée}}|$ compris entre 110° et 180° .

$$f(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) = \rho_b(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) / a_s(\theta_s, \phi_s, \theta_v, \phi_v) \quad (I.26)$$

f) Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (FDRB)

Déterminée pour un angle zénithal solaire θ_s donné, elle représente l'ensemble des valeurs des réflectances bidirectionnelles pour une surface donnée en fonction de l'angle zénithal de visée θ_v et de l'angle azimutal relatif $\Delta\phi$. La FDRB⁶ permet de représenter l'anisotropie de certaines surfaces et leurs tendances à diffuser le rayonnement dans des directions préférentielles. Ainsi, comme pour les surfaces enneigées, on parle de diffusion vers l'avant lorsque le maximum de diffusion observée sur une FDRB se trouve au voisinage de $\Delta\phi = 180^\circ$ et pour des grandes valeurs de θ_v .

I.5 Signature spectrale et résolution

I.5.1 Signature spectrale

Les capteurs à bord de satellite reçoivent un signal réfléchi ou émis par les surfaces terrestres. La modification du signal en fonction de la nature de l'objet permet son identification à distance. En effet, cette modification engendre l'apparition d'une combinaison originale d'intensités variées à des longueurs d'onde distinctes. Ces caractéristiques sont appelées la signature spectrale.

⁶ ou BRDF en anglais pour Bidirectional Reflectance Distribution Function

1.5.2 Les résolutions spectrale et radiométrique

La résolution spectrale est la capacité d'un capteur à distinguer deux longueurs d'onde voisines. La partie du spectre à laquelle est sensible le capteur constitue la largeur de bande. Plus la largeur est élevée et moins le capteur peut discriminer des longueurs d'onde voisines. On parle de haute résolution spectrale lorsque la largeur de bande est étroite et de basse résolution spectrale lorsqu'elle est importante. Une amélioration de la résolution spectrale se traduit par une meilleure appréciation de la signature spectrale de la surface considérée (Robin, 1995).

La résolution radiométrique est la capacité d'un capteur à distinguer deux quantités d'énergie voisines. Par exemple, dans l'infrarouge thermique, un capteur à bonne résolution radiométrique aurait la capacité de discriminer un écart de 0.1°C tandis qu'un capteur à plus faible résolution radiométrique ne pourrait que discriminer un écart de 1°C.

Chapitre II : Présentation des données

II.1 Introduction31

II.2 Le projet POLDER31

II.3 Les caractéristiques du satellite ADEOS et de l'instrument POLDER33

 II.3.1 Le satellite ADEOS 33

 II.3.2 L'instrument POLDER..... 33

II.4 Les données POLDER de niveau 138

II.5 Caractéristiques des satellites NOAA et de l'instrument AVHRR.....42

 II.5.1 Les satellites NOAA..... 42

 II.5.2 L'instrument AVHRR 43

 II.5.3 Les données AVHRR de niveau 1b..... 44

II.6 L'instrument ATSR-2 à bord du satellite ERS-247

 II.6.1 Caractéristiques du satellite ERS-2 47

 II.6.2 Caractéristiques de l'instrument ATSR-2 47

 II.6.3 Les données d'ATSR-2 48

II.7 Conclusion.....49

II.1 Introduction

Comme il a déjà été évoqué, l'Antarctique joue un rôle important du point de vue climatique. Le bilan d'énergie à la surface y est dominé par le rayonnement. L'albédo de la neige est donc un paramètre important. Sa mesure a toujours fait l'objet d'une attention particulière parce qu'il est généralement très variable sauf à l'intérieur du continent où les très basses températures maintiennent la neige bien en dessous de 0°C et en ralentissent le métamorphisme. Néanmoins, il convient de l'estimer précisément puisque une hausse relativement faible de 0.8 à 0.9 se traduit par une augmentation de 40% de l'absorption du rayonnement à courtes longueurs d'onde par le manteau neigeux.

Les données qui permettent donc d'étudier l'albédo et d'en suivre les variations doivent nécessairement être acquises par des capteurs opérant dans le spectre solaire. De plus, une étude généralisée à tout l'Antarctique n'est possible qu'avec des instruments à large champ puisque le point extrême survolé par les satellites d'observation civils n'est pas le pôle Sud mais un point situé à près de 1000km plus au nord, autour du parallèle 81°S. Par conséquent, nos choix sont conditionnés et les données couramment utilisées dans ces régions polaires se résument principalement aux données AVHRR¹ et ATSR-2², notamment pour l'analyse de la couverture nuageuse. L'opportunité de traiter les données POLDER³, s'inscrivant parfaitement dans ce cadre d'étude, permet en plus d'utiliser des propriétés de polarisation pour discriminer les nuages de la neige et dresser, pour la première fois, des FDRBs précises de la surface de l'Antarctique. Enfin, ces instruments, à bord de satellites héliosynchrones et de période voisine de 100 minutes, permettent l'observation des variations temporelles.

II.2 Le projet POLDER

L'instrument français de télédétection POLDER, développé par le LOA⁴ et le CNES⁵, a été conçu pour observer le bilan radiatif de la Terre, la structure thermodynamique de l'atmosphère et estimer l'impact radiatif des nuages et des aérosols (*Deschamps et al.*, 1994)

¹ Advanced Very High Resolution Radiometer

² 2nd Along Track Scanning Radiometer

³ POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances

⁴ Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille

⁵ Centre National d'Etudes Spatiales

(Lifermann *et al.*, 1995). Il est le premier polarimètre imageur spatial à observer simultanément la polarisation, la direction du rayonnement réfléchi par les nuages, les aérosols, les surfaces marines ou continentales et le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Lancé le 17 août 1996 à bord du satellite japonais ADEOS⁶, POLDER constitue la première coopération franco-japonaise entre le CNES et la NASDA⁷ en observation de la Terre. La première image a été acquise le 16 septembre 1996 (Fig. II.1) mais il a fallu attendre le 30 octobre 1996 pour que l'acquisition devienne systématique et que les données soient délivrées aux scientifiques désignés par les responsables du projet POLDER pour les analyser en premier.

Malheureusement pour toute cette communauté scientifique, le 30 juin 1997, le satellite ADEOS-1 fut accidentellement perdu. Huit mois complets de données enregistrées sur toute la Terre sont donc disponibles dont un été austral complet, ce qui représente déjà un volume énorme d'informations. Le satellite ADEOS-2, copie conforme du premier devrait être mis sur orbite en l'an 2000 avec à son bord, POLDER-2, identique à la première version.



Figure II.1 : Séquence de 6 vues successives prises par POLDER lors de sa première campagne de tests le 16 septembre 1996 (Source : CNES). Images composites : 443nm en bleu + 670nm en vert + 865nm en rouge.

⁶ ADvanced Earth Observation Satellite

II.3 Caractéristiques du satellite ADEOS et de l'instrument POLDER

II.3.1 Le satellite ADEOS

Le satellite ADEOS, qui pèse 3500 kg, regroupe 8 instruments⁸ tous destinés à acquérir des données sur les changements environnementaux. Son orbite est héliosynchrone ce qui signifie qu'il franchit tous les jours, à la même heure, à 10h 30, l'équateur ce qui offre l'avantage de survoler les mêmes latitudes aux mêmes heures c'est-à-dire sous les conditions d'éclairement les plus proches possibles. Son altitude est de 796,75km, son inclinaison est de 98,59° et son cycle est de 41 jours (le sous cycle étant de 4 jours). Sa période nodale est de 100,92 minutes.

II.3.2 L'instrument POLDER

L'instrument POLDER est une caméra composée d'une matrice CCD⁹ de 242x274 détecteurs, d'une optique télécentrique à large champ de vue, et d'une roue porte filtres dont la rotation permet l'acquisition d'images à plusieurs longueurs d'ondes et suivant plusieurs directions de polarisation (figure II.2). Ce concept télécentrique réduit l'effet de l'angle d'incidence sur la pupille d'entrée par rapport aux objectifs classiques et permet une incidence quasi perpendiculaire des rayons optiques sur les filtres.

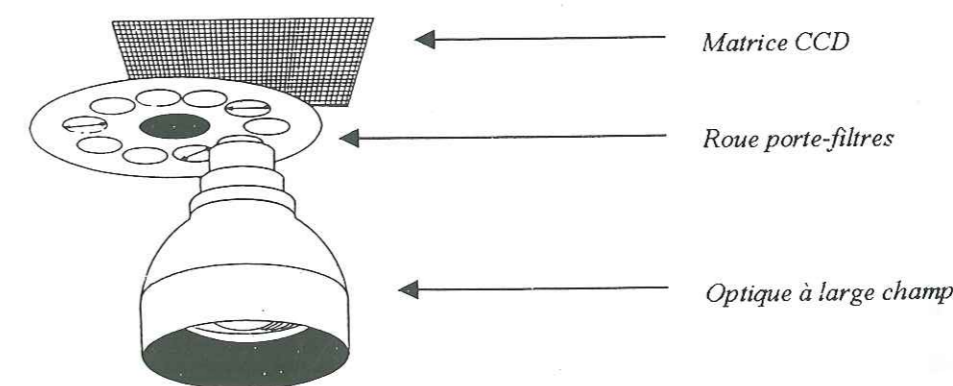


Figure II.2 : description de l'instrument POLDER (source : CNES)

⁷ National Space Development Agency of Japan

⁸ AVNIR, OCTS, ILAS, IMG, NSCAT, POLDER, TOMS et RIS

⁹ Coupled Charge Device

Le champ est de $\pm 43^\circ$ le long de la trace, $\pm 51^\circ$ perpendiculairement à la trace et $\pm 57^\circ$ en diagonale. Cette géométrie, à partir de l'orbite du satellite ADEOS, produit une fauchée de 1809 km le long de la trace et de 2447 km perpendiculairement avec une résolution au nadir¹⁰ de $6 \times 7 \text{ km}^2$, uniquement dégradée au bord par la courbure de la Terre (figure II.3). Du fait, encore, de la rotondité de la Terre, une différence existe entre l'angle formé par la verticale du satellite et la direction de visée de la surface observée (θ_{sat}) et l'angle formé par la verticale à la surface observée et la direction du satellite (θ_v). Lorsque θ_{sat} vaut 10° , 20° , 30° , 40° ou 50° , θ_v vaut alors respectivement 11.3° , 22.6° , 34.1° , 45.7° ou 57.8° .

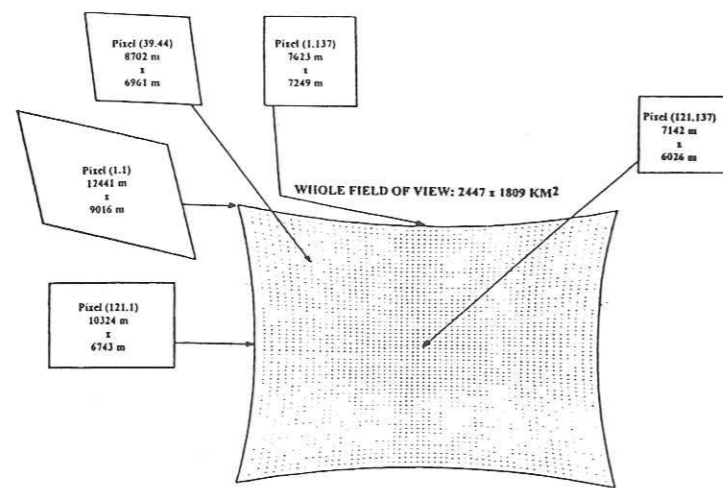


Figure II.3 : Empreinte du champ de vue instantané de POLDER en pixels. La résolution horizontale est indiquée pour quelques pixels.

Une séquence d'images est réalisée toutes les 19,6 s. Pendant ce temps, le satellite parcourt environ 140 km au sol. Ainsi, un point quelconque de la Terre reste dans le champ de vue de l'instrument POLDER pendant plusieurs séquences successives, jusqu'à 14 fois lors d'un seul passage du satellite. Bien entendu, sur chaque séquence, un même point à la surface de la Terre est vu sous différents angles de visée, par avancement le long de la trace, à la vitesse du satellite, du champ de vue bi-dimensionnel (figure II.4). Aux hautes latitudes terrestres, les orbites d'ADEOS, dites quasi polaires, se rapprochent pour se couper aux latitudes 81.4° . Ainsi, l'Antarctique bénéficie de nombreuses mesures puisqu'un site quelconque peut être vu jusqu'à 14 fois au cours d'un seul passage et qu'il peut être aussi dans le champ de vue de POLDER au cours de plusieurs orbites proches les unes des autres. Toutes ces mesures, faites par satellite, sous des géométries différentes, permettent pour la

¹⁰ c'est-à-dire à l'aplomb du satellite

première fois, d'obtenir un échantillonnage plus dense et plus isotrope des FDRBs¹¹ de la calotte polaire antarctique (figure II.5).

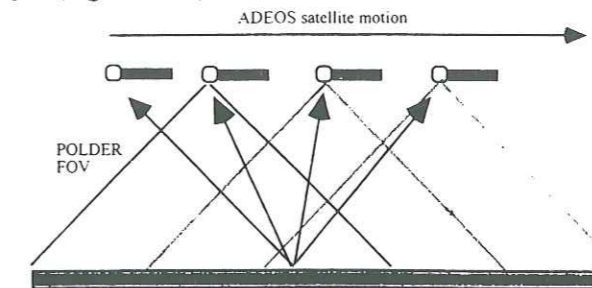


Figure II.4 : Principe multidirectionnel de la visée POLDER

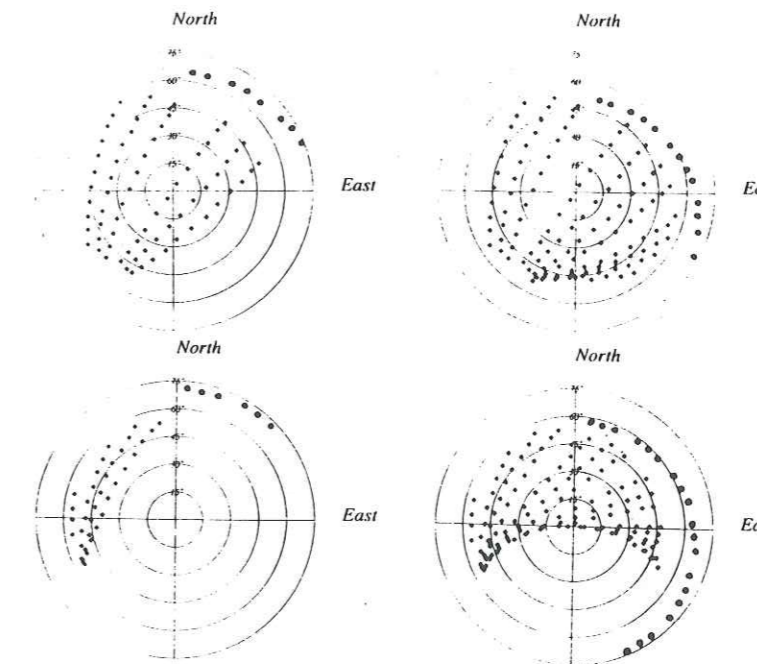


Figure II.5 : Échantillonnages des mesures bidirectionnelles acquises par POLDER pendant 3 jours, à partir du 17 octobre (à gauche) et du 21 décembre (à droite) aux latitudes 75°S (en haut) et 81.4°S (en bas). Les disques noirs représentent les positions du soleil au moment des mesures. Les cercles concentriques symbolisent les angles de visée θ_v , allant du centre vers l'extérieur, de 15° à 75° par pas de 15° . Les points sont les mesures.

Outre les capacités de visées multidirectionnelles de POLDER, cet instrument mesure des luminances normalisées (II.1) des surfaces terrestres¹², depuis le sommet de l'atmosphère, dans 9 bandes spectrales s'étalant du bleu au proche infrarouge. Cette acquisition multispectrale est produite par la rotation de la roue porte-filtres équipée de 16 emplacements pour les filtres interférentiels et polariseurs. La roue tourne régulièrement à raison d'un tour toutes les 4,9 s et une séquence entière de mesures est faite tous les 4 tours soit toutes les 19,6 s. Les filtres montés sur la roue sont centrés sur les longueurs d'onde 443, 490, 565, 670, 763,

¹¹ Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (en anglais Bidirectional Reflectances Distribution Function ou BRDF)

¹² fournies avec les données de niveau 1

765, 870 et 910 nm. De plus, dans trois de ces 8 bandes, des mesures de luminances normalisées sont prises à 3 angles de polarisation différents distants de 60° au moyen de trois filtres différents par bande. Pour chacune des 3 bandes, 3 canaux polarisés sont obtenus en superposant des filtres spectraux identiques avec un polariseur dont l'axe tourne de 60° d'un canal à l'autre. Les trois mesures de polarisation se suivent et ont un décalage de 0,6 s entre la première et la troisième (dernière). Afin de compenser le mouvement du satellite pendant le déplacement et pour pouvoir combiner les trois mesures, un prisme à petit angle est ajouté à chaque ensemble polariseur. En conséquence, l'image de la matrice est translatée dans le plan focal pour compenser le mouvement du satellite : les trois mesures de polarisation sont ainsi obtenues pour la même cible fixe. Le seizième et dernier filtre monté sur la roue est opaque et sert à effectuer de fréquentes mesures de courant d'obscurité du CCD pour en contrôler sa stabilité. La table II.1 indique les caractéristiques des différentes bandes spectrales dans lesquelles opère POLDER. Dans la table (II.1), les seuils de saturation donnés en luminance normalisée L_n (II.1) sont donnés pour deux durées d'intégration différentes : une durée d'intégration courte pour les surfaces fortement réfléchissantes, donc avec un rapport (signal / bruit) fort et une durée longue qui permet d'améliorer ce rapport sur des surfaces assez « sombres » comme sur les océans. Cependant, dans ce dernier mode d'acquisition, les détecteurs intègrent, assez fréquemment, l'énergie réfléchie jusqu'à leur saturation rendant ainsi les données inexploitable.

$$L_n(\theta, \phi) = \pi \cdot L(\theta, \phi) / E_\lambda \quad (II.1)$$

où $L_n(\theta, \phi)$, la luminance normalisée, est un nombre sans dimension et E_λ est l'éclairement solaire (Wehrli, 1985) au nadir prenant en compte les variations de distance Terre-Soleil. Les mesures de niveau 1 sont données en luminances normalisées (sans dimension) qui permettent d'obtenir des valeurs de réflectance bidirectionnelle par une simple division par le cosinus de l'angle zénithal solaire θ_s , facilitant la calibration de POLDER en vol réalisée à partir de cibles de réflectances connues. La longueur d'onde centrale λ_c d'une bande POLDER est obtenue à partir de la transmission spectrale d'un filtre d'une bande POLDER $T(\lambda)$ et du spectre solaire $S(\lambda)$ (II.2).

$$\lambda_c = \frac{\int_0^\infty \lambda S(\lambda) T(\lambda) d\lambda}{\int_0^\infty S(\lambda) T(\lambda) d\lambda} \quad (II.2)$$

Bande spectrale POLDER	443 P	443 NP	490 NP	565 NP	670 P	763 NP	765 NP	865 P	910 NP
Longueur d'onde centrale (en nm)	444.5	444.9	492.2	564.5	670.2	763.3	763.1	860.8	907.7
Largeur de bande (en nm)	40	40	40	40	40	10	40	40	20
Polarisation (3 angles)	Oui	non	non	non	oui	non	non	oui	non
Niveau de saturation en mode basse dynamique (durée d'intégration : 105.1 ms)	1.1	0.22	0.17	0.11	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Niveau de saturation en mode haute dynamique (durée d'intégration : 23.8 ms)	-	0.97	0.75	0.48	1.1	1.1	1.1	1.1	1.1

Table II.1 : caractéristiques des 9 bandes spectrales POLDER.

La figure II.6 montre la transmission spectrale des différents filtres et le profil de l'éclairement exoatmosphérique solaire (en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$) que l'Organisation Météorologique Mondiale¹³ a recommandé d'adopter (Wehrli, 1985), pour toutes les longueurs d'onde où l'instrument POLDER effectue des mesures.

L'instrument de télédétection POLDER mesure la luminance normalisée des surfaces terrestres qu'il survole. Par conséquent, il n'effectue des mesures que lorsque le soleil éclaire la surface à mesurer. En fait, POLDER arrête les mesures dès lors que l'angle solaire zénithal de la surface au nadir, c'est-à-dire à l'aplomb du satellite, devient supérieur à 75° soit pour des hauteurs de soleil inférieures à 15° au dessus de l'horizon. Par conséquent, les zones géographiques couvertes par POLDER évoluent avec les saisons.

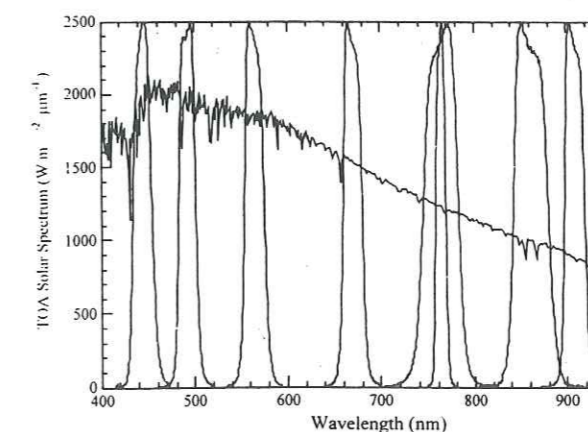


Figure II.6 : transmission des filtres des différents canaux POLDER et éclairement exoatmosphérique

¹³ WMO en anglais ou World Meteorological Organisation

II.4 Les données POLDER de niveau 1

Les données POLDER de niveau 1 sont délivrées par le CNES sur bandes magnétiques Exabyte 8mm ou DLT. Les 8 mois d'acquisition sont disponibles. Ces données sont radiométriquement calibrées. Toutes les mesures recueillies par POLDER sont repositionnées sur une grille de référence standard, ce qui rend facile les échanges et les comparaisons des résultats obtenus par différents groupes de travail. Cette grille est obtenue à partir d'une projection sinusoidale equiareale (Sanson-Flamsteed) dont le pas constant est de $1/18^{\text{ème}}$ de degré en longitude soit 6,17 km. Au total, 3240 lignes la composent du pôle Nord au pôle Sud. Le nombre de colonnes séparant les méridiens 180° W et 180° E dépend de la latitude : on choisit ce nombre égal à $2 \times NINT(3240 \cdot \cos(\text{latitude}))$ où $NINT$ représente l'entier le plus proche du réel entre parenthèses. Les coordonnées d'un point de la grille (ligne, colonne) peuvent être converties en coordonnées géographiques (latitude, longitude) suivant les relations :

$$\text{latitude} = 90 - \frac{\text{ligne} - 0.5}{18} \quad (\text{II.3})$$

$$N_i = NINT[3240 \cdot \cos(\text{latitude})] \quad (\text{II.4})$$

$$\text{longitude} = \frac{180}{N_i} (\text{colonne} - 3240.5) \quad (\text{II.5})$$

Inversement, il est possible de déterminer la position d'un point donné du globe sur la grille de référence POLDER par ces autres relations :

$$\text{ligne} = NINT[18 \cdot (90 - \text{latitude}) + 0.5] \quad (\text{II.6})$$

$$N_i = NINT[3240 \cdot \sin(\frac{\text{ligne} - 0.5}{18})] \quad (\text{II.7})$$

$$\text{colonne} = NINT[3240.5 + \frac{N_i}{180} \cdot \text{longitude}] \quad (\text{II.8})$$

la longitude étant comprise entre -180° et 180° .

La grille de référence POLDER est centrée sur le méridien de Greenwich (figure II.7). Pour le traitement des données concernant des régions proches de $\pm 180^{\circ}$ de longitude, il est plus pratique d'utiliser une grille similaire mais centrée sur la ligne de changement de jour¹⁴

¹⁴ Ligne de changement de jour = dateline (en anglais)

($\pm 180^{\circ}$ de longitude). Les coordonnées d'un point de grille ($\text{ligne}_{\text{Greenwich}}$, $\text{colonne}_{\text{Greenwich}}$) deviennent alors par cette transformation ($\text{ligne}_{\text{dateline}}$, $\text{colonne}_{\text{dateline}}$) :

$$\text{ligne}_{\text{dateline}} = \text{ligne}_{\text{Greenwich}} \quad (\text{II.9})$$

$$N_i = NINT[3240 \cdot \sin(\frac{\text{ligne}_{\text{Greenwich}} - 0.5}{18})] \quad (\text{II.10})$$

$$\text{colonne}_{\text{dateline}} = 3241 - N_i + \text{mod}_{2N_i}(\text{colonne}_{\text{Greenwich}} + 2 \cdot N_i - 3241) \quad (\text{II.11})$$

où $\text{mod}_{2N_i}(x)$ est le reste de la division entière de x par $2N_i$.

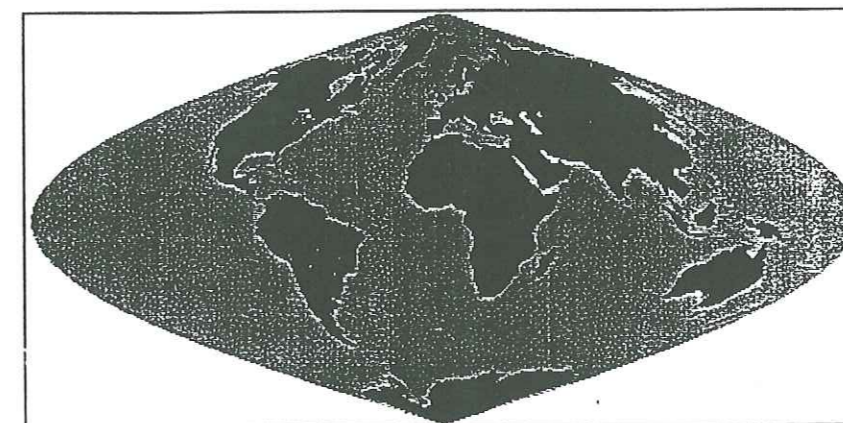


Figure II.7 : Grille de référence (3240 lignes x 6480 colonnes) des données POLDER de niveau 1

La taille du pixel après ré-échantillonnage sur la grille géocodée POLDER est constante et vaut $6.17 \times 6.17 \text{ km}^2$. Les performances du repositionnement des données POLDER sur cette grille de référence pour en permettre tout type de combinaison (regISTRATION) sont mentionnées dans la table II.2.

Type de registration	Performance (en pixels)
Pour les 3 composantes polarisées d'une même bande spectrale	0.1
Pour différentes bandes spectrales	0.1
En multidirectionnel	0.2
En multitemporel	0.4
En absolu	1

Table II.2 : Performances du repositionnement des données POLDER de niveau 1

Les données POLDER de niveau 1 sont composées de deux fichiers : un fichier d'entête comprenant quelques caractéristiques instrumentales au moment de la mesure et un fichier de données qui contient les mesures de surface intéressantes.

A chaque parcelle de Terre mesurée par POLDER, c'est-à-dire à chaque pixel d'une image POLDER correspond une série de paramètres dits non directionnels (table II.3) puisqu'ils ne varient pas suivant la direction de visée (14 au maximum) de la cible observée et une série de paramètres directionnels table (II.4) qui sont liés à la géométrie d'observation. A chaque pixel de la grille POLDER sont associés 648 octets (table II.5) qui contiennent toutes ces informations (Bréon with the collaboration of POLDER Project Team, 1997).

Paramètres non directionnels (46 octets au total)	
Numéro de la ligne de la grille de référence POLDER où se situe la surface observée	
Numéro de la colonne de la grille de référence POLDER où se situe la surface observée	
Altitude du pixel (issue de la topographie ETOPO5 établie par la NOAA)	
Indicateur de la nature de la surface observée : pixel continental, de mer ou mixte	
Indice de qualité du pixel	
Indicateur grossier de la couverture nuageuse	
Angle azimutal solaire (en degrés)	
Nombre de directions de visées effectives (14 au maximum)	
Indicateur de type de la séquence d'acquisition	

Table II.3 : paramètres non directionnels, indépendants de l'angle de visée, fournis pour chaque pixel POLDER, dans les données de niveau 1

Paramètres directionnels fournis pour chaque pixel et chaque direction de visée (43 octets au total)	
Numéro de la séquence d'acquisition pour l'orbite étudiée	
Ligne de la matrice CCD qui contient le détecteur ayant observé le pixel avec le 8 ^{ème} filtre de POLDER	
Colonne de la matrice CCD qui contient le détecteur ayant observé le pixel avec le 8 ^{ème} filtre de POLDER	
Angle zénithal solaire (exprimé en degrés)	
Angle zénithal de visée pour le 8 ^{ème} filtre (en degrés)	
Angle azimutal relatif pour le 8 ^{ème} filtre (en degrés)	
Variation relative de la géométrie de visée entre les différents filtres ¹⁵ : $\Delta\theta \cos(\phi)$	
Variation relative de la géométrie de visée entre les différents filtres ¹⁶ : $\Delta\theta \sin(\phi)$	
Luminance normalisée pour la bande 443 NP	
Luminance normalisée pour la bande 443 P	
Luminance normalisée pour la bande 490 NP	
Luminance normalisée pour la bande 565 NP	
Luminance normalisée pour la bande 670 P	
Luminance normalisée pour la bande 763 NP	
Luminance normalisée pour la bande 765 NP	
Luminance normalisée pour la bande 865 P	
Luminance normalisée pour la bande 910 NP	
2 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (Q) pour la bande 443 P	
2 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (Q) pour la bande 670 P	
2 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (Q) pour la bande 865 P	
3 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (U) pour la bande 443 P	
3 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (U) pour la bande 670 P	
3 ^{ème} composante du vecteur de Stockes (U) pour la bande 865 P	

Table II.4 : paramètres directionnels fournis pour chaque pixel et chaque visée parmi les 14 possibles

¹⁵ comme le satellite avance au cours d'une série de mesures dans toutes les bandes spectrales, il existe une petite variation des angles de visée d'une mesure spectrale à une autre que l'on peut compenser grâce à ces paramètres.

Chacun de ces paramètres est un nombre codé sur 1 ou 2 octets qu'il faut multiplier par un coefficient fourni avec les données (Bréon with the collaboration of POLDER Project Team, 1997).

Les caractéristiques de l'énergie radiative transportée par une onde électromagnétique et l'état de polarisation de ce rayonnement sont fournies par la luminance totale, l'amplitude et la direction de la polarisation linéaire (qui résulte de la diffusion simple), l'amplitude et l'ellipticité de la polarisation circulaire (qui résulte de diffusion multiple). De ces cinq quantités, généralement quatre sont indépendantes et peuvent être combinées pour former le vecteur de Stockes dont les composantes sont notées (L, Q, U, V). Or, des simulations de transfert radiatif ont montré qu'au sommet de l'atmosphère, V était négligeable par rapport aux autres. Cela signifie que la polarisation y est principalement générée par le processus de diffusion simple / réflexion de la lumière. En conséquence, l'instrument POLDER ne mesure que la luminance polarisée de façon linéaire par réflexion du rayonnement sur des surfaces naturelles (Deschamps et al., 1994). La luminance polarisée L_p est alors définie par la relation (II.12) :

$$L_p = (Q^2 + U^2)^{1/2} \quad (II.12)$$

La direction de polarisation, c'est-à-dire l'angle de polarisation χ (défini à π radians près) dans le plan contenant la normale à la surface et la direction de visée, peut être restituée également à partir des 2^{ème} et 3^{ème} composantes U et Q du vecteur de Stockes. En effet, on a :

$$L_p \sin(2\chi) = U \quad (II.13)$$

$$L_p \cos(2\chi) = Q \quad (II.14)$$

D'où :

$$\chi = 0,5 \cdot \arctan(U / Q) \quad [\text{si } (Q < 0) \chi = \chi + (\pi/2)] \quad (II.15)$$

Dans (Bréon with the collaboration of CNES Project Team, 1997) on pourra trouver une formule permettant d'estimer l'angle de polarisation correspondant dans le plan de diffusion.

Entête		180 octets	
Données POLDER de niveau 1	1 ^{er} pixel	Paramètres non directionnels	
		Direction de visée n°1 : paramètres directionnels	
		Direction de visée n°2 : paramètres directionnels	
	2 ^{ème} pixel	Paramètres non directionnels	
		Direction de visée n°1 : paramètres directionnels	
		Direction de visée n°2 : paramètres directionnels	

	N ^{ème} pixel	Paramètres non directionnels	
		Direction de visée n°1 : paramètres directionnels	
		Direction de visée n°2 : paramètres directionnels	

Table II.5 : Structure d'un fichier de données POLDER de niveau 1

II.5 Caractéristiques des satellites NOAA¹⁶ et de l'instrument AVHRR

II.5.1 Les satellites NOAA

Du premier satellite à défilement nommé TIROS¹⁷-N, lancé en octobre 1978, à NOAA-14, lancé en décembre 1994, la NOAA a lancé onze satellites météorologiques. Placés sur des orbites héliosynchrones, quasi-polaires, situés en moyenne à environ 850 km d'altitude (Kidwell, 1995) (Schwalb, 1978) (Schwalb, 1982), leur période de révolution est d'environ 102 minutes correspondant à 14.1 orbites effectuées chaque jour. Bien que ces satellites franchissent toujours l'équateur à la même heure locale, pour une latitude donnée (propriété de leur héliosynchronisme) une certaine dérive se produit avec l'âge du satellite. Cette lente variation de l'heure locale d'observation s'accompagne d'une variation des conditions d'éclairage, au moment de la mesure, qui constitue une source majeure de difficultés dans l'analyse des évolutions temporelles des surfaces, à partir des données de ces satellites, sur plusieurs années.

Tous ces satellites de la NOAA ont transmis, au total, plusieurs millions d'images précieusement archivées par le SDS¹⁸ du NCDC¹⁹ sous les auspices du NESDIS²⁰.

¹⁶ National Oceanic and Atmospheric Administration of U.S.A.

¹⁷ Television and Infra Red Observation Satellite

¹⁸ Satellite Data Services Division

¹⁹ National Climatic Data Center

²⁰ National Environmental Satellite, Data and Information Service

II.5.2 L'instrument AVHRR

A bord de chaque satellite NOAA, ont toujours été placés les instruments TOVS²¹, destiné à l'étude de l'atmosphère, et AVHRR (Schwalb, 1978). Ce dernier est le capteur le plus utile des deux pour l'étude de la surface terrestre, en télédétection. C'est un radiomètre scanneur, c'est-à-dire qu'il effectue des mesures sur le champ de vue instantané qu'il déplace le long de la ligne de balayage grâce à un miroir tournant autour d'un axe parallèle au déplacement du satellite (Fig. II.8). L'instrument AVHRR dispose de quatre ou cinq filtres selon les versions des satellites (Fig. II.9) qui lui permettent d'effectuer des mesures dans autant de bandes spectrales réparties du visible à l'infrarouge thermique (table II.6). Sa résolution au sol est d'environ 1.1 km, au nadir. AVHRR effectue des mesures pour des angles de visée allant de 0° au nadir à ±55.4° sur les bords, ce qui permet une fauchée, c'est-à-dire une largeur au sol du champ de vue de l'instrument, de 2700 km environ. Malheureusement, les données acquises par AVHRR ne sont pas repositionnées sur une grille de référence unique dont la taille du pixel est fixée, comme avec les données POLDER ou Végétation (à bord du satellite SPOT-4²²). En conséquence, du fait de la rotondité de la Terre, la surface observée par AVHRR augmente quand son champ de vue instantané s'écarte du nadir et pour un même nombre de pixels échantillonnés, la distance au sol couverte par les mesures est plus petite au centre que sur les bords de l'image où elle semble être compressée. La résolution radiométrique d'AVHRR dans l'infrarouge thermique est inférieure à 0.12 K à 300 K.

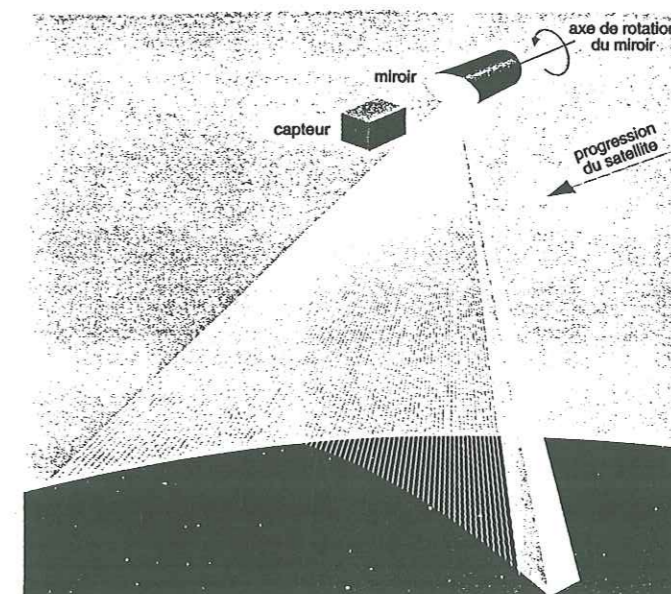


Fig. II.8 : Principe de visée du radiomètre scanneur AVHRR

²¹ TIROS Operational Vertical Sounder

²² Satellite Pour l'Observation de la Terre, développé par le CNES

Satellite	Canal 1	Canal 2	Canal 3	Canal 4	Canal 5
TIROS-N	0.55 – 0.9 μm	0.725 – 1.1 μm	3.55 – 3.93 μm	10.5 – 11.5 μm	Canal 4 répété
NOAA-6, -B, -7, -8	0.58 – 0.68 μm	0.725 – 1.1 μm	3.55 – 3.93 μm	10.5 – 11.5 μm	Canal 4 répété
NOAA-9, -10, -11, -12, -13, -14	0.58 – 0.68 μm	0.725 – 1.1 μm	3.55 – 3.93 μm	10.3 – 11.3 μm	11.5 – 12.5 μm

Table II.6 : Bandes spectrales de AVHRR suivant les versions des satellites NOAA

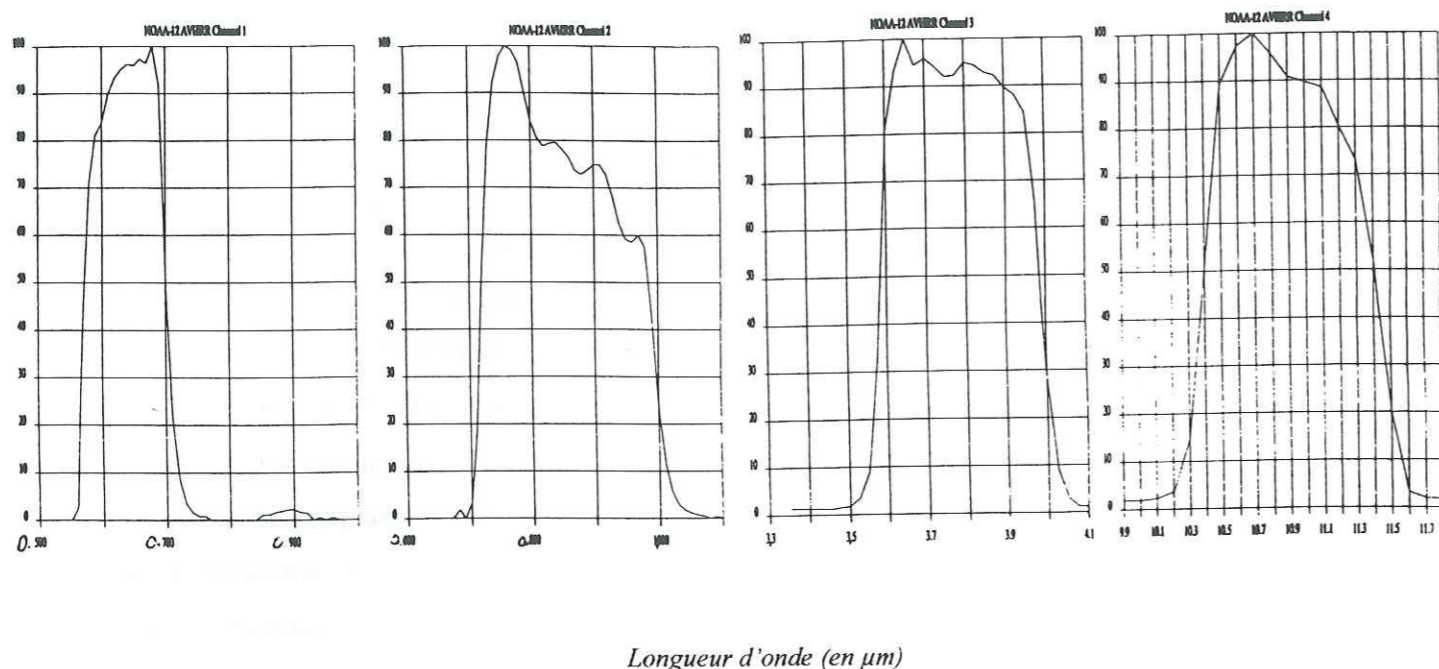


Fig. II.9 : Filtrés associés aux canaux AVHRR du satellite NOAA-12, utilisés par la suite.

II.5.3 Les données AVHRR de niveau 1b

Les données brutes AVHRR sont soit transmises en temps réel en mode HRPT²³ (avec une résolution de 1.1 km) à une station de réception au sol de laquelle le satellite NOAA est vu soit enregistrées à bord et transmises en différé à la prochaine station de réception avec des résolutions de 1.1 km pour les données LAC²⁴ ou de 4 km pour les données GAC²⁵. Dans tous les cas, ces données brutes sont dépourvues d'informations renseignant sur la localisation des pixels observés et sur les coefficients d'étalonnage. Celles-ci sont ajoutées, après traitement, au données de niveau 1b. Pour chaque ligne d'une image HRPT ou LAC, composée de 2048 pixels, on dispose alors des coefficients d'étalonnage (qui permettront de convertir les

²³ High Resolution Picture Transmission

²⁴ Local Area Coverage

²⁵ Global Area Coverage

comptes numériques en grandeurs utiles) et des coordonnées géographiques ainsi que des angles solaires zénithaux au moment des mesures pour 51 pixels régulièrement répartis sur toute la ligne (Kidwell, 1995). Une simple interpolation fournira ces renseignements pour les 2048 pixels.

Les données AVHRR de niveau 1b sont disponibles au SDS D du NCDC. Cependant, il existe aussi d'autres centres d'archivage d'images AVHRR qui peuvent également fournir des données : par exemple, les images des régions polaires sont disponibles au NSIDC²⁶. La plupart du temps, ces données sont livrées sur bandes magnétiques Exabyte 8mm. La multiplicité de ces centres de distribution crée toutefois un inconvénient : les données de niveau 1b, suivant leur provenance, sont fournies sur des supports différents, avec des formats différents et pour des périodes différentes (Steffen et al., 1993). Les mesures proprement dites, effectuées par le satellite, se présentent sous la forme de comptes numériques équivalents à des niveaux de gris compris entre 0 et 1023. A ces données sont joints des coefficients de calibration nécessaires pour les transformer en paramètres utiles.

Les comptes numériques CN provenant des mesures faites dans le visible et le proche infrarouge, dans les canaux 1 et 2, peuvent être convertis linéairement en pourcentage d'albédo A, compris entre 0 et 100, de la manière suivante :

$$A_i = S_i * CN_i + I_i \quad (II.16)$$

où S et I sont des coefficients d'étalonnage fournis avec les données. L'indice i représente l'un des deux canaux 1 ou 2.

La valeur de A peut être convertie en luminance L_{AVHRR} (exprimée en W.m⁻².sr⁻¹.μm⁻¹) par la relation (II.17) (Kidwell, 1995).

$$L_{AVHRR} = (A.F)/(100.\pi.W) \quad (II.17)$$

F représente la valeur d'éclairement solaire spectral (en W.m⁻².μm⁻¹) reçu par le filtre identifiant le canal AVHRR et W est la largeur équivalente du filtre (en μm). Les valeurs de F et W utilisées sont tabulées dans (Neckel and Labs, 1984).

Dans les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge, il est plus commode d'étudier des réflectances, ne dépendant que de la surface étudiée, plutôt que des luminances qui dépendent aussi de l'éclairement incident. D'après l'équation (I.20), la réflectance

²⁶ National Snow and Ice Data Center

bidirectionnelle ρ_{AVHRR} , mesurée par le capteur AVHRR au sommet de l'atmosphère, comprise entre 0 et 1, s'écrit :

$$\rho_{AVHRR} = \pi \cdot L_{AVHRR} / E \cdot \cos(\theta_s) \quad (\text{II.18})$$

où θ_s est l'angle zénithal solaire. On en déduit :

$$\rho_{AVHRR} = A / (100 \cdot \cos(\theta_s)) \quad (\text{II.19})$$

Les comptes numériques CN_i obtenus par les canaux 3, 4 ou 5, dans l'infrarouge moyen et thermique, peuvent être convertis en température de brillance²⁷ $T_b(CN_i)$ (exprimée en K), par inversion de la loi de Planck (Kidwell, 1995) :

$$T_b(CN_i) = \frac{C_2 v_i}{\ln \left(1 + \frac{C_1 v_i^3}{(S'_i \cdot CN_i + I'_i)} \right)} \quad (\text{II.20})$$

où v_i est le nombre d'onde central du canal 3, 4 ou 5 (en cm^{-1}). C_1 et C_2 sont des constantes valant respectivement $1,1910659 \cdot 10^{-5} \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}^4$ et $1.438833 \text{ cm} \cdot \text{K}$. S'_i et I'_i sont les coefficients d'étalonnage relatifs au canal i ($i=3, 4, 5$) fournis avec les données.

Toutefois, les mesures effectuées dans le canal 3 de l'instrument AVHRR (3.55-3.93 μm) comportent à la fois une partie de rayonnement réfléchi par la surface et une partie d'énergie émise par cette même surface. La manipulation des données produites par ce canal exige de la prudence.

Notons que les coefficients d'étalonnage établis avant lancement varient lorsque le satellite est en orbite. La sortie de l'atmosphère, le vieillissement des appareils qui entraînent une dérive des instruments en sont la source. Beaucoup d'études permettent de se tenir informé de ces changements (Rao, 1987) (Rao and Chen, 1993) (Rao and Chen, 1994) (Rao et al., 1993) (Che and Price, 1992) (Mitchell et al, 1996) (Mitchell, 1996).

²⁷ La température de brillance d'une surface, mesurée depuis un satellite, est fonction à la fois de la température de surface et de l'émissivité de cette surface. Le signal mesuré intègre la partie directement émise par la surface atténuée par l'atmosphère, la partie émise par l'atmosphère vers le capteur, la partie émise par l'atmosphère dans la direction de la surface, réfléchi par la surface et renvoyée vers le capteur après atténuation à travers l'atmosphère.

II.6 L'instrument ATSR-2 à bord du satellite ERS-2²⁸

II.6.1 Caractéristiques du satellite ERS-2

Le satellite européen ERS-2, développé par l'ESA²⁹, a été lancé le 21 avril 1995. Son orbite est héliosynchrone, située à 785 km d'altitude, quasi-polaire avec une inclinaison de 98.5°. La période orbitale est d'environ 102 minutes. ERS-2 franchit l'équateur lors d'une orbite descendante, à 10h30 locales. Son cycle est de 35 jours.

A son bord se trouvent 8 instruments : un radar à ouverture synthétique SAR³⁰ et un diffusiomètre SCAT³¹ qui peuvent fonctionner ensemble pour former un instrument micro-ondes actif AMI³², un altimètre radar RA³³, un sondeur micro-onde utile à la mesure du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, un instrument de surveillance de contenu en ozone dans l'atmosphère GOME³⁴, un instrument permettant de déterminer précisément la position et la vitesse instantanée du satellite PRARE³⁵, un réflecteur laser LRR³⁶, utile à l'étalonnage du PRARE mais purement passif puisqu'il ne sert qu'à réfléchir les pulses lasers émis en direction du satellite par des stations au sol. Enfin, se trouve à bord d'ERS-2, le radiomètre ATSR-2.

II.6.2 Caractéristiques de l'instrument ATSR-2

Il est équipé de 7 canaux dans le visible, le proche infrarouge, le moyen infrarouge et l'infrarouge thermique. Les filtres associés à ces bandes spectrales sont centrés sur les longueurs d'onde 0.55, 0.67, 0.87, 1.6, 3.7, 11 et 12 μm . Le canal à 1.6 μm sera fort utile pour différencier les nuages de la surface antarctique. La figure II.10 représente les filtres des 4 premiers canaux.

²⁸ 2nd European Remote sensing Satellite

²⁹ European Space Agency

³⁰ Synthetic Aperture Radar

³¹ Wind SCATerrometer

³² Active Microwave Instrument

³³ Radar Altimeter

³⁴ Global Ozone Monitoring Experiment

³⁵ Precise Range And Range-rate Equipment

³⁶ Laser Retro-Reflector

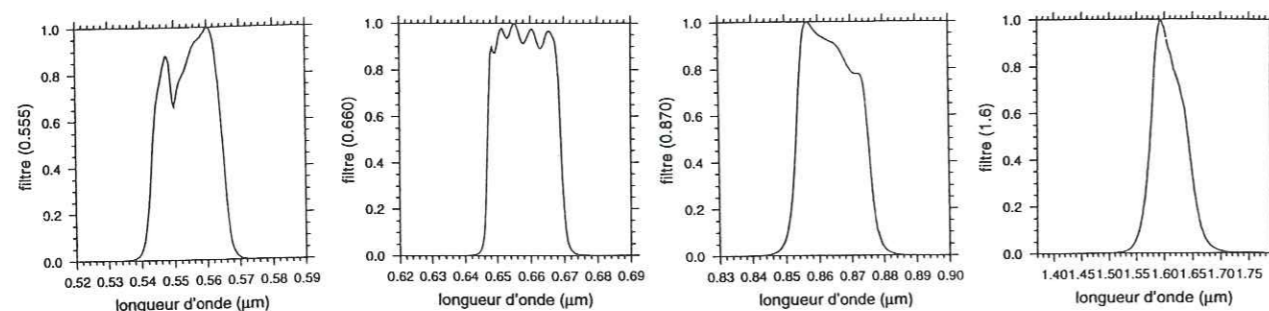


Figure II.10 : Filtres des canaux d'ATSR-2 centrés sur les longueurs d'onde 0.55, 0.67, 0.87 et 1.6 μm .

Le radiomètre ATSR-2 est doté d'un miroir tournant qui permet de « faucher » deux andains à la surface de la Terre toutes les 150 ms. Ces andains ont une largeur d'environ 500 kilomètres perpendiculairement à la trace du satellite au sol et sont distants l'un de l'autre d'environ 800 km. Sur la trace sub-satellite, ces deux balayages correspondent à une visée au nadir et une visée vers l'avant du satellite à 47° . Deux andains successifs, pour une même visée, sont distants d'environ 1 km, en raison du déplacement du satellite (Fig. II.11). De plus amples détails, concernant la géométrie de la mesure d'ATSR-2, peuvent être trouvés dans (Prata et al., 1990) (O'Brien and Prata, 1990) (Prata and Turner, 1997).

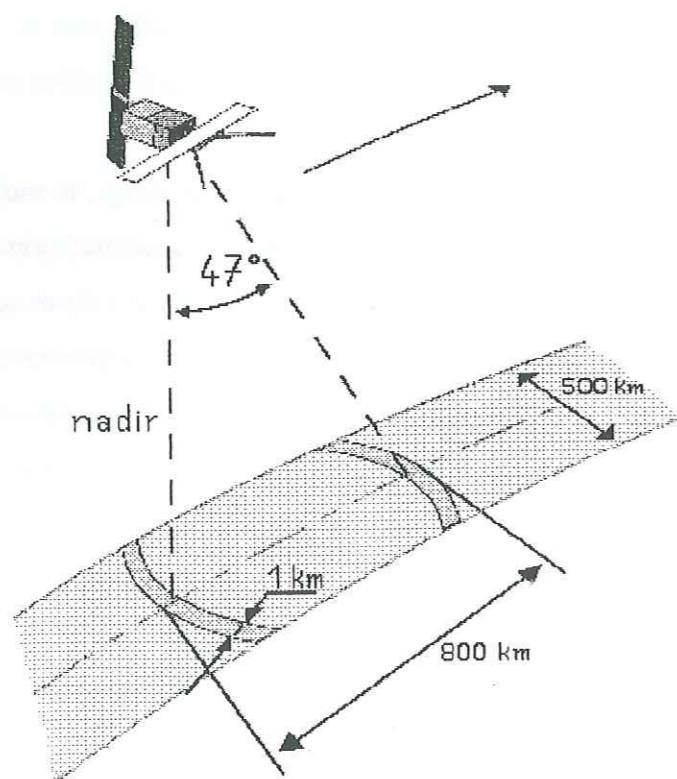


Figure II.11: Principe de visée d'ATSR-2

II.6.3 Les données disponibles d'ATSR-2

Les données d'ATSR-2 disponibles auprès de divers centres d'archivage, représentent des mesures de réflectance stockées sous forme de comptes numériques et de coefficients d'étalonnage : le produit des deux restituent les valeurs de réflectance. Comme ces coefficients varient lentement avec l'âge de l'instrument, leurs valeurs sont régulièrement calculées et mises à la disposition des utilisateurs via Internet (*Sadist-2v100 Products*, 1995). Chaque donnée est composée de deux images par canal : l'une est acquise en visée avant, l'autre en visée au nadir (Fig. II.11) couvrant chacune une superficie de $512 \times 512 \text{ km}^2$, avec une résolution de 1 km. Pour tous les pixels qui la constituent, sont fournies les coordonnées géographiques et les angles relatifs au soleil et à la visée au moment de la mesure (Bailey, 1993) (*Sadist-2v100 Products*, 1995). Davantage d'informations sur l'auto-calibration d'ATSR-2 et la précision des mesures se trouvent dans (*Sadist-2v100 Products*, 1995).

Les données ATSR-2 que nous avons utilisées nous ont été fournies par Neal Young du CRC³⁷, en Australie et par le NERC³⁸, en Grande-Bretagne.

II.7 Conclusion

L'étude des réflectances de la calotte polaire antarctique a donc été menée dans la région comprise entre 115° et 145° de longitude Est et entre 65° et 76° de latitude Sud. Cette région contient l'axe reliant la base française de Dumont d'Urville (140.02°E ; 66.67°S) au site de Dôme C (123.1°E ; 75.1°S) (Fig. II.12) le long duquel le L.G.G.E. dispose de nombreuses observations et mesures de terrain faites lors de différentes campagnes, concernant notamment la taille des grains de neige et la rugosité de surface. Ces données « in situ » sont, dans un premier temps, nécessaires à une interprétation correcte des mesures de réflectances bidirectionnelles acquises POLDER avant d'étendre notre analyse à tout l'Antarctique. Par ailleurs, seules les premières données POLDER de niveau 1, disponibles dans cette région, correspondant au mois de novembre 1996, ont été traitées soient 133 orbites.

³⁷ Australian Antarctic Cooperation Research Center on Antarctica

³⁸ Natural Environment Research Council

Toutefois, pour valider les algorithmes de détection nuageuse sur les données POLDER, une quinzaine d'images AVHRR, datant de novembre 1996, commandées au NSIDC et à la SAA³⁹ et une dizaine d'images d'ATSR-2 du même mois, m'ont été fort utiles. En plus, ATSR-2 opérant entre autres dans une bande spectrale centrée à 1.6µm, très sensible à la taille des grains de neige, un test de discrimination neige / nuage a pu être mis au point et employé de façon efficace, au dessus des régions où les grains de neige ne sont pas très fins, préparant ainsi le traitement futur des données de l'instrument Végétation. En outre, ce même canal a permis d'estimer les tailles des grains de neige variables entre la côte et l'intérieur du plateau où ils sont plus fins.

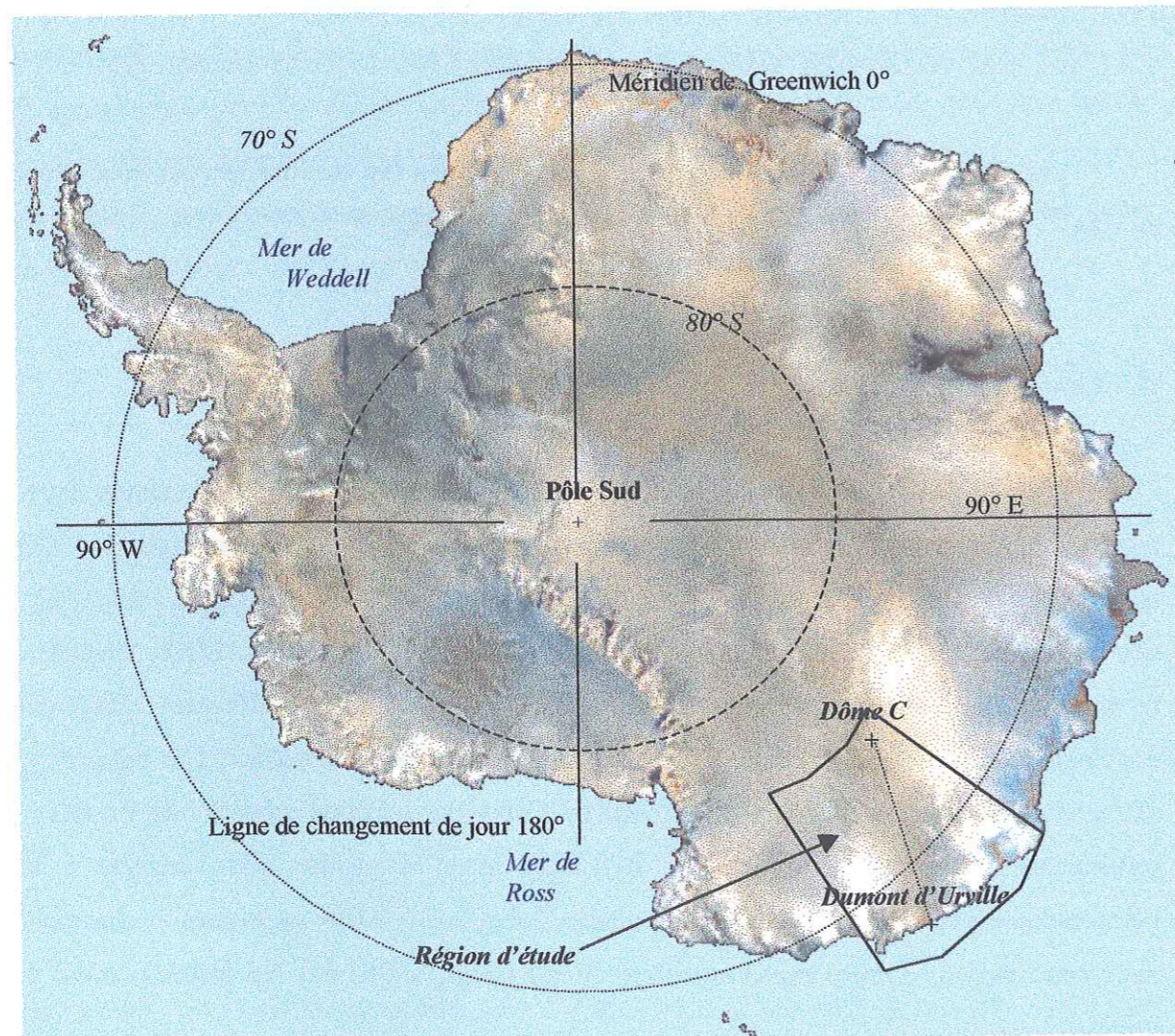


Figure II.12 : L'Antarctique obtenue à partir d'une mosaïque d'images AVHRR. La région d'étude y figure.

³⁹ Satellite Active Archive

Chapitre III : Le transfert atmosphérique

III.1 Introduction.....	53
III.2 Les perturbations liées à l'atmosphère.....	53
III.3 L'apport d'un modèle de transfert radiatif, « 6S »	56
III.4 L'inversion de « 6S » dans un cadre particulier appliqué à l'Antarctique.....	57
III.4.1 L'épaisseur optique atmosphérique.....	60
III.4.2 Le coefficient de transmission par les gaz absorbants	63
III.4.3 Le coefficient de transmission « Rayleigh » par les particules diffusantes	68
III.4.4 L'albédo sphérique	69
III.4.5 La réflectance atmosphérique.....	70
III.4.6 Le rapport entre éclairement direct et éclairement diffus	70
III.4.7 La réflectance de surface.....	72
III.5 Conclusion	72

III.1 Introduction

L'atmosphère est stratifiée, c'est-à-dire qu'elle s'organise en couches successives dans lesquelles les molécules et poussières se trouvent à des concentrations différentes. Dans le spectre solaire, chacune de ces couches va perturber la pénétration du rayonnement exoatmosphérique reçu soit en l'absorbant tout ou partie, soit en le diffusant. Les basses couches forment les plus puissants écrans. Partiellement absorbé ou dévié, le rayonnement atteint le sol avec une intensité plus ou moins diminuée suivant la longueur d'onde. Le rayonnement réfléchi par une surface en direction de l'espace subit lui aussi ces perturbations. Les modalités de modification d'un signal à travers l'atmosphère s'appellent le transfert radiatif.

II.2 Les perturbations liées à l'atmosphère

Depuis les satellites d'observation terrestre, la télédétection dans le spectre solaire correspond à des mesures de luminances ou de réflectances bidirectionnelles de surfaces et de la couche d'atmosphère qui s'intercale entre le sol et le capteur. Dans un cas très éloigné de la réalité mais ô combien pratique, où la Terre n'aurait pas d'atmosphère, la luminance d'une surface équivaldrait à l'énergie émise ou réfléchie par cette surface. La mesure satellitale traduirait donc immédiatement les propriétés de la surface observée. Or, l'atmosphère, présente à chaque mesure entre la plateforme instrumentale et la Terre, perturbe, de deux manières, le signal reçu par le capteur. Bien entendu, l'amplitude du signal reçu par le satellite dépend des caractéristiques et des capacités réfléchissantes des surfaces observées mais les particules atmosphériques peuvent en absorber ou en diffuser une partie. La perturbation liée au phénomène de diffusion est plus grande aux courtes longueurs d'onde essentiellement à cause de la diffusion de Rayleigh qui y est plus importante. Pour fixer les idées, à 850 nm, un satellite ne mesure que 80% du rayonnement réfléchi par le sol et seulement 50%, à la longueur d'onde 450 nm.

Des aérosols et des molécules de gaz (principalement l'ozone O_3 , l'eau H_2O , l'oxygène O_2 , le méthane CH_4 , le dioxyde de carbone CO_2 et le protoxyde d'azote N_2O) absorbent l'énergie solaire, incidente ou réfléchie, à certaines longueurs d'onde du spectre solaire (figure III.1). Pour cette raison, les instruments de télédétection opèrent généralement en dehors de ces bandes d'absorption. L'absorption par les aérosols quant à elle, reste faible la plupart du temps.

Une autre partie du flux énergétique peut être diffusé par les particules atmosphériques. L'interaction d'un photon¹ avec une molécule ou un aérosol non-absorbant est élastique : l'énergie est immédiatement ré-émise dans une direction autre que la direction incidente. Après de multiples diffusions, un photon peut quitter l'atmosphère et atteindre le capteur mais provenir d'un tout autre endroit que de la surface mesurée. L'absorption et la diffusion doivent donc être prises en compte dans le calcul de l'éclairement total au niveau du sol et dans celui de la luminance mesurée au niveau du satellite.

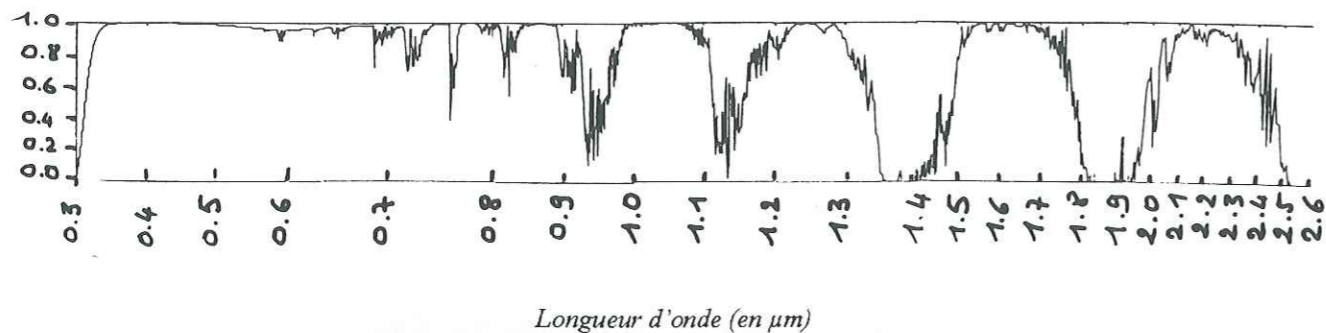


Figure III.1 : Absorption atmosphérique entre 0.3 et 2.6 μm.

Dans l'éclairement total E_{total} d'une surface doivent être considérées la fraction provenant directement du soleil E_{direct} , la partie issue de diffusions atmosphériques E_{atmos} et de la partie réfléchi par une autre surface puis diffusée par des particules atmosphériques pour atteindre finalement la cible observée $E_{environnement}$ (figure III.2).

$$E_{total} = E_{direct} + E_{environnement} + E_{atmos} \quad (III.1)$$

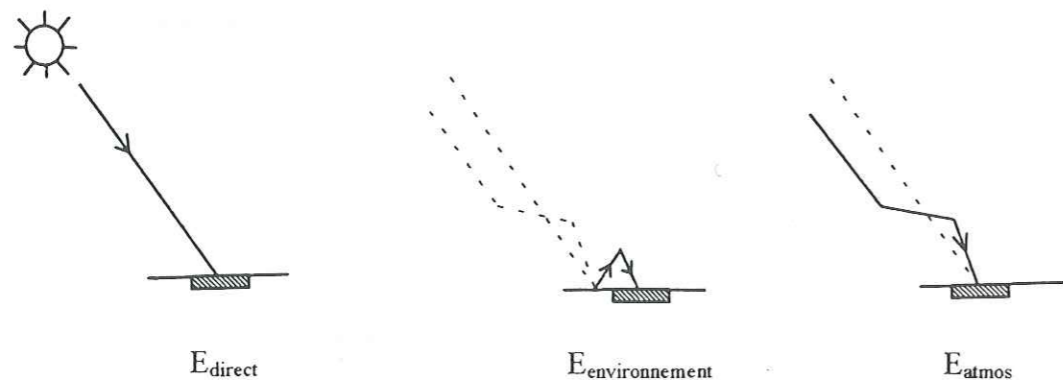


Figure III.2 : les différentes composantes de l'éclairement total reçu par une surface.

¹ particule élémentaire d'énergie ($E=hv$, où E est l'énergie, v est la fréquence du rayonnement et $h=6.626 \times 10^{-34}$ J.s⁻¹ est la constante de Planck. Notons que l'énergie d'un photon est d'autant plus grande que v est élevée.

De la même manière, une luminance L_{TOA} ² mesurée par un capteur à bord d'un satellite, c'est-à-dire au sommet de l'atmosphère intègre la partie d'énergie solaire incidente diffusée par les particules atmosphériques directement en direction du capteur L_{atmos} , la partie réfléchi par une autre surface puis diffusée dans l'atmosphère en direction du capteur $L_{environnement}$ et enfin celle qui provient directement de la cible mesurée L_{cible} .

$$L_{TOA} = L_{cible} + L_{atmos} + L_{environnement} \quad (III.2)$$

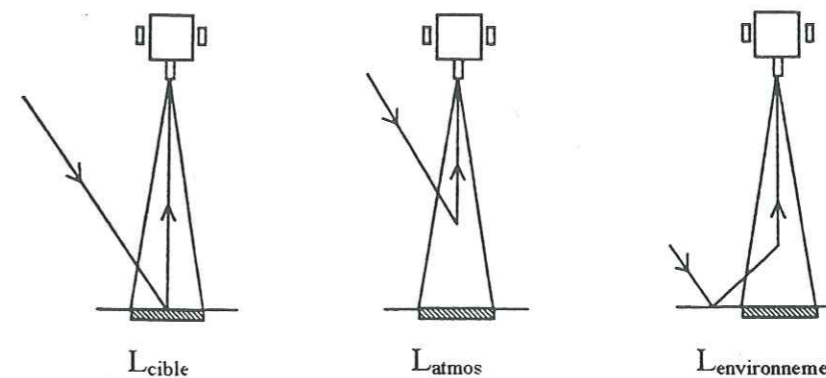


Figure III.3 : les différentes composantes d'une luminance mesurée depuis un satellite.

Les mesures satellitales intègrent donc tous les phénomènes perturbateurs liés à l'atmosphère. Une interprétation directe de ces mesures amènerait à prêter à la surface observée, des caractéristiques quelque peu erronées. Il est donc nécessaire d'estimer la grandeur des perturbations atmosphériques pour chaque mesure satellitale, afin de définir la mesure au sol équivalente. Bien entendu, ces perturbations dépendent d'un type d'atmosphère, c'est-à-dire des concentrations en molécules de gaz (relativement constantes à l'exception de l'ozone et de l'eau) et en aérosols dont les concentrations changent d'un endroit à un autre et d'un moment à un autre, dans les basses couches de l'atmosphère (par exemple les poussières) ainsi que des profils verticaux de température, pression, concentration en vapeur d'eau et en ozone..., mais elles sont aussi étroitement dépendantes de la distance parcourue par le rayonnement dans l'atmosphère. En outre, ces perturbations affectent aussi bien le rayonnement incident que le rayonnement réfléchi. Les angles de visée et d'éclairement incident ont donc une forte influence sur le résultat des mesures satellitales.

² TOA est l'abréviation anglaise pour «Top Of Atmosphere» qui signifie en français sommet de l'atmosphère.

III.3 L'apport d'un modèle de transfert radiatif, « 6S »

Un modèle de transfert radiatif, « 6S »³ (Vermote et al., 1997a) (Vermote et al., 1997b), développé par le LOA, permet d'estimer, à partir d'une mesure au sol, la valeur de la mesure obtenue par un capteur aéroporté à une altitude connue. Parmi les paramètres d'entrée à fournir à ce modèle, on trouve :

- ✓ les angles relatifs à la géométrie de la mesure
- ✓ le type d'atmosphère (« tropical », « moyenne latitude en été », « moyenne latitude en hiver », « sub-arctique en été », « sub-arctique en hiver » ou « sans absorption »)
- ✓ le type d'aérosols (« urbains », « océaniques », « désertiques », « continentaux », « stratosphériques », « de biomasse », « sans aérosols » ou défini par l'utilisateur)
- ✓ la visibilité, c'est-à-dire indirectement l'épaisseur optique des aérosols
- ✓ les altitudes du capteur et de la surface mesurée
- ✓ la bande spectrale de la mesure que l'on peut choisir identique à celle d'un capteur aéroporté, équivalent à un filtre parfait, réduite à une seule longueur d'onde ou complètement définie par l'utilisateur avec un pas d'échantillonnage de 2.5 nm
- ✓ Le type de surface (homogène ou non) et sa réflectance ρ_s si la cible est lambertienne

En sortie, le modèle 6S fournit notamment :

- ✓ les valeurs (intégrées sur la fenêtre spectrale) de réflectance et de luminance apparentes au niveau du capteur L_{TOA}
- ✓ les composantes L_{atmos} , L_{cible} et $L_{environnement}$ intervenant dans la mesure de L_{TOA}
- ✓ Les composantes E_{direct} , E_{atmos} et $E_{environnement}$ de l'éclairement total E_{total} de la surface analysée.
- ✓ Les coefficients de transmission de Rayleigh $T_{R\downarrow}$ pour la traversée descendante de l'atmosphère par le rayonnement incident et $T_{R\uparrow}$ pour la traversée ascendante en direction du capteur
- ✓ Les coefficients de transmission gazeuse ascendante $T_{g\downarrow}$ et descendante $T_{g\uparrow}$ des principaux gaz absorbants
- ✓ L'épaisseur optique des aérosols τ_A , l'épaisseur optique moléculaire τ_R , atmosphérique τ

³ Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum

- ✓ L'albédo sphérique de l'atmosphère S et la réflectance atmosphérique propre ρ_{R+A}

La réflectance bidirectionnelle d'une surface homogène (i.e. sans effet d'environnement) ρ_{TOA} mesurée par un satellite au sommet de l'atmosphère peut s'écrire de la manière suivante (Vermote et al., 1997a) :

$$\rho_{TOA}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v) = T_g(\theta_s, \theta_v) \left[\rho_{R+A} + T_{R\downarrow}(\theta_s) T_{R\uparrow}(\theta_v) \frac{\rho_s}{1 - S \rho_s} \right] \quad (III.3)$$

où T_g est le coefficient de transmission gazeuse totale égale au produit des coefficients ascendants et descendants ($T_{g\downarrow} T_{g\uparrow}$).

III.4 L'inversion de « 6S » dans un cadre particulier appliqué à l'Antarctique

D'après (III.3), la réflectance bidirectionnelle de surface s'exprime en fonction de la réflectance bidirectionnelle mesurée au sommet de l'atmosphère par la relation :

$$\rho_s = \frac{\left[\frac{\rho_{TOA}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{T_g(\theta_s, \theta_v)} - \rho_{R+A} \right]}{T_{R\downarrow}(\theta_s) T_{R\uparrow}(\theta_v)} \quad (III.4)$$

$$1 + S \cdot \left[\frac{\left[\frac{\rho_{TOA}(\theta_s, \theta_v, \phi_s - \phi_v)}{T_g(\theta_s, \theta_v)} - \rho_{R+A} \right]}{T_{R\downarrow}(\theta_s) T_{R\uparrow}(\theta_v)} \right]$$

L'inversion de 6S permet donc de déterminer la valeur de réflectance d'une surface à partir de la mesure satellitale. Toutefois, dans le cadre de l'étude entreprise sur l'Antarctique au cours de ma thèse, quelques aménagements ont été mis en place soit par des hypothèses posées avant l'utilisation de 6S soit par l'ajout de certaines options dans la version de 6S que je détenais.

Tout d'abord, aux types d'atmosphère prédéfinis dans 6S, j'ai ajouté deux profils verticaux atmosphériques (figure III.4) de température, pression, concentration d'ozone et vapeur d'eau. Ces deux nouveaux types correspondant aux atmosphères « arctique d'hiver » et « arctique d'été » proviennent d'un autre modèle de transfert radiatif, « Streamer », développé par Jeff Key (Key, 1996). Ils ont été établis à partir de radiosondages réalisés sur plusieurs dizaines de sites en Arctique. Pour réaliser mon étude, j'ai toujours utilisé le type

« arctique d'hiver » parce qu'il est celui qui représente le mieux les conditions climatiques de la calotte Antarctique et que les rares profils atmosphériques en Antarctique sont mal échantillonnés.

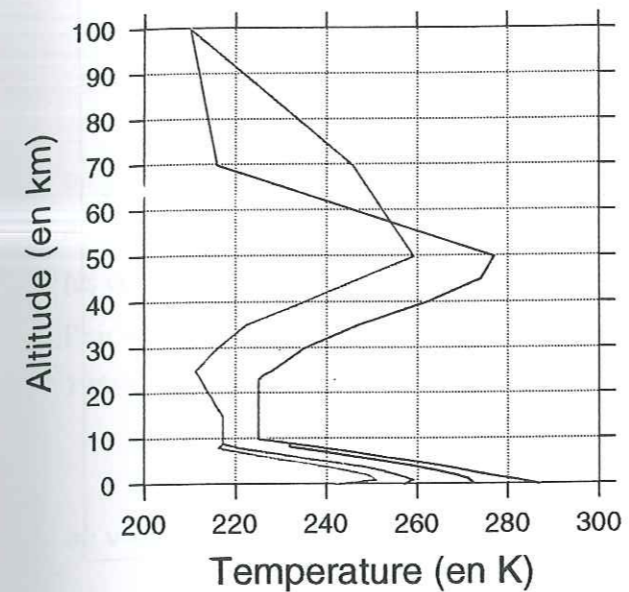
J'ai également inséré tous les filtres des canaux spectraux des instruments POLDER et ATSR-2 (absent de la version 6S 4.0) de manière à pouvoir analyser leurs données. Dans la version 4.1 que j'ai obtenue ultérieurement, les bandes de POLDER sont prédéfinies mais une comparaison des résultats pour différents cas de figure n'a révélé aucun écart sensible entre la version 4.0 modifiée par mes soins et la version 4.1.

Deux hypothèses ont été formulées avant d'inverser 6S en développant mes propres routines :

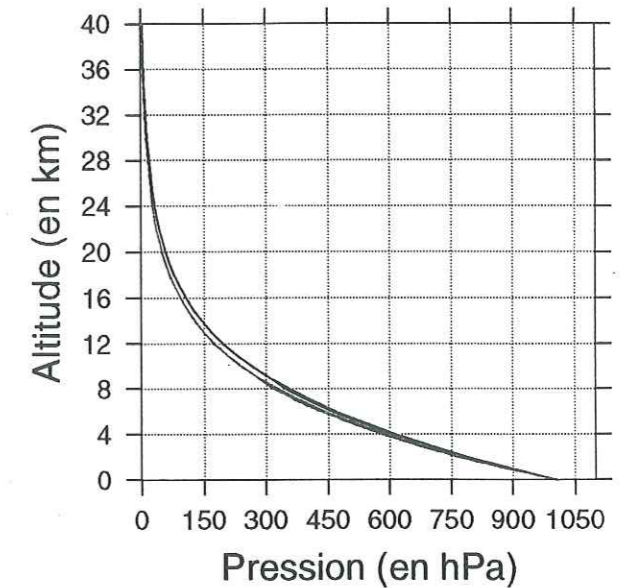
- l'atmosphère antarctique ne contient pas d'aérosols. Cette affirmation si elle quasiment vérifiée à l'intérieur du continent antarctique (*Dutton and Christy, 1992*), ne l'est pas complètement en zone côtière (*Deuzé et al., 1992*) et la preuve en est d'ailleurs donnée dans les paragraphes concernant la détection des nuages. Cependant, il faut admettre que globalement, cette hypothèse ne nous pousse pas à commettre de graves erreurs sur les déterminations des réflectances bidirectionnelles de la neige polaire. En outre, les observations relatives aux aérosols sont très rares et éparses.
- la neige de la calotte polaire est considérée comme une surface lambertienne de manière à pouvoir déterminer la réflectance bidirectionnelle de surface ρ_s par l'équation (III.4). Les valeurs obtenues nous montreront le réel comportement diffusant de la neige, non lambertien.

Les calculs effectués par 6S⁴ ne sont précis que dans la limite de l'approximation de l'atmosphère plan parallèle c'est-à-dire pour des angles zénithaux inférieurs à 75° (*Vermeulen, communication personnelle*). Dans le cadre d'une étude sur l'Antarctique, l'utilisation de 6S à partir des données POLDER, sera nécessairement limitée à des angles solaires zénithaux inférieurs à 75° (d'après les caractéristiques de l'instrument POLDER). Comme 6S était le seul modèle de transfert à ma disposition, durant ces trois années, c'est celui que j'ai utilisé et qui fut ma référence. On trouve dans la littérature des utilisations de 6S en région polaire (*Nolin and Stroeve, 1997*) (*Stroeve et al., 1997*).

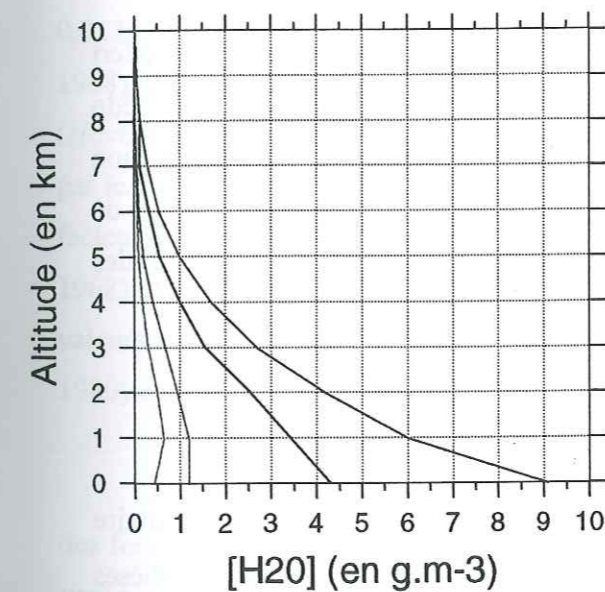
⁴ Contrairement à 5S, les réflectances et les facteurs de transmissions moléculaires, ne sont plus calculés en utilisant l'approximation de diffusion simple linéaire qui devient moins juste pour des grands angles zénithaux (*Vermeulen et al., 1997a*). Ce biais qui, en terme de réflectance, pouvait représenter quelques 0.01 (unité de réflectance) était toutefois relativement plus faible pour des surfaces à forts albédos comme la neige.



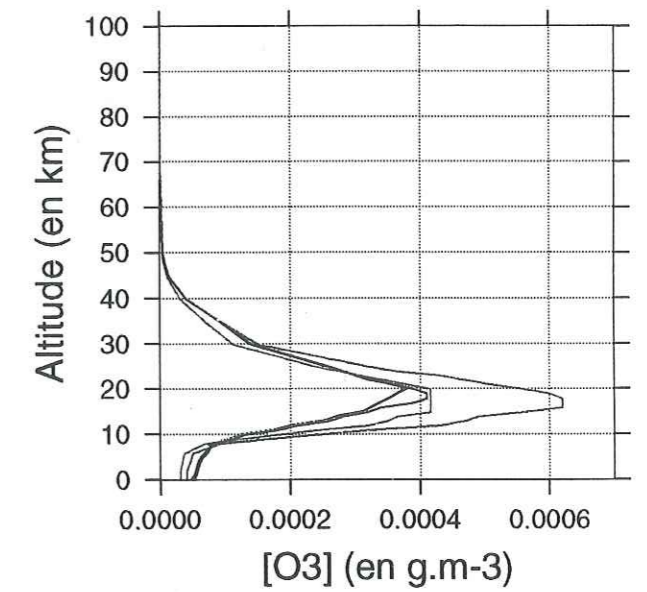
a) Profils verticaux de température



b) Profils verticaux de pression



c) Profils verticaux de densité de vapeur d'eau



d) Profils verticaux de densité d'ozone

Figure III.4 : profils verticaux de température (en K) (a), de pression (en hPa) (b), de concentration de vapeur d'eau (en g.m⁻³) (c), de concentration d'ozone (en g.m⁻³) (d) pour les types d'atmosphère « arctique d'été » (en noir), « arctique d'hiver » (en vert), « sub-arctique d'été » (en bleu) et « sub-arctique d'hiver » (en rouge), en fonction de l'altitude (en km).

Inverser le modèle 6S a consisté à développer des routines simples permettant de retrouver rapidement la valeur de réflectance du sol ρ_s , paramètre d'entrée du modèle direct, à partir de la valeur de réflectance bidirectionnelle estimée au niveau du satellite ρ_{TOA} , résultat issu du modèle direct 6S (Fig. III.5).

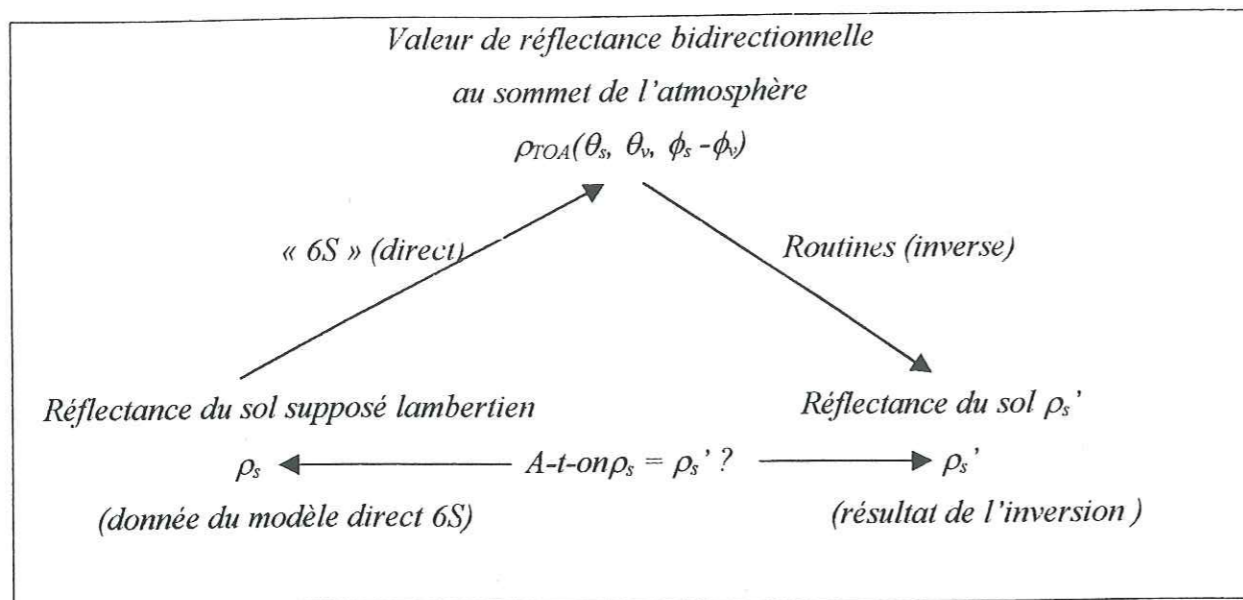


Figure III.5 : Schéma illustrant le processus d'inversion du modèle 6S. D'une inversion parfaite résulterait l'égalité $\rho_s = \rho_s'$.

L'inversion de 6S, d'après l'équation (III.4), pour prendre en compte le transfert atmosphérique, nécessite de déterminer l'épaisseur optique atmosphérique, l'albédo sphérique, la réflectance atmosphérique propre et les différents coefficients de transmission par les gaz absorbants et par les molécules et aérosols diffusants. Il convient donc de paramétriser simplement ces grandeurs en fonction de la longueur d'onde, de l'altitude, des angles solaires et de visée.

II.4.1 L'épaisseur optique atmosphérique

L'épaisseur optique atmosphérique τ est la somme de l'épaisseur optique moléculaire τ_R et de l'épaisseur optique des aérosols τ_A . Dans le cadre défini par les hypothèses précédentes, τ_A est nulle. τ ne dépend que de l'altitude du sol et de la longueur d'onde à laquelle se fait la mesure. L'épaisseur optique moléculaire τ_R pour une longueur d'onde λ donnée vaut :

$$\tau_R = \int_0^\infty \beta_\lambda(z) dz \quad (III.5)$$

où $\beta_\lambda(z)$ est le coefficient d'extinction moléculaire à l'altitude z et pour la longueur d'onde λ . On peut l'obtenir par la relation

$$\beta_\lambda(z) = \sigma_\lambda \cdot N_r(z) \cdot 10^5 \quad (III.6)$$

avec $N_r(z)$ représentant le nombre de molécules par cm^3 présentes à l'altitude z et σ_λ , le coefficient d'extinction :

$$\sigma_\lambda = \frac{8\pi^3(n_s^2 - 1)^2}{3\lambda^4 N_s^2} \cdot \frac{6 + 3\delta}{6 - 7\delta} \quad (III.7)$$

$$N_r(z) = N_s \cdot \frac{P(z)}{1013.25} \cdot \frac{273.15}{T(z)} \quad (III.8)$$

où $P(z)$ et $T(z)$ sont respectivement la pression et la température à l'altitude z . Rappelons que n_s est l'indice de réfraction de l'air et que N_s est la densité moléculaire à l'altitude $z=0$ dans les conditions standards de température et de pression. δ est le facteur de dépolarisation pour l'air sec. L'indice de réfraction de l'air n_s est calculé à partir de la formule de Edlen (Edlen, 1966), largement admise par rapport à d'autres :

$$(n_s - 1) \cdot 10^8 = 8342.13 + \frac{2406030}{130 - \nu^2} + \frac{15997}{38.9 - \nu^2} \quad (III.9)$$

où ν est la fréquence en cm^{-1} .

Les constantes utiles valent $N_s = 2.54143 \cdot 10^{19}$ et $\delta = 0.0279$ (Young, 1980).

Il est possible de rencontrer d'autres valeurs du facteur de dépolarisation δ dans la littérature : 0.0139 (Hoyt, 1977), 0.0095 (Fröhlich and Shaw, 1980), 0.035 (Penndorf, 1957) (Eltermann, 1968), 0.0429 (Volkman, 1935), 0.0295 (Kasten, 1968). Cependant, les valeurs établies dans (Hoyt, 1977) et (Fröhlich and Shaw, 1980) ne tiennent pas compte de la diffusion inélastique par les molécules produite par effet Raman⁵ et donc, ne correspondent pas complètement au facteur de dépolarisation réel (Bucholtz, 1995). Les mesures de (Penndorf, 1957) (Eltermann, 1968) et (Volkman, 1935) sont, quant à elles, reconnues comme étant trop fortes. Des deux valeurs voisines de (Kasten, 1968) et (Young, 1980), il convient de choisir celle de (Young, 1980) établie à partir de mesures plus récentes.

Un grand nombre d'ajustements numériques pour le calcul de l'épaisseur optique par des fonctions simples ont été établis (les longueurs d'onde sont à chaque fois exprimées en μm) :

$$\tau_R = 0.008735 \cdot \lambda^{-4.08} \quad (Leckner, 1978) \quad (III.10)$$

$$\tau_R = 0.00879 \cdot \lambda^{-4.09} \quad (Moller, 1957) \quad (III.11)$$

$$\tau_R = 0.0088 \cdot \lambda^{(-4.15 + 0.2 \cdot \lambda)} \quad (Margraff and Griggs, 1969) \quad (III.12)$$

$$\tau_R = 0.00838 \cdot \lambda^\alpha \quad (Fröhlich and Shaw, 1980) \quad (III.13)$$

avec $\alpha = -3.916 - 0.074 \cdot \lambda - 0.05 \cdot \lambda^{-1}$

$$\tau_R = \lambda^{-4} \cdot (115.6406 - 1.3366 \cdot \lambda^{-2})^{-1} \quad (Kneizys et al., 1980) \quad (III.14)$$

$$\tau_R = 0.008569 \cdot \lambda^{-4} \cdot (1 + 0.0113 \cdot \lambda^{-2} + 0.00013 \cdot \lambda^{-4}) \quad (\text{Hansen and Travis, 1974}) \quad (\text{III.15})$$

Pour déterminer l'épaisseur optique moléculaire d'une atmosphère de type « arctique d'hiver » j'ai cherché une fonction simple, dépendant de l'altitude et de la longueur d'onde qui approchait les valeurs calculées par 6S. Pour ce faire, j'ai utilisé les résultats des calculs des épaisseurs optiques moléculaires du modèle 6S direct, pour les 9 bandes spectrales de l'instrument POLDER et 4 d'ATSR-2 et pour 9 altitudes du sol variant de 0 à 4000 mètres (par pas de 500 m). D'abord, j'ai testé les formules de (Frölich and Shaw, 1980), (Hansen and Travis, 1974) pour calculer l'épaisseur optique au niveau de la mer. Ensuite, j'ai comparé les valeurs d'épaisseurs optiques à 0 mètre d'altitude $\tau_R(0)$ données par une formule du type de (Frölich and Shaw, 1980) mais avec de nouveaux coefficients (III.16) déterminés à partir des valeurs de 6S :

$$\tau_R(0) = 0.008971 \cdot \lambda^{-4.0027} \quad (\text{III.16})$$

J'ai enfin cherché une expression de l'épaisseur optique atmosphérique $\tau_\lambda(z)$ (purement moléculaire) pour la longueur d'onde λ (exprimée en μm) et l'altitude z (exprimée en m) de forme semblable à (Hansen and Travis, 1974), plus proche des valeurs de 6S que toutes les autres :

$$\tau_\lambda(z) = [A \cdot \lambda^{-4} (1 + B \cdot \lambda^{-2} + C \cdot \lambda^{-4})] \cdot e^{-D \cdot z} \quad (\text{III.17})$$

Pour déterminer les coefficients A, B et C, j'ai résolu le système d'équations établi à partir des valeurs des épaisseurs optiques calculées par 6S pour l'altitude 0 mètre, pour les longueurs d'onde centrales des bandes POLDER 443, 670 et 865 nm. J'ai ainsi obtenu les valeurs suivantes :

$$A = 0.009331 \quad ; \quad B = -0.031637 \quad ; \quad C = 0.005404$$

La détermination de D, en fonction des valeurs de τ à différentes altitudes, par la méthode des moindres carrés a donné :

$$D = 0.0001354$$

Les figures III.6, III.7 et III.8 montrent les écarts, respectivement à 490, 670 et 865 nm (longueurs d'onde centrales des bandes spectrales de l'instrument POLDER qui nous intéresseront directement, par la suite) entre les valeurs calculées par les routines que j'ai développées pour l'inversion de 6S et celles fournies par le modèle direct. Les graphes concernant les épaisseurs optiques (en haut à gauche) représentent les écarts de valeurs pour 9

⁵ la fréquence de la lumière incidente est différente de la fréquence de la lumière diffusée car une partie de la lumière incidente excite la molécule ou l'atome à l'origine de la diffusion

altitudes comprises entre 0 et 4000 m (par pas de 500 m). L'écart le plus faible est de 0.1422% (à 490 nm) tandis qu'il atteint 0.3114% à 670 nm.

III.4.2 Le coefficient de transmission par les gaz absorbants

L'absorption du rayonnement solaire incident ou réfléchi dans l'atmosphère est principalement due aux molécules d'oxygène O_2 , d'ozone O_3 , de vapeur d'eau H_2O , de gaz carbonique CO_2 , de méthane CH_4 , et d'oxyde d'azote N_2O . Dans le modèle 6S, on suppose O_2 , CO_2 , CH_4 et N_2O uniformément mélangés dans l'atmosphère à des concentrations constantes. Les profils de concentration d'eau et d'ozone, quant à eux, varient suivant la saison et la localisation géographique de la région étudiée. En clair, ils servent à définir un type d'atmosphère au modèle. Dans le spectre solaire, des bandes spectrales ont été mises en évidence où ce phénomène d'atténuation du signal, par absorption, est causée par l'une ou l'autre de ces molécules (Fig. III.1). En dehors, l'absorption est très faible et l'on peut dire que l'atmosphère y est « transparente » au rayonnement solaire. C'est pour cette raison que ces fenêtres spectrales sont utilisées par la plupart des détecteurs optiques et moyen infrarouge. Le coefficient de transmission gazeuse dépend donc fortement de la longueur d'onde de la mesure. Il sera très proche de 1 en dehors des bandes d'absorption des différentes molécules incriminées dans ce phénomène et diminuera vers 0, à l'intérieur d'une de ces bandes. Un coefficient égal à 0 signifie que la totalité du rayonnement est absorbée par l'atmosphère traversée avant d'atteindre le sol, c'est-à-dire que l'atmosphère est opaque, à la longueur d'onde de la mesure, au rayonnement solaire. Dans le visible et le proche infrarouge, ce seuil n'est jamais atteint.

Bien entendu, le coefficient de transmission gazeuse dépend aussi de la longueur du trajet du rayonnement dans l'atmosphère, c'est-à-dire des angles zénithaux d'incidence et de visée et de l'altitude de la surface observée. Pour un angle zénithal grand, le rayonnement incident ou réfléchi traverse une épaisse couche d'atmosphère et l'absorption augmente avec la quantité de molécules absorbantes rencontrées.

Longueur d'onde : 490 nm

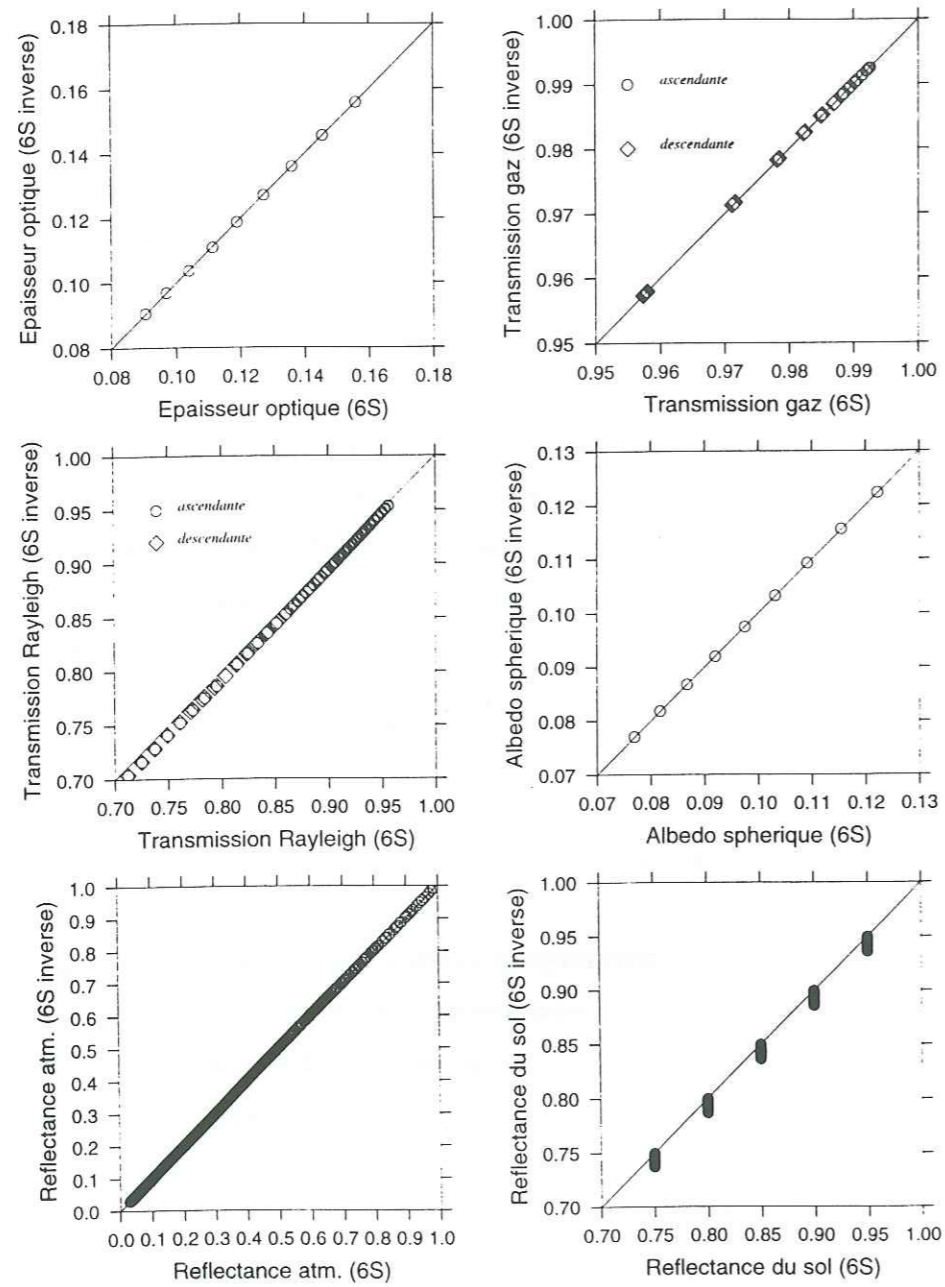


Figure III.6 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 490 nm.

Longueur d'onde : 670 nm

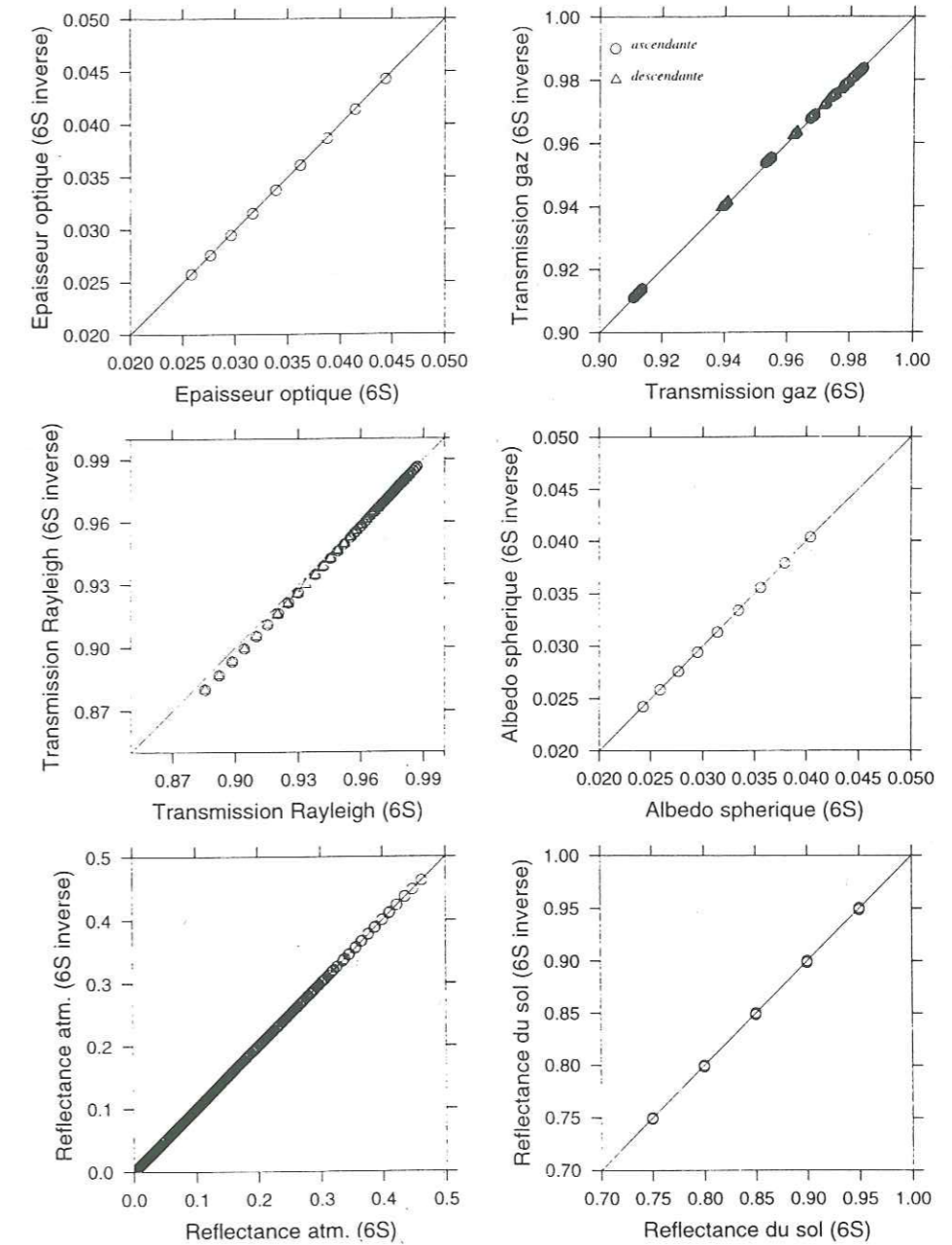


Figure III.7 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 670 nm.

Longueur d'onde : 865 nm

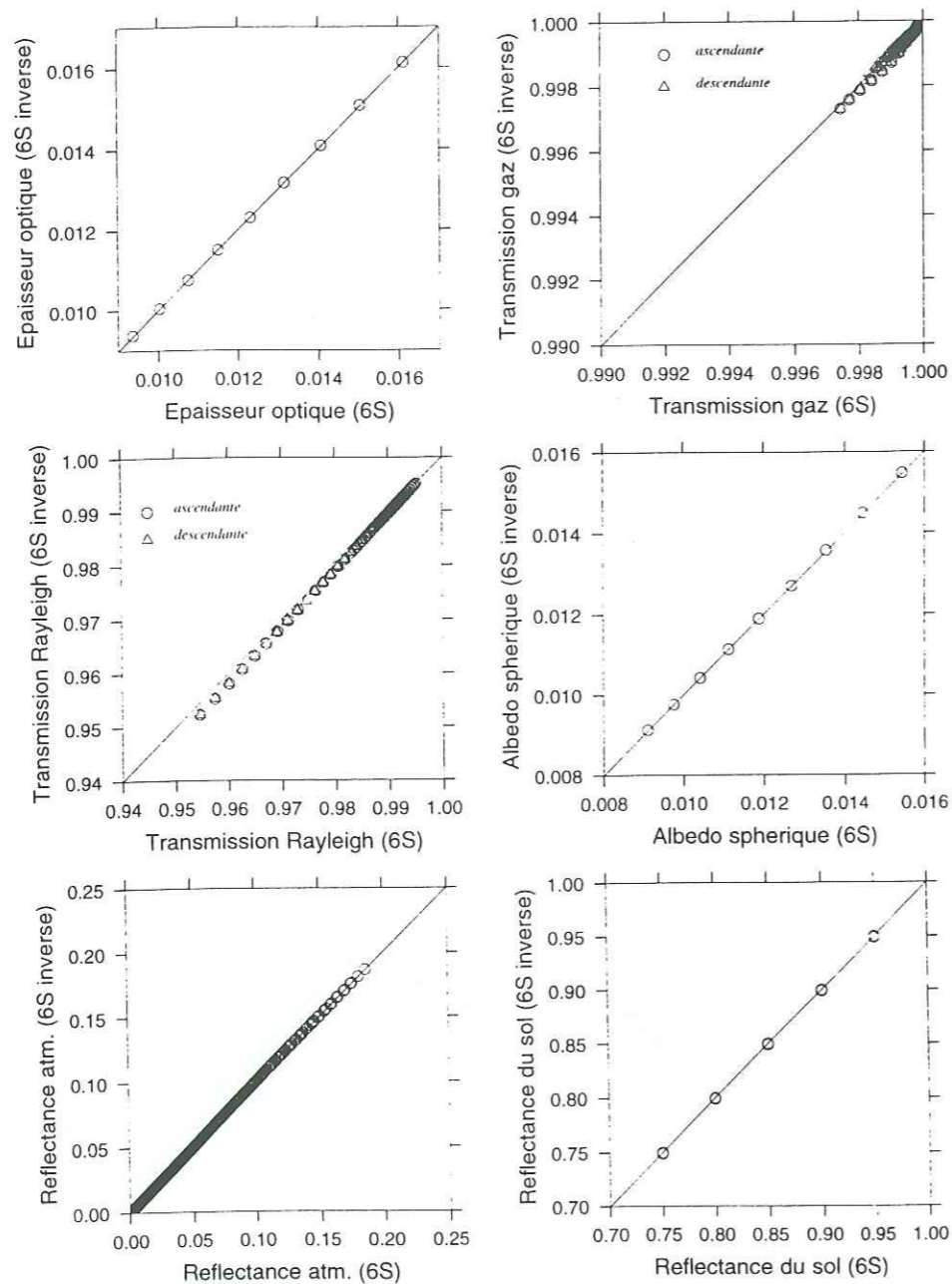


Figure III.8 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 865 nm.

Comme les mesures de réflectance par satellite sont bidirectionnelles, il est nécessaire de calculer deux coefficients de transmission gazeuse, descendante $T_{g\downarrow}$ (concernant l'absorption du rayonnement solaire incident) et ascendante $T_{g\uparrow}$ (concernant le rayonnement solaire réfléchi en direction du capteur). $T_{g\downarrow}$ dépend donc de l'angle solaire zénithal θ_s et $T_{g\uparrow}$, de l'angle zénithal de visée θ_v . L'utilisation du modèle 6S a permis de fournir les valeurs de ces coefficients pour 9 altitudes (de 0 à 4000 m par pas de 500 m) et 17 valeurs d'angle zénithal (de 0 à 80° par pas de 5°). J'ai alors cherché une relation liant $T_{g\downarrow}$ à la variable $\mu_s = \cos(\theta_s)$ de la forme :

$$T_{g\downarrow}(\lambda, z, \theta_s) = A(z) \cdot \mu_s^{-2} + B(z) \cdot \mu_s^{-1} + C(z) \quad (III.18)$$

où $A(z)$, $B(z)$ et $C(z)$ sont des fonctions linéaires de l'altitude (exprimée en km). On a

$$Y(z) = Y_1 \cdot z + Y_0 \quad (III.19)$$

où Y représente A , B ou C .

De la même manière, on définit $T_{g\uparrow}$ en fonction de $\mu_v = \cos(\theta_v)$ où θ_v est l'angle zénithal de visée. Les coefficients trouvés sont regroupés dans la table III.1.

L'écart des coefficients de transmission gazeuse (ascendante ou descendante) obtenus par cette méthode avec ceux obtenus directement par 6S, pour différents angles zénithaux et différentes altitudes, varie de 0.0178% (pour la bande 490 nm) à 0.08% (pour la bande à 670 nm) (Fig. III.6, III.7, III.8).

		Coefficients (ex : $-7.8 \text{ e-4} = -7,8 \cdot 10^{-4}$)					
		A_0	A_1	B_0	B_1	C_0	C_1
Bandes spectrales POLDER	443 nm	0	0	-9.584 e-4	4.03125 e-6	1	0
	490 nm	0	0	-7.3868 e-3	3.0 e-5	0.99979	0
	565 nm	0	0	-3.2688 e-2	1.5125 e-4	0.99554	4.5 e-5
	670 nm	0	0	-1.5089 e-2	1.09167 e-4	0.9978967	1.225 e-4
	763 nm	$7,915 \text{ e-3}$	-6.486 e-4	-9.7912 e-2	6.3275 e-3	0.81465	1.9775 e-2
	765 nm	$2,154 \text{ e-3}$	-1.766 e-4	-2.8172 e-2	1.7925 e-3	0.94955	5.39 e-3
	865 nm	0	0	-4.465 e-4	9.33417 e-5	0.99987	3.0 e-5
	910 nm	$1,9065 \text{ e-3}$	-4.2915 e-4	-3.632 e-2	7.40385 e-3	0.9925	1.81 e-3
Bandes spectrales ATSR-2	550 nm	0	0	-2.8611 e-2	1.0725 e-4	0.99665	2.75 e-5
	660 nm	0	0	-1.9194 e-2	2.355 e-4	0.99849	5.25 e-5
	870 nm	0	0	-9.53 e-5	2.0325 e-5	1	0
	1615 nm	$6,964 \text{ e-4}$	-7.71 e-5	-1.4735 e-2	1.56275 e-3	0.99648	3.85 e-4

Table III.1 : Coefficients des fonctions linéaires de l'altitude z (en km) permettant de déterminer le coefficient de transmission gazeuse pour une atmosphère de type « arctique d'hiver » pour la bande spectrale voulue.

III.4.3 Le coefficient de transmission « Rayleigh » par les particules diffusantes

Les molécules présentes dans l'atmosphère peuvent atténuer le rayonnement solaire incident ou réfléchi par une surface, en le diffusant, c'est-à-dire en le déviant partiellement dans une direction différente. L'angle formé entre la direction d'incidence et la direction dans laquelle le rayonnement a été diffusé (dévié), par une molécule, s'appelle l'angle de phase ou angle de diffusion. La fonction de phase d'un diffuseur représente la distribution de l'ensemble des directions dans lesquelles le diffuseur va dévier le rayonnement. La diffusion de Rayleigh qui concerne les très petites particules par rapport à la longueur d'onde du rayonnement est une loi en λ^{-4} , c'est-à-dire qu'elle est nettement prédominante aux petites longueurs d'onde.

Dans le cas d'une atmosphère sans aérosols, le coefficient de transmission Rayleigh T_R s'écrit de la manière suivante (Vermote et al., 1997b) :

$$T_R(\mu) = \frac{\left[\left(\frac{2}{3} + \mu\right) + \left(\frac{2}{3} - \mu\right)e^{-\frac{\tau_R}{\mu}}\right]}{\left(\frac{4}{3} + \tau_R\right)} \quad (III.20)$$

où $\mu = \cos(\theta)$ avec θ , l'angle zénithal solaire θ_s pour le coefficient de transmission Rayleigh descendant $T_{R\downarrow}$ ou l'angle zénithal de visée θ_v pour le coefficient ascendant $T_{R\uparrow}$. τ_R est l'épaisseur optique moléculaire. Néanmoins, en utilisant la formule (III.20), un biais existe entre les valeurs issues de 6S et les valeurs obtenues par mes propres routines qui provient vraisemblablement d'un petit problème d'interpolation dans le code de 6S entre 0.4 et 0.488 μm lors du calcul des propriétés optiques de l'atmosphère sélectionnée. Ce problème devrait être résolu dans une prochaine version de 6S. Comme les valeurs issues de la version 4.0 de 6S sont mes seules références, une correction du coefficient de transmission Rayleigh a donc été nécessaire pour réduire ce biais. Une valeur $T_{R'}$, plus proche de celle de 6S, a pu être trouvée en analysant les écarts comme fonctions de T_R :

$$T_{R'} = T_R - [-0.2002 \cdot (T_R)^2 + 0.3115 \cdot T_R - 0.1115] \quad (III.21)$$

Les écarts observés entre $T_{R'}$ et le coefficient de transmission calculé par 6S, pour 9 altitudes différentes et 17 angles zénithaux différents représentent 1.1618% à 490 nm (où la diffusion est la plus importante), 0.6395% à 670 nm et 0.2322% à 865 nm.

III.4.4 L'albédo sphérique

L'albédo sphérique s , peut être obtenu par intégration de la fonction de transmission pour différentes directions d'incidence selon la formule adoptée par 6S (Vermote et al., 1997b) :

$$s = 1 - \int_0^1 \mu T_R(\mu) d\mu \quad (III.22)$$

De cette équation, il est possible d'exprimer s de la manière suivante :

$$s = \frac{1}{4 + 3\tau} [3\tau - 4E_3(\tau) + 6E_4(\tau)] \quad (III.23)$$

où $E_3(\tau)$ et $E_4(\tau)$ sont des intégrales exponentielles de la variable τ .

Une intégrale exponentielle $E_n(x)$ pour les réels positifs sont définis par (Chandrasekhar, 1960 - Appendix I) :

$$E_n(x) = \int_1^\infty e^{-xt} \frac{dt}{t^n} = \int_0^1 e^{-\frac{x}{\mu}} \mu^{n-1} \frac{d\mu}{\mu} \quad (III.24)$$

L'une des propriétés de ces intégrales est la suivante :

$$n.E_{n+1}(x) = e^{-x} - x.E_n(x) \quad (n \geq 1) \quad (III.25)$$

Sachant que l'on a :

$$E_1(x) = -\gamma - \log(x) + \int_0^x (1 - e^{-t}) \frac{dt}{t} \quad (III.26)$$

où γ est la constante d'Euler-Mascheroni (=0.5772156...). $E_1(x)$ admet un développement en série convergente pour x tendant vers 0 de la forme :

$$E_1(x) = -\gamma - \log(x) + \sum_{n=1}^\infty (-1)^{n-1} \frac{x^n}{n.n!} \quad (III.27)$$

Ainsi, l'albédo sphérique s , d'après l'équation (III.23), peut s'écrire par utilisation de (III.25) :

$$s = \frac{1}{4 + 3\tau} [3\tau + \tau e^{-\tau} - E_1(\tau)(\tau^3 + 2\tau^2) + \tau^2 e^{-\tau}] \quad (III.28)$$

qui devient en utilisant un développement limité à l'ordre 4, de la variable τ prenant des valeurs proches de 0, pour la fonction $e^{-\tau}$, selon la formule de Mc Laurin :

$$s = \frac{1}{4 + 3\tau} \left[4\tau + 2\tau^2(\gamma + \log(\tau)) + \tau^3 \left(-\frac{5}{2} + \gamma + \log(\tau) \right) \right] + o(\tau^4) \quad (III.29)$$

où $o(\tau^4)$ tend vers 0 lorsque τ tend vers 0.

Cette formule (III.29) permet d'estimer les valeurs d'albédo sphérique dont les écarts avec celles fournies par 6S n'excède pas 0.2637% (à 670 nm). (Fig. III.6, III.7, III.8)

III.4.5 La réflectance atmosphérique

Dans le cas d'une atmosphère purement moléculaire, comme celle que j'ai choisie pour représenter la réalité en Antarctique, la réflectance propre de l'atmosphère R_{atmos} peut être notée de la façon suivante (Bouffies, 1996) :

$$R_{atmos} = \frac{1}{4\mu_s\mu_v} \int_0^{P_{surf}} (\sigma_m H_m(\psi)) T(\mu_s, 0, P) T(\mu_v, 0, P) dP \quad (III.30)$$

où $T(\mu, 0, P)$ est la transmission atmosphérique directe du niveau de pression 0 (à l'altitude du satellite) au niveau de pression P_{surf} . On note H_m la fonction de phase moléculaire et ψ , l'angle de phase ou angle de diffusion. On détermine ψ en fonction de la géométrie d'observation par la relation :

$$\cos(\psi) = -\cos(\theta_s)\cos(\theta_v) - \sin(\theta_s)\sin(\theta_v)\cos(\phi_s - \phi_v) \quad (III.31)$$

D'après (Chandrasekhar, 1960), (Bucholtz, 1995) la fonction de phase moléculaire H_m dépend très peu des molécules et ne varie pas avec la longueur d'onde. En tenant compte de l'effet de l'anisotropie des molécules, on a :

$$H_m(\psi) = \frac{2(1-\delta)}{2+\delta} \frac{3}{4} (1 + \cos^2\psi) + \frac{3\delta}{2+\delta} \quad (III.32)$$

où δ est le facteur de dépolarisation cité en (III.7). Une formulation simplifiée de H_m s'écrit :

$$H_m(\psi) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2\psi) \quad (III.33)$$

La réflectance moléculaire sans absorption peut alors être exprimée en fonction de H_m , de la géométrie de l'observation et de l'épaisseur optique moléculaire τ_R calculée pour la pression standard P_0 (1013.25 hPa) à la fréquence $\nu_0 = 13080 \text{ cm}^{-1}$ (Bouffies, 1996). En effet, pour (Bucholtz, 1995), l'épaisseur optique moléculaire en un point est proportionnelle à la pression atmosphérique en ce point. On a alors :

$$R_{atmos} = \frac{\tau_R(\nu_0) H_m(\psi)}{4\mu_s\mu_v} \quad (III.34)$$

Pour le calcul de la réflectance atmosphérique, j'ai choisi d'utiliser la routine du modèle 6S.

III.4.6 Le rapport entre éclairage direct et éclairage diffus

La dernière procédure développée pour analyser les données de l'instrument POLDER sur la calotte polaire antarctique concerne les proportions d'éclairage diffus et direct dans l'éclairage total d'une surface. L'Antarctique n'est pas partout une surface plate. Nous disposons d'une topographie dont la résolution est de $1/30^{\text{ème}}$ de degré en latitude et en longitude, qui nous permet de déterminer l'orientation et la valeur de la pente d'un point

donné de la grille de référence POLDER. Pour un endroit où la pente n'est pas nulle, l'angle zénithal solaire θ_s ne représente pas localement l'angle que fait la direction du Soleil θ_{loc} avec la normale à la surface (Fig. III.9). Or, la restitution de la réflectance bidirectionnelle ρ_s de la neige d'un point donné de la calotte antarctique par une mesure POLDER selon la formule (III.4) a été faite avec la valeur de l'angle zénithal solaire θ_s , livrée pour chaque pixel de l'image, avec les données de niveau 1. Le problème réside dans le fait qu'en cet endroit de la calotte, la surface n'est peut-être pas plate et l'angle zénithal solaire local θ_{loc} qu'il aurait fallu utiliser diffère de θ_s . Notons toutefois que seul l'éclairage direct parvient à la surface avec un angle solaire θ_{loc} . Le calcul de la réflectance fait donc intervenir la part de rayonnement direct incident atteignant la surface avec un angle zénithal θ_{loc} et la part de rayonnement indirect ou diffus éclairant la cible sans direction privilégiée. Si l'on appelle la part de l'éclairage direct dans l'éclairage total (%dir) et (%diff) celle de l'éclairage diffus, on va corriger les effets liés à l'angle d'incidence local par la relation :

$$\rho_s' = \rho_s \frac{\cos(\theta_s)}{\cos(\theta_{loc})} (\%dir) + \rho_s (\%diff) \quad (III.35)$$

La part du flux solaire direct dans l'éclairage total d'une surface est compris entre 0 et 1 et s'écrit en fonction de l'albédo sphérique s , de la réflectance de l'environnement de la cible étudiée $\rho_{environnement}$, de l'épaisseur optique τ_R et du coefficient de transmission Rayleigh descendant $T_{R\downarrow}$:

$$\%dir = \frac{e^{-\frac{\tau_R}{\mu_s}} (1 - \rho_{environnement} s)}{T_{R\downarrow}} \quad (III.36)$$

Dans l'étude d'une surface enneigée entourée d'un environnement enneigé également, on peut prendre $\rho_{environnement} = \rho_s$. La part d'éclairage diffus est donc le complémentaire à 1 de (%dir) :

$$\%diff = 1 - \%dir \quad (III.37)$$



Figure III.9 : Schéma illustrant les différences entre les angles θ_s et θ_{loc} pour un sol non plat

III.4.7 La réflectance de surface

En utilisant la formule (III.4) qui permet en quelque sorte d'inverser le modèle 6S, il est possible de déterminer une réflectance de sol à partir d'une mesure faite par un satellite au sommet de l'atmosphère. Une comparaison des résultats issus des routines que j'ai développées avec les paramètres d'entrée du modèle 6S, selon le schéma de la figure III.4 a permis de juger de leur efficacité (Fig. III.6, III.7, III.8). Pour 9 altitudes (0, 500, 1000, ..., 4000 m), 9 angles solaires zénithaux (40, 45, ..., 80°), 9 angles de visée (0, 10, ..., 80°), 13 valeurs d'angle azimutal relatif ($|\phi_s - \phi_v|$) (0, 15, ..., 180°) et 5 réflectances de sol (0.75, 0.80, ..., 0.95) soient 47385 cas de figures, les comparaisons révèlent des écarts entre la valeur de réflectance de surface fournie au modèle direct et celle calculée par le modèle inverse de 1.5134% à 490 nm, de 0.1926% à 670 nm et de 0.1502% à 865 nm. Dans la suite de l'étude, seules les trois canaux POLDER centrés sur ces longueurs d'onde nous intéresseront directement lors des restitutions des FDRBs de la neige de la calotte polaire antarctique. En effet, il apparaît que l'incertitude la plus grande sur l'estimation des réflectances de surface se produit aux courtes où la diffusion de Rayleigh est dominante. Par conséquent, nous ne garderons pas les mesures de réflectance totale de la bande 443 nm. Cependant, afin d'en garder dans les plus courtes longueurs d'onde du visible, nous retiendrons celles à 490 nm déjà moins perturbées. Nous éliminerons également les mesures acquises dans les bandes centrées à 565nm (dans une faible bande d'absorption de l'ozone), à 763 et 765 nm (dans la première bande d'absorption de l'oxygène) qui ne nous serviront qu'à la discrimination entre neige et nuages et à 910 nm (dans une bande d'absorption de l'eau). Les canaux choisis (à 490nm, 670nm et 865nm) échantillonnent au mieux l'intervalle des longueurs d'onde dans lequel POLDER effectue des mesures de réflectances.

III.5 Conclusion

En développant des routines qui permettent d'inverser le modèle de transfert radiatif nommé 6S, il est possible d'estimer des mesures de réflectance au niveau du sol à partir de mesures effectuées par un satellite. Dans le cadre de notre étude des réflectances de la calotte polaire antarctique, l'atmosphère choisie est de type « arctique d'hiver » sans aérosols. Dans ces conditions, pour les trois bandes spectrales de POLDER centrées sur les longueurs d'onde 490, 670 et 865 nm, l'écart observé entre la valeur de réflectance du sol fixée dans le modèle direct 6S et la valeur issue de l'inversion selon la figure (III.5) n'excède pas 1.6% dans n'importe quelle situation.

Chapitre IV : La détection nuageuse

IV.1 Introduction.....	75
IV.2 La référence aux images AVHRR et ATSR-2.....	76
IV.3 La détection des nuages sur les images ATSR-2 et AVHRR.....	79
IV.3.1 L'élimination des nuages sur les images ATSR-2.....	79
IV.3.2 La détection nuageuse sur les images AVHRR.....	80
a) Détermination de la réflectance à 3.7 μm	82
b) Détermination des seuils de détection des nuages.....	83
IV.4 La détection nuageuse adaptée aux données POLDER de niveau 1.....	85
IV.4.1 Méthodologie.....	85
IV.4.2 Description des tests.....	85
a) Variabilité des réflectances bidirectionnelles.....	86
b) Estimation de la pression apparente « oxygène ».....	87
c) Estimation de la pression apparente « Rayleigh ».....	90
d) Pic de polarisation dans la direction de l'arc-en-ciel.....	94
IV.5 Efficacité des différents tests.....	95
IV.5.1 Intercomparaison des quatre tests.....	95
IV.5.2 Comparaison des masques de POLDER à ceux d'AVHRR et ATSR-2.....	98
IV.6 Identification des cirrus.....	101
IV.7 Comparaison avec la topographie.....	104
IV.8 Comparaison avec une image composite.....	105
IV.9 Conclusion.....	105

IV.1 Introduction

Depuis quelques années, un projet d'études approfondies sur la couverture nuageuse de la Terre (ISCCP¹) a été mis en place (Rossow and Schiffer, 1991). Il a pour but de mieux caractériser le type des nuages observés par satellite, leurs altitudes, leurs phases et leur propriétés optiques. Les mesures de l'instrument POLDER permettent d'en apporter des résultats complémentaires (Deschamps et al., 1994) (Buriez et al., 1997) (Leroy et al., 1997) (Goloub et al., 1994) (Goloub et al., 1997).

En ce qui concerne notre étude de la surface enneigée de la calotte polaire antarctique, il est nécessaire, avant toute restitution d'une fonction de distribution des réflectances bidirectionnelles (FDRB), d'éliminer tous les nuages des scènes POLDER étudiées car ils fausseraient nos restitutions des FDRBs de la neige et pourraient nous tromper sur les interprétations à en donner. Dans le domaine du visible, cette tâche est loin d'être facile parce que neige et nuage ont des signatures spectrales très voisines : ils présentent tous les deux des valeurs de réflectance très élevées et qu'ils sont quasiment blanc spectralement (Goloub et al., 1992). Dans l'infrarouge thermique, les deux types de surface peuvent avoir les mêmes températures apparentes ce qui ne facilite pas la discrimination. Un grand nombre d'algorithmes simples utilisés sur d'autres surfaces naturelles ne peuvent pas être appliqués à l'Antarctique. La variabilité spatiale et temporelle des luminances est souvent le seul espoir de différencier les nuages des surfaces enneigées : la constance temporelle des valeurs de luminance et une bonne homogénéité spatiale sont davantage caractéristiques de la neige au sol que de la présence de nuages (Bouffies, 1996).

Actuellement, au sein du groupe de personnes qui procèdent à la conception et à la validation des traitements des données POLDER de niveau 1 en produits de niveau 2 et 3 dits élaborés, personne n'est en mesure de fournir un algorithme de discrimination nuages / neige systématique, efficace et pleinement fiable sur la calotte polaire. La difficulté du problème réside dans le fait qu'aux longueurs d'onde où opère l'instrument POLDER, c'est-à-dire dans les domaines du visible et du proche infrarouge, la signature spectrale des nuages est très voisine de celle de la neige (Goloub et al., 1992).

¹ International Satellite Cloud Climatology Project

Plus que pour toute autre surface naturelle, les efforts à mettre en œuvre pour différencier un nuage de la calotte polaire antarctique sont importants. Deux attitudes sont possibles face à ce problème. Une première démarche consiste à ne pas discriminer les nuages de la neige qu'ils survolent en considérant que les signatures spectrales étant très voisines dans ces gammes de fréquences, les propriétés directionnelles des deux types de surface le sont aussi. Dans ces conditions, la mesure de FDRB de la neige, depuis un satellite, n'est pas altérée par la présence de nuages. Cependant, la rugosité de surface ne pourrait pas apparaître. Une deuxième démarche est donc préférable. Pour éliminer du mieux possible toutes les traces de nuages sur les images POLDER, tous les outils exploitables doivent être employés (Deschamps et al., 1994) (Bréon and Bouffiès, 1996) (Buriez et al., 1997) (Leroy et al., 1997) (Bréon and Colzy, submitted) notamment, l'utilisation des mesures de polarisation, très efficace pour détecter les nuages d'eau liquide (Goloub et al., 1994) (Goloub et al., 1997). En fin de compte, tous les nuages non détectés par aucun des tests de discrimination nuage / neige seront considérés comme des surfaces enneigées.

D'après ce qui est écrit ci-dessus, une simple analyse visuelle d'une image POLDER ne suffit pas à connaître précisément l'état de la couverture nuageuse (la quantité de nuages présents, leurs formes...). Cependant, il arrive parfois de distinguer certains nuages dont les réflectances sont plus variables que celles de la neige de la calotte polaire antarctique qu'il survole (Welch et al., 1990), sans doute à cause de leur surface plus mouvementée et donc parsemée de régions à l'ombre ou au soleil. Mais cette texture très inhomogène ne permet pas de rendre compte de la présence de tous les nuages. D'autres analyses sont donc faites sur les images POLDER, pour discerner un maximum de nuages et en établir un masque précis. Ces routines ont été élaborées de manière à fonctionner de façon autonome, c'est-à-dire sans autre source d'information que l'image POLDER traitée. Au préalable, il a naturellement fallu valider ces algorithmes.

IV.2 La référence aux images AVHRR et ATSR-2

Pour valider les différents tests de détection nuageuse appliqués aux images POLDER et déterminer leurs seuils, l'utilisation d'autres images satellitaires provenant des instruments AVHRR à bord des satellites américains de la NOAA et ATSR-2 du satellite européen ERS-2 fut nécessaire. La résolution de ces deux instruments est de 1 km au nadir ce qui permet, déjà,

de mieux cerner, sur l'image, les contours nuageux. De plus, les instruments AVHRR et ATSR-2 possèdent des canaux spectraux situés dans le moyen infrarouge et dans l'infrarouge thermique permettant d'exploiter d'autres moyens de discrimination neige / nuage qu'avec les canaux POLDER. A 1.6 μm , par exemple, longueur d'onde centrale d'un canal d'ATSR-2, la réflectance hémisphérique directionnelle² est d'autant plus grande que la taille des particules diffusantes est petite (Fig. IV.1) (Warren and Wiscombe, 1980). Or, les particules qui composent les nuages, cristaux de glace ou gouttelettes d'eau, ont souvent des tailles inférieures aux grains de neige situés au sol (Dozier, 1984). L'utilisation de ce canal est donc un bon outil pour différencier les nuages de la neige et mettre en évidence, notamment, la présence de cirrus constitués de très fines particules de glace.

L'analyse visuelle de ces images est très importante puisqu'elle a permis d'une part de reconnaître visuellement des structures de surface stables dans le temps facilitant la discrimination neige / nuage et d'autre part, de fixer les différentes valeurs de seuil utilisées dans les tests de détection nuageuse.

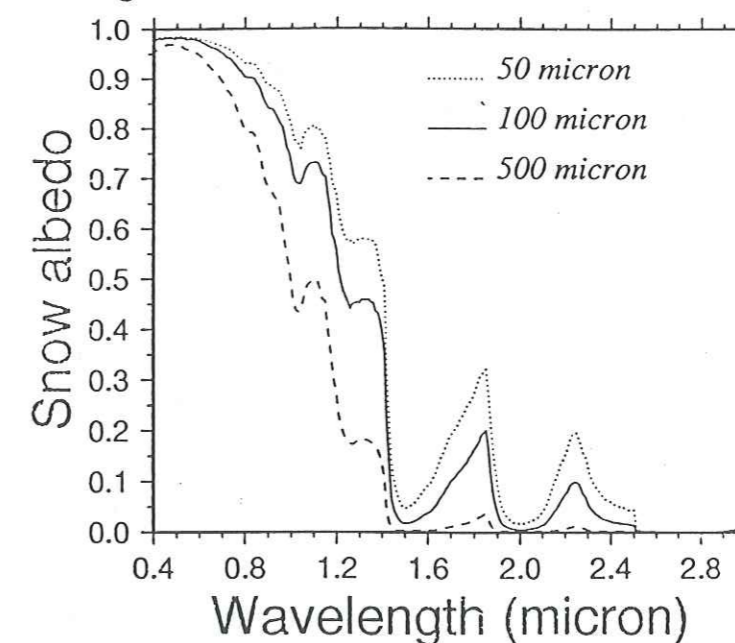


Figure IV.1 : Réflectance hémisphérique directionnelle en fonction de la longueur d'onde et de la taille (rayon exprimé en microns) des grains de neige pour une incidence solaire $\theta_s=40^\circ$.

La validation des différents algorithmes de détection et d'élimination des nuages sur la calotte polaire antarctique, vue par POLDER, a donc été faite par comparaison avec des images AVHRR et ATSR-2 acquises à moins d'une heure d'intervalle pour différentes dates du mois de novembre 1996, dans une région s'étalant de 115° à 145° de longitude est et de

² en anglais « spectral albedo »

65° à 76° de latitude sud : cette région inclue la Terre-Adélie pour laquelle le LGGE dispose de relativement nombreuses informations. Au total, ce sont 13 images qui ont servi de références (table IV.1).

Instrument	Jour de novembre 1996	Heure de début d'acquisition	Jour d'acquisition de la scène POLDER la plus proche	Heure UTC de début d'acquisition de cette scène POLDER	Numéro de l'orbite POLDER
AVHRR	4	20 : 19	4	20 : 42	3028
AVHRR	5	21 : 38	5	21 : 56	3043
AVHRR	6	21 : 16	6	21 : 29	3057
ATSR-2	6	23 : 37	6	23 : 11	3058
AVHRR	7	20 : 54	7	21 : 02	3071
ATSR-2	9	23 : 41	9	23 : 30	3101
ATSR-2	22	23 : 34	22	22 : 40	3286
ATSR-2	22	23 : 34	23	00 : 23	3287
AVHRR	26	20 : 39	26	20 : 54	3342
AVHRR	26	22 : 19	26	22 : 34	3343
AVHRR	27	20 : 16	27	20 : 27	3356
AVHRR	27	21 : 58	27	22 : 08	3357
ATSR-2	28	23 : 45	28	23 : 22	3372

Table IV.1 : Images AVHRR (de NOAA-12) et ATSR-2 comparées aux images POLDER pour la validation des tests d'élimination des nuages sur les scènes POLDER.

Une autre comparaison possible est d'examiner les observations de nébulosité relevées chaque jour par Météo-France, toutes les trois heures, de 0 heure UTC³ à 12 heures UTC, à la base côtière française de Dumont d'Urville pendant le mois de novembre 1996 (heure du fuseau de Dumont d'Urville = heure UTC + 9). Toutefois, un doute important réside dans la façon de faire la mesure de la couverture nuageuse en octas et dans sa représentativité statistique de l'ensemble du ciel de cette région à l'instant de la mesure. De plus, Dumont d'Urville se situe sur la côte tandis que la plupart du temps, nous étudions des régions plus avancées sur le plateau antarctique. D'autres observations ponctuelles de nébulosité faites le long de l'axe reliant la base Dumont d'Urville à celle de Dôme C, à la fin du mois de novembre 1996 et au début du mois de décembre (IFRTP⁴, communication personnelle) peuvent également nous renseigner. Mais là encore, une certaine imprécision est directement liée à la mesure et à son aspect très local et ponctuel.

³ Universal Time Coordinated

⁴ Institut Français pour la Recherche en Technologie Polaire

IV.3 Détection des nuages sur les images ATSR-2 et AVHRR

IV.3.1 L'élimination des nuages sur les images ATSR-2

Les tests mis en place pour réaliser la détection des nuages sur les images d'ATSR-2, n'ont pas utilisé les mesures acquises dans l'infrarouge thermique. La raison en est simple : l'instrument VEGETATION, à bord de SPOT⁵-4, n'opère pas dans l'infrarouge thermique. Or, cet instrument possède, comme ATSR-2, un canal dans l'infrarouge centré sur la longueur d'onde 1.6 µm, très performant pour différencier la neige des nuages, dans les régions de la calotte antarctique où les grains de neige de surface ne sont pas aussi fins que ceux qui composent les nuages. Pour préparer un traitement futur des données de VEGETATION, les tests ont donc été établis à partir de mesures effectuées dans des bandes spectrales communes aux deux instruments.

La discrimination nuages / neige est faite, pour chaque image acquise au nadir par ATSR-2, à l'intérieur d'une cellule de 16 x 16 pixels (correspondant approximativement aux dimensions d'une cellule de 3x3 pixels POLDER) dont le centre va balayer l'image par pas de 4 pixels. Dans chacune de ces cellules, deux méthodes ont été utilisées.

La première technique traite chaque pixel de la cellule en exploitant le ratio entre les mesures à 1.6 µm et celles à 0.87 µm (1.6µm/0.87µm). Ce rapport permet de s'affranchir au premier ordre des effets de l'éclairement solaire et des effets dus à la rugosité de surface. La détermination d'une valeur seuil au delà de laquelle le pixel est étiqueté nuageux a été effectuée par une analyse visuelle des images. Selon toute vraisemblance, des régions à petits grains de neige en surface y figurent. Cette affirmation provient d'une observation répétée pour différentes images ATSR-2, à différentes dates. Il était donc nécessaire d'établir un seuil permettant de ne pas considérer ces régions comme couvertes de nuages. La valeur du ratio (1.6µm/0.87µm) séparant un pixel clair d'un pixel nuageux dépend de l'angle d'incidence θ_s (Fig. IV.2). Un pixel est déclaré nuageux si il vérifie la relation IV.1 :

$$\text{Ratio (1600 nm/ 870 nm)} > 0.42 - 0.00789 \theta_s + 0.0000921 \theta_s^2 \quad (\text{IV.1})$$

Où θ_s est exprimé en degrés.

⁵ Satellite Pour l'Observation de la Terre

Au total, si au moins 25 pixels de la cellule de 16 x 16 pixels ont vérifié la relation IV.1, la cellule toute entière est considérée nuageuse.

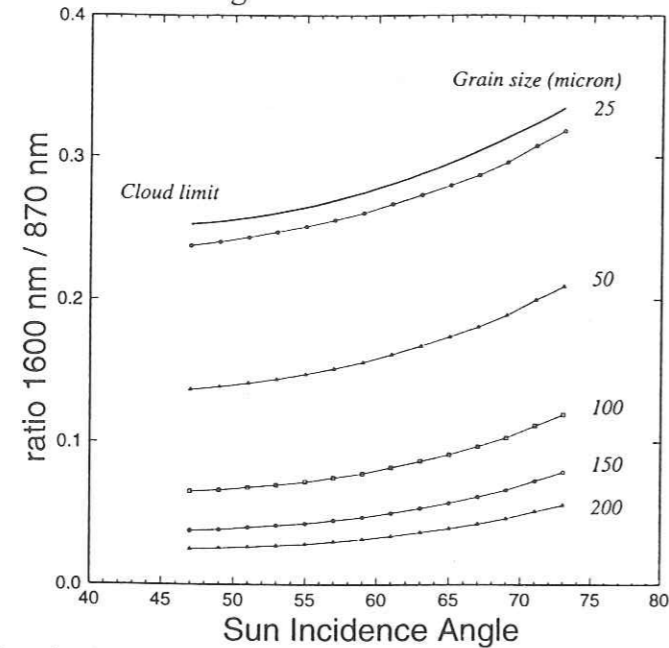


Figure IV.2 : Valeurs du ratio (1.6µm/0.87µm) en fonction de la taille des grains de neige et de l'angle zénithal solaire θ_s , fournies par un modèle de réflectance de la neige. La courbe supérieure représente le seuil au delà duquel le pixel est considéré nuageux.

La deuxième technique est basée sur une analyse, à l'intérieur de cette même cellule, de la variance des réflectances mesurées à 0.67µm. En fait, le calcul de variance est fait pour les comptes numériques, proportionnels aux réflectances. Comme généralement elle est plus forte au dessus des nuages que sur des surfaces enneigées (Welch et al., 1990) de la calotte polaire antarctique, les variances des comptes numériques supérieures à 18000 (seuil évalué à partir de plusieurs images) indique que la cellule est probablement nuageuse. Par conséquent, les 256 pixels qui la composent sont déclarés nuageux. La figure IV.3 montre un masque de nuage résultant de ces tests de discrimination pour une image ATSR-2.

IV.3.2 La détection nuageuse sur les images AVHRR

Contrairement aux basses et moyennes latitudes où l'albédo et la température de surface (y compris pour des surfaces enneigées) sont assez différents de ceux des nuages, les hautes latitudes et notamment la calotte antarctique, n'offrent pas la possibilité d'utiliser aisément les divers algorithmes de détection nuageuse proposés dans la littérature (Steffen et al., 1993). Toutefois, à l'aide d'une combinaison des canaux *ch1* (0.67µm), *ch2* (0.9µm), *ch3* (3.7µm) et *ch4* (11µm) AVHRR, il est possible de distinguer les nuages de la neige (Derrien

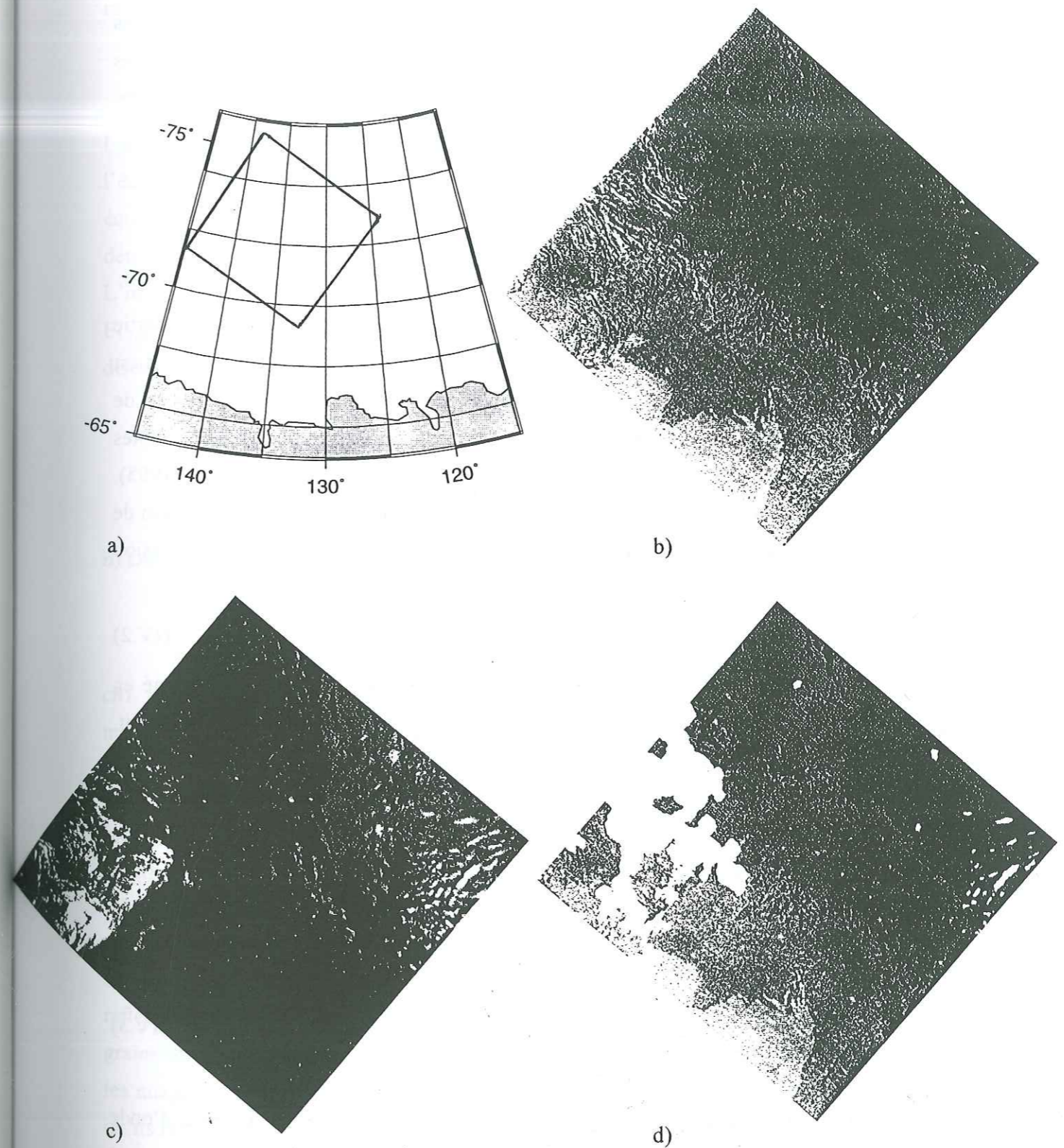


Figure IV.3 : a) Localisation de l'image ATSR-2 du 6 novembre 1996 traitée. b) Image ATSR-2 du 6 novembre 1996 à 0.87 µm. c) Ratio (1.6µm/0.87µm) pour la même image. d) Masque des nuages correspondant

et al., 1993) (Key and Barry, 1989).

Dans cette étude, tous les pixels des images AVHRR, dont les dimensions sont variables entre le nadir et les bords, sont repositionnés sur la grille de référence POLDER, de manière à faciliter la comparaison des masques de nuages entre les deux instruments. Les nuages sont identifiés par défaut comme les pixels qui ne sont pas caractéristiques des surfaces de neige. Quatre méthodes ont été utilisées, basées notamment sur le rapport des réflectances mesurées dans les canaux *ch1*, *ch2* et *ch3*.

a) Détermination de la réflectance à 3.7 μm

La mesure de luminance dans le canal AVHRR à 3.7 μm intègre à la fois une partie due à la réflexion de l'éclairement solaire et une autre partie due à l'émission thermique. Il est néanmoins possible de dissocier les deux composantes (Raschke, 1987). La valeur de luminance L mesurée dans le canal AVHRR à 3.7 μm est une fonction linéaire des comptes numériques. Elle peut donc être restituée grâce aux coefficients d'étalonnage (Kidwell, 1995). On peut écrire que la luminance $L_{3.7\mu\text{m}}$ est la somme d'une luminance générée par réflexion de l'éclairement solaire sur la surface $L_{\text{réflexion}}$ et d'une luminance provoquée par émission thermique $L_{\text{émission}}$ (IV.2) :

$$L_{3.7\mu\text{m}} = L_{\text{réflexion}} + L_{\text{émission}} \quad (\text{IV.2})$$

La part de luminance spectrale générée par la réflexion solaire $L_{\text{réflexion}}$ peut être estimée en retranchant, à la luminance spectrale $L_{3.7\mu\text{m}}$, la luminance thermique $L_{\text{émission}}$ qu'émettrait, dans ce canal (3.7 μm), un corps noir rayonnant à la température $T_{11\mu\text{m}}$ établie à partir de la mesure dans le canal AVHRR *ch4* (11 μm) (équation II.20) (Kidwell, 1995). L'hypothèse faite pour utiliser cette méthode est que les émissivités sont les mêmes dans les deux bandes spectrales puisque nous ignorons a priori quel type de surface caractérise le pixel étudié (Key and Barry, 1989).

On obtient alors la relation suivante :

$$L_{\text{émission}} = \frac{C_1 v^3}{e^{\frac{C_2 v}{T_{11\mu\text{m}}}} - 1} \quad (\text{en } \text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}) \quad (\text{IV.3})$$

où $C_1 = 1.1910659 \cdot 10^{-5} \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}^4$ et $C_2 = 1.438833 \text{ K} \cdot \text{cm}$ et v est le nombre d'onde central du canal à 3.7 μm (j'ai pris $v = 2636.67 \text{ cm}^{-1}$ pour le satellite NOAA-12 duquel

proviennent toutes mes images et pour une plage de température variant de 230K à 270K). En utilisant l'équation (IV.2), on obtient par différence, la quantité de luminance due à la réflexion $L_{\text{réflexion}}$.

De manière à exprimer la réflectance à 3.7 μm ($\rho_{3.7}$) en fonction de la luminance $L_{\text{réflexion}}$, selon l'expression (II.17), j'ai estimé les valeurs, pour le canal AVHRR à 3.7 μm , de l'éclairement solaire intégré sur le filtre AVHRR correspondant $F_{3.7\mu\text{m}}$ et la largeur équivalente de ce filtre $W_{3.7\mu\text{m}}$. La longueur d'onde centrale est en fait 3.79 μm et la détermination de la largeur équivalente du filtre m'a conduit à $W_{3.7\mu\text{m}} = 0.385 \mu\text{m}$. L'intégration par 6S de l'éclairement solaire reçu dans la bande spectrale a fourni la valeur de $F_{3.7\mu\text{m}} = 4.311 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. La réflectance déterminée par la formule (IV.4) va directement servir à la discrimination des nuages.

$$\rho_{3.7} = \frac{L_{\text{réflexion}} \cdot W_{3.7\mu\text{m}} \cdot \pi}{F_{3.7\mu\text{m}} \cdot \cos(\theta_s)} \quad (\text{IV.4})$$

b) Détermination des seuils de détection des nuages

A chaque pixel de la grille POLDER on attribue la valeur moyenne des réflectances *ch1* de tous les pixels AVHRR qu'il contient, l'écart-type correspondant et les rapports moyens (*ch2/ch1*) et (*ch3/ch1*) des réflectances. Sur l'analyse de ces valeurs repose désormais l'élimination des nuages.

La première méthode consiste à examiner, pour chaque pixel POLDER, le rapport moyen (*ch2/ch1*) des réflectances mesurées dans les canaux *ch2* et *ch1* de l'instrument AVHRR. Ce rapport permet de s'affranchir au premier ordre des effets de l'angle d'incidence. Le canal *ch2* est plus sensible à la taille des grains de neige que *ch1*. Les valeurs des réflectances mesurées dans le canal *ch2* sont plus faibles que dans le canal *ch1* mais plus les grains sont fins, plus la réflectance mesurée dans *ch2*, sera grande (Fig. IV.1). Ainsi, comme les nuages sont souvent composés de particules plus fines que celles de la surface enneigée qu'ils recouvrent, le rapport (*ch2/ch1*) est plus proche de 1 au dessus des nuages.

Toutefois, comme il a déjà été dit, la surface des nuages est souvent plus mouvementée que celle de la calotte polaire antarctique, c'est-à-dire qu'elle présente alternativement des parcelles très bien éclairées et des parcelles à l'ombre: les réflectances y

sont donc plus variables spatialement. En conséquence, dans les zones sombres, comme la diffusion de Rayleigh est moindre à $0.9 \mu\text{m}$ qu'à $0.67 \mu\text{m}$, l'ombre apparaît plus « noire » et le ratio ($ch2/ch1$) peut ainsi également prendre des valeurs plus faibles sur les nuages que sur la neige. L'analyse visuelle de toutes les images permet de conclure que le rapport ($ch2/ch1$) observé sur la neige, variable avec les régions, est compris entre 0.79 et 0.88.

La deuxième méthode, semblable en tout point à la précédente exploite le fait que la réflectance à $3.7 \mu\text{m}$ est plus élevée pour des nuages composés de grains fins que pour la neige. Les surfaces de neige visibles présentent un rapport ($ch3/ch1$) inférieur à 0.35.

La troisième méthode repose sur la variabilité des réflectances $ch1$ des pixels AVHRR contenus dans un pixel POLDER, qui sera généralement plus élevée pour des nuages. Ainsi, l'écart-type correspondant des surfaces enneigées non couvertes de nuages est inférieur à 0.03.

Enfin, le dernier test consiste à analyser la variabilité spatiale des réflectances moyennes $ch1$ attribuées à tous les pixels de la grille POLDER, en calculant l'écart-type correspondant dans des cellules de (3×3) pixels de cette grille. Sa valeur au dessus de la calotte polaire, inférieure à 0.03, est plus faible que sur les nuages. Si elle est plus élevée que le seuil établi à 0.03, toute la cellule est déclarée nuageuse. Notons cependant que ce test de discrimination nuage / neige, utilisé seul, n'est pas très efficace car il opère sur des valeurs moyennes qui ont déjà atténué la variabilité spatiale des réflectances.

En conclusion, les pixels AVHRR, repositionnés sur la grille de référence POLDER, sont étiquetés clairs s'ils vérifient à la fois les quatre conditions suivantes :

- le rapport ($ch2/ch1$) des réflectances est compris entre 0.79 et 0.88
- le rapport ($ch3/ch1$) des réflectances est inférieur à 0.35
- l'écart-type des réflectances $ch1$ des pixels AVHRR repositionnés dans un même pixel de la grille POLDER est inférieur à 0.03
- l'écart-type des réflectances $ch1$ dans une cellule de (3×3) pixels de la grille POLDER est inférieur à 0.03

Dans le cas contraire, ils sont déclarés nuageux.

IV.4 La détection nuageuse adaptée aux données POLDER de niveau 1

IV.4.1 Méthodologie

Afin de repérer et d'éliminer d'éventuels nuages sur les images POLDER, quatre tests de détection nuageuse sont appliqués à chaque pixel, qui sera ensuite déclaré « clair » si aucun des quatre n'a révélé la présence de nuage. Toutefois, même si le premier des quatre tests détecte un nuage, les trois autres sont effectués car ils peuvent apporter d'autres informations concernant l'altitude de la surface du nuage ou sa phase.

La détermination des différentes valeurs de seuils utilisées dans les tests a nécessité la comparaison avec des masques de nuages établies pour une série de 13 images AVHRR et ATSR-2 traitées par les méthodes citées auparavant. Dans la mesure du possible, les pixels clairs, c'est-à-dire sans nuage, des images AVHRR et ATSR-2 doivent être également laissés comme tels par les algorithmes de détection nuageuse des images POLDER. Cependant, comme les résolutions AVHRR (1.1 km), ATSR-2 (1 km) et POLDER (6.2 km) sont très différentes, des masques de nuages AVHRR et ATSR-2, avec une résolution de 6 km, comparable à celle de POLDER, ont été faits en groupant en une cellule un groupe de 6×6 pixels. Lorsqu'un seul des pixels AVHRR ou ATSR-2 d'une telle cellule de 6×6 pixels est nuageux, la cellule entière est également déclarée ainsi. De cette manière, il est possible de comparer directement les masques de nuages établis pour des images provenant des trois instruments différents et de quantifier l'efficacité du traitement de discrimination des nuages adapté aux données POLDER de niveau 1, toujours par comparaison aux masques des nuages AVHRR et ATSR-2.

IV.4.2 Description des différents tests

Décrivons désormais les quatre tests effectués pour chaque pixel d'une image POLDER. Dans les données POLDER de niveau 1, le type de surface inclus dans chaque pixel est fourni : mer, terre ou indéterminé (en zone côtière). Cette indication permet de n'appliquer ces tests qu'aux seuls pixels du continent antarctique. Tout ce qui peut apparaître sur la mer ou sur la glace de mer ne nous intéresse donc pas. Cela pourrait faire l'objet d'autres études et travaux.

a) Variabilité des réflectances bidirectionnelles

Comme il a été écrit précédemment, la surface de la calotte polaire antarctique est beaucoup moins mouvementée que la surface de certains nuages où les parcelles d'ombre sont distribuées très aléatoirement. Les réflectances bidirectionnelles des nuages sont donc, dans le domaine du visible, plus variables spatialement que sur la neige (Welch *et al.*, 1990). Cette hypothèse sert de base au premier test de détection nuageuse.

L'analyse de l'image a été effectuée sur celle composée des valeurs de réflectances bidirectionnelles mesurée pour chaque pixel dans la direction de visée la plus proche du nadir. Chaque pixel continental POLDER est alors considéré comme le centre d'une cellule de 3x3 pixels POLDER (la cellule ne pourrait pas être étendue à une taille très grande, 100x100 pixels par exemple, car à ses bords, les angles de visée seraient très différents de celui du centre et comme la neige n'est pas une surface lambertienne, les réflectances pourraient varier beaucoup). L'écart-type σ des réflectances à 670nm, des pixels qui composent cette cellule, est calculé selon la formule (IV.5).

$$\sigma = \sqrt{\sum_{i=1}^9 \left(\frac{\rho_i^2}{9} - \rho_{moyen}^2 \right)} \quad (IV.5)$$

où ρ_i est la valeur de réflectance d'un des 9 pixels qui constituent la cellule dont ρ_m en est la valeur moyenne.

Si l'écart-type σ dépasse une valeur seuil égale à 0.02, la variabilité des réflectances est jugée forte ; on conclue à la présence d'un nuage. La cellule entière, c'est-à-dire les 9 pixels, est étiquetée nuageuse. L'étude s'est portée sur les images à 670 nm, qui, après analyses, se sont révélées plus contrastées que tous les autres canaux du visible. A titre d'exemple, sur une image des réflectances acquises par POLDER le 6 novembre 1996, au cours de l'orbite 3058, dans une zone de l'Antarctique allant de 115°E à 145°E de longitude et de 66°S à 75°S en latitude, l'écart type des réflectances totales est plus élevé de 13.4% que l'écart type moyen des autres canaux.

Ce test est quantitativement celui qui détecte le plus de nuages (table IV.2). Il a toutefois un certains nombres de limitations. Tout d'abord, si seul le pixel situé au centre de la cellule est réellement nuageux, σ peut être fort ; alors tous ses 8 voisins seront déclarés nuageux, à tort. Ensuite, ce test ne peut pas s'appliquer en zone côtière parce qu'un pixel

continental, centre d'une cellule, peut avoir pour voisins, un ou plusieurs pixels situés sur la mer. Or, comme la mer a une très faible réflectance à 670 nm (sauf au voisinage de l'angle de visée identique à l'angle d'incidence par rapport à la surface, dans le plan de diffusion), l'écart-type est élevé sans qu'aucun nuage ne soit présent. Avant d'appliquer ce test, j'examine donc la situation des pixels et dans un tel cas, l'algorithme n'est pas appliqué. Le même problème se rencontre dans les régions de la chaîne montagneuse transantarctique ou sur la péninsule où l'on voit nettement des pixels foncés qui peuvent caractériser des surfaces de rochers, non recouvertes de neige ou des terrains à forte pente où l'éclairage solaire direct serait localement très faible voire nul. Pour ces régions, le test est malgré tout appliqué. De ce fait, elles sont toujours déclarées, sans surprise, comme couvertes de nuages. Cela importe peu car avec la résolution de POLDER, des FDRBs de la neige ne pourraient être restituées dans ces zones que l'on préfère ignorer volontairement.

b) L'estimation de la pression « oxygène »

L'instrument POLDER possède deux canaux spectraux centrés sur la bande A d'absorption de l'oxygène (O_2) : une bande large (40 nm) à la longueur d'onde 765 nm et une étroite (10 nm) à 763 nm (Figure IV.4). A partir des mesures de réflectance bidirectionnelles dans le canal étroit et dans le canal large, il est possible d'estimer la pression apparente P_{app} de la surface observée (Bréon and Bouffiès, 1996) (Bouffiès, 1996), par la technique dite d'absorption différentielle. Bien que certains auteurs se soient intéressés à cette méthode (Chapman, 1962) (Barton and Scott, 1986) (Mitchell and O'Brien, 1987), c'est la première fois, avec POLDER, que des mesures dans ces deux canaux sont réalisées depuis un satellite.

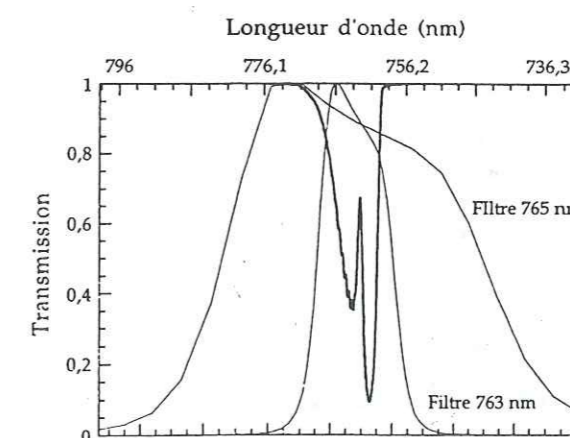


Figure IV.4 : transmission des deux filtres POLDER (763 et 765 nm) situés dans la bande d'absorption de l'oxygène ainsi que la transmission atmosphérique (pour une double traversée verticale d'une atmosphère de type moyenne latitude en été) (Bouffiès, 1996)

La pression apparente P_{app} de la surface obtenue est ensuite comparée à la pression P_{surf} du même site, estimée à partir de l'altitude fournie par un MNT⁶. Si la pression apparente est plus faible que la pression issue du MNT et si l'écart de valeurs est trop important, on conclut à la présence d'un nuage. Ce test est particulièrement adapté aux nuages hauts dont l'écart de pression avec le sol est grand. Dans la mesure où les aérosols, par leur capacité diffusante, sont une source majeure d'incertitude sur la pression apparente, le cadre dans lequel nous nous sommes placés pour étudier la surface de l'Antarctique, c'est-à-dire avec une atmosphère purement moléculaire, est extrêmement favorable.

Le modèle de réflectance de neige adding-doubling (cf. chapitre V) a fourni des valeurs de réflectance sensiblement identiques dans les deux bandes étroite et large, pour différentes tailles de grains (table IV.2). Nous admettrons donc que la valeur réflectance d'une surface enneigée est la même dans ces deux bandes.

Rayon des grains	50 μm	100 μm	200 μm	400 μm
Réflectance dans la bande étroite (763 nm)	0.95063	0.93086	0.90365	0.86515
Réflectance dans la bande large (765 nm)	0.95057	0.93064	0.90324	0.86573

Table IV.2 : Réflectance de la neige intégrée sur les filtres des bandes POLDER étroite (763 nm) et large (765nm), d'après le modèle adding-doubling (cf. chapitre V), pour 4 tailles de grains de neige.

La réflectance mesurée par satellite ρ_{TOA} peut se décomposer de la manière suivante :

$$\rho_{TOA} = \rho_A + \rho_R + \rho_s \cdot T_{atm} \quad (IV.6)$$

où ρ_A est la réflectance atmosphérique des aérosols ($\rho_A=0$ en Antarctique), ρ_R est la réflectance atmosphérique moléculaire, ρ_s est la réflectance de la surface et T_{atm} la transmission atmosphérique totale (directe et diffuse). A ces longueurs d'onde (763 et 765 nm), T_{atm} est principalement fonction de l'absorption par l'oxygène O_2 . Notons R_{763} la part de la réflectance mesurée par POLDER dans le canal étroit provenant directement de la surface et R_{765} , celle de la mesure dans le canal large. Le rapport $X=R_{763}/R_{765}$ est alors directement lié à la quantité d'oxygène O_2 absorbant le long du trajet du rayon lumineux (Bouffières, 1996) ; si les réflectances de surface sont strictement les mêmes dans les bandes spectrales, étroite et large, de POLDER alors le rapport X exprime le rapport des transmissions atmosphériques de la bande étroite et de la bande large. Comme l'oxygène est un gaz uniformément réparti dans

⁶ Modèle Numérique de Terrain

les différentes couches de l'atmosphère, la valeur du rapport va dépendre de l'altitude du réflecteur ou de son niveau de pression. Moins la distance parcourue par le signal dans l'atmosphère est grande, plus le rapport X tend vers 1 (Figure IV.5).

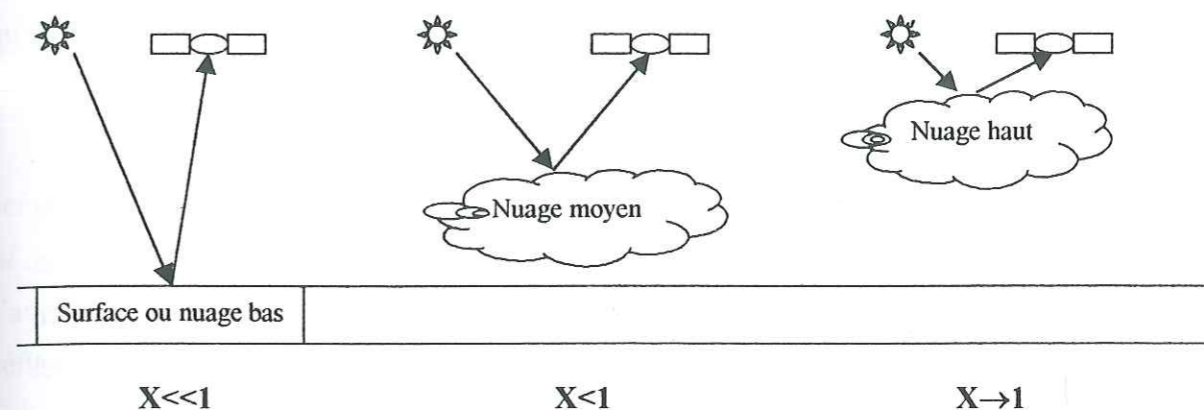


Figure IV.5 : Schéma illustrant les variations du rapport $X=R_{763}/R_{765}$ en fonction de l'altitude du réflecteur (Bouffières, 1996).

D'après (IV.6), le rapport X peut s'écrire :

$$X = \frac{(\rho_{TOA} - \rho_R)_{763}}{(\rho_{TOA} - \rho_R)_{765}} \quad (IV.7)$$

X dépend alors essentiellement de la pression de surface et de la masse d'air m définie par :

$$m = \mu_s^{-1} + \mu_v^{-1} \quad (IV.8)$$

où μ_s et μ_v sont les cosinus respectifs de l'angle solaire zénithal et de l'angle zénithal du satellite. La relation établie par (Bouffières, 1996) indique que la pression apparente P_{app} élevée au carré et multipliée par la masse d'air m est fonction du rapport X.

$$m \cdot P_{app}^2 = f(X) \quad (IV.9)$$

En inversant (IV.9), (Bouffières, 1996) estime la pression apparente par :

$$P_{app} = P_0 \sqrt{\frac{Ae^{-\beta X} + G(m, X)}{m}} \quad (IV.10)$$

où $P_0=1013.25$ hPa, $A=1086.59$ et $\beta=9.1021$. La fonction $G(m, X)$ s'écrit :

$$G(m, X) = (1,949 - 4,114 \cdot m + 2,183 \cdot m^2) + (-1,909 + 5,271 \cdot m - 3,783 \cdot m^2) \cdot X + (0,344 - 1,012 \cdot m + 0,758 \cdot m^2) \cdot X^2 \quad (IV.11)$$

L'estimation ainsi obtenue de la pression de surface apparente P_{app} est comparée à la pression de surface P_{surf} issue de l'altitude fourni par un MNT, l'altitude et la pression étant liées par la relation

$$P_{surf} = P_0 \cdot e^{-z/H} \quad (IV.12)$$

où $P_0=1013$ hPa, z est l'altitude (en m) et la valeur de H a été fixée à 7330 m à partir des pressions du profil atmosphérique de type arctique d'hiver à différentes altitudes comprises entre 0 et 4000m.

Ce test est appliqué pour chaque pixel avec les mesures prises dans la direction de visée la plus proche du nadir. Si la pression apparente P_{app} est beaucoup plus faible que la pression de surface P_{surf} alors, le réflecteur est situé plus haut en altitude que le sol : on est en présence d'un nuage. En notant ΔP l'imprécision de la mesure de pression de surface par ciel clair (sans nuage) par la technique d'absorption différentielle, on peut résumer le test par :

$$P_{app} + \Delta P < P_{surf} \quad \rightarrow \quad \text{pixel nuageux}$$

Dans notre étude, ΔP a été fixé à 60 hPa (correspondant à une différence d'altitudes d'environ 500 mètres), à partir des comparaisons avec d'autres images satellites.

c) L'utilisation de la pression « Rayleigh »

Un certain nombre de campagnes utilisant une version aéroportée de l'instrument POLDER (Crau 90, Medimar 91, Cleopatra 91, Sophia-Astex 92) ont permis de mettre au point un algorithme de détection nuageuse et d'en vérifier l'efficacité (Goloub *et al.*, 1994). Ce test utilisant les mesures de luminance polarisée à 443 et 865 nm de POLDER consiste à estimer la contribution de la diffusion simple moléculaire au signal polarisé enregistré au niveau du satellite. Indirectement, cela revient à estimer l'épaisseur optique moléculaire de la couche d'atmosphère située entre le réflecteur (surface ou nuage) et le capteur. De l'épaisseur optique on peut déduire la pression apparente du réflecteur et ensuite la comparer à celle du site survolé obtenue d'après son altitude dans un MNT. Là encore, si la pression apparente est beaucoup plus faible que la pression de surface « vraie », on conclut que la surface observée est celle d'un nuage.

La polarisation de la lumière observée au dessus de nuages depuis le sommet de l'atmosphère est générée par deux phénomènes essentiellement : la diffusion simple

moléculaire dans l'atmosphère, plus importante aux courtes longueurs d'onde et la réflexion de la lumière directe à la surface du nuage. A 865 nm, la diffusion moléculaire est négligeable : la polarisation, à cette longueur d'onde, est principalement due à la diffusion simple du rayonnement direct à la surface du nuage. La polarisation par la diffusion multiple qui résulte de plusieurs interactions entre le nuage et la couche moléculaire est très faible et négligeable (Hansen, 1971).

Les mesures de réflectance polarisée de POLDER au dessus de nuages sont peu sensibles ni à l'épaisseur optique du nuage τ_n , pour peu que τ_n soit supérieur à 2 (Goloub *et al.*, 1997) ni aux propriétés de la surface sous-jacente. Elles dépendent essentiellement de l'angle de diffusion Θ . Or, pour des angles de diffusion compris entre 90° et 110° , la réflectance polarisée à 865 nm atteint des valeurs minimales, voisines de 0, ce qui signifie que la surface du réflecteur ne polarise que très peu le rayonnement direct reçu. A 443 nm, en revanche, comme la diffusion simple moléculaire est importante, la valeur de réflectance polarisée mesurée reste grande.

Comme la taille des particules qui composent les nuages est toujours plus grande que chacune des longueurs d'onde des radiations visibles, la diffusion est non sélective, c'est-à-dire qu'elle est indépendante de la longueur d'onde. En particulier, la contribution de la diffusion simple du rayonnement direct à la surface d'un nuage à une mesure POLDER de luminance polarisée est la même à 443 nm ou à 865 nm. En conséquence, il est possible d'isoler la part de polarisation de la lumière due exclusivement aux molécules de la couche d'atmosphère intercalée entre la cible et le capteur.

La réflectance polarisée de l'atmosphère par diffusion simple moléculaire, ρ_p peut s'écrire :

$$\rho_p = \frac{\tau_{atm} p(\Theta) H_m(\Theta)}{4\mu_s \mu_v} \quad (IV.13)$$

où τ_{atm} est l'épaisseur optique atmosphérique totale, p est le degré de polarisation (défini comme le rapport de la réflectance polarisée sur la réflectance totale), H_m est la fonction de phase moléculaire et Θ , l'angle de diffusion. Le produit $H_m(\Theta) \cdot p(\Theta)$ s'appelle fonction de phase polarisée et il vérifie :

$$H_m(\Theta) p(\Theta) = \frac{3}{4} (1 - \cos^2(\Theta)) \quad (IV.14)$$

Comme le phénomène de diffusion multiple n'est pas le principal phénomène de polarisation, dans le cas d'une atmosphère purement moléculaire, la réflectance polarisée ρ_p mesurée au sommet de l'atmosphère par POLDER se décompose principalement en deux termes (Goloub *et al.*, 1994) : la réflectance polarisée générée par les molécules par simple diffusion de Rayleigh et la réflectance polarisée générée par réflexion de la lumière à la surface du réflecteur atténuée par la transmission atmosphérique. A la longueur d'onde λ , on a alors :

$$\rho_p(\lambda) \approx \rho_{m,p}(\lambda) + e^{(-\tau_m(\lambda)/\mu_s - \tau_m(\lambda)/\mu_v)} \rho_{n,p}(\lambda) \quad (IV.15)$$

où $\rho_{m,p}$ est la réflectance moléculaire polarisée de la couche atmosphérique comprise entre le réflecteur et le satellite, τ_m , l'épaisseur optique moléculaire de toute cette couche d'atmosphère et $\rho_{n,p}$ la réflectance polarisée du nuage à son sommet pour un éclairage direct.

La pression apparente atmosphérique P s'écrit alors (Goloub *et al.*, 1997) :

$$P = P_0 \frac{16\mu_s\mu_v(R_p^{443} - R_p^{865})}{3(1 - \cos^2(\Theta))(\tau_m^{443} - \tau_m^{865})} \quad (IV.16)$$

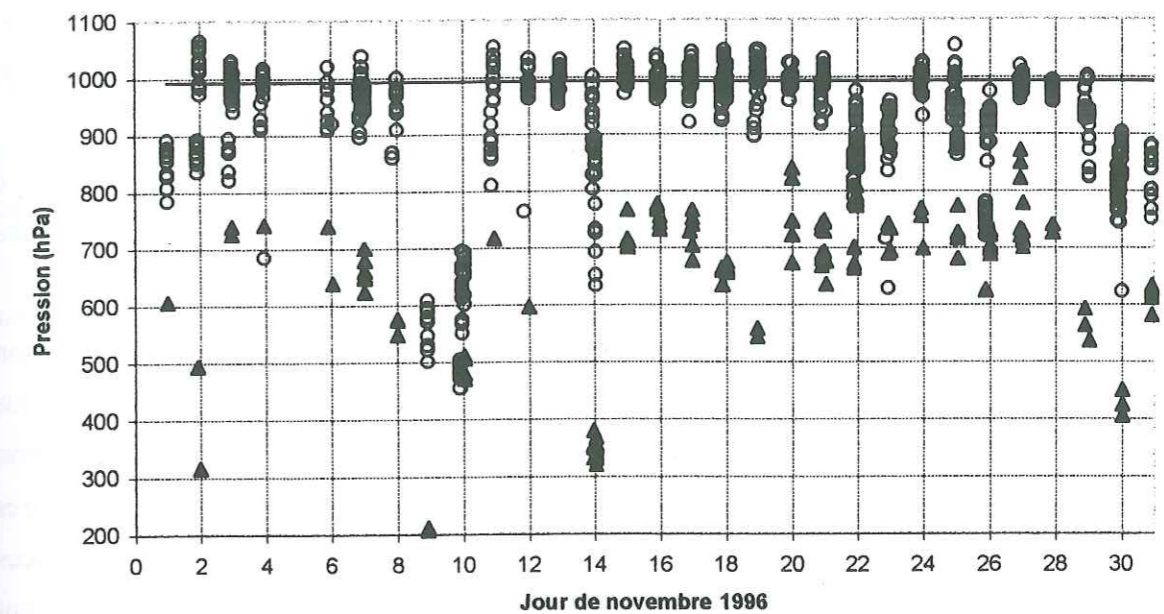
où τ_m^{443} est l'épaisseur optique moléculaire à l'altitude du sol à 443 nm et R_p^{443} est la réflectance polarisée à 443 nm mesurée par POLDER. $P_0=1013.25$ hPa.

Comme lors du test précédent utilisant la pression apparente issue des mesures dans la bande A d'absorption de l'oxygène, on vérifie si :

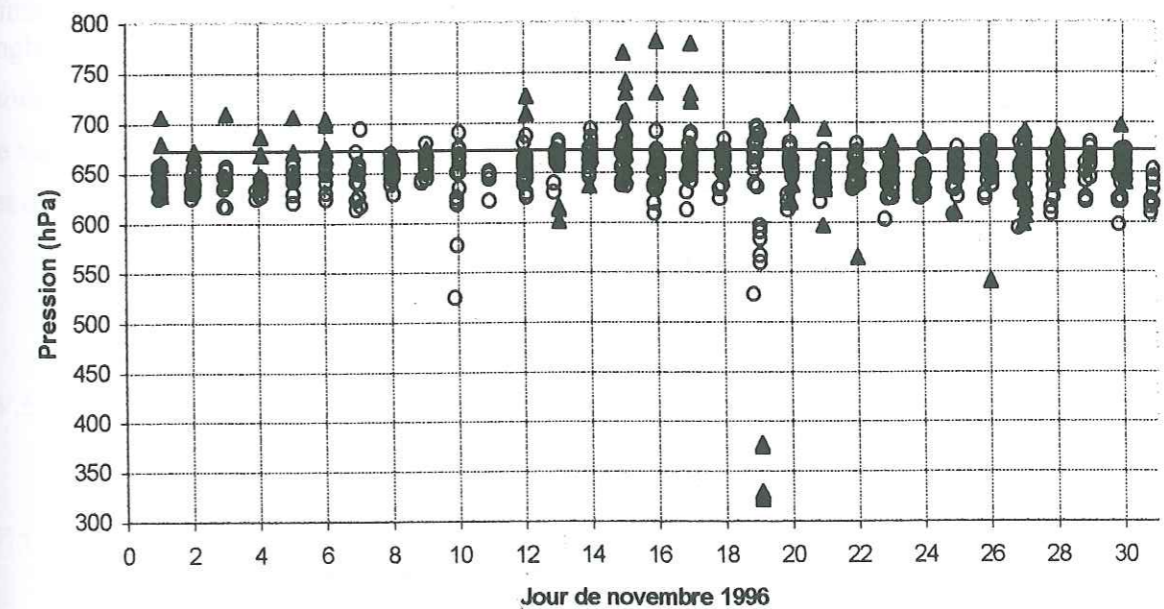
$$P_{app} + \Delta P < P_{surf} \quad \rightarrow \quad \text{pixel nuageux}$$

Une valeur de ΔP fixée à 100 hPa (Goloub *et al.*, 1994) a permis de révéler la présence d'un grand nombre de nuages en zone côtière, non observés sur des images de réflectance totale. Bien plus, les tests appliqués aux images AVHRR ne les ont pas détectés. La cause a donc été attribuée à la présence d'aérosols (peut-être de type marin) dans les régions côtières, qui polarisent la lumière, modifient les mesures polarisées de POLDER par rapport à un ciel clair sans aérosol (Mishchenko and Travis, 1997) (Lafrance and Herman, 1997) et faussent ainsi l'estimation de la pression apparente de la surface du réflecteur (Goloub *et al.*, 1994) (Parol *et al.*, 1994). Deux valeurs ΔP ont donc été fixées suivant l'éloignement par rapport à la côte qui correspond assez bien à l'altitude pour le continent antarctique. Pour des altitudes inférieures à 2500 m, c'est-à-dire pour les zones côtières, $\Delta P=250$ hPa. Cette valeur a été établie par comparaison avec les images AVHRR de la table IV.1 de manière à détecter les mêmes nuages sans être gêné par les effets perturbateurs des aérosols essentiellement situés dans les couches troposphériques à moins de 3 km d'altitude. A l'intérieur du plateau

antarctique, l'hypothèse d'une atmosphère sans aérosols est valable : dans ce cas, ΔP vaut 100 hPa (Fig. IV.6).



a)



b)

Figure IV.6 : représentation des pressions apparentes des réflecteurs, estimées à partir de toutes les mesures disponibles de novembre 1996, par la technique d'absorption différentielle (cercles) et grâce à la polarisation par la diffusion simple moléculaire (Rayleigh) (triangles pleins) pour le mois de novembre 1996 à Dumont d'Urville (a) et Dôme C (b). Le trait horizontal continu représente le niveau de pression estimé à partir de l'altitude du site.

d) Le pic de polarisation dans la direction de l'arc-en-ciel

L'une des caractéristiques des nuages d'eau liquide est la forte polarisation de la lumière, aux longueurs d'onde du proche infrarouge, dans la direction de l'arc-en-ciel c'est-à-dire, au voisinage de l'angle de diffusion $\Theta=142^\circ$ (Fig. IV.7) (Hansen and Hovenier, 1974) (Deuzé et al., 1989). Ce maximum de polarisation résulte de réflexions internes de la lumière solaire incidente, dans chaque gouttelette d'eau sphérique, d'indice de réfraction $n=1.33$, à l'intérieur des nuages d'eau liquide. Pour des particules non sphériques, cette caractéristique disparaît (Cai and Liou, 1982) (Brogniez, 1992) (Masuda and Takashima, 1992).

Aux courtes longueurs d'onde du visible, à 443 nm par exemple, ce pic de polarisation existe toujours mais aux autres angles de diffusion, la diffusion simple moléculaire polarise également beaucoup la lumière. En d'autres termes, ce pic est plus prononcé à 865 nm : naturellement, la détermination des nuages d'eau liquide se fera en employant les mesures POLDER polarisées à 865 nm plutôt qu'à 443 nm. En outre, les mesures de réflectances polarisées à partir d'une version aéroportée de POLDER, lors de la campagne RACER⁷, ont montré que les surfaces enneigées ne présentent pas cette caractéristique (Goloub et al., 1992). Ces observations ont donc permis de vérifier que la présence d'un pic de polarisation pour certains pixels d'une image de la calotte antarctique signifie nécessairement qu'ils sont recouverts de nuages d'eau liquide.

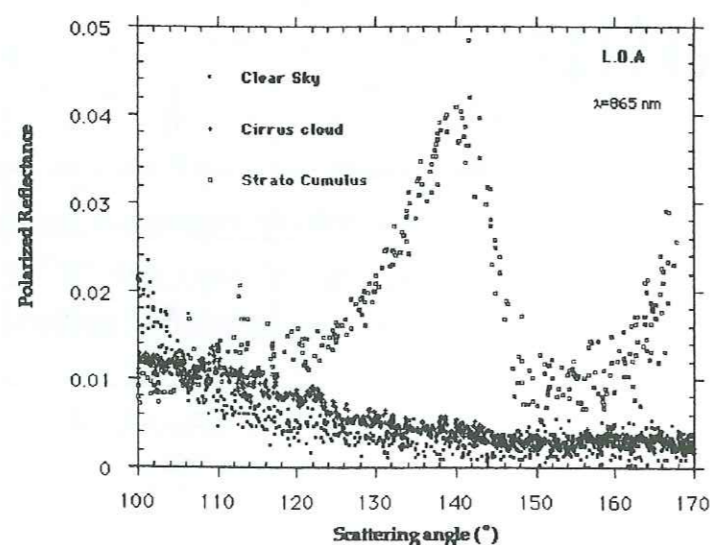


Figure IV.7 : Signatures angulaires de la réflectance polarisée, à 865 nm, mesurée par ciel clair, sur des cirrus (composés de particules de glace non sphériques) et sur des stratocumulus (formés de gouttelettes d'eau sphériques) (d'après Parol et al., 1994).

⁷ Research on Antarctic Coastal Ecosystem Rates

Dans le cas d'une atmosphère sans aérosols où la diffusion simple moléculaire est négligeable (à 865 nm), la luminance polarisée mesurée au dessus d'un nuage épais dont l'épaisseur optique est très supérieure à 1, peut s'écrire :

$$L_p^{865} = \frac{\omega \mu_s H(\Theta) P(\Theta)}{4(\mu_s + \mu_v)} \quad (\text{IV.17})$$

où ω est l'albédo de diffusion simple, $H(\Theta)$ est la fonction de phase du nuage et $P(\Theta)$ est le degré de polarisation pour la diffusion simple par les particules nuageuses. En considérant qu'il n'y a pas d'absorption, ω est alors égal à 1. On peut définir une réflectance polarisée modifiée R_p^* qui ne dépend plus que de l'angle de diffusion :

$$R_p^* = L_p^{865} \cdot (\mu_s + \mu_v) / \mu_s \quad (\text{IV.18})$$

La réflectance modifiée est celle dont nous testerons les valeurs.

Parmi les directions de visée de POLDER, il est fréquent, même en Antarctique où leur nombre n'atteint que rarement 14, d'en trouver une telle que l'angle de diffusion pour chaque pixel d'une image soit proche de $\Theta = 142^\circ (\pm 5^\circ)$. La mesure de réflectance polarisée modifiée correspondante est alors comparée à une mesure acquise pour le même pixel, à un angle de diffusion plus faible d'une vingtaine de degrés. La valeur de réflectance polarisée modifiée doit y être beaucoup plus faible pour un nuage d'eau liquide. On calcule donc l'écart de valeurs pour les deux angles de diffusion : s'il est supérieur à $(0.00015)^{1/2}$, le pixel analysé est déclaré nuageux.

IV.5 Efficacité des différents tests

IV.5.1 Intercomparaison des quatre tests

L'efficacité des différents tests de détection nuageuse sur les images POLDER, schématisés sur la figure IV.8, est quantifiée dans la table IV.3, pour les images de référence (table IV.1). Elle est établie comme le rapport du nombre de pixels révélés nuageux par un test sur le nombre total de pixels nuageux décelés par l'ensemble des tests. Comme cela a déjà été évoqué, le nombre de pixels nuageux est artificiellement accru par le test de variabilité spatiale des réflectances à 670 nm qui peut, en effet, déclarer nuageux des pixels

réellement clairs parce qu'ils font tout simplement partie d'une cellule 3x3 pixels de réflectances très variables et donc étiquetée nuageuse. Bien entendu, les autres tests ne le détecteront pas. Ainsi, il est compréhensible d'observer, dans la plupart des cas de la table IV.3, que le test le plus performant, c'est-à-dire celui qui élimine le plus de pixels, est précisément le test de variabilité des réflectances à 670 nm. Par ailleurs, les tests utilisant les mesures de polarisation ne sont pas disponibles pour tous les pixels car ils ne sont valables que pour une géométrie de visée particulière. Ces deux raisons évoquées expliquent leur efficacité plutôt médiocre. Il faut donc analyser ces chiffres avec réserves.

La table IV.4 contient quant à elle, le pourcentage des pixels détectés nuageux par un test donné parmi ceux qui ont été étiquetés ainsi par au moins deux tests. Naturellement, comme les mesures de polarisation ne peuvent pas être faites pour certaines cellules de l'image où la géométrie ne la permet pas, ces chiffres comportent eux aussi un biais. Il apparaît malgré tout que les quatre tests de détection nuageuse sont complémentaires. Par exemple, les taux de couverture nuageuse serait très inférieurs à ceux de la table IV.3 si l'on ne considérait un pixel comme nuageux que si au moins deux tests l'étiquetaient ainsi. Isolément, chaque test s'avère utile.

Image POLDER	Test de pression Oxygène	Test de pression Rayleigh	Test du pic de polarisation	Test de variabilité des réflectances	Couverture nuageuse
4/11 (orbite 3028)	9%	3%	2%	89%	55%
5/11 (orbite 3043)	27%	11%	4%	66%	27%
6/11 (orbite 3057)	20%	7%	3%	72%	37%
6/11 (orbite 3058)	10%	15%	5%	75%	36%
7/11 (orbite 3071)	17%	7%	1%	80%	37%
9/11 (orbite 3101)	16%	20%	1%	75%	88%
22/11 (orbite 3286)	6%	5%	32%	68%	46%
22/11 (orbite 3287)	7%	7%	8%	84%	38%
26/11 (orbite 3342)	9%	4%	13%	85%	72%
26/11 (orbite 3343)	8%	8%	17%	76%	43%
27/11 (orbite 3356)	17%	4%	20%	83%	70%
27/11 (orbite 3357)	6%	5%	17%	83%	54%
28/11 (orbite 3372)	93%	93%	3%	6%	53%

Table IV.3 : efficacité des différents tests (en terme de pourcentage de pixels révélés nuageux par chacun d'eux par rapport au nombre à l'ensemble des pixels étiquetés nuageux par l'ensemble des quatre tests)

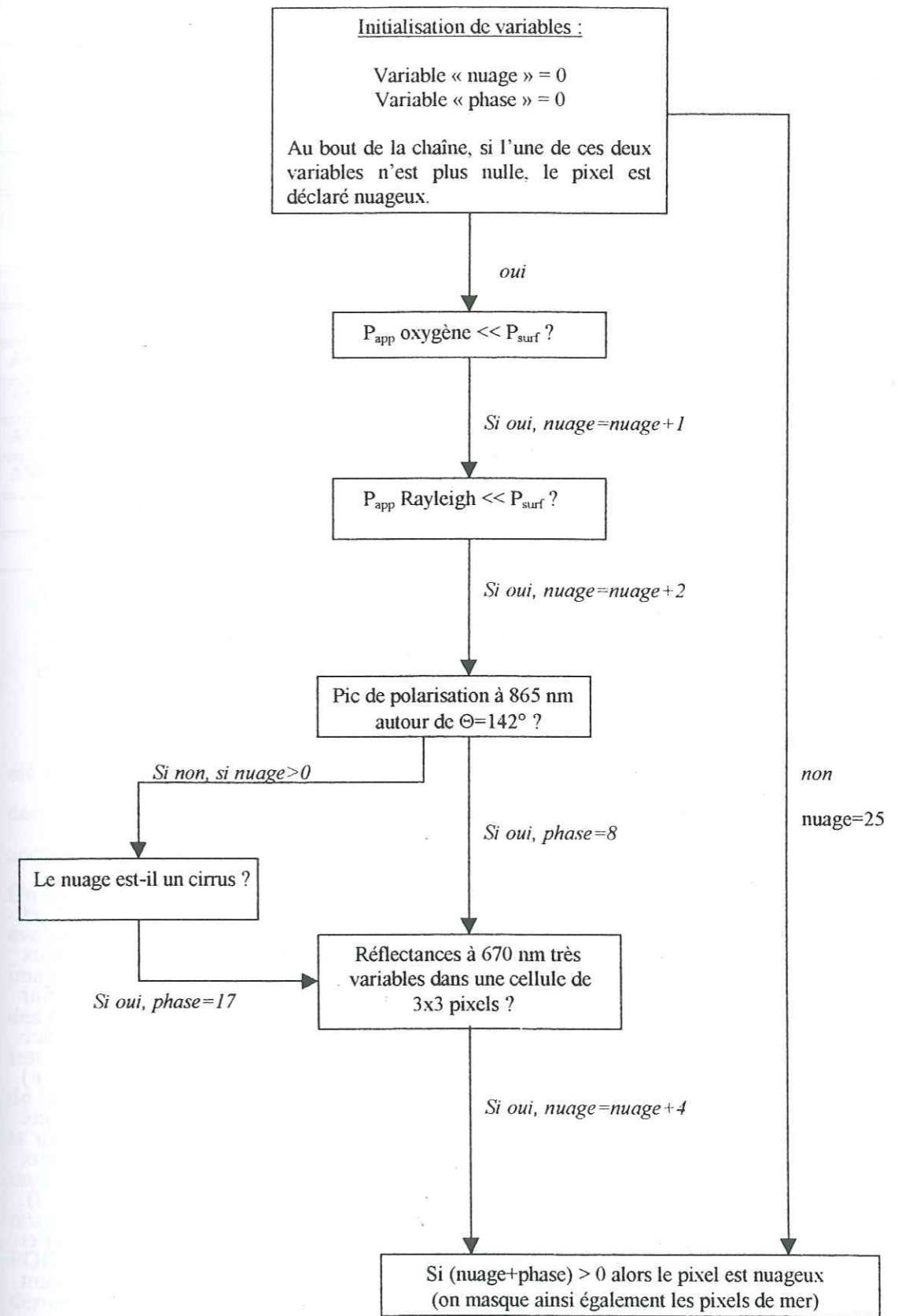


Figure IV.8 : Schéma représentant la chaîne de détection des nuages sur les images POLDER de l'Antarctique appliquée à chaque pixel. Au début de la chaîne de traitement, deux variables sont initialisées à 0 ; en fin de chaîne, si l'une d'elles, au moins, est différente de 0, le pixel est déclaré nuageux.

Image POLDER	Test de pression Oxygène	Test de pression Rayleigh	Test du pic de polarisation	Test de variabilité des réflectances	Couverture nuageuse
4/11 (orbite 3028)	11%	67%	33%	95%	2%
5/11 (orbite 3043)	83%	67%	30%	50%	3%
6/11 (orbite 3057)	66%	54%	24%	66%	3%
6/11 (orbite 3058)	79%	57%	27%	51%	3%
7/11 (orbite 3071)	67%	69%	10%	67%	2%
9/11 (orbite 3101)	95%	79%	5%	39%	13%
22/11 (orbite 3286)	60%	37%	69%	62%	4%
22/11 (orbite 3287)	59%	62%	35%	57%	2%
26/11 (orbite 3342)	67%	47%	83%	47%	6%
26/11 (orbite 3343)	60%	51%	48%	63%	4%
27/11 (orbite 3356)	79%	21%	95%	39%	13%
27/11 (orbite 3357)	37%	37%	70%	75%	5%
28/11 (orbite 3372)	100%	100%	0%	2%	49%

Table IV.4 : Pourcentage de pixels nuageux détectés par chaque test parmi l'ensemble des pixels nuageux détectés par au moins deux tests redondants. La couverture nuageuse est le rapport de pixels nuageux détectés par au moins deux tests avec le nombre total de pixels de terre de l'image.

IV.5.2 Comparaison des masques de POLDER à ceux d'AVHRR et ATSR-2

Une comparaison des masques de nuages des images AVHRR ou ATSR-2 et POLDER a été effectuée pour vérifier qu'aucune divergence notable n'existait entre deux images acquises par deux instruments différents à des époques voisines (table IV.1). Sur chaque image AVHRR ou ATSR-2, les pixels ont été positionnés sur la grille de référence POLDER en comparant, à chaque fois, la valeur de leur étiquette (« nuage » ou « ciel clair ») à celle du même pixel de l'image POLDER correspondante. Quatre caractères ont été recensés : les pixels vus clairs sur les images AVHRR ou ATSR-2 et POLDER (*CI-CI*), ceux étiquetés nuageux sur les images AVHRR ou ATSR-2 et vus clairs par POLDER (*Nu-CI*), ceux, au contraire, vus clairs par AVHRR ou ATSR-2 et nuageux par POLDER (*CI-Nu*) et enfin ceux qui sont vus nuageux par les deux instruments (*Nu-Nu*). Tous les résultats figurent dans la table IV.5, à l'exception de l'image ATSR-2 du 9 novembre 1996, entièrement couverte de nuages.

Image / Orbite POLDER	Nombre total de pixels comparés	CI-CI	Nu-CI	CI-Nu	Nu-Nu
AVHRR (4 nov) / 3028	6699	30.1 %	10.9 %	36 %	22.9 %
AVHRR (5 nov) / 3043	23461	67.3 %	12.7 %	12.9 %	7.1 %
AVHRR (6 nov) / 3057	22126	56.6 %	8.3 %	19.7 %	15.4 %
ATSR2 (6 nov) / 3058	6419	74.7 %	4.5 %	8.8 %	12.6 %
AVHRR (7 nov) / 3071	15931	40.7 %	23.9 %	21.1 %	14.3 %
ATSR2 (9 nov) / 3101	****	****	****	****	****
ATSR2 (22 nov) / 3286	6422	90.4 %	2.9 %	2.1 %	4.6 %
ATSR2 (22 nov) / 3287	6422	89.8 %	4.3 %	2.7 %	3.2 %
AVHRR (26 nov-20 : 39) / 3342	18049	30.3 %	12.3 %	13.6 %	43.9 %
AVHRR (26 nov-22 : 19) / 3343	24426	43.8 %	24.3 %	5.4 %	26.4 %
AVHRR (27 nov-20 : 16) / 3356	17920	44.3 %	5.5 %	6.6 %	43.6 %
AVHRR (27 nov-21 : 58) / 3357	27686	55.5 %	8.8 %	3.2 %	32.5 %
ATSR2 (28 nov) / 3372	2148	9.6 %	35.6 %	1.2 %	53.6 %

Table IV.5 : Comparaison des masques de nuages des images AVHRR ou ATSR-2 aux images POLDER correspondantes.

Il est intéressant de noter que les images POLDER et AVHRR ou ATSR-2 n'ont pas été acquises exactement à la même heure et que par conséquent, il serait irréaliste d'obtenir des valeurs *Nu-CI* et *CI-Nu* égales à 0 %. Par exemple, l'image ATSR-2 du 22 novembre fut acquise 55 minutes après l'image POLDER 3286 et 50 minutes avant l'image POLDER 3287. On peut constater, dans la table IV.6, que les valeurs ont changé traduisant ainsi une évolution de la couverture nuageuse. Néanmoins, les forts taux *Nu-CI* observés sur deux images AVHRR sont probablement davantage dus aux imperfections des tests de détection des nuages qu'à un changement rapide de l'état du ciel. Notons toutefois qu'il n'existe aucun test, applicable aux images AVHRR, qui soit fiable et efficace en toute circonstance au dessus de la calotte polaire antarctique. Sur l'ensemble des images, 70% des pixels sont étiquetés de la même manière par POLDER ou un autre instrument. Si l'on observe plus précisément le taux *CI-Nu* des images AVHRR, on s'aperçoit qu'il est plus élevé lorsqu'un amas de petits nuages est identifié par le test de variabilité spatiale des réflectances, appliqué aux images POLDER correspondantes. Ainsi, le nombre de pixels nuageux artificiellement accru par ce dernier test peut expliquer, en partie, le taux *CI-Nu*. Comme notre démarche consiste à s'affranchir du mieux possible des nuages sur les images POLDER, il est préférable d'en éliminer davantage que ceux qui existent réellement. Les tests d'élimination des nuages sur les images POLDER sont donc efficaces.



A titre d'exemples, les figures IV.9 et IV.10 représentent respectivement les masques de nuages de l'image AVHRR du 26 novembre 1996 et de l'image ATSR-2 du 6 novembre 1996 ainsi que les masques POLDER correspondants.

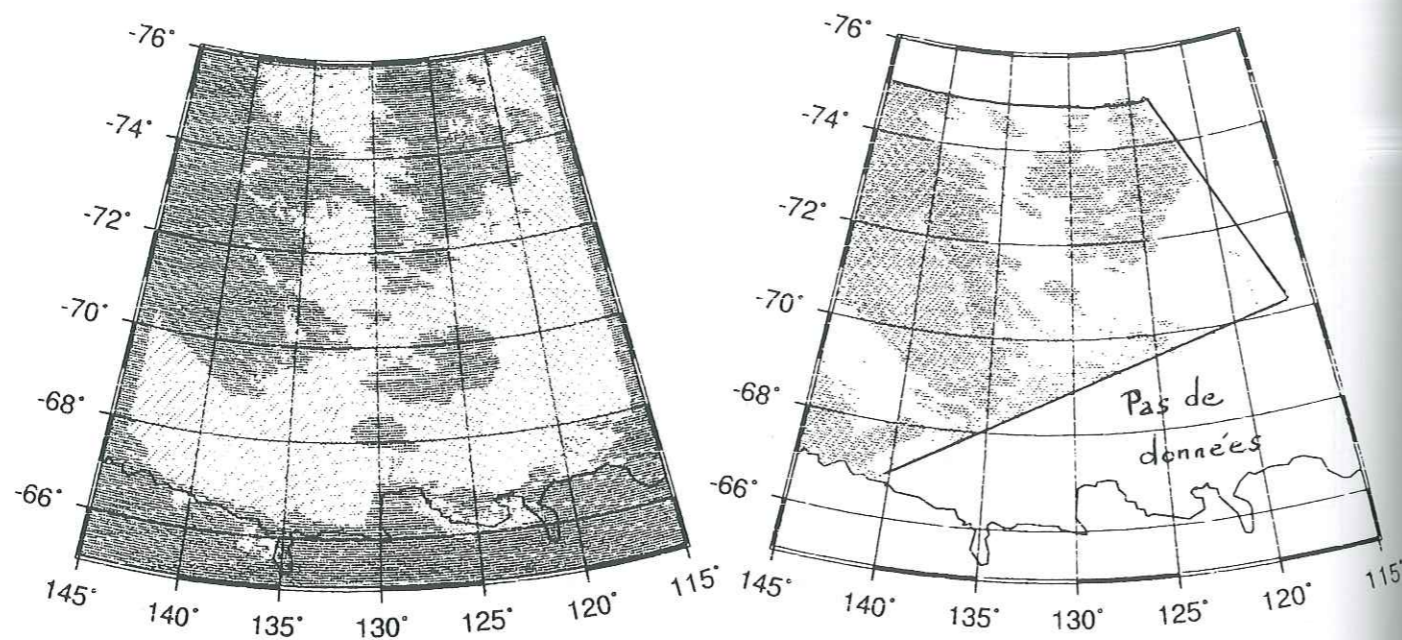


Figure IV.9 : Masque des nuages (gris foncés) sur l'image AVHRR du 26 novembre 1996 (20:39) (gauche) et sur l'image POLDER du 26 novembre 1996 (20:54) (droite).

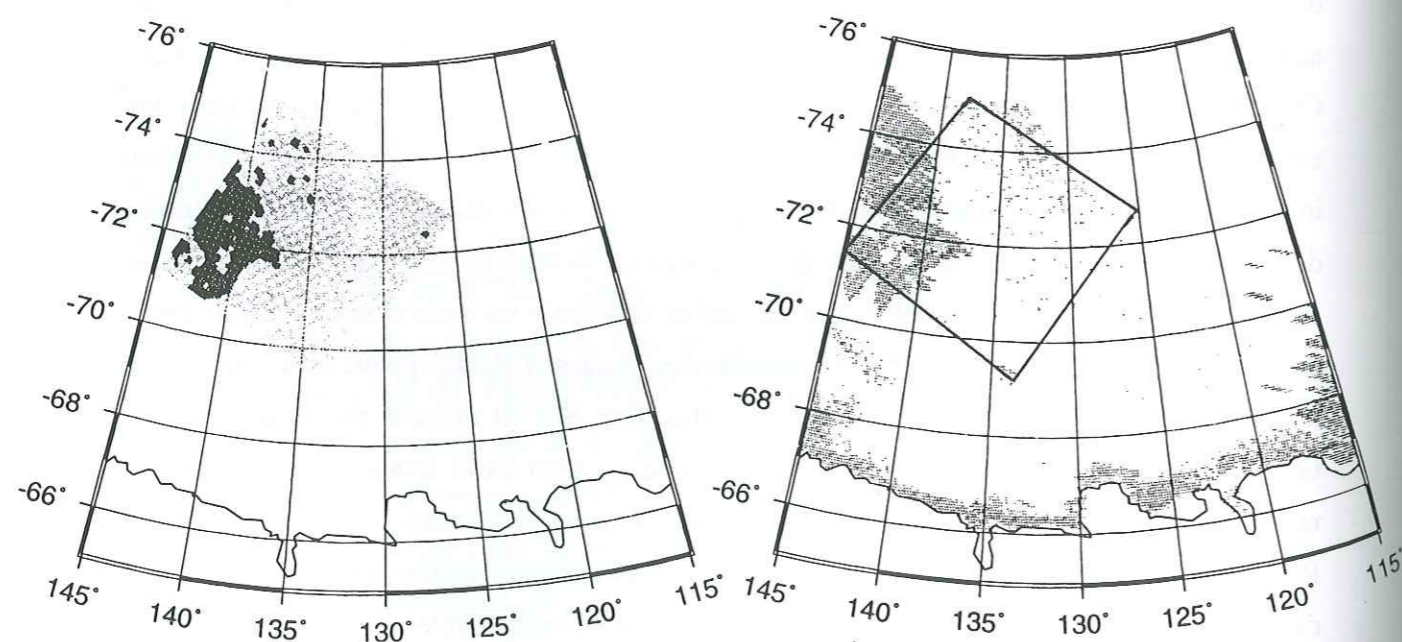


Figure IV.10 : Masque des nuages (noir) sur l'image ATSR-2 du 6 novembre 1996 (23:37) (gauche) et sur l'image POLDER du 6 novembre 1996 (23:11) (droite).

IV.6 Identification des cirrus

Aux précédents tests de détection des nuages sur les images POLDER, décrits ci-dessus, j'en ai ajouté un qui permet de déterminer, dans certaines conditions, si la phase du nuage est solide. Autrement dit, le nuage détecté est-il un cirrus ?

Comme on peut le voir sur la figure IV.7, la réflectance polarisée d'un cirrus, à 865 nm, ne présente pas de pic autour de l'angle de diffusion $\Theta=142^\circ$. La pente entre les valeurs de cette réflectance polarisée à $\Theta=142^\circ \pm 5^\circ$ et Θ voisin de 120° est alors faible. Le test consiste donc à évaluer cette pente : si elle est faible, le pixel nuageux est déclaré couvert par un cirrus. Ce test n'a pas pour but de discriminer les nuages de la neige mais d'apporter une information supplémentaire sur la phase du nuage. Par conséquent, une condition d'application nécessaire est que le pixel ait été détecté nuageux au préalable.

Toutefois, aux pixels détectés nuageux par le test de variabilité des réflectances totales à 670 nm, connaissant ses limitations, il n'est pas raisonnable d'appliquer le test d'identification des cirrus. En effet, nous savons pertinemment que certains pixels clairs sont étiquetés nuageux : ces pixels ne présenteront donc pas de pic de polarisation autour de $\Theta=142^\circ$. Il ne faut donc pas risquer de placer un cirrus là où le ciel est clair. Par ailleurs, quand le test du pic de polarisation révèle la présence d'un nuage d'eau liquide, il est également inutile d'essayer d'y déceler un cirrus.

En résumé, lorsqu'un pixel est vu nuageux par l'un des tests de pression apparente « Rayleigh » ou « oxygène », ou par les deux, il est possible d'identifier la présence de cirrus par l'absence de pic de polarisation vers l'angle de diffusion $\Theta=142^\circ$, à condition que la géométrie de la mesure le permette.

Sur la figure IV.11 qui regroupe les 13 masques de nuages des images POLDER de référence (table IV.1), on peut observer certains cirrus mais il est surtout intéressant de remarquer que des nuages d'eau liquide s'avancent à l'intérieur du plateau antarctique, de près de 1000 km (soit 9° de latitude). Certes, les nuages composés de gouttelettes d'eau surfondue, sont fréquents en dessous de 0°C mais dans ces régions, la température de surface est tout de même très basse (moyenne mensuelle proche de -40°C à Dôme C en novembre). Or à cette température de -40°C , précisément, tout phénomène de surfusion cesse et les gouttelettes d'eau se congèlent alors.

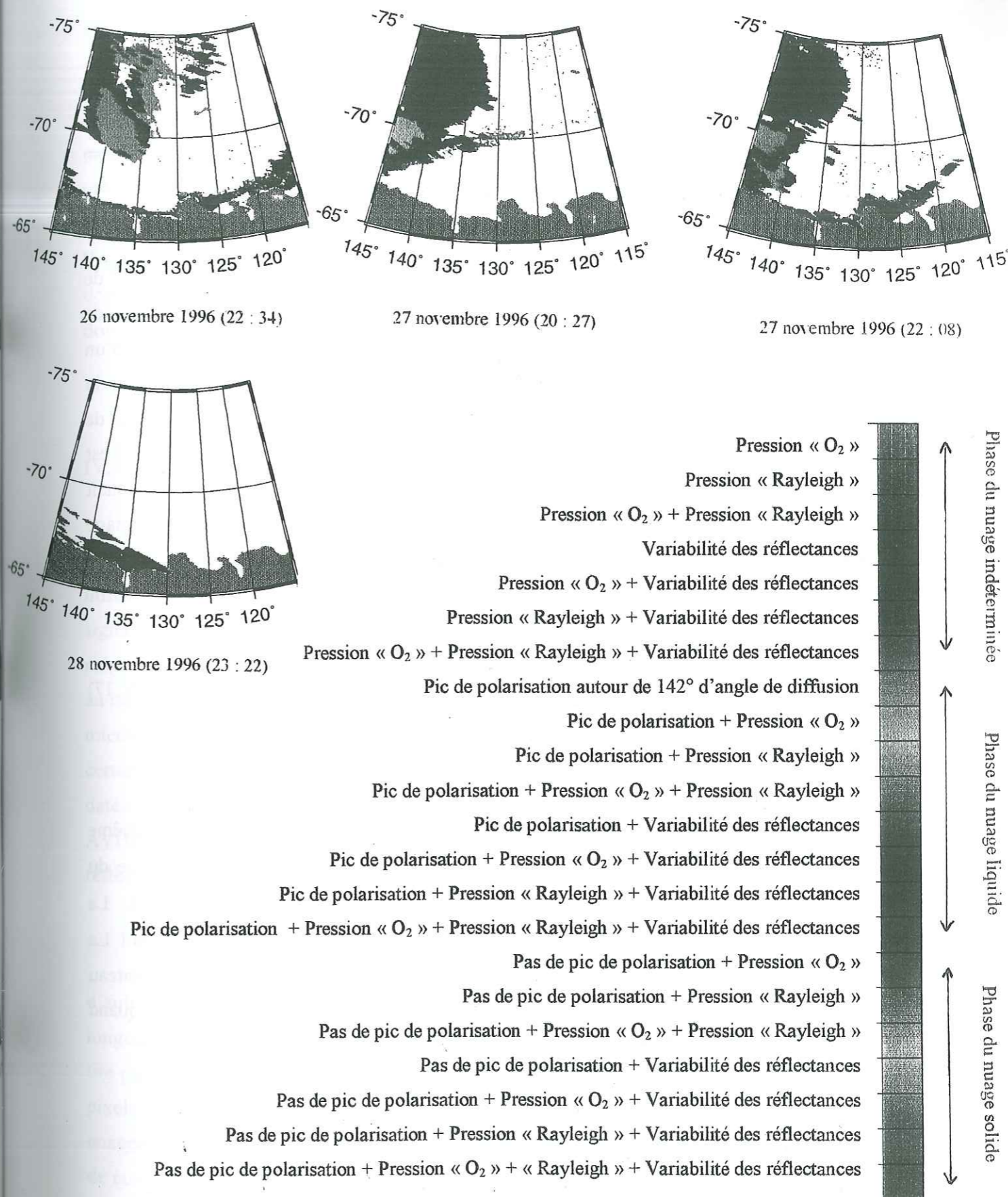
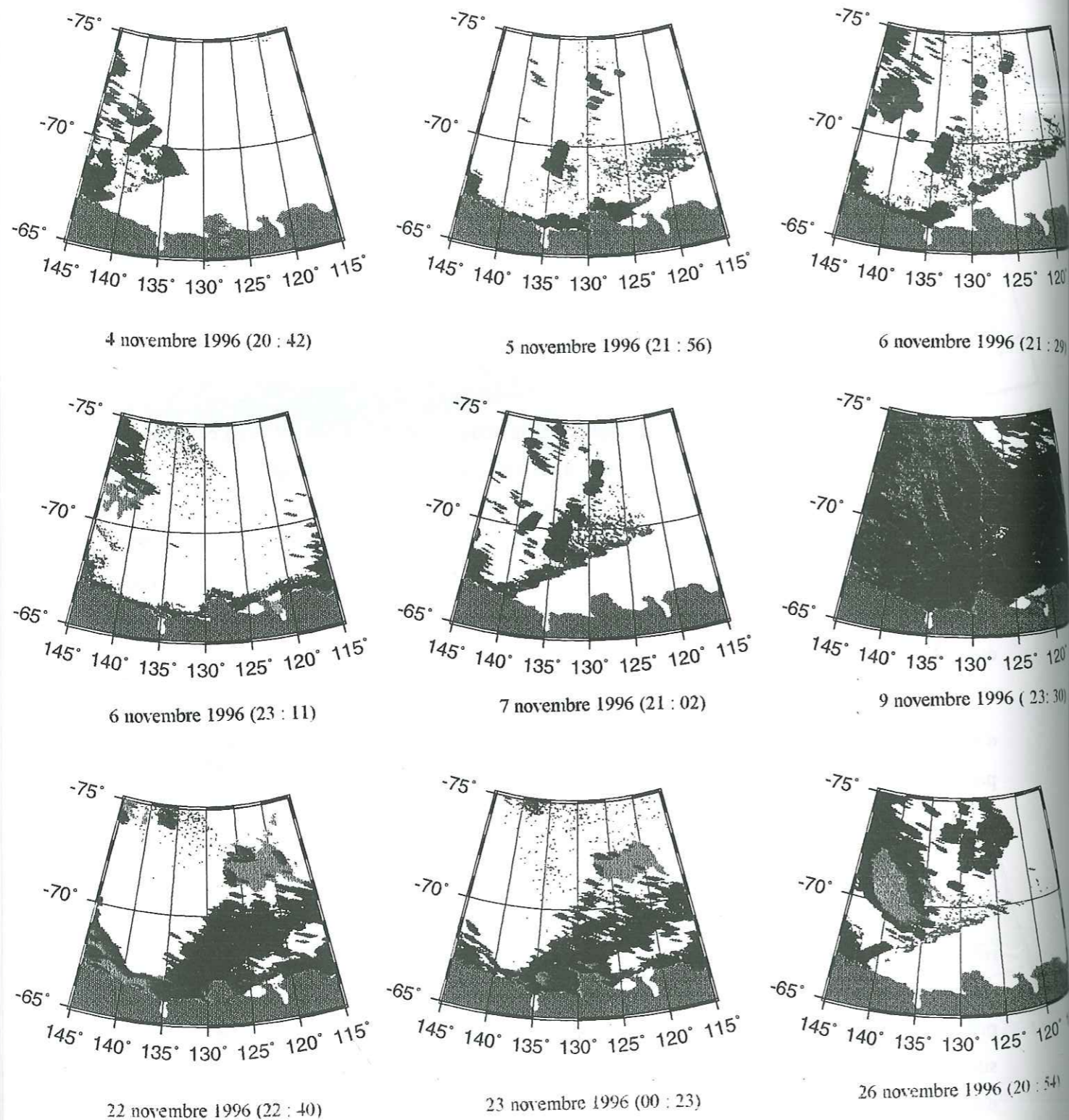


Figure IV.11 : Masques des 13 images POLDER de référence (table IV.1).

IV.7 Comparaison avec la topographie

Un autre test que j'ai tenté de faire mais sans grande réussite consiste à comparer une image de réflectances totales acquise par POLDER dans le visible et une autre aux mêmes dimensions, de la même zone, construite à partir d'un MNT. Détaillons un peu cette méthode.

Un MNT, fourni par Frédérique Rémy du GRGS⁸ à Toulouse, à l'échelle de 1/30^{ème} de degré en latitude comme en longitude est disponible pour l'Antarctique, jusqu'à la latitude 81° S. Une maille de cette grille représente donc une surface de sol de 3.7 km (le long d'un méridien) par une longueur variable (1.57 km le long du parallèle 65° S ou 0.96 km le long du parallèle 75° S). En reconstruisant une grille de topographie dont les nœuds sont les centres de la grille de référence POLDER, à la même dimension que les pixels de grille POLDER, il est possible d'en déterminer l'orientation et la valeur de la pente (cf. chapitre V). Si l'on connaît pour chaque pixel de l'image POLDER, l'angle zénithal solaire θ_s , on peut construire l'image des angles zénithaux solaires locaux en tenant compte de la pente. La réflectance d'un pixel s'écrit :

$$\rho(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = \pi \cdot L(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) / E \cdot \cos(\theta_s) \quad (\text{IV.17})$$

où $L(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi)$ est la luminance, E l'éclairement.

Or en considérant que la neige antarctique, supposée lambertienne, a partout la même valeur de luminance, alors la réflectance est proportionnelle à $(\cos(\theta_s))^{-1}$. L'image issue du MNT représente la carte des valeurs de $(\cos(\theta_s))^{-1}$ pour tous les pixels POLDER. La comparaison des deux devrait permettre de mettre en évidence des zones nuageuses ! La mauvaise résolution de POLDER et le peu de signal topographique à l'intérieur du plateau antarctique sont sans doute les causes de l'inefficacité de ce test. Et malheureusement, quand la topographie est plus variable, ce sont les résultats de l'altimètre qui sont moins fiables.

⁸ Groupement de Recherche de Géodésie Spatiale

IV.8 Comparaison avec une image composite

Un autre moyen de discrimination nuage / neige aurait été de comparer les réflectances mesurées par POLDER à celles d'une image composite qui aurait été fabriquée à partir des valeurs de réflectances mesurées pour des pixels « clairs » de scènes POLDER. Cela nécessite de recueillir des valeurs correspondant aux quatorze directions de visée pour chaque pixel de l'Antarctique et pour différents angles d'incidence solaire : nous ne disposons que des données du mois de novembre 1996 et les zones côtières sont hélas souvent couvertes. Je n'ai donc pas entamé ce travail de très longue haleine.

IV.9 Conclusion

L'élimination des nuages sur des images acquises dans le visible et le proche infrarouge n'est pas une tâche facile car nuages et surfaces enneigées présentent les mêmes signatures spectrales. Néanmoins, quatre tests ont été établis pour discriminer les nuages de la neige sur les images POLDER. Un pixel d'une image POLDER est alors déclaré nuageux si au moins un de ces quatre tests en révèle la présence. Notre but étant d'éliminer les nuages du mieux possible, il n'est pas gênant d'en éliminer plus qu'il n'y en a réellement. Pour fixer certaines valeurs de seuils, des comparaisons ont été faites avec treize images, acquises à des dates très voisines de celles d'images POLDER, provenant des instruments ATSR-2 et AVHRR, sur lesquelles les nuages ont été notamment repérés à partir des rapports des réflectances dans des canaux du moyen infrarouge et du visible.

La surface des nuages est souvent plus mouvementée, avec des zones à l'ombre et d'autres très bien éclairées, que celle de la calotte polaire. Par conséquent, les réflectances à la longueur d'onde 670 nm sont plus variables d'un point à un autre de l'image. Le premier test tire parti de cette observation et calcule l'écart-type des réflectances dans une cellule de 3 x 3 pixels de l'image POLDER. S'il dépasse une valeur seuil, la cellule entière est déclarée nuageuse. Par conséquent, il est normal que ce test soit celui qui détecte le plus grand nombre de nuages.

Le deuxième test consiste à estimer la pression de surface apparente du réflecteur à partir de deux mesures de réflectance effectuées dans deux bandes spectrales de POLDER (une étroite à 763 nm et une large à 765 nm) centrées sur la bande A d'absorption de l'oxygène. Le rapport des deux renseigne directement sur la quantité d'absorbant (l'oxygène) rencontré lors du trajet du signal entre la surface et le satellite. La pression ainsi estimée est comparée à celle du site survolé dont l'altitude est connue : si elle est très inférieure (au moins de 60 hPa), le pixel analysé est étiqueté nuageux.

Les deux autres tests exploitent les mesures de polarisation effectuées par POLDER à 443 nm et 865 nm. Comme leurs domaines d'application se limitent à certains angles de diffusion déterminés, ils ne peuvent pas être effectués pour tous les pixels d'une image. En effet, il arrive parfois, que parmi les 14 visées possibles de POLDER, aucune ne permette d'obtenir les angles de diffusion désirés.

A 443 nm, la polarisation mesurée au niveau du satellite est essentiellement due à la diffusion simple moléculaire qui devient négligeable à 865 nm où elle est alors due à la diffusion simple du rayonnement solaire à la surface du nuage. Par différence des deux, il est possible d'isoler la composante exclusivement due à la diffusion simple par les molécules et d'en évaluer ainsi la quantité située entre le réflecteur et le capteur. De là, il devient possible d'estimer la pression apparente de surface du réflecteur et de la comparer à la pression du site survolé, connue à partir de son altitude. Si l'écart entre la pression « réelle » du site et la pression apparente est supérieur à une valeur de seuil, le pixel est dit nuageux. En fait, deux valeurs de seuils ont été fixées suivant la distance du pixel analysé à la côte ou suivant l'altitude, l'Antarctique étant une sorte de dôme. En effet, des aérosols sont certainement présents dans l'atmosphère à proximité des côtes et perturbent les mesures de polarisation à 443 nm. La valeur de seuil a donc été fixée à 250 hPa pour des altitudes inférieures à 2500 m. Au delà, le seuil est ramené à 100 hPa.

Enfin, le dernier test est appliqué aux images POLDER pour certains pixels vus sous un angle de diffusion proche de 140°. A cet angle, les nuages formés de particules sphériques (nuages d'eau liquide), présentent un pic de polarisation à 865 nm que les cirrus ou la surface enneigée ne présentent pas. Ce test est donc très facile à mettre en œuvre. En outre, il est d'une grande fiabilité et permet d'identifier clairement la présence de nuages d'eau liquide en

novembre 1996, au dessus de la calotte polaire antarctique, à près de 1000 km des côtes, où la température moyenne mensuelle de surface est de -40°C environ.

**Chapitre V : Les FDRBs de la calotte polaire
antarctique observées par POLDER**

V.1 Introduction	111
V.2 Sensibilité des réflectances.....	113
<i>V.2.1 Pollution de la neige.....</i>	<i>114</i>
<i>V.2.2 Taille des grains</i>	<i>115</i>
<i>V.2.3 Rugosité de surface</i>	<i>116</i>
<i>V.2.4 Angle zénithal solaire θ_s et couverture nuageuse</i>	<i>116</i>
V.3 Modélisation des réflectances.....	117
V.4 Restitution des FDRBs	120
<i>V.4.1 Prise en compte de la topographie.....</i>	<i>120</i>
<i>V.4.2 Constitution d'une FDRB.....</i>	<i>124</i>
a) Regroupement des données par angle zénithal solaire	124
b) Regroupement des données par zones géographiques.....	124
V.5 Analyse des FDRBs.....	129
<i>V.5.1 Allure générale</i>	<i>129</i>
a) Exemple de diffusion vers l'avant	129
b) Exemple d'asymétrie et de diffusion vers l'arrière.....	130
<i>V.5.2 Influence de la longueur d'onde.....</i>	<i>133</i>
a) Conservation de la forme	133
b) Réflectance bidirectionnelle décroissante avec la longueur d'onde	134
<i>V.5.3 Influence de l'angle zénithal solaire θ_s</i>	<i>135</i>
<i>V.5.4 Variabilité spatiale.....</i>	<i>136</i>
V.6 Comparaison avec des modèles	139
V.7 Conclusion	143

V.1 Introduction

Comme nous l'avons déjà vu, les variations spatiales et temporelles du rayonnement solaire absorbé et réfléchi par la Terre sont un facteur clé dans la compréhension de changement climatique et plus particulièrement pour les surfaces à fort albédo ou pouvoir réfléchissant comme la neige (*Marshall and Oglesby, 1994*). L'albédo de la neige fraîche, par exemple, peut atteindre 0.85 (*Warren, 1982*) ce qui signifie que très peu d'énergie est absorbée par la couche de neige. Par conséquent, une légère baisse de l'albédo reflète une augmentation importante de la quantité d'énergie absorbée par cette couche de neige entraînant une accélération du métamorphisme des grains de neige ou éventuellement leur fonte. Avec le retrait éventuel de neige dans certaines régions, l'albédo de surface diminuerait et le rayonnement thermique émis augmenterait ce qui créerait une rétroaction positive : à terme, la température de l'air de surface augmenterait. Des mesures expérimentales d'albédo de la neige ont donc été effectuées notamment en Antarctique (*Liljequist, 1956*) (*Hanson, 1960*) (*Hoinkes, 1961*) (*Kuhn et al., 1977*) (*Peterson, 1978*) (*Carroll and Fitch, 1981*) (*Yamanouchi, 1983*) et plusieurs modélisations des réflectances directionnelles hémisphériques spectrales existent, basées sur différents principes. La diffusion simple par une particule de neige isolée, est déduite de la théorie de Mie pour des particules sphériques ou d'un code de lancer de rayons pour des particules hexagonales (*Brogniez, 1995*). La diffusion multiple qui intervient dans la couche de neige peut être ensuite simulée par diverses méthodes (cf. § V.2.5).

Il a été observé depuis près de 50 ans, que la neige n'est pas une surface lambertienne (*Middleton and Mungall, 1952*) ce qui signifie qu'elle ne diffuse pas la même fraction du rayonnement dans toutes les directions. La neige est une surface qui diffuse vers l'avant, c'est-à-dire qu'elle réfléchit l'énergie par diffusion de façon plus importante dans une direction dont l'angle azimutal relatif avec la direction incidente du soleil est proche de 180°. Cette observation avait été faite aussi pour des neiges fondantes et pour des soleils bas sur l'horizon par *Dirmhirn and Eaton (1975)*. Par conséquent, la surveillance globale de l'albédo de la neige intégré à partir de quelques mesures de réflectance bidirectionnelle d'un satellite nécessite de connaître parfaitement la fonction de réflectance anisotropique f de la neige qui rend compte de cette non-uniformité dans la géométrie de réflexion du rayonnement solaire (*Warren, 1982*) (*Warren et al., 1986*).

Des mesures de f ont depuis longtemps été effectuées au niveau du sol (*Middleton and Mungall, 1952*) (*Dirmhirn and Eaton, 1975*), depuis des avions volants à basses altitudes (*Griggs and Marggraf, 1967*) et depuis des satellites (*Taylor and Stowe, 1984*). Il apparaît que

cette fonction f dépend de la fonction de phase de diffusion d'une particule individuelle de glace et de la quantité de diffusion multiple. Comme la fonction de phase de simple diffusion est très anisotrope, la tendance d'une surface de neige à diffuser vers l'avant¹ est d'autant plus marquée que la diffusion se rapproche d'une simple diffusion. C'est notamment le cas pour des soleils bas sur l'horizon. En effet, en moyenne, un photon subit une diffusion plus proche de la surface de la couche de neige lorsqu'il y pénètre avec un angle rasant l'horizontale et a donc plus de chance de s'en échapper (Warren, 1982) (Grenfell et al., 1994). La diffusion multiple entre les grains de la couche de neige produit, quant à elle, une fonction de réflectance f plutôt isotrope. Ainsi, dans le proche infrarouge où la glace est absorbante, la diffusion multiple est mineure et l'anisotropie de la fonction de phase de diffusion simple ressort dans f (ou dans la FDRB, de même forme). En revanche, dans le visible où la glace est très peu absorbante, les fonctions de réflectance anisotrope f sont plus isotropes.

En outre, f dépend également de la rugosité de surface et de son amplitude, très variables en Antarctique : f apparaît donc variable d'un endroit à un autre et même, pour une région donnée, d'une saison à une autre puisque la rugosité de surface s'adoucit en été (Gow, 1965).

La première FDRB de la neige établie à partir de données du satellite NIMBUS-7 par Taylor and Stowe (1984) a révélé que la neige était la surface naturelle la plus isotrope. En fait, leur FDRB représente les valeurs intégrées sur le spectre solaire par des détecteurs à large bande (0.2 – 4.5 μm). De plus, elle n'est pas caractéristique de la neige mais plutôt du système (neige / atmosphère) incluant les processus de diffusion de Rayleigh, d'absorption par l'ozone.... Enfin, Taylor and Stowe ont établi une FDRB moyenne calculée à partir de toutes les mesures acquises pour tous les azimuts solaires, sans tenir compte de la rugosité de surface, orientée de manière non-aléatoire, observée en Antarctique. Elle montre très peu la tendance de diffusion vers l'avant et ne montre pas les effets de la rugosité de surface qui peut, dans une certaine mesure, générer une diffusion vers l'arrière (Warren et al., 1998).

Depuis 25 ans, des mesures de terrain, bien que rares, ont mis en évidence ces effets de la rugosité de surface sur f et sur la FDRB (Kuhn, 1974) (Kuhn and Siogas, 1978) (Kuhn, 1985) (Steffen, 1987) (Brandt et al., 1991) (Warren et al., 1998) (cf. chapitre VI). Lorsque des micro-reliefs de surface sont alignés dans une direction perpendiculaire au soleil, le pic de diffusion vers l'avant est diminué tandis que vers l'arrière, la réflectance augmente et un pic peut apparaître. Si l'orientation de la rugosité de surface est quelconque, par rapport à la

¹ C'est-à-dire pour un angle zénithal de visée θ_v proche de 90° et un angle azimutal relatif à l'azimut solaire $\Delta\phi$ voisin de 180°

direction du soleil, la FDRB devient alors asymétrique par rapport au plan principal. Toutefois, la plupart d'entre elles ont été faites en à Pôle Sud ce qui ne permet pas de disposer d'un grand échantillon de FDRBs observées pour différents types de surface de neige. De plus, à Pôle Sud, la rugosité de surface n'est pas très développée.

Le principe de visée de POLDER va permettre pour la première fois une représentation correcte des FDRBs de la neige de la calotte polaire Antarctique, à petite échelle. Acquises sur différentes zones, elles sont donc d'un grand intérêt pour montrer clairement les effets de la rugosité de surface rarement pris en compte dans les modèles de FDRB de neige.

V.2 Sensibilité des réflectances

L'albédo est la valeur intégrée des réflectances directionnelles hémisphériques spectrales a_s sur toutes les longueurs d'onde du spectre solaire (0.3 – 4 μm). D'une manière générale, les processus de diffusion simple et multiple du rayonnement solaire par la neige permettent d'interpréter les valeurs d'albédo observés et les FDRBs mesurées (Warren, 1982). L'absorption du rayonnement solaire par la glace est faible dans le domaine du visible avec un minimum à la longueur d'onde $\lambda = 0.46 \mu\text{m}$ et augmente dans le proche et moyen infrarouge où existent également de fortes bandes d'absorption. Par conséquent, la réflectance directionnelle hémisphérique a_s est plus faible dans le proche et moyen infrarouge que dans le visible où a_s vaut typiquement 0.96 – 0.98 (Grenfell et al., 1994) (Fig. V.1).

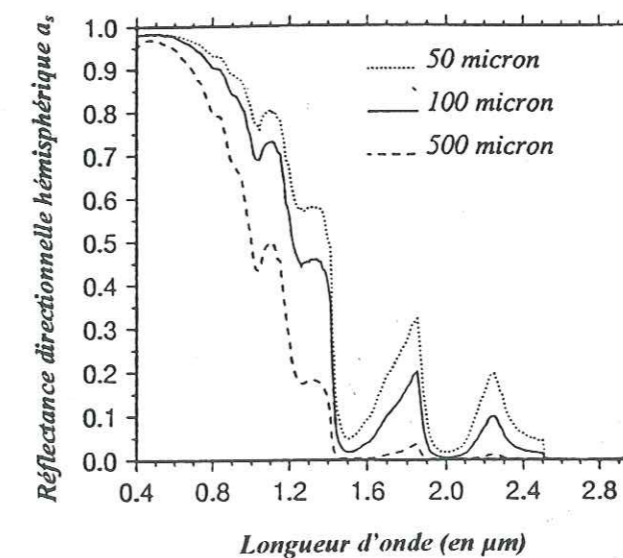


Figure V.1 : Réflectance directionnelle hémisphérique pour un angle solaire zénithal $\theta_s = 40^\circ$ et des grains de neige de 50, 100 et 500 μm de rayon d'après le modèle de Stamnes et al. (1988).

Les valeurs d'albédo mesurées en Antarctique s'étalent grossièrement de 0.8 à 0.9 (Liljequist, 1956) (Hanson, 1960) (Kuhn et al., 1977) (Peterson, 1978) (Carroll and Fitch, 1981) (Yamanouchi, 1983). Hoinkes (1961) mesura à Pôle Sud des valeurs de 0.843 à 0.934 et Grenfell et al. (1994) ont eux, mesuré à Vostok et Pôle Sud des valeurs comprises entre 0.8 et 0.85 qu'ils estiment représentatives de l'Antarctique de l'Est et qui sont semblables à celles de Carroll and Fitch (1981). Si Wendler and Kelley (1988) ont mesuré en Terre-Adélie, par ciel dégagé comme par ciel couvert, des valeurs variant de 0.75 à 0.92, la valeur moyenne de 0.826 respecte la limite de 0.8 estimée par Schwerdtfeger (1970) comme étant la limite inférieure de l'albédo d'une région située en Antarctique où les températures restent constamment en dessous de 0°C.

Les études théoriques, les mesures expérimentales et les observations pour des surfaces de neige plates et lisses sont en assez bon accord. Aussi, est-il aujourd'hui établi que l'albédo d'une surface de neige homogène dépend de la taille et de la forme des grains de neige, des conditions atmosphériques (c'est-à-dire essentiellement de la quantité de flux incident solaire diffus, de la couverture nuageuse, du contenu en vapeur d'eau qui peut modifier sensiblement le spectre d'éclairement) et d'éclairement solaire (angle zénithal solaire θ_s), de la concentration de particules absorbantes (suie, poussières...), de la rugosité de surface (Wiscombe and Warren, 1980 a et b) (Warren, 1982) (Grenfell et al., 1994) (Fily et al., 1998). Pour des couches de neige minces (moins de 20 cm), l'albédo dépend en plus de l'épaisseur de la couche et de la réflectance de la surface recouverte de neige.

V.2.1 Pollution de la neige

Dans les longueurs d'onde du visible, les particules de glace étant très peu absorbantes, la moindre présence dans la couche de neige de suies ou de poussières affecte l'albédo (Wiscombe and Warren, 1980b) (Warren, 1982). Wiscombe et Warren, (1980 b) ont montré qu'une concentration uniforme de telles particules égale à 15 nanogrammes par gramme de neige suffit à réduire de 1% la valeur de a_s à la longueur d'onde la plus sensible (0.46 μm) c'est-à-dire où l'absorption de la glace est minimale. Des mesures expérimentales de réflectances hémisphériques d'échantillons de neige des Alpes, effectuées au CEN², ont également montré que la présence de suies dans la neige diminuait la valeur de a_s sur le domaine spectral de 0.4 μm à 0.9 μm (Sergent et al., 1993) (Sergent et al., 1995) (Fily et al., 1998).

² Centre d'Etude de la Neige, Météo-France, Grenoble

Dans la suite de notre étude, nous considérerons la neige de la calotte Antarctique comme pure puisque des mesures de concentrations d'impuretés de la neige ont été effectuées près des bases habitées Vostok (106°49'E ; 78°28'S) et Pôle Sud n'ont révélé qu'un niveau de pollution négligeable, toujours inférieur à 0.6 ng.g⁻¹ et représentatif de tout l'Antarctique de l'Est (Grenfell et al., 1994).

V.2.2 Taille des grains de neige

Dans le domaine spectral du visible (et même de l'ultraviolet), a_s est presque insensible à la taille des grains de neige et à l'angle zénithal solaire θ_s si bien que la formule (V.1) établie par Bohren and Barkstrom (1974) permet une bonne estimation de la réflectance directionnelle hémisphérique spectrale $a_s(\lambda)$ d'une neige pure.

$$a_s(\lambda) = 1 - 6.[k_\lambda d]^{1/2} \quad (\text{V.1})$$

où k_λ est le coefficient d'absorption de la glace à la longueur d'onde λ , exprimée en μm , et d , le diamètre des grains de neige également exprimée en μm . On peut exprimer k_λ en fonction de la partie imaginaire $m_{\text{im}}(\lambda)$ de l'indice de réfraction de la glace tabulée, par exemple, dans (Warren, 1984) :

$$k_\lambda = 4.\pi.m_{\text{im}}.\lambda^{-1} \quad (\text{V.2})$$

En revanche, dans les domaines spectraux du proche et moyen infrarouges, à l'exception des très fortes bandes d'absorption de la glace, a_s devient très sensible à la taille des grains de neige et particulièrement autour de la longueur d'onde 1.6 μm . Plus les grains de neige sont petits, plus les valeurs de a_s et de l'albédo sont grandes (Fig. V.2). Par exemple, pour un angle zénithal solaire $\theta_s = 40^\circ$, et des grains de neige dont le rayon varie de 50 μm à 500 μm , l'albédo calculé d'une surface sans rugosité diminue de 0.79 à 0.67. Pour la même variation de taille, mais à $\theta_s = 70^\circ$, l'albédo décroît alors de 0.83 à 0.73.

La plupart du temps se produit donc une baisse de l'albédo de la neige avec l'âge des grains, plus rapide en région tempérée qu'en Antarctique où le métamorphisme de la neige (cf. Annexe I) est ralenti par les basses températures qui y règnent. Mais cette diminution de l'albédo correspondant à une augmentation du rayonnement absorbé va contribuer à l'accélérer toujours plus.

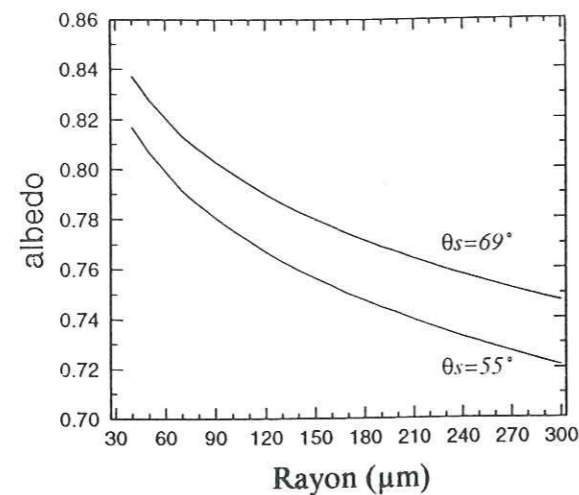


Figure V.2 : Variations de l'albédo modélisé en fonction de la taille des grains de neige et de l'angle zénithal solaire θ_s .

V.2.3 Rugosité de la surface

La rugosité de surface, en Antarctique, est constituée de micro-reliefs orientés dans la direction du vent de surface dominant (cf. chapitre VI). Les ombres qu'ils peuvent porter sur le sol, peuvent également abaisser les valeurs de a_s et de l'albédo. Cet effet est d'autant plus marqué que la rugosité est développée ou que le soleil est bas sur l'horizon, fréquent en région polaire.

Parmi ses mesures d'albédo, *Hoinkes* (1961) attribue les plus faibles valeurs (<0.87) à la rugosité évidente des surfaces étudiées. Pour *Leroux and Fily* (1998), la rugosité de surface peut abaisser la valeur de a_s , à $0.900 \mu\text{m}$, de 10%. Selon *Carroll and Fitch* (1981), la mesure d'albédo d'une surface rugueuse de l'Antarctique peut varier de 4% suivant l'orientation de la rugosité par rapport à la direction d'éclairage solaire. Ainsi, ils mirent en évidence une variabilité journalière de l'albédo liée à l'orientation du soleil par rapport aux micro-reliefs de surface. Le chapitre VI est consacré à une étude plus approfondie de l'effet de la rugosité de surface sur la FDRB.

V.2.4 Angle zénithal solaire θ_s et couverture nuageuse

Avec l'angle zénithal solaire qui augmente jusqu'à environ 80° , l'albédo croît. Au delà, la part d'éclairage diffus augmente et l'albédo diminue à nouveau (*Wiscombe and Warren, 1980a*) (*Warren, 1982*) (*Grenfell et al., 1994*) (*Brandt et al., 1998*). Pour fixer les idées, l'albédo d'une surface de neige dont les grains ont un rayon de $100 \mu\text{m}$ (taille réaliste en Antarctique) augmente de 0.775 à 0.8 pour θ_s variant de 55° à 69° (Fig. V.2). Cette variation de l'albédo est liée à la croissance de la réflectance directionnelle hémisphérique a_s

avec θ_s dans le proche et moyen infrarouge, à l'exception des fortes bandes d'absorption de la glace. Cette observation n'est pas aussi distinctement vérifiée dans le domaine du visible. Puisque l'angle zénithal solaire θ_s a une influence sur la valeur d'albédo et de a_s , il est nécessaire, dans la mesure du possible, de tenir compte, dans le calcul des réflectances d'une surface observée par un satellite, de la pente afin de déterminer l'angle solaire local d'incidence θ_{loc} , surtout quand les pentes sont fortes ou quand les soleils sont bas sur l'horizon comme en Antarctique (où la pente moyenne n'est que de 0.3% environ).

L'albédo semble également augmenter avec la présence de nuage (*Wiscombe and Warren, 1980a*) (*Warren et al., 1986*) (*Wendler and Kelley, 1988*) (de 5 à 10% selon *Liljequist* (1956), de 11% selon *Weller* (1968) et de 5 à 7% selon *Hanson* (1960)) et avec l'opacité des nuages d'un ciel complètement couvert (*Grenfell et al., 1994*). Cependant, pour *Carroll and Fitch* (1981), l'effet des nuages sur l'albédo dépend de la hauteur du soleil.

V.3 Modélisation des réflectances

La modélisation des réflectances de la neige est une simulation de la diffusion du rayonnement solaire qui se décompose en une diffusion simple par une particule de neige isolée et une diffusion multiple entre les grains de neige de la couche de neige. Suivant que l'on considère des particules sphériques ou hexagonales, la diffusion simple est respectivement rendue par la théorie de Mie ou par la théorie des lancers de rayons (*Brogniez, 1988*). Ensuite, la diffusion multiple est simulée par des méthodes diverses : méthode d'approximation à deux flux (*Dunkle and Bevans, 1956*) (*Giddings and La Chapelle, 1961*) (*Bohren, 1987*), méthode d'approximation delta-Eddington (*Joseph et al., 1976*) (*Wiscombe and Warren, 1980 a et b*) (*Choudhury et al., 1981*), la méthode des ordonnées discrètes (*Stamnes et al., 1988*) ou encore, la méthode adding-doubling (*De Haan et al., 1987*) (*Sergent et al., 1998*) (*Leroux et al., 1998*). Dans cette dernière méthode, la couche de neige est décomposée en fines couches élémentaires homogènes, c'est-à-dire caractérisées par des paramètres physiques identiques. Les caractéristiques de la couche totale sont alors calculées en fonction de celles des couches élémentaires. C'est ce dernier modèle que nous utilisons le plus.

Pour estimer la réflectance directionnelle hémisphérique ou hémisphérique d'une surface enneigée, on peut émettre l'hypothèse que les grains de neige sont sphériques et appliquer la théorie de Mie pour estimer la diffusion simple suivie du calcul de diffusion

multiple par l'une des méthodes adding-doubling, des ordonnées discrètes ou d'approximation delta-Eddington. Si la théorie de Mie ne permet pas de caractériser correctement la fonction de phase de diffusion simple d'une particule de glace réelle, rarement sphérique, l'intégration qui mène aux valeurs de réflectance directionnelle hémisphérique et, plus encore, hémisphérique, amoindrit les biais et fournit des valeurs proches des mesures. Toutefois, la comparaison de trois méthodes de calcul de diffusion multiple a révélé que l'estimation de ces réflectances par la méthode d'approximation delta-Eddington différerait sensiblement (de plus de 20%) des valeurs obtenues par les méthodes adding-doubling et des ordonnées discrètes, au delà de 2 µm de longueur d'onde (Leroux, 1996).

Par ailleurs, les réflectances bidirectionnelles de la neige sont étroitement liées à la fonction de phase de diffusion simple d'un grain de la couche de neige isolé dans l'espace et donc de la taille et de la forme du grain. Cette dépendance est d'autant plus vraie dans le proche et moyen infrarouge où l'absorption de la glace est grande et la diffusion multiple est par conséquent très réduite. Leroux (1996) puis Leroux et al. (1998) ont montré que la forme de grain de neige la plus appropriée pour représenter l'évolution des réflectances bidirectionnelles mesurées dans le plan principal et le plan perpendiculaire à la direction d'incidence solaire, en trois sites différents des Alpes, n'était pas une sphère³ mais une particule hexagonale. Cette particule est alors caractérisée par trois grandeurs : un rapport surface/volume identique à une sphère de même rayon que le rayon convexe moyen r_{cvx} mesuré sur les grains de neige prélevés (cf. chapitre VII), le diamètre de la base hexagonale c et la hauteur L tels que $2c/L=1$.

Des fichiers représentant les FDRBs modélisées à 660 nm, 870 nm et 1615 nm, par la méthode du lancer de rayons et adding-doubling utilisant ces particules hexagonales ont donc été créés pour différents rayons convexes de grains (25µm, 50µm, 100µm, 150µm, 200µm, 500µm et 1000µm), différents angles solaires zénithaux θ_s (de 47° à 73° par pas de 2°), différents angles zénithaux de visée θ_v (de 0° à 75° par pas de 5°) et différents azimuts relatifs $\Delta\phi$ (de 0 à 180° par pas de 10°). De plus, la partie diffuse de l'éclairement solaire est prise en compte dans le calcul de la réflectance bidirectionnelle, par la formule V.3, pour les longueurs d'onde 660 nm et 870 nm. Nous utiliserons donc ces résultats de modèles pour notre étude et procéderons, au besoin, à des interpolations parmi ces données.

$$\rho_b(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) = \rho_{direct}(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi) (\%direct) + a_v(\theta_v, \Delta\phi) (\%diffus) \quad (V.3)$$

³ ni d'autres formes de grains de neige comme la piaquette ou la colonne (cf. Annexe 1)

où $\rho_{direct}(\theta_s, \theta_v, \Delta\phi)$ est la réflectance bidirectionnelle calculée par adding-doubling pour un éclairement purement direct et $a_v(\theta_v, \Delta\phi)$ est la réflectance hémisphérique directionnelle⁴ issue du modèle adding-doubling. (%direct) et (%diffus) sont respectivement les fractions d'éclairement solaire direct et diffus.

La figure V.3 illustre les réflectances bidirectionnelles modélisées en prenant en compte la part d'éclairement solaire direct et la part d'éclairement diffus, par la méthode adding-doubling pour des particules hexagonales dont les caractéristiques mentionnées ci-dessus vérifient $2c/L=1$ et dont le rapport (surface / volume) est identique à celui d'une sphère de rayon égal à 100 µm. Le pic de diffusion vers l'avant ($\Delta\phi=180^\circ$) est très visible, surtout pour des angles zénithaux de visée θ_v grands. Vers l'arrière ($\Delta\phi=0^\circ$ ou 360°), pour des angles de visée θ_v supérieurs à 20°, apparaît également un pic de réflectance de moins grande amplitude.

Modèle avec particules hexagonales $2c/L=1$, de même rapport surface/volume que celui d'une sphère de rayon $R=100 \mu m$
Angle zénithal solaire : 55°
longueur d'onde : 660 nm

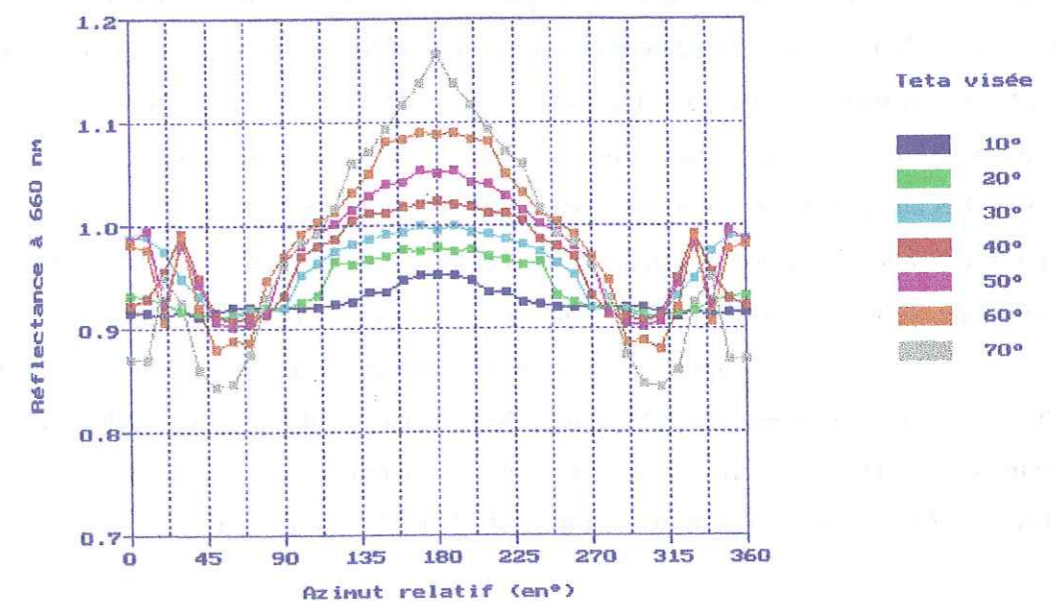


Figure V.3 : Représentation des réflectances bidirectionnelles d'après le modèle adding-doubling, à la longueur d'onde 660 nm, pour différents angles de visée θ_v et en fonction de l'azimut relatif $\Delta\phi$ (180° =avant ; $0^\circ=360^\circ$ =arrière) et en tenant compte du flux diffus incident de l'atmosphère. L'angle zénithal solaire θ_s vaut 55°. Les particules utilisées dans cette simulation sont des particules hexagonales de rapport (surface / volume) identique à celui d'une sphère de rayon 100 µm et caractérisées par un diamètre de base $2c$ et une hauteur L tels que $2c/L=1$.

⁴ c'est-à-dire la part de l'éclairement diffus réfléchi dans la direction de visée

V.4 Restitution des FDRBs

Une sélection des nuages a été appliquée à toutes les données du mois de novembre 1996, situées dans notre région d'étude, selon la méthode développée au chapitre IV. Les mesures de réflectances bidirectionnelles acquises par ciel clair, issues de cette sélection, ont servi à estimer des valeurs de réflectances bidirectionnelles au niveau du sol, par l'utilisation des routines inversant le modèle de transfert radiatif « 6S », décrites au chapitre III, et en prenant en compte les effets de la topographie par l'utilisation d'un MNT (cf. § V.4.1). Comme il a été également écrit au chapitre III, seules les mesures de réflectance totale dans les bandes spectrales centrées à 490 nm, 670 nm et 865 nm ont retenu notre attention. Le but de l'étude étant de dresser des FDRBs de la calotte polaire antarctique les plus caractéristiques possibles, il convient qu'elles soient suffisamment échantillonnées.

V.4.1 Prise en compte de la topographie

La pente est un facteur à prendre en compte pour déterminer précisément les valeurs de réflectance directionnelle hémisphérique a_s . En effet, si le terrain n'est pas plat, la déviation de la normale à la pente par rapport à la verticale locale entraîne une variation de l'angle local d'incidence θ_{local} par rapport à l'angle zénithal solaire θ_s fourni avec les données POLDER de niveau 1 (qui serait le bon angle pour une surface horizontale). Or, dans le calcul d'une réflectance, on fait intervenir $\cos(\theta_{\text{local}})$. Comme les angles θ_s sont déjà grands en Antarctique, une légère correction de la valeur de l'angle θ_{local} est amplifiée par le cosinus et les réflectances peuvent subir d'importants écarts (Grenfell et al., 1994). Afin de tenir compte de ces effets de topographie, nous avons utilisé, pour le calcul des réflectances bidirectionnelles au niveau du sol à partir des données POLDER, un modèle numérique de terrain (Fig. V.4), établi à partir des données altimétriques des satellites ERS par Frédérique Rémy du GRGS⁵, dont la résolution est de $1/30^{\text{ème}}$ de degré en latitude comme en longitude.

Pour chaque pixel de la grille de référence des données POLDER de niveau 1 dont la résolution est de $1/18^{\text{ème}}$ de degré en longitude, compris dans notre région d'étude, l'orientation et la valeur de la pente ont été estimées permettant ainsi une détermination plus correcte de l'angle zénithal solaire local en fonction du lieu, en utilisant les équations (V.4) à (V.10). Développons cette méthode.

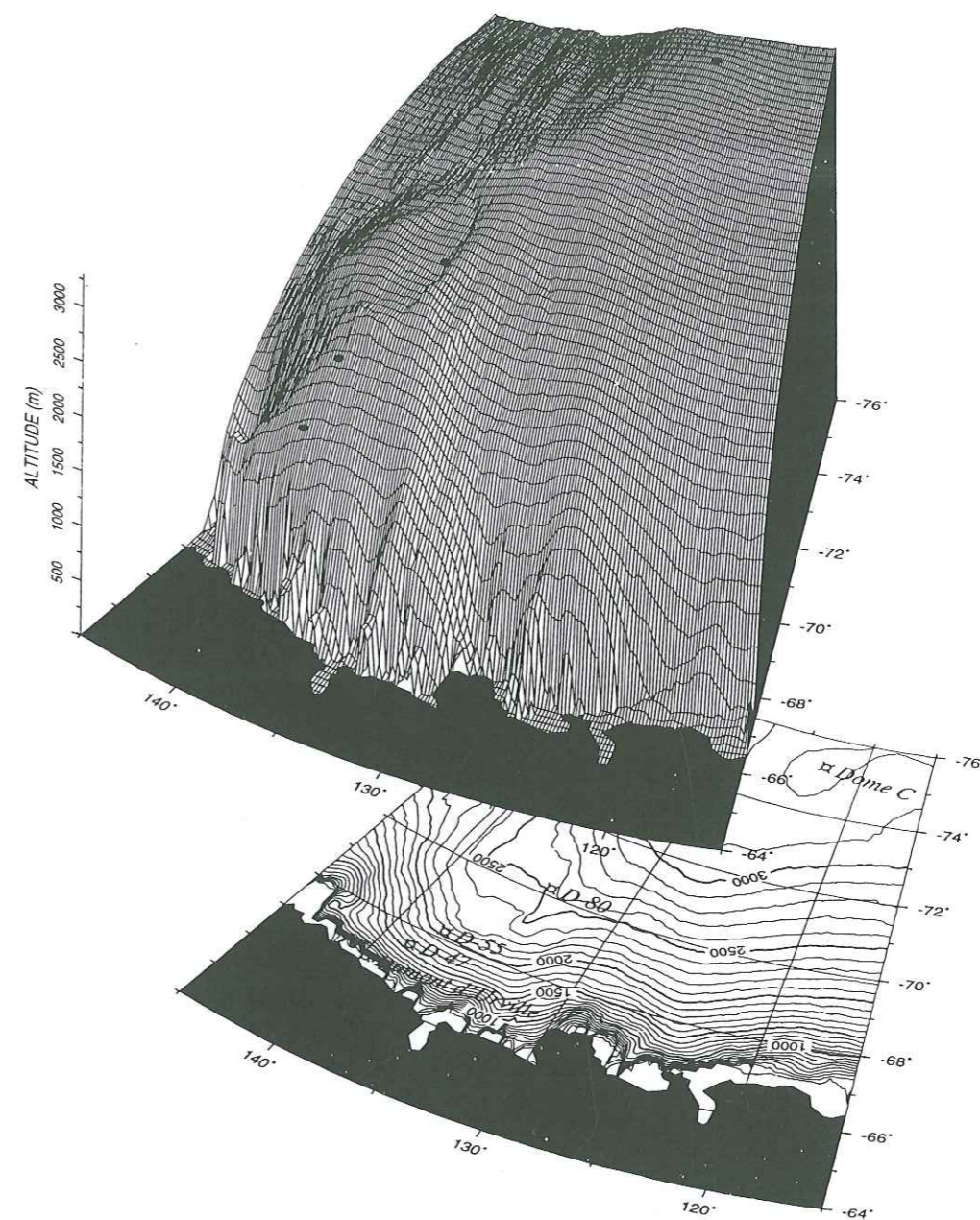
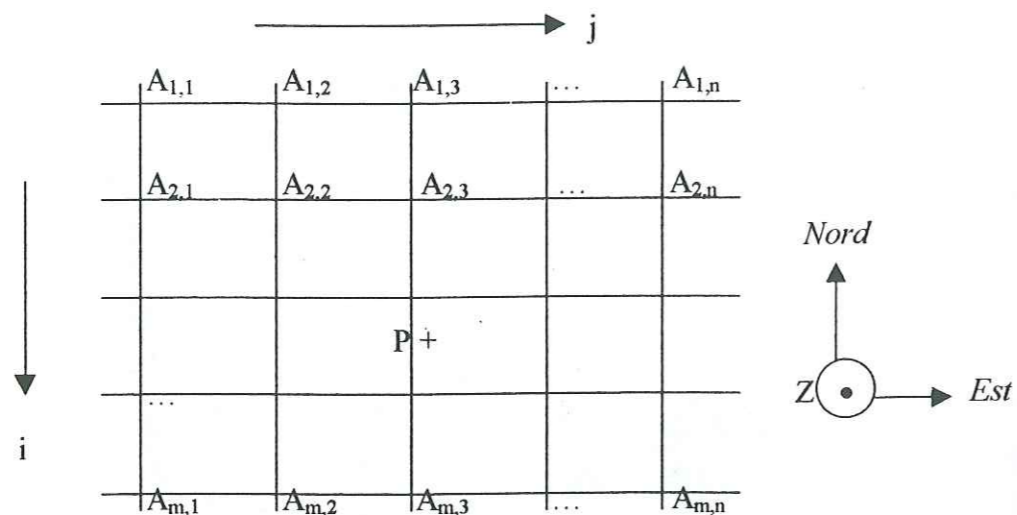


Figure V.4 : représentation de la topographie de la région d'étude d'après le MNT de F. Rémy

Si P est le centre d'un pixel de la grille de référence POLDER, alors, il est possible de déterminer, dans le MNT utilisé, les quatre points $A_{1,1}$, $A_{1,n}$, $A_{m,1}$ et $A_{m,n}$ tels que le rectangle qu'ils forment se rapproche du pixel POLDER en question, c'est-à-dire d'un carré de côté 6.17 km et de centre P.

⁵ Groupe de Recherche en Géodésie Spatiale

On appelle alors, ΔZ_{nord} et ΔZ_{est} les accroissements d'altitude moyens, respectivement vers le Nord et l'Est, observés dans ce rectangle, pour deux points voisins du MNT. ΔZ_{nord} et ΔZ_{est} sont exprimés en mètres. On note dx la distance entre deux points consécutifs du MNT mesurée vers l'est et dy la distance entre deux points consécutifs mesurée vers le nord. Comme la résolution du MNT est de $1/30^{\text{ème}}$ de degré, dy est constante et vaut exactement 2 milles marins⁶ soient 3702 m. En revanche, dx varie avec la latitude (V.6).



$$\Delta Z_{est} = \frac{1}{(n-1)m} \left(\sum_{i=1}^m \sum_{j=1}^{n-1} (A_{i,j+1} - A_{i,j}) \right) = \frac{1}{(n-1)m} \sum_{i=1}^m (A_{i,n} - A_{i,1}) \quad (V.4)$$

$$\Delta Z_{nord} = \frac{1}{n(m-1)} \left(\sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^{m-1} (A_{i,j} - A_{i+1,j}) \right) = \frac{1}{n(m-1)} \sum_{j=1}^n (A_{1,j} - A_{m,j}) \quad (V.5)$$

$$dx = D/30 \cdot \cos(\text{latitude}) \quad (V.6)$$

$$dy = D/30 \quad (V.7)$$

où D (= 111.111 km) est la distance séparant deux méridiens consécutifs au niveau de l'équateur. A titre indicatif, les valeurs de n et m que j'ai utilisées sont rassemblées dans la table V.1.

Latitude	m	n
Plus basse que 65.4°S	3	5
Comprise entre 65.4°S et 73.9°S	3	7
Comprise entre 73.9°S et 78°S	3	9
Comprise entre 78°S et 80.4°S	3	11
Comprise entre 80.4°S et 82°S	3	13

Table V.1 : Valeurs des indices m et n utilisés dans les équations (V.4) et (V.5)

⁶ Le mille marin est défini comme étant égal au $1/60^{\text{ème}}$ de degré de latitude à l'équateur soit 1.8518519 km

Appelons n la normale à la surface et notons θ_n , l'angle qu'elle fait avec la verticale du lieu et ϕ_n , l'angle que fait la ligne de plus grande pente de cette surface avec la direction nord. On peut alors déterminer θ_n et ϕ_n par les équations (V.8) et (V.9).

$$\text{tg}(\theta_n) = \frac{\sqrt{((\Delta Z_{est})^2 dy^2 + (\Delta Z_{nord})^2 dx^2)}}{dx dy} \quad (V.8)$$

$$\text{tg}(\phi_n) = \frac{\Delta Z_{est} dy}{\Delta Z_{nord} dx} \quad (V.9)$$

De là, connaissant l'angle zénithal solaire θ_s pour un sol plat, l'angle local d'incidence solaire θ_{loc} peut être calculé pour un sol pentu, à partir de la formule (V.10).

$$\cos(\theta_{loc}) = \cos(\theta_n) \cdot \cos(\theta_s) + \sin(\theta_n) \cdot \sin(\theta_s) \cdot \cos(\phi_n - \phi_s) \quad (V.10)$$

Les valeurs de θ_n et ϕ_n calculées par cette méthode sont montrées respectivement sur les figures V.5 et V.6.

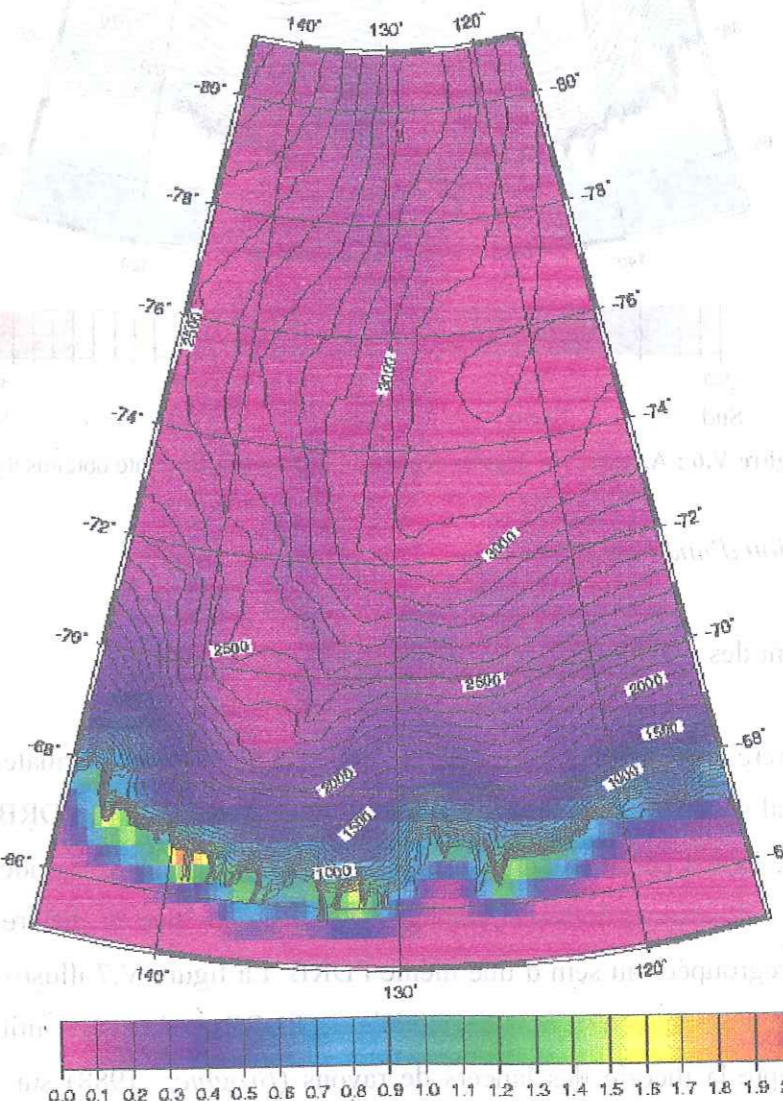


Figure V.5 : Valeurs des pentes (en degrés) obtenues à partir du MNT

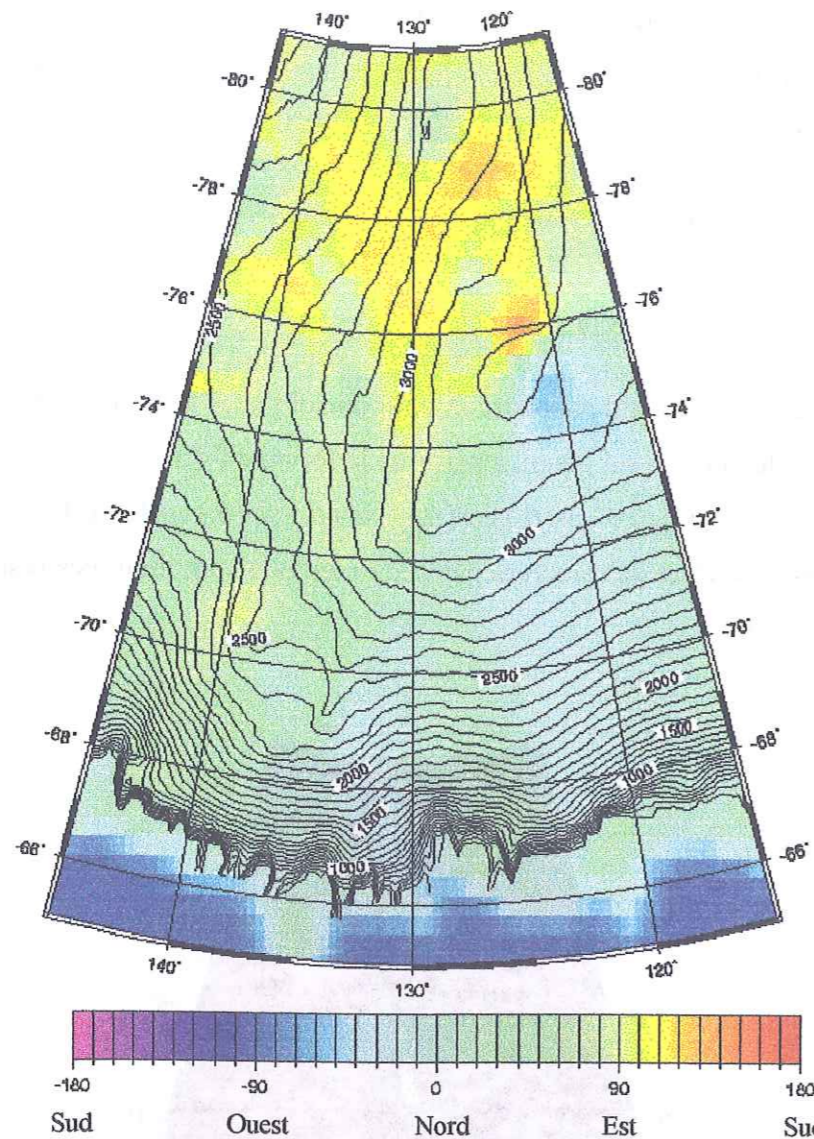


Figure V.6 : Azimuts (en degrés) des lignes de plus grande pente obtenus à partir du MNT

V.4.2 Constitution d'une FDRB

a) Regroupement des données par angle zénithal solaire

De manière à augmenter le nombre de points d'une FDRB, normalement établie pour un angle zénithal solaire θ_s donné, une analyse de la sensibilité de la FDRB modélisée d'une surface de neige lisse a permis de conclure que pour les 3 longueurs d'onde 490 nm, 670 nm et 865 nm, les réflectances bidirectionnelles acquises pour des θ_s différents d'au plus 6°, pouvaient être regroupées au sein d'une même FDRB. La figure V.7 illustre ces observations pour la longueur d'onde $\lambda=670$ nm. Le modèle de FDRB de la neige, utilisé pour tracer la figure V.7, adopte la théorie des lancers de rayons (Brogniez, 1988) sur des particules de neige hexagonales ($2c/L=1$ et de rapport surface/volume identique à celui des sphères de

rayon 100 μm) pour rendre compte de la diffusion simple et la méthode adding-doubling pour représenter la diffusion multiple dans la couche de neige. Pour des angles solaires zénithaux θ_s variant de 47° à 73° par pas de 2°, il produit les FDRBs peu variable ni en forme, ni en amplitude pour des angles θ_s voisins, aux trois longueurs d'onde.

Ainsi, les FDRBs qui seront présentées dans cette étude seront-elles établies pour des angles solaires zénithaux θ_s notés 49°, 55°, 61°, 67° et 73° qu'il faudra comprendre en réalité $49^\circ \pm 3^\circ$, $55^\circ \pm 3^\circ$...

b) Regroupement des données par zones géographiques

Comme la rugosité de surface et la taille des grains de neige varient d'une aire géographique à une autre (Fig. V.8), il a été nécessaire de décomposer, au préalable, notre région d'étude en 30 zones, repérées par deux lettres (Fig. V.9). Chacune s'étend sur 2° de latitude et sur 5° de longitude représentant ainsi une superficie de 226 x 222 km², à la latitude 66°S, et de 133 x 222 km², à la latitude 76°S. Implicitement, nous admettons donc qu'à l'intérieur même de chacune de ces zones, les caractéristiques de rugosité de surface et la taille des grains de neige sont uniformes.

Dans chacune de ces 30 zones, les FDRBs de la calotte polaire antarctique ont été restituées, pour les angles θ_s cités auparavant, en exploitant toutes les données POLDER de niveau 1 du mois de novembre 1996, acquises par ciel clair. Chaque FDRB est constituée de 681 points ou cellules, illustrés par la figure V.10, représentant chacun la moyenne de toutes les réflectances bidirectionnelles disponibles pour la configuration géométrique qu'il définit (angle de visée θ_v , angle azimutal relatif $\Delta\phi$ et angle zénithal solaire θ_s).

Sur chacune des FDRBs qui sont présentées dans ce travail, l'angle azimutal relatif de visée $\Delta\phi$ est toujours compté par rapport à l'azimut du soleil, choisi égal à 0° comme origine des azimuts relatifs. Le disque situé au centre du dessin représente la visée au nadir ($\theta_v = 0^\circ$) tandis que le cercle extérieur représente une visée avec un angle zénithal $\theta_v = 75^\circ$. Les cercles noirs qui seront dessinés sur les FDRBs à titre indicatif, représenteront respectivement, du centre vers l'extérieur, les angles $\theta_v = 15^\circ, 30^\circ, 45^\circ, 60^\circ$ et 75° .

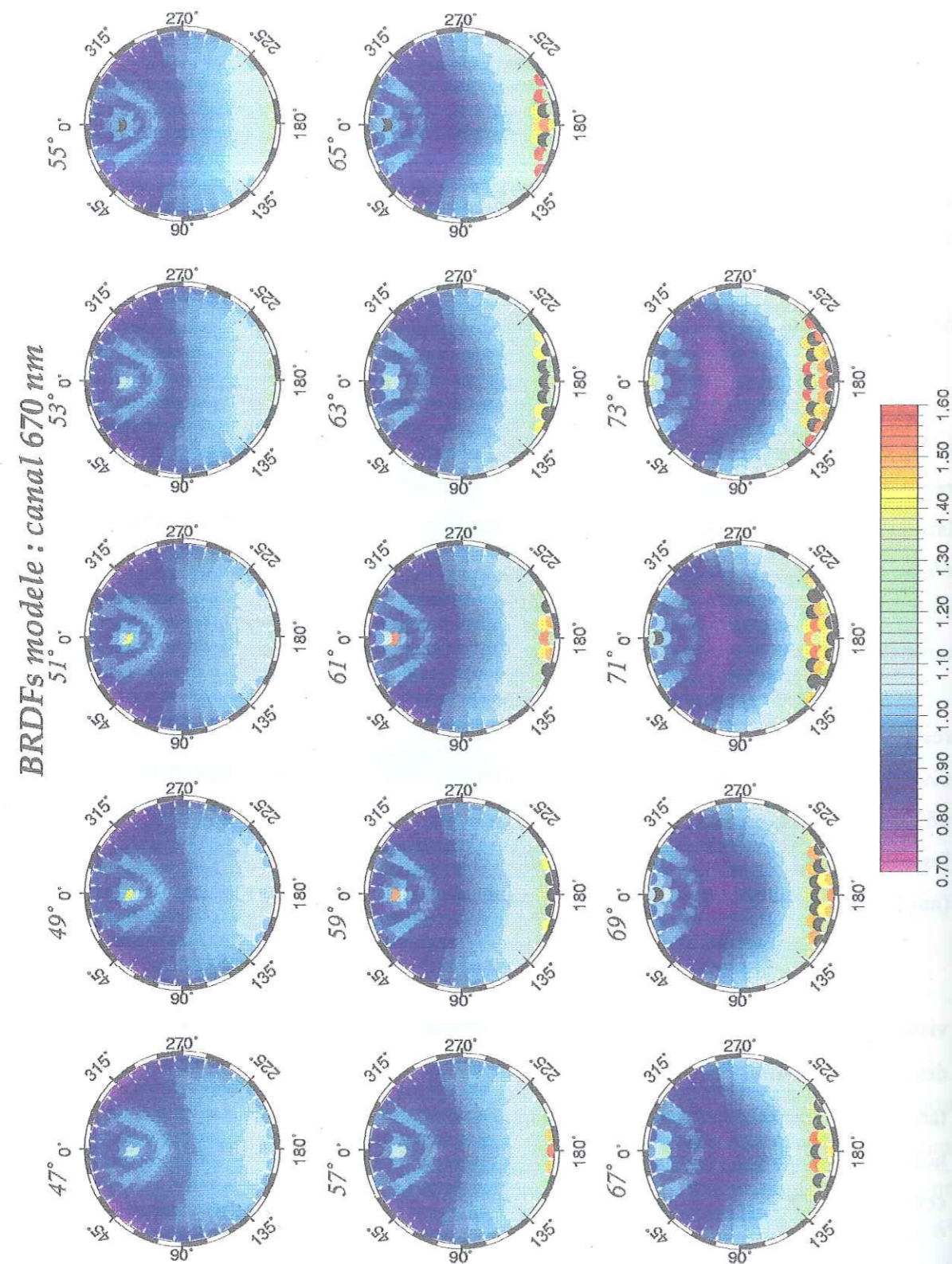


Figure V.7 : FDRBs de la neige modélisées pour différents angles solaires zénithaux θ_s à 670 nm (les points noirs correspondent à des valeurs de réflectance plus grande que la borne supérieure de la palette de couleurs).

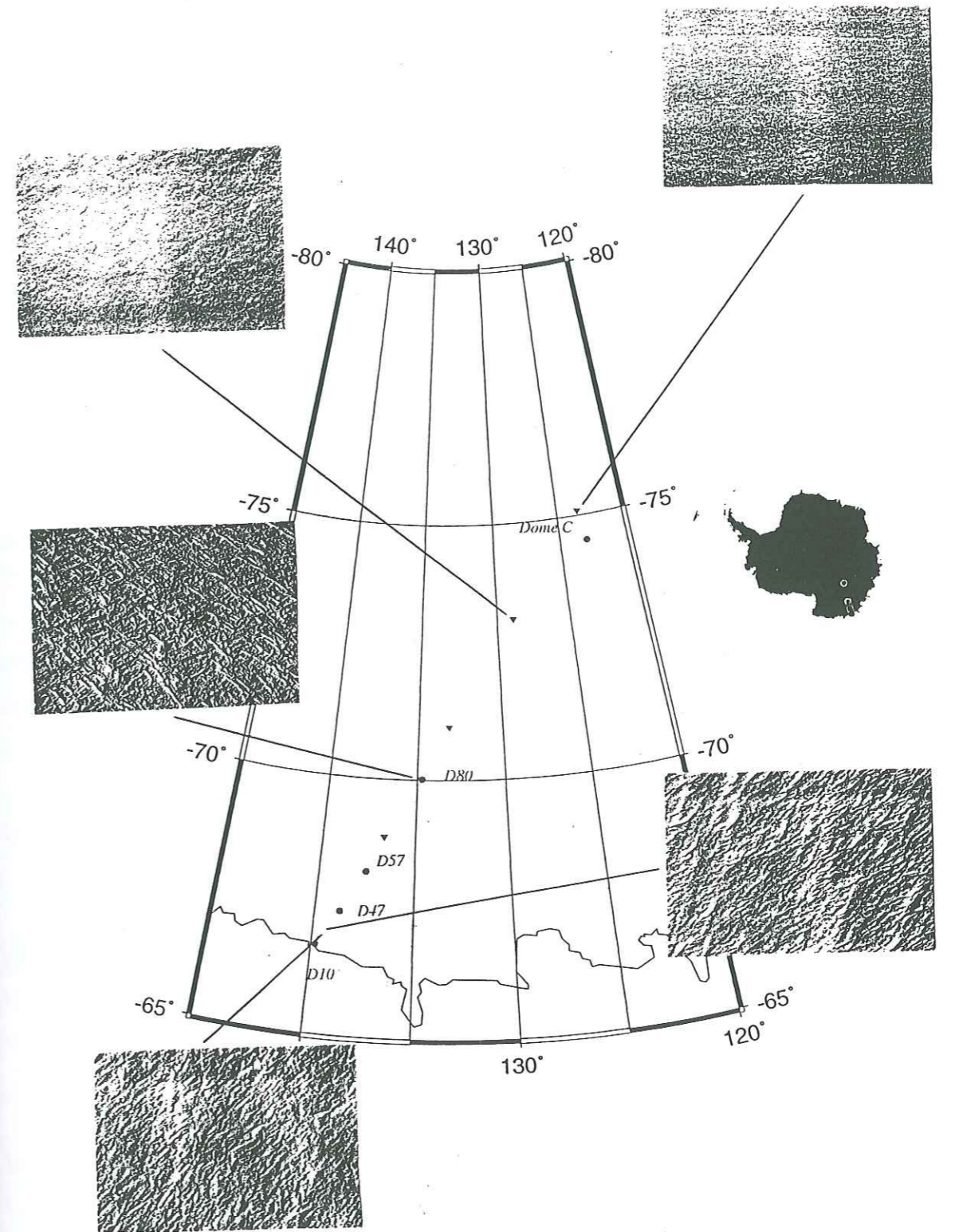


Figure V.8 : La rugosité de surface observée par avion le long de l'axe Dôme C – Dumont d'Urville.
(Clichés : F. Candaudap et E. Le Meur)

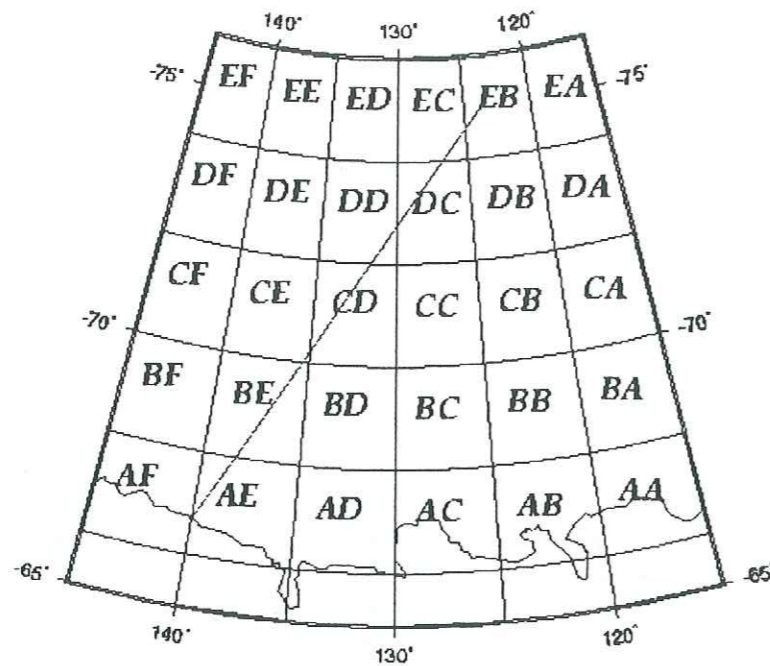


Figure V.9 : Découpage de la région d'étude en 30 zones. Le trait reliant AE à EB représente l'axe Dumont d'Urville-Dôme C.

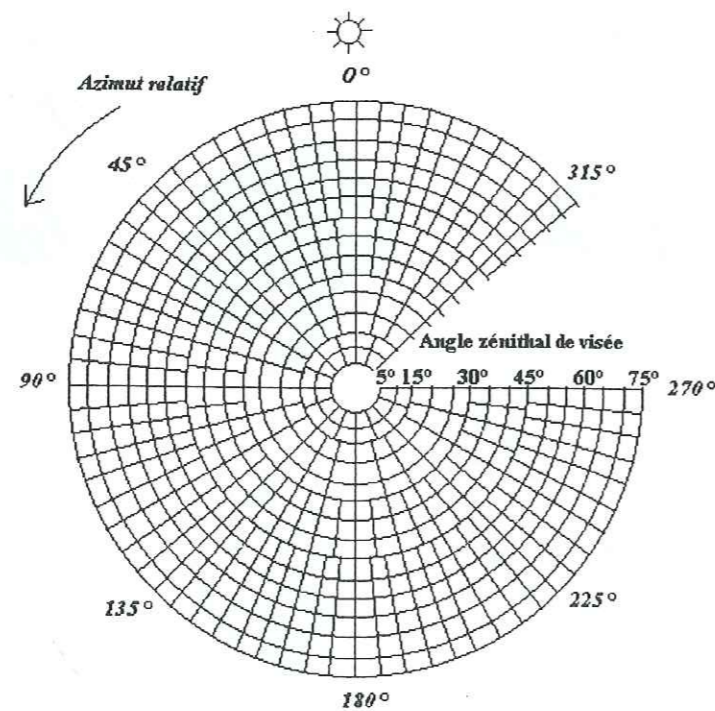


Figure V.10 : distribution des 681 points constituant chaque FDRB et représentation des angles

V.5 Analyse des FDRBs

Pour chacune des 30 zones de la région d'étude, 15 FDRBs ont été restituées, correspondant à 5 angles zénithaux solaires θ_s différents et à 3 longueurs d'onde différentes. Chacune d'elle est établie à partir de nombreuses mesures POLDER, presque toujours plus de 50000 et 271320, au maximum, pour la zone CC et pour un angle solaire $\theta_s=55^\circ$. Il serait fastidieux de toutes les présenter dans cette thèse. Par conséquent, seuls les exemples les plus caractéristiques illustreront, dans la suite, les commentaires généraux qui ressortiront de leur analyse.

V.5.1 Allure générale

L'allure générale observée sur les FDRBs « POLDER » de l'ensemble des zones est caractérisée d'une part, par une forte anisotropie et d'autre part, par une asymétrie par rapport au plan principal, qui diffère complètement des résultats obtenus par *Taylor and Stowe*, (1984). On constate parfois, sur certaines FDRBs, que les valeurs les plus fortes de réflectance bidirectionnelle se trouvent dans le demi-plan « avant », qui contient les azimuts relatifs $\Delta\phi$ de l'intervalle $[90^\circ; 270^\circ]$. Sur d'autres, en revanche, celles du demi-plan « arrière » (défini par complémentarité) sont plus fortes encore.

a) Exemple de diffusion vers l'avant

Par exemple, dans la zone EB qui contient le site de Dôme C où la surface de neige est plutôt lisse et plate, pour $\theta_s = 55^\circ$, on peut observer que la surface a tendance à diffuser vers l'avant, typique d'une surface de neige lisse (Fig. V.11) bien que la FDRB ne soit pas uniformément échantillonnée sur tout le disque (Fig. V.12).

Bien que le terme « diffusion vers l'avant » ne soit applicable qu'à une diffusion dont le pic se situe vers un angle azimutal relatif proche de 180° et pour un angle zénithal de visée θ_v très grand, la tendance observée sur les courbes de la figure V.11 s'en rapproche. En effet, pour un angle de visée donné, toutes les réflectances augmentent avec l'azimut relatif qui se rapproche de 180° . A 160° , plus l'angle zénithal de visée θ_v est grand, plus la réflectance est élevée, le maximum étant égal à 1.0476 est étant atteint pour l'angle zénithal de visée $\theta_v=52.5^\circ$. L'augmentation des réflectances entre les valeurs pour $\Delta\phi=90^\circ$ et $\Delta\phi$ voisin de 160° est de 15%.

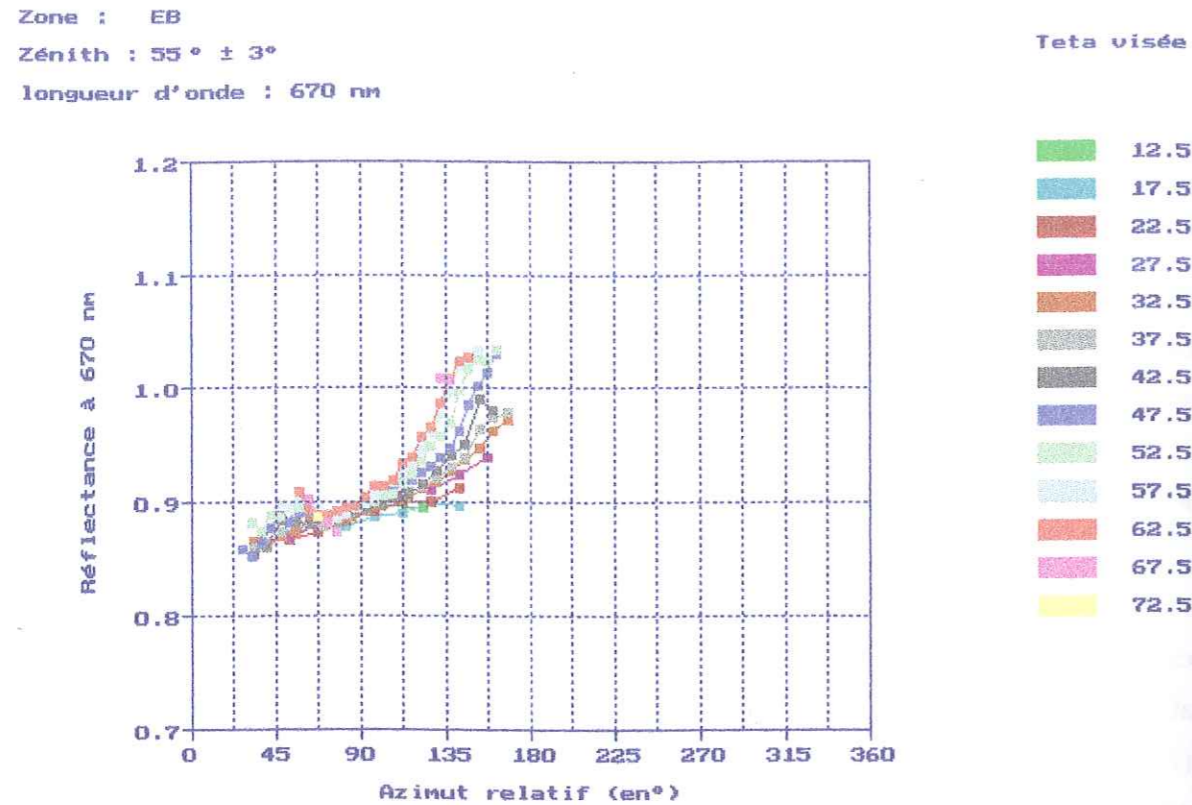


Figure V.11 : Représentation de la tendance à diffuser vers l'avant observée dans la zone EB, pour $\theta_s=55^\circ$ et pour la longueur d'onde $\lambda=670\text{nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).

b) Exemple d'asymétrie et de diffusion « vers l'arrière »

Cependant, dans la plupart des zones (de BA à BF, de CA à CF et de DA à DF), une forte diffusion est constatée dans le demi-plan arrière, pour des angles azimutaux $\Delta\phi$ variant dans l'intervalle $[-45^\circ ; +45^\circ]$. Pour illustrer cette remarque, regardons les FDRBs de la zone CF (Fig. V.13-14). Sur les FDRBs acquises pour $\theta_s=55^\circ$, la tendance de diffusion vers l'avant existe à toutes les longueurs d'onde. Mais des valeurs de réflectances élevées figurent également vers l'arrière. Et sur les FDRBs valables pour $\theta_s=61^\circ$, la forte diffusion dans le demi-plan arrière est très nette. En outre, la FDRB n'est pas symétrique par rapport au plan principal.

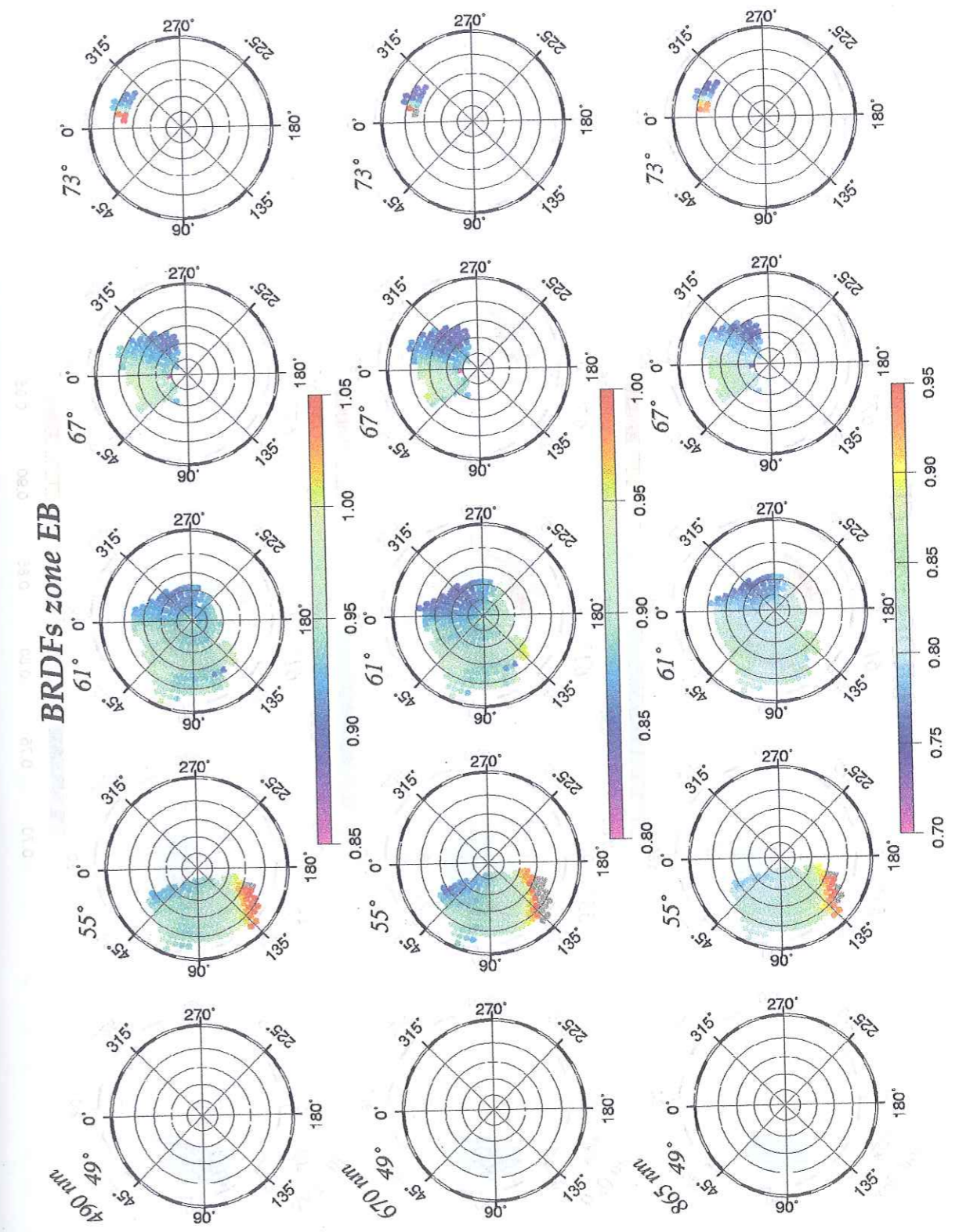


Figure V.12 : FDRBs obtenues à partir des données POLDER du mois de novembre 1996, dans la zone EB. La longueur d'onde correspondante figure en oblique, en tête de chaque ligne et θ_s est inscrit en haut à gauche de chaque FDRB. (Les points gris représentent des valeurs de réflectance supérieures à la valeur maximale de la palette de couleur correspondante). Pour les zones restées blanches, aucune mesure n'est disponible.

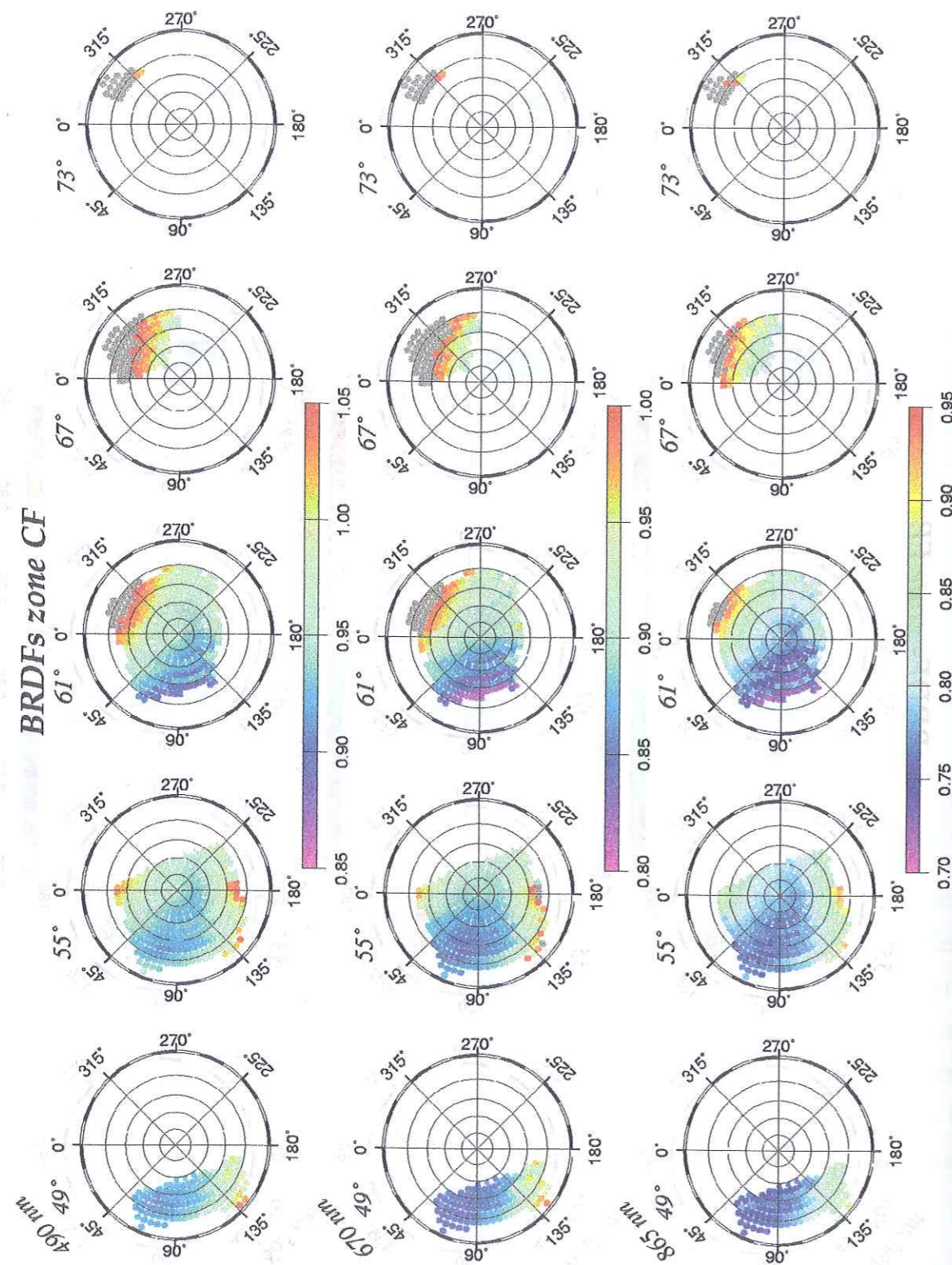


Figure V.13 : FDRBs obtenues à partir des données POLDER du mois de novembre 1996, dans la zone CF. La longueur d'onde correspondante figure en oblique, en tête de chaque ligne et θ_s est inscrit en haut à gauche de chaque FDRB. (Les points gris représentent des valeurs de réflectance supérieures à la valeur maximale de la palette de couleur correspondante). Pour les zones restées blanches, aucune mesure n'est disponible.

Zone : CF
Zénith : $61^\circ \pm 3^\circ$
longueur d'onde : 670 nm

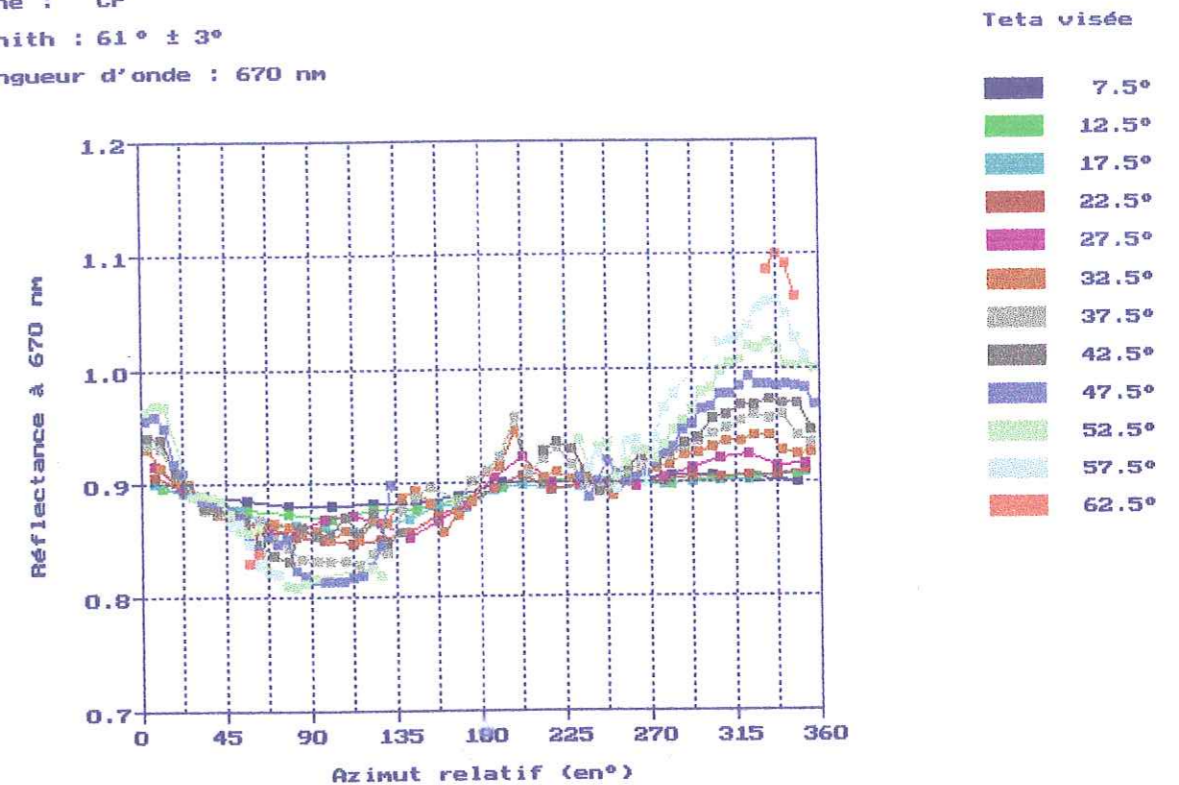


Figure V.14 : asymétrie et tendance de diffusion dans le demi-plan arrière observées sur la FDRB de la zone CF pour $\theta_s=61^\circ$, pour $\lambda=670\text{nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).

V.5.2 Influence de la longueur d'onde

a) Conservation de la forme

Sur toutes les FDRBs, il apparaît, à l'image des zones EB et CF, représentées sur les figures V.12 et V.13 ou encore la zone BB sur la figure V.15, que les formes des FDRBs ne changent pas avec la longueur d'onde. Par exemple, le rapport moyen des valeurs des réflectances bidirectionnelles à 865 nm par celles à 670 nm, pour tous les angles de visée inférieurs à 60° , pour chaque valeur de θ_s et pour toutes les zones, varie de 0.876 à 0.919. Le calcul de ces 133 rapports moyens a fourni un écart-type moyen de 0.0113, le plus fort étant 0.0353 et la valeur médiane valant 0.0086. Ces faibles valeurs d'écart-type indiquent que les rapports obtenus pour chaque point d'une FDRB varient très peu : les formes des FDRBs à 670 et 865 nm sont donc sensiblement les mêmes. Il en va également ainsi pour la longueur d'onde 490 nm (Fig. V.15). Par conséquent, toutes les remarques générales établies ou illustrées pour une longueur d'onde seront valables, par extension, aux deux autres.

Cette observation confirme ce que *Griggs and Margraff* (1967) avaient dit à savoir que la fonction de réflectance anisotropique f , de même forme que la FDRB, par définition, est indépendante de la longueur d'onde λ tant qu'elle varie dans l'intervalle de 440 nm à 960 nm. Pour *Warren et al.* (1998), cette observation est valable, pour des neiges propres, de 300 nm et 900 nm.

b) Réflectance bidirectionnelle décroissante avec la longueur d'onde

Le rapport des réflectances bidirectionnelles à 865 nm par celles à 670 nm évoqué dans le paragraphe précédent est inférieur à 1. Cela signifie simplement que les valeurs de réflectances bidirectionnelles, pour une géométrie de visée donnée, décroissent avec la longueur d'onde croissante.

Dans la zone BB, par exemple, les valeurs au nadir décroissent de 0.9568 à 0.8969 puis 0.7942 pour les longueurs d'onde respectives de 490 nm, 670 nm et 865 nm (Fig. V.15), soient deux baisses successives de 6.3% et 11.45%, en accord avec le modèle utilisé.

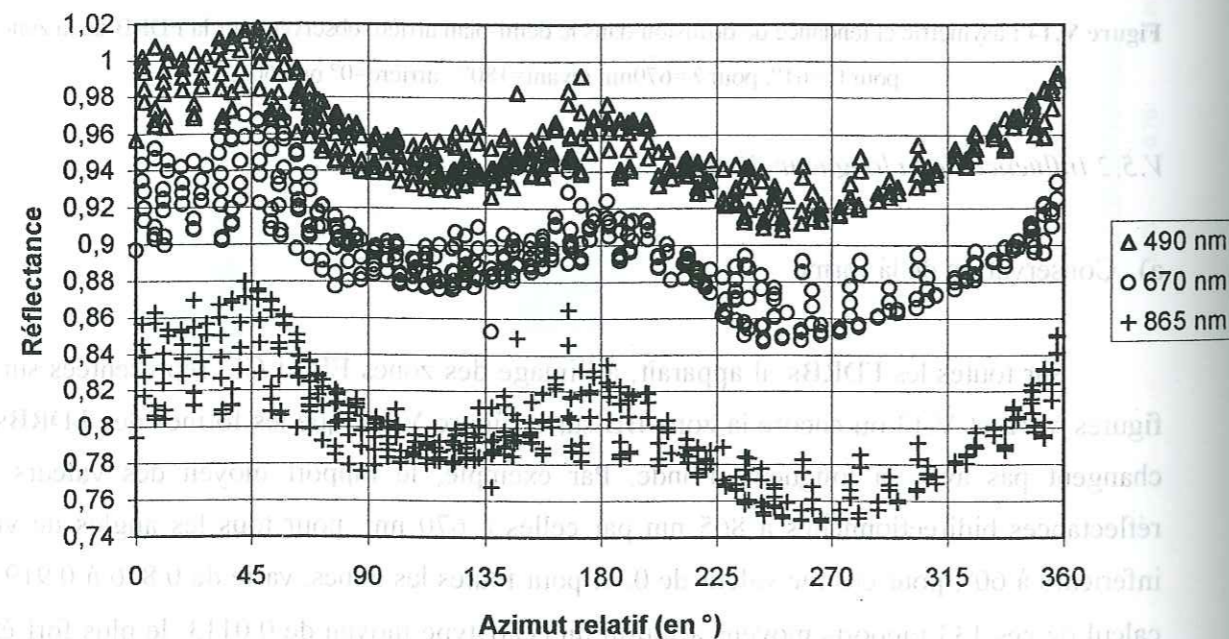


Figure V.15 : Dépendance des réflectances bidirectionnelles à la longueur d'onde dans la zone BB ($\theta_s=55^\circ$)

V.5.3 Influence de l'angle zénithal solaire θ_s

Bien que la réflectance directionnelle hémisphérique a_s soit très peu sensible à l'angle zénithal solaire dans le domaine spectral du visible, l'anisotropie des FDRBs se renforce avec les angles zénithaux solaires qui augmentent, comme nous avons déjà pu le constater sur l'exemple des FDRBs de la zone CF. Bien entendu, l'anisotropie est plus marquée pour des grands angles de visée θ_v et des grands angles zénithaux solaires θ_s (*Carroll and Fitch*, 1981). En effet, pour de faibles valeurs de θ_s , un photon, en moyenne, après une simple diffusion par une particule de neige, n'est pas réfléchi vers l'espace mais reste dans la couche de neige. La quantité de diffusion multiple à l'intérieur de cette couche est donc grande, ce qui rend la surface assez isotrope, surtout pour des petits angles de visée θ_v car la diffusion simple existe malgré tout et génère un pic de diffusion remarquable vers l'avant.

Sur la figure V.16, on constate que les nuages de points correspondant à des réflectances bidirectionnelles mesurées pour des visées supérieures à 50° ont une amplitude plus faible pour des petits angles θ_s . Par exemple, les minima sont plus faibles pour $\theta_s=55^\circ$ que pour $\theta_s=49^\circ$ de 2.46% et les maxima sont plus élevés de 1.88%.

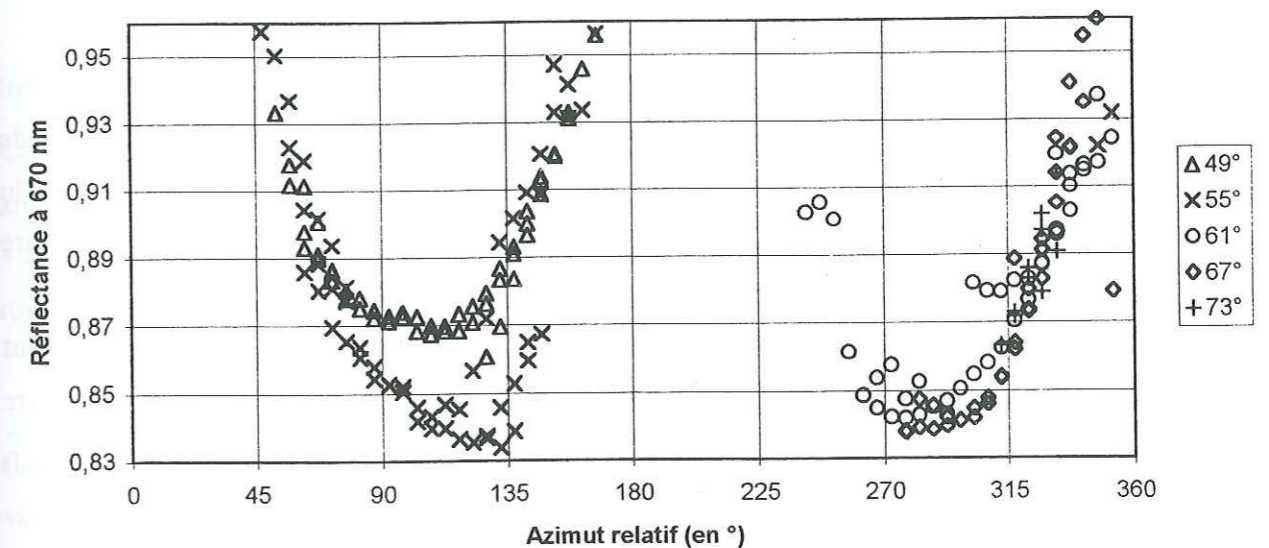


Figure V.16 : Variations des valeurs des réflectances bidirectionnelles (acquises pour $\theta_v > 50^\circ$) pour 5 valeurs d'angle zénithal solaire θ_s pour la zone BA et pour $\lambda=670$ nm (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).

Dans les mêmes conditions, entre les valeurs acquises pour les deux incidences solaires $\theta_s=49^\circ$ et $\theta_s=55^\circ$, le modèle, à 670 nm, affiche une hausse du minimum (0.803 pour $\theta_s=49^\circ$) de 10.7% et une hausse du maximum (1.064 pour $\theta_s=49^\circ$) de 1.12%. Notons cependant que le modèle rend compte du renforcement de l'anisotropie avec l'angle zénithal

solaire θ_s , aux angles de visée supérieurs à 50° (Fig. V.17). L'écart de comportement entre les observations et le modèle peut s'expliquer par une effet grandissant de la rugosité avec l'angle d'incidence solaire θ_s .

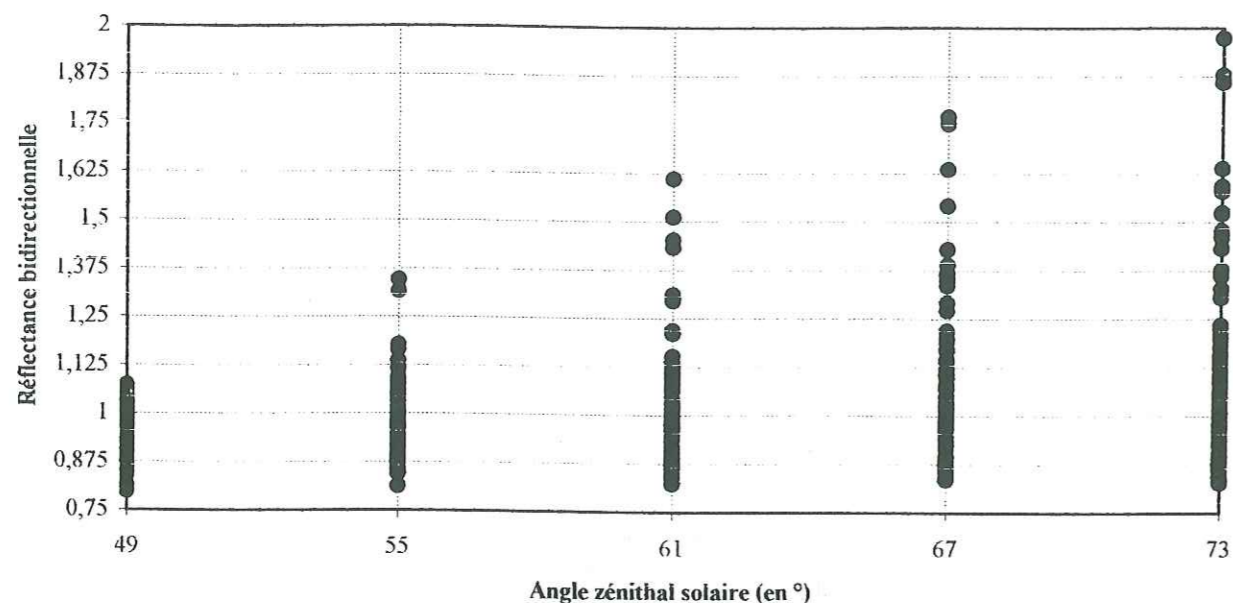


Figure V.17 : Intervalle des réflectances bidirectionnelles modélisées, à 670 nm, pour des particules hexagonales de rayon équivalent 100 μm , pour tous les angles de visée θ_v , supérieurs à 50° et pour cinq angles d'incidence θ_s différents.

Comme nous le verrons plus loin (notamment au chapitre VI), la rugosité de surface peut considérablement diminuer le pic de diffusion vers l'avant, caractéristique des FDRBs de neiges « lisses », et générer un pic vers l'arrière. Ainsi, le maximum de réflectance issu du modèle, situé vers l'avant, est plus élevé que celui des mesures représentées sur la figure V.16. En revanche, vers l'arrière, les valeurs qu'il fournit sous-estiment les mesures.

Grandissant avec l'angle zénithal solaire θ_s , un effet de la rugosité (ombre...) peut encore fournir une explication à la baisse de la réflectance minimale constatée entre l'incidence $\theta_s=49^\circ$ et $\theta_s=55^\circ$.

V.5.4 Variabilité spatiale

La variabilité spatiale des FDRBs a déjà été mise en évidence entre les zones EB (Fig. V.12) et CF (Fig. V.13). Sur la figure V.14, c'est-à-dire pour la zone CF, un pic dans le demi-plan arrière caractérise la FDRB qui n'apparaît pas sur celle de la zone EB (Fig. V.18). Dans ces deux cas encore, les courbes ne sont pas symétriques de part et d'autre du plan principal. Bien plus, le pic vers l'avant semble même décalé pour la zone CF de 20° environ par rapport à l'angle $\Delta\phi=180^\circ$.

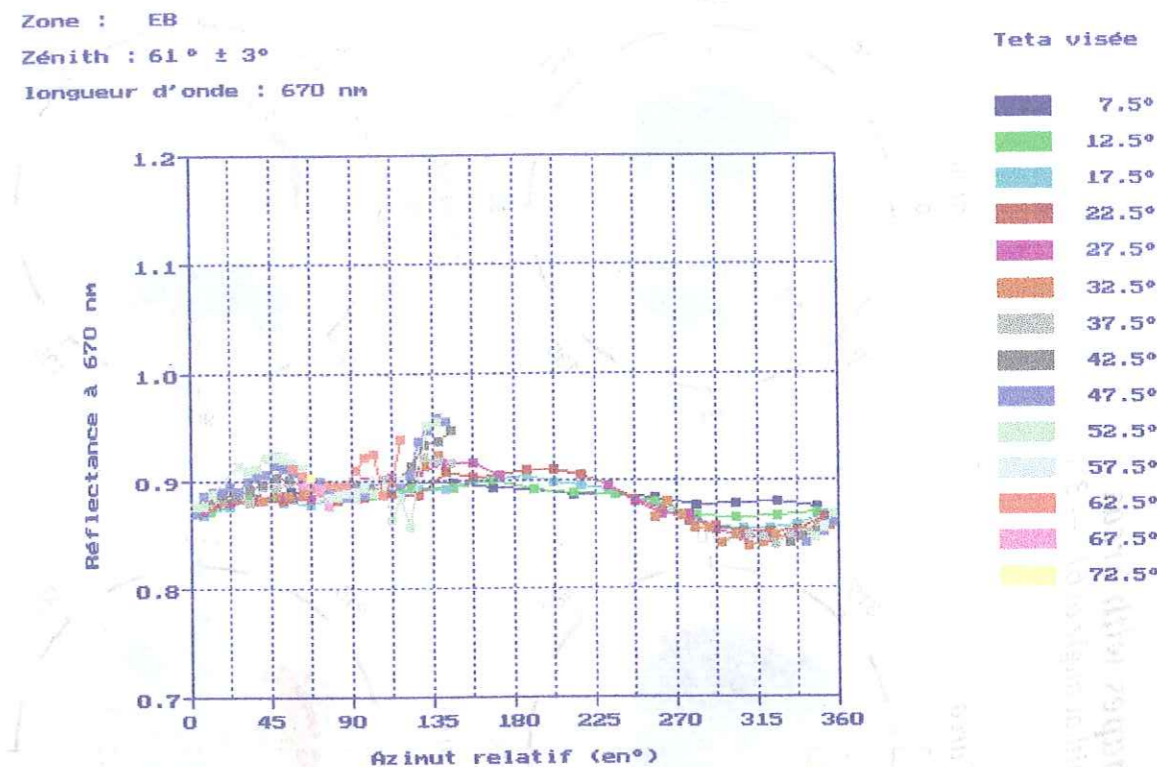


Figure V.18 : FDRB de la zone EB pour $\theta_s=61^\circ$ et $\lambda=670$ nm (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).

La figure V.19 résume ces observations : sur les FDRBs asymétriques des zones CA à CF, valables pour $\theta_s=61^\circ$, le maximum de réflectance est toujours observé dans le demi plan arrière. Cependant, soulignons que l'azimut relatif $\Delta\phi$ de ce pic varie progressivement de $+40^\circ$, dans la zone CA, à environ -30° , dans la zone CF. Nous attribuons donc cet effet à la rugosité de la surface (cf. chapitre VI).

Comme l'analyse des données POLDER ne porte que sur le mois de novembre 1996 (les données relatives aux autres mois n'ayant pas été délivrées dans les mêmes délais), la variabilité temporelle des FDRBs n'a pas été abordé. Son analyse pourrait permettre d'observer, dans une zone donnée, une évolution temporelle des caractéristiques de la surface (taille moyenne des grains de neige, rugosité moyenne...).

Different BRDFs shapes with areas
(at 670 nm with a solar zenith angle of $61^\circ \pm 3^\circ$)

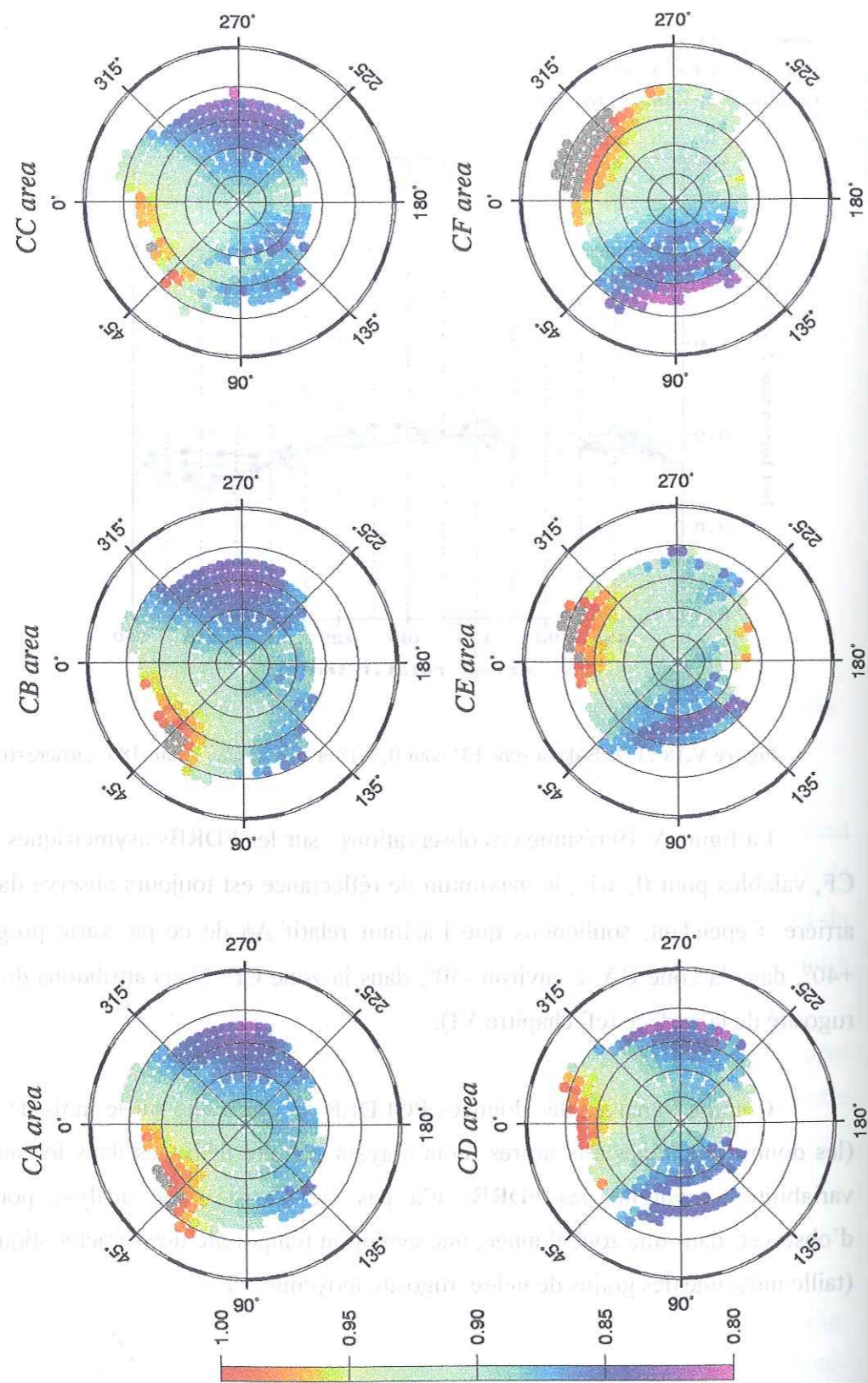


Figure V.19 : FDRBs des zones CA à CF pour $\lambda=670$ nm et $\theta_s=61^\circ$.

V.6 Comparaison avec des modèles

Les FDRBs de la calotte polaire antarctique, restituées à partir des données POLDER, présentent des caractéristiques qui diffèrent, en forme et en amplitude, de celles modélisées par la méthode adding-doubling (Fig. V.20) utilisant des particules hexagonales, censées représenter au mieux les FDRBs observées sur une surface de neige pure, lisse et plate.

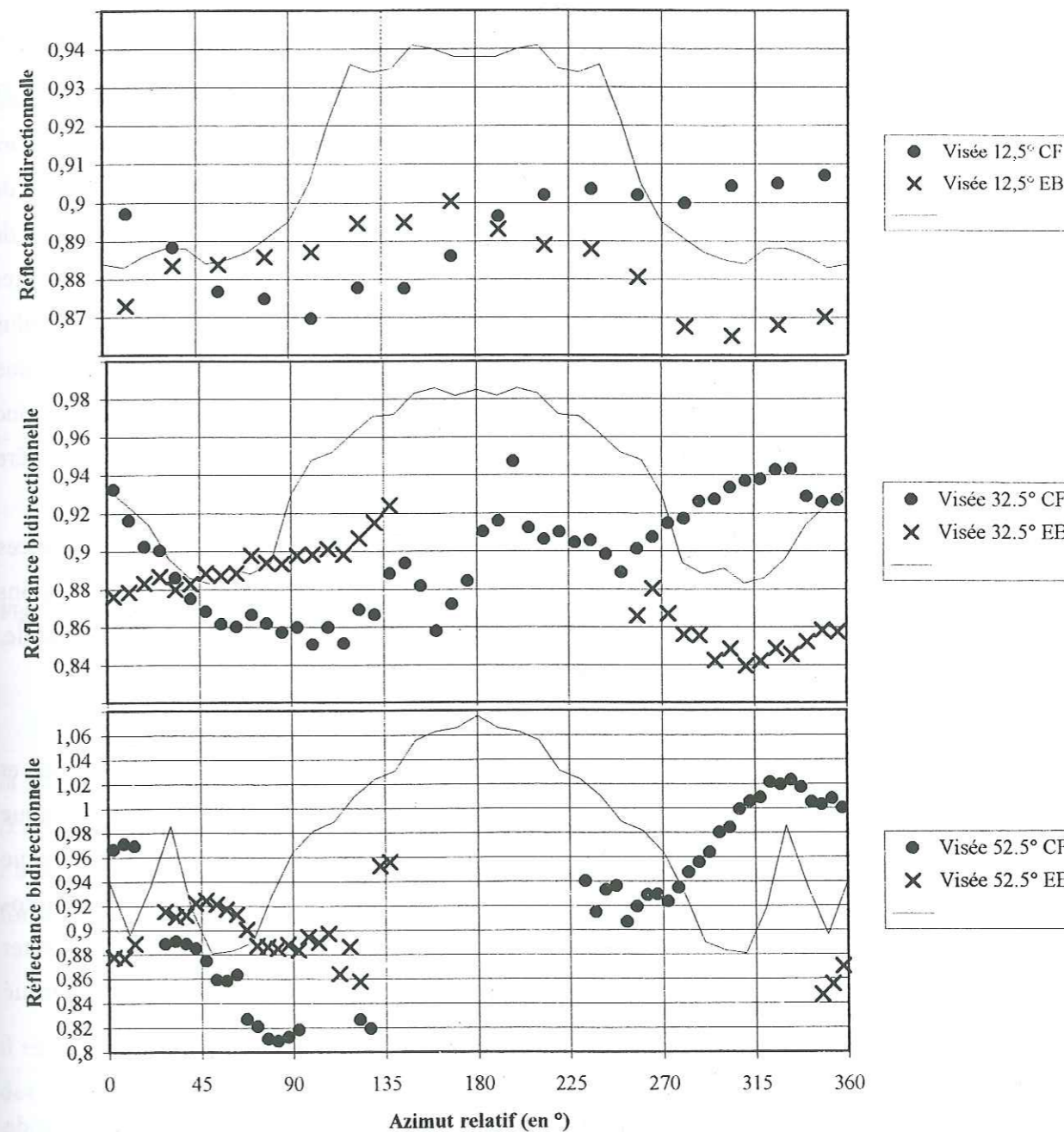


Figure V.20 : Réflectances bidirectionnelles, à 670 nm, mesurées dans les zones CF (points noirs) et EB (croix), pour une incidence solaire $\theta_s=61^\circ$ et des visées de 12.5° (en haut), 32.5° (au milieu) et 52.5° (en bas). Les réflectances modélisées par la méthode adding-doubling avec des particules hexagonales ($100 \mu\text{m}$), prenant en compte la part d'éclairage incident diffus, pour $\theta_s=61^\circ$, sont représentées par un trait continu, pour des visées à 10° (en haut), 30° (au milieu) et 50° (en bas). (Avant : $\Delta\phi=180^\circ$; arrière : $\Delta\phi=360^\circ$ ou 0°).

Là encore, on peut constater que la forme des FDRBs mesurées n'est pas symétrique, par rapport au plan principal ($\Delta\phi=0^\circ$ ou $\Delta\phi=180^\circ$) contrairement au modèle qui apparaît ainsi mal adapté. Dans la zone CF, on peut voir un minimum pour un angle azimutal relatif $\Delta\phi$ voisin de 90° et un maximum proche de $\Delta\phi=340^\circ$, absents de la courbe issue du modèle : des écarts de -7% à $+15\%$ sont alors permanents entre les mesures et la modélisation. Néanmoins, la disposition des points de la zone EB se rapproche davantage, par valeurs inférieures, de celle du modèle.

Dans les longueurs d'onde du visible, comme la taille des grains de neige n'a pas d'influence sensible sur les mesures de réflectance, et étant donné que la neige est très pure sur la calotte antarctique, les allures constatées ne peuvent pas incomber à un effet de pollution de la surface enneigée. Le seul paramètre permettant d'interpréter ces variations de formes et l'asymétrie des FDRBs est la rugosité de la surface, variable sur de courtes distances (Fig. V.8). Comme il sera expliqué au chapitre VI, la rugosité de surface la plus développée se trouve dans les zones où le vent souffle avec force et constance, dans une direction peu variable, c'est-à-dire surtout dans les zones BA à BF et CA à CF. Il semble donc évident d'attribuer les fortes réflectances bidirectionnelles, situées dans le demi plan arrière des FDRBs, aux micro-reliefs de la surface antarctique.

A l'image de la zone CF, le modèle semble sous-estimer les valeurs de réflectances bidirectionnelles dans le demi-plan arrière et surestimer celles vers l'avant dans des régions où la rugosité de surface est plus développée. Au contraire, dans la zone EB où elle est faible, les formes de FDRBs mesurée et modélisée se rapprochent.

Pour Grenfell et al. (1994), sur une surface où la rugosité est assez développée et orientée de manière non aléatoire mais dans une direction déterminée, comme en Antarctique (cf. chapitre VI), le pic de diffusion vers l'avant n'est observé de façon nette que lorsque l'orientation de cette rugosité est parallèle à la direction d'incidence solaire. Quand les micro-reliefs de surface sont perpendiculaires à la direction d'éclairement, on peut même constater la disparition du pic vers l'avant et l'apparition d'un pic vers l'arrière, d'autant plus marqué que les reliefs de surface sont très développés.

Leroux (1996) puis Leroux and Fily (1998) ont pris en compte l'effet de la rugosité de surface dans un modèle de FDRB de la neige. Inspiré du modèle développé par Roujean et al. (1992), la rugosité est représentée par des parallélépipèdes rectangles, régulièrement espacés, placés verticalement et orientés dans une même direction. La diffusion multiple entre les différentes faces des parallélépipèdes n'est pas prise en compte.

Si l'influence de la rugosité n'est clairement visible que pour des angles zénithaux solaire et de visée supérieurs à 50° , elle est maximale quand son orientation est perpendiculaire au soleil. De plus, l'effet s'accroît encore avec le nombre de micro-reliefs pour une surface donnée (Fig. V.21) (Leroux and Fily, 1998).

Les résultats de cette modélisation ont pu être confrontés aux mesures de FDRBs effectuées à Pôle Sud (Brandt et al., 1991). Il apparaît que les formes de FDRBs sont assez bien restituées mais que les effets de la rugosité sur la FDRB sont exagérés, probablement à cause de la forme utilisée pour modéliser chaque micro-relief (Warren et al., 1998).

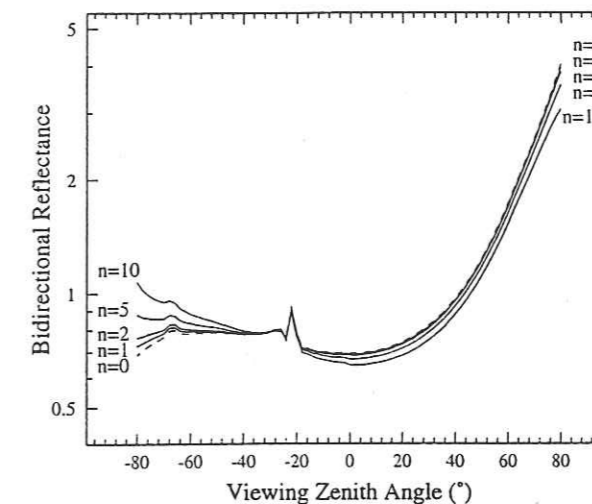


Figure V.21 : Réflectance bidirectionnelle modélisée à $0.9 \mu\text{m}$ par rapport au nombre de parallélépipèdes n pour une surface donnée et en fonction de l'angle de visée θ_v .

La figure V.22 représente deux FDRBs acquises à Pôle Sud, en été, sur une surface où la rugosité n'est pas très développée et les résultats correspondants de la modélisation par (Leroux, 1996) et (Leroux and Fily, 1998). On peut y voir la baisse du pic de diffusion vers l'avant lorsque la rugosité est orientée perpendiculairement au soleil et l'apparition d'une forte diffusion dans le demi-plan arrière.

L'asymétrie de la FDRB, provoquée par la rugosité de surface n'est pas quelconque et il est même possible de déterminer une direction de rugosité à partir d'une analyse plus fine des FDRBs restituées des données POLDER (cf. chapitre VI). Cependant, Leroux and Fily (1998) ont montré que le changement d'orientation de la rugosité de $\pm 10^\circ$ par rapport à une direction donnée n'affectait pas de manière significative la FDRB modélisée.

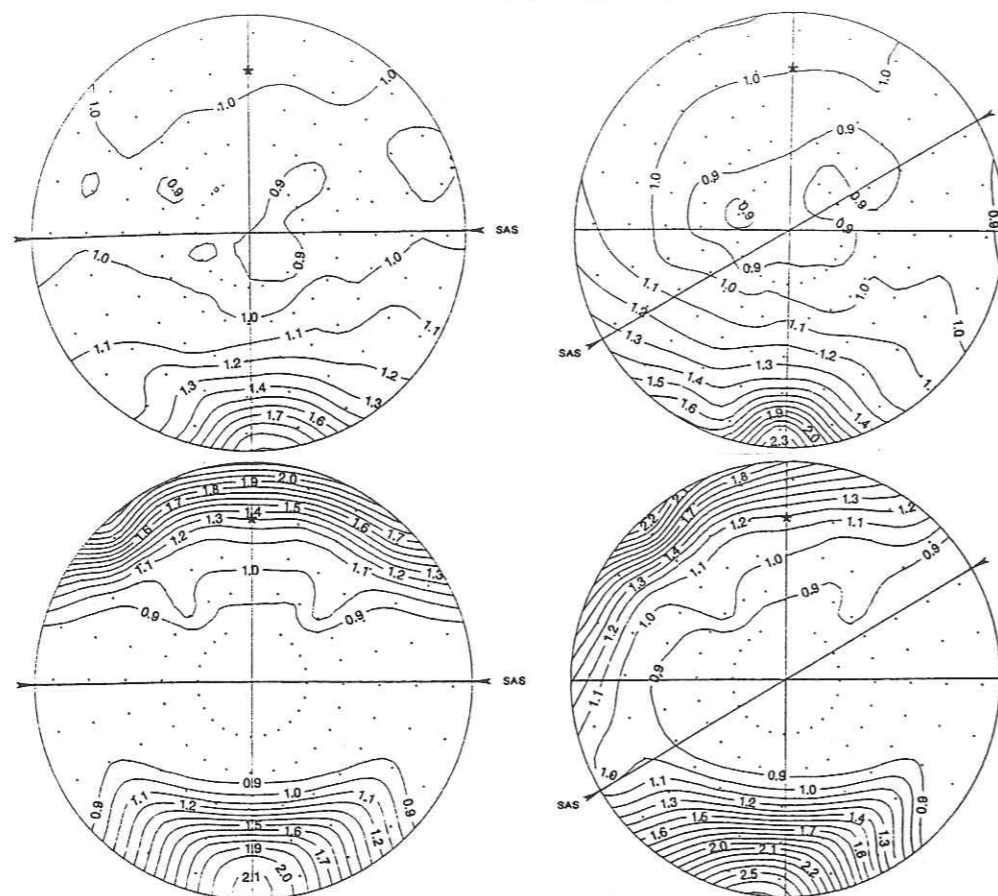


Figure V.22 : Fonction de réflectance anisotrope f mesurée à Pôle Sud par Brandt *et al.* (1991) (en haut) et modélisée par Leroux and Fily (1998) (en bas) à 5h30 UTC (à gauche) et 3h30 UTC (à droite). Le segment noir marque la direction de la rugosité de surface dominante par rapport au soleil, situé en haut de chaque figure.

Warren *et al.* (1998) ont analysé les mesures de FDRBs effectuées à Pôle Sud et ont établi une paramétrisation de la fonction de réflectance anisotrope f valable pour des longueurs d'onde comprises entre 300 nm et 900 nm, pour tous les angles de visée θ_v inférieurs à 50° et les angles solaires θ_s supérieurs à 67° (condition d'éclairement à Pôle Sud). Sur la figure V.23, sont montrés les résultats de cette paramétrisation. On peut voir clairement que la forme ainsi obtenue diffère de celle mesurée par POLDER.

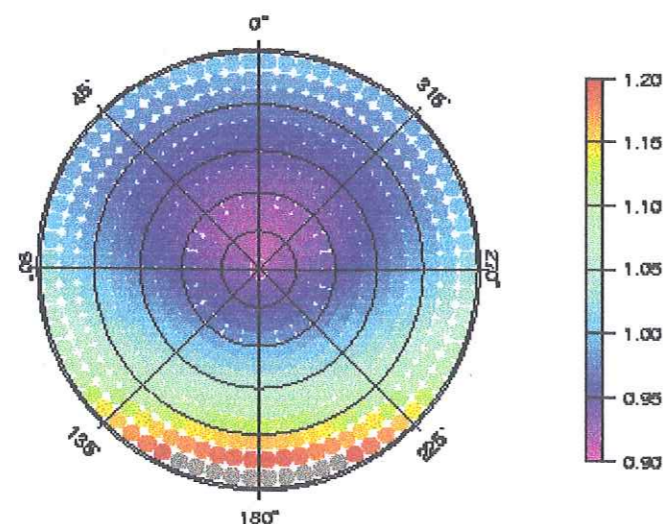


Figure V.23 : Paramétrisation de f selon Warren *et al.* (1998) (valable pour $\theta_s > 67^\circ$, $\theta_v < 50^\circ$ et $\lambda \in [300, 900 \text{ nm}]$)

En fait, si l'on applique la paramétrisation de la fonction de réflectance anisotrope f , développée par Warren *et al.* (1998), aux mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige mesurées par POLDER, il devrait être possible de déterminer des valeurs d'albédo (par définition de f). Or, cette procédure fournit souvent des valeurs d'albédo supérieures à 1, ce qui montre clairement que leur travail n'est pas adapté à tous les types de rugosité de la calotte antarctique. Il semble donc que ces deux modèles ne permettent pas de décrire précisément les effets de la rugosité sur les FDRBs principalement parce que les rares mesures existantes sur lesquels ils s'appuient, proviennent d'une seule région qui de surcroît, ne profite pas d'une rugosité marquée. Par ailleurs, la modélisation doit encore être affinée tant dans la forme des reliefs que dans la prise en compte des diffusions multiples entre les faces des reliefs.

V.7 Conclusion

Pour la première fois, les données POLDER de niveau 1 ont permis de restituer des FDRBs de la surface de la calotte polaire antarctique en différents endroits, suffisamment échantillonnées pour être représentatives des zones étudiées. Ainsi, la variabilité spatiale des caractéristiques de la surface antarctique a été abordée pour trente régions situées entre 115° et 145° de longitude Est et entre 66° et 76° de latitude Sud (Fig. V.9).

Seules les données du mois de novembre 1996 ont été exploitées, ce qui n'a pas permis d'étudier la variabilité temporelle des FDRBs dans chaque zone. Aujourd'hui, toutes les données POLDER sont disponibles et cette étude peut donc être entreprise.

L'analyse des FDRBs obtenues a montré que la diffusion était fortement anisotrope mais que dans la plupart des cas, contrairement à une surface de neige lisse, un pic de réflectance pouvait être observé dans le demi plan arrière, sans doute provoqué par la rugosité de surface qui est orientée en Antarctique dans une direction dominante. On verra qu'il est même possible de déterminer cette orientation préférentielle à partir des FDRBs (cf. chapitre VI).

Leurs formes ne changent pas sensiblement entre les longueurs d'onde 490 nm, 670 nm et 865 nm. En revanche, avec les angles zénithaux solaires θ_s , croissants, l'anisotropie se renforce.

Enfin, le modèle développé par *Leroux* (1996) et la paramétrisation de la fonction de réflectance anisotrope f établie par *Warren et al.* (1998) ne rendent pas compte correctement de la forme restituée par les données POLDER. La raison provient essentiellement du fait qu'ils ne sont basés que sur des mesures de FDRBs effectuées à Pôle Sud où la rugosité est faible. De nouvelles mesures de terrain seraient donc nécessaires pour améliorer notre connaissance des effets de la rugosité de surface sur les FDRBs.

Chapitre VI : effet de la rugosité de surface

VI.1 Introduction.....	147
VI.2 Le régime de vent de l'Antarctique.....	147
<i>VI.2.1 L'origine des vents catabatiques.....</i>	<i>147</i>
<i>VI.2.2 Ecoulement des vents catabatiques.....</i>	<i>147</i>
<i>VI.2.3 Autres types de vents.....</i>	<i>149</i>
<i>VI.2.4 Impact sur l'albédo.....</i>	<i>150</i>
VI.3 Différents types de micro-reliefs de rugosité de la surface antarctique.....	151
<i>VI.3.1 Nomenclature.....</i>	<i>151</i>
<i>VI.3.2 Formations et amplitudes des rugosités.....</i>	<i>152</i>
VI.4 Effet de la rugosité de surface sur les FDRBs de la neige.....	154
<i>VI.4.1 Asymétrie des FDRBs.....</i>	<i>154</i>
<i>VI.4.2 Hypothèses.....</i>	<i>155</i>
<i>VI.4.3 Détermination des directions dominantes sur les FDRBs POLDER.....</i>	<i>158</i>
VI.5 Observation de la rugosité de surface entre Dumont d'Urville et Dôme C...160	
<i>VI.5.1 Photographies et relevés de terrain.....</i>	<i>160</i>
<i>VI.5.2 Photographies aériennes de la calotte polaire.....</i>	<i>161</i>
<i>VI.5.3 La rugosité de surface vue par SPOT.....</i>	<i>163</i>
VI.6 Conclusion.....	164

VI.1 Introduction

En Antarctique, de forts vents s'écoulent le long des pentes de la calotte polaire, de l'intérieur du plateau vers les océans alentours. Par érosion de la surface, ils forment des micro-reliefs alignés dans la direction dominante du vent qui les génère. Les hauteurs de soleil, souvent faibles en Antarctique, combinée à l'amplitude de cette rugosité qui varie de quelques centimètres à un mètre, provoque un ombrage important d'une partie de la surface. Les réflectances mesurées par satellite peuvent ainsi être modifiées. L'analyse des FDRBs va donc permettre de déterminer, par réciprocity, une orientation de la rugosité de surface.

VI.2 Le régime de vent de l'Antarctique

VI.2.1 L'origine des vents catabatiques

La surface du continent Antarctique est balayée de manière presque permanente par des vents qui font l'objet de mesures et d'études particulières. Ils s'expliquent en partie par les très basses températures qui règnent sur le continent Antarctique et qui provoquent un refroidissement de la couche limite de surface, créant ainsi une inversion de température. Sous l'effet de la pesanteur, ces masses d'air froides, plus denses que celles de l'atmosphère situées quelques centaines de mètres plus en altitude, s'écoulent en surface, le long de la pente, en accélération des hauts plateaux vers les côtes (*Parish, 1982*). Ces vents sont dits catabatiques¹. Les particules de neige soufflées et transportées par ces vents catabatiques contribuent encore à augmenter la densité des masses d'air froides équivalant à un refroidissement de la masse d'air de 2°C (*Ball, 1957*).

VI.2.2 Ecoulement des vents catabatiques

La force de Coriolis (qui se traduit par une déviation des fluides et solides en mouvement vers la gauche dans l'hémisphère Sud) et la topographie de l'Antarctique contrôlent fortement le régime de vent qui provient, la plupart du temps, des directions Sud ou Sud-Sud-Est. A l'approche des régions côtières, existent des vallées appelées zones de confluence dans lesquelles les vents s'engouffrent, atteignant des vitesses supérieures à 250 km.h⁻¹. Cependant, ils peuvent cesser brusquement de souffler en zone côtière. Par exemple, ils peuvent passer, en vingt minutes, de 22 m.s⁻¹ à 2 m.s⁻¹ (*André, 1987*). Le phénomène

¹ du grec *κατα* qui signifie « en bas »

responsable de ces arrêts inopinés, à proximité de la côte, est appelé ressaut hydraulique. Il correspond schématiquement à un épaissement soudain de la couche limite de surface accompagné d'une hausse de pression atmosphérique. L'écoulement mince à vitesse rapide (dit également écoulement torrentiel) qui caractérisait l'écoulement du vent depuis l'intérieur de l'Antarctique devient brutalement un écoulement épais à vitesse faible (ou écoulement fluvial) à quelques dizaines de kilomètres des côtes. Ainsi, le ressaut hydraulique diminue considérablement la vitesse du vent ce qui fait que les plus grandes vitesses de vent ne sont pas enregistrées sur les côtes mais plus à l'intérieur du continent (Stearns and Wendler, 1988). Le long de l'axe reliant Dumont d'Urville à Dôme C, ont été implantées cinq stations météorologiques automatiques AWS² qui mesurent en permanence la vitesse et l'orientation des vents. A partir des mesures disponibles pour les sites correspondants, ont été représentées, sur la figure VI.1, les directions des vents soufflant à une vitesse supérieure à 10 m.s⁻¹, pendant l'année 1994 à D-10 et D-80, en 1987 pour D-57 et 1989 pour D-47. A Dôme C, la vitesse des vents n'atteignant que très rarement 10 m.s⁻¹, leur direction n'y figure pas. D'une façon générale, l'orientation des vents varie peu et leur intensité est plus forte en hiver qu'en été (Wendler and Poggi, 1980) (Stearns and Wendler, 1988) (Wendler, 1989).

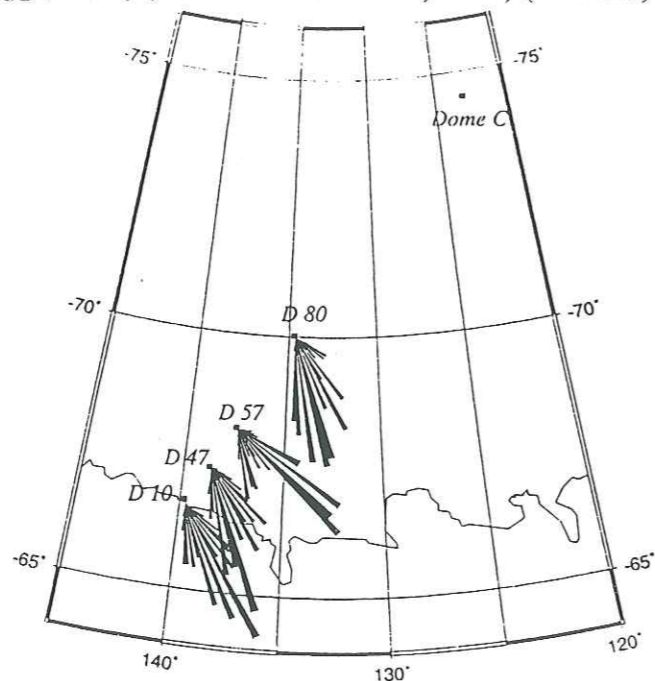


Figure VI.1 : Directions des vents soufflant à plus de 10 m.s⁻¹ enregistrées par 4 stations AWS. Les directions dominantes sont repérables à la longueur des segments.

Sur la figure VI.2, on peut vérifier que les vitesses moyennes annuelles (en m.s⁻¹) les plus élevées ne sont pas relevées à D-10 situé à 10 km de la côte mais à D-47 soit à environ 110 kilomètres à l'intérieur du continent.

² Automatic Weather Station

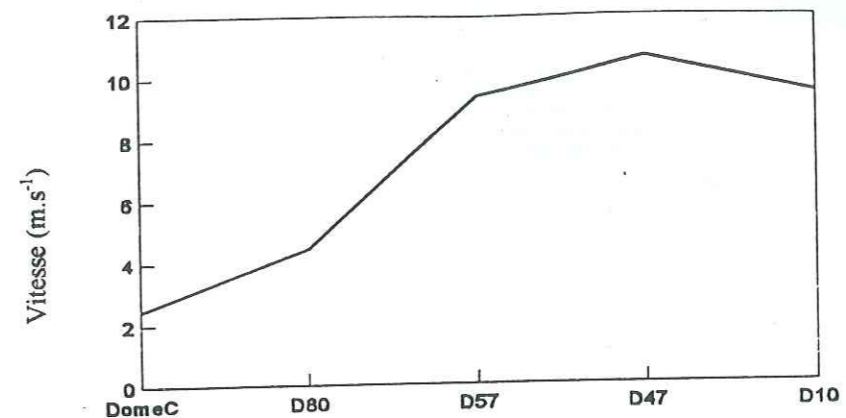


Figure VI.2 : Vitesses moyennes annuelles en m.s⁻¹ des cinq stations AWS entre Dumont d'Urville et Dôme C.

Dans les régions très plates de l'Antarctique, comme à Dôme C, les vitesses de vents y sont très faibles (et même les plus faibles mesurées par les stations AWS de l'intérieur du plateau) et les directions de vents y sont variables (Wendler and Poggi, 1980) (Wendler, 1989) (Mondet et al., 1997). Il est à noter cependant que durant la nuit ou l'hiver antarctique, la direction du vent suit la ligne de plus grande pente plus franchement qu'en plein jour ou en été, où la direction des vents devient plus transversale à la pente.

VI.2.3 Autres types de vents

L'Antarctique n'est pas soumis au seul régime de vent catabatique mais peut connaître des épisodes cycloniques de 1 à 5 jours, durant lesquels les vents proviennent plus généralement des directions Est ou Est-Sud-Est (Kotlyakov, 1961) (Parish, 1988). Ces événements météorologiques s'accompagnent, la plupart du temps, d'un réchauffement relatif de température et de précipitations abondantes (Kotlyakov, 1961) (Mellor, 1965). D'ailleurs, l'accumulation de neige en Antarctique se produit en grande partie durant ces épisodes cycloniques et plus précisément en automne et au printemps vers les côtes (Kotlyakov, 1961) et en automne et en hiver au pôle Sud (Gow, 1965). Un autre type de vent, dirigé comme les vents catabatiques, a pour origine le gradient thermique entre deux points situés à différentes altitudes. Un gradient de température de 2.5°C pour 100 km suffit à générer un tel vent (Wendler, 1989). L'Antarctique étant une sorte de dôme et les températures des régions côtières se révélant plus élevées qu'à l'intérieur, le vent ainsi créé prend la même direction que les vents catabatiques. La présence de ce vent permet d'expliquer la constance dans les directions de vent mesurées en été, quand les vents catabatiques perdent en intensité.

VI.2.4 Impact sur l'albédo

Un vent catabatique plus froid de 2°C que l'atmosphère ambiante et soufflant à 100 km.h⁻¹ sur environ 200 km transporte une énorme quantité d'air plus froid vers l'océan et, ce faisant, réchauffe les régions polaires et refroidit les régions sub-polaires d'environ 1°C par heure (André, 1987). Ces vents ont donc un effet direct sur le climat régional et global à travers la redistribution de l'énergie aux hautes latitudes. Mais ils possèdent également deux effets plus indirects qui ont une incidence sur l'albédo de la neige. Tout d'abord, en arrachant au sol des grains de neige, le vent va redistribuer la couche de neige de surface en quelques heures. En outre, les cristaux de glace sont la plupart du temps cassés et l'albédo peut en être changé (Wendler and Kelley, 1988). Ensuite, les vents catabatiques dominants qui soufflent dans une direction privilégiée avec une grande constance, érodent la surface et forment des reliefs de surface dont l'amplitude peut varier au gré du temps. La Terre Adélie en est recouverte (Fig. VI.3). Or, comme ces reliefs ne sont pas orientés de manière aléatoire mais dans la direction dominante du vent de surface, ils peuvent avoir également un effet sur l'albédo (Wendler and Kelley, 1988) qui peut atteindre 10% (Leroux and Fily, 1998). Cet effet est maximum pour les soleils bas sur l'horizon et pour des reliefs très marqués c'est-à-dire en fin d'hiver et au début du printemps.

L'effet de la rugosité de surface sur la FDRB est quant à lui direct (Kuhn, 1974) (Kuhn, 1985) puisque l'orientation relative des reliefs de surface, principalement les sastrugi³ (Fig. VI.3), par rapport au soleil va générer plus ou moins d'ombre. Des modèles de FDRB de la neige prenant en compte la rugosité sont développés (Warren et al., 1998) (Leroux and Fily, 1998) mais comme nous l'avons déjà vu au paragraphe V.6, il conviendrait de les affiner.

La détermination des directions de la rugosité de surface permet donc de définir l'orientation des vents de surface dominants en Antarctique (Parish and Bromwich, 1987). Cette détermination est possible directement par analyse de photos de terrain, de photos prises d'avion (Bromwich et al., 1990) (Mondet et al., 1997), d'images satellites de bonne résolution (comme SPOT ou LANDSAT) ou indirectement à partir des données acquises par des diffusiomètres (Rémy et al., 1992) (Young et al., 1996) ou, comme nous allons le voir, à partir des FDRBs de l'instrument POLDER. La direction ainsi observée reflète celle du vent de surface dominant.

³ du russe Заструги (zastруги)

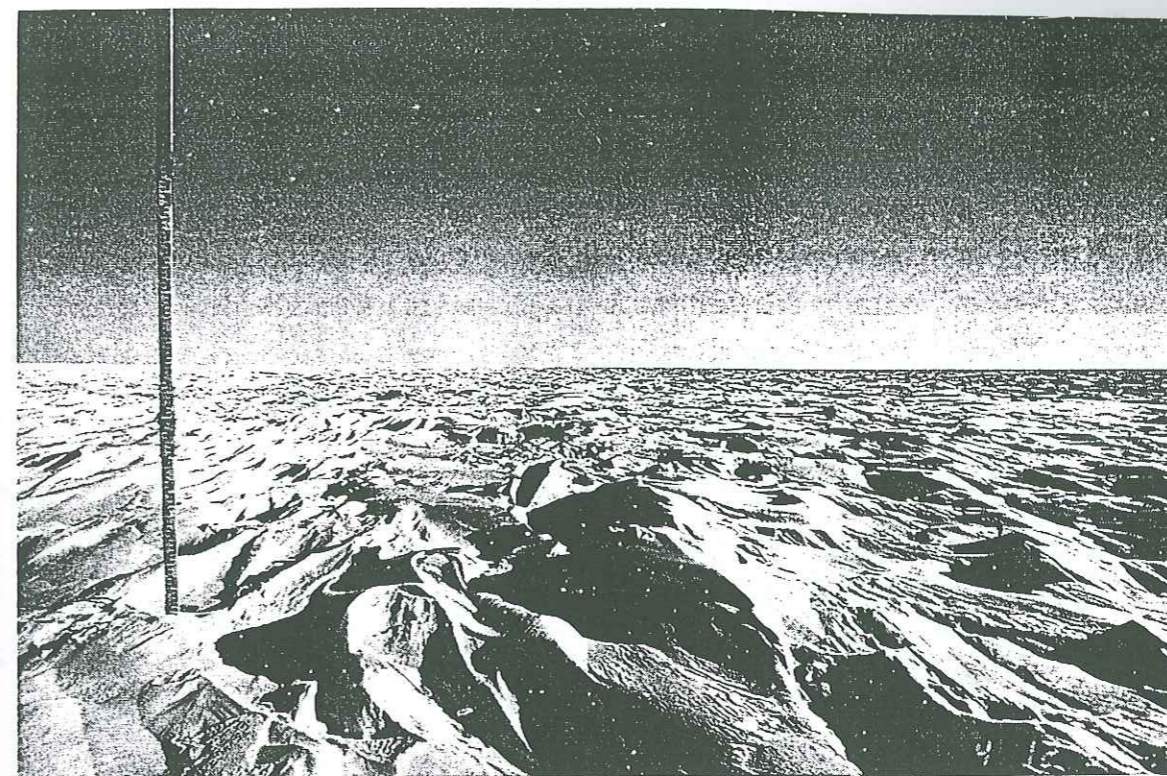


Figure VI.3 : Champ de sastrugi jonchant la surface en Terre Adélie (Photo de F. Candaudap. LGGE)

VI.3 Différents types de micro-reliefs de rugosité de la surface antarctique

VI.3.1 Nomenclature

Les vents de surface (Fig. VI.4) sont donc à l'origine de la rugosité de surface qui s'observe sur la calotte polaire antarctique et particulièrement en Terre Adélie. Ces petits reliefs, disposés dans des directions privilégiées reliées à celles des vents de surface dominants, peuvent être classés en deux catégories comme l'ont fait Mather (1962), Lliboutry (1964), Doumani (1967), Fujiwara and Endo (1971) et Watanabe (1978) : d'une part, les reliefs d'érosion et d'autre part, les reliefs de dépôt. Parmi les reliefs d'érosion orientés dans la direction des vents catabatiques figurent les sastrugi (Fig. VI.3) qui forment la principale rugosité de surface observée (Kotlyakov, 1961). Les dunes, les barkhanes de neige et les rides de neige sont des reliefs créés par dépôt de neige (Mellor, 1965) (Gow, 1965) (Kobayashi, 1979). Une autre classification regroupe les reliefs de surface suivant leur orientation par rapport au vent qui les génère : orientation longitudinale pour dunes et sastrugi et transversale pour rides de neige et barkhanes (Mellor, 1965) (Kobayashi, 1979).

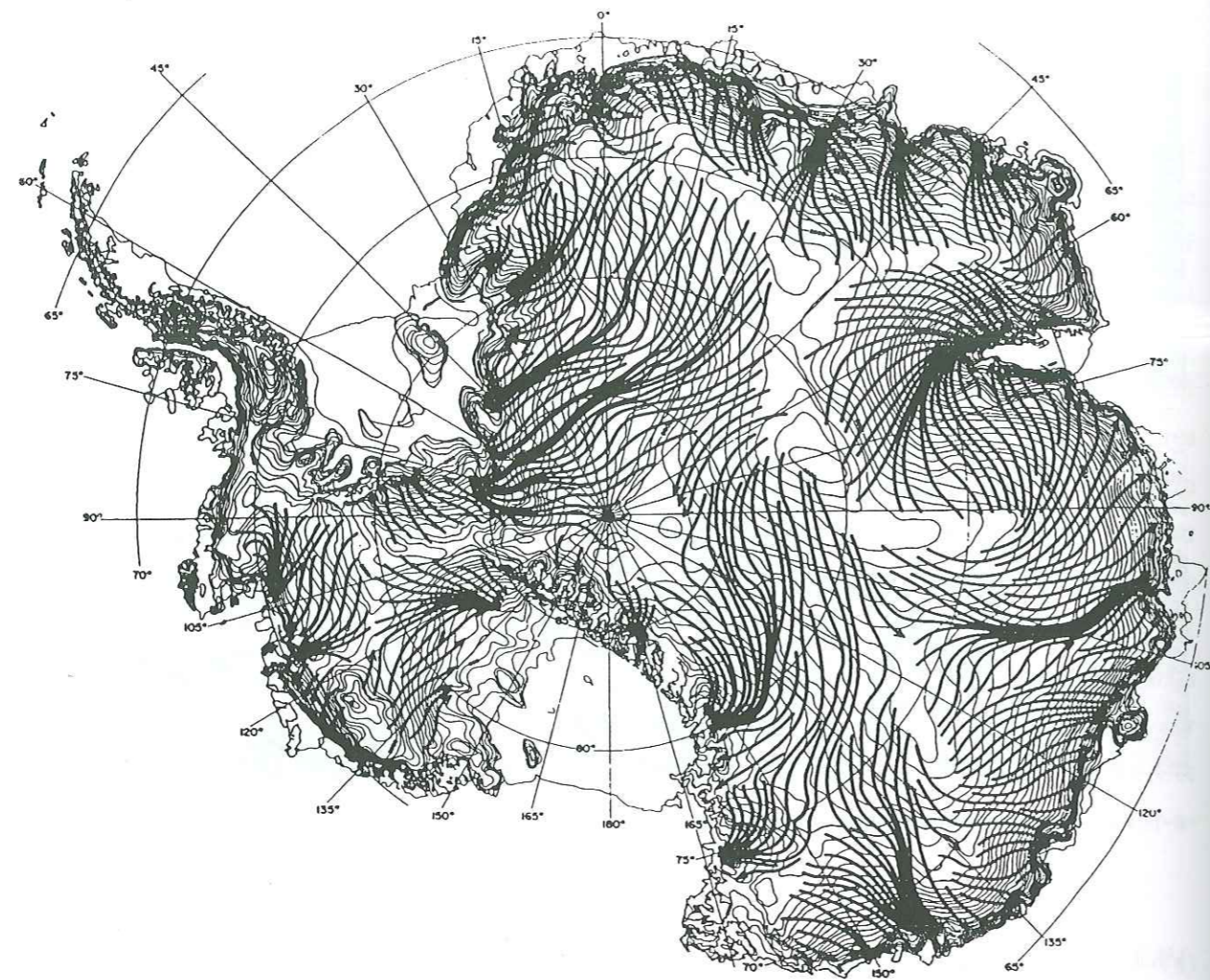


Figure VI.4 : Carte des lignes d'écoulement des vents de surface en hiver (Parish, 1988)

VI.3.2 Formations et amplitudes des rugosités

En général, des vents légers suffisent à former des reliefs transversaux alors que des vents plus forts sont nécessaires à la formation des reliefs longitudinaux (Mellor, 1966). Notons que dunes et sastrugi sont souvent associés : une dune, formée au cours d'un épisode de vents cycloniques, peut être ensuite érodée par des vents catabatiques formant, sur ses flancs, des sastrugi (Kotlyakov, 1961) (Mather, 1962) (Gow, 1965) (Kobayashi, 1979).

Les directions de vents cycloniques et catabatiques diffèrent d'une cinquantaine de degrés, au maximum. Elles peuvent être déterminées à partir des observations de l'orientation des reliefs de la rugosité de la surface antarctique (Mather, 1965) (Mellor, 1965) (Watanabe, 1978) (Kobayashi, 1979) (Bromwich et al., 1990) relevée sur le terrain ou déterminée à partir de l'analyse de photographies aériennes. Sur ces dernières, les reliefs à plus grande longueur d'onde comme les dunes et les sastrugi (table VI.1) sont plus nettement visibles.

surtout lorsque l'avion vole à haute altitude. De plus, comme sastrugi et dunes constituent l'essentiel de la rugosité de surface observée en Antarctique (Gow, 1965), les barkhanes, les puits, les vagues de neige et les rides de neige ayant des longueurs d'onde plus courtes ne retiendront pas notre attention par la suite.

S'il ne faut que quelques heures à quelques jours à un sastrugi pour être formé (Mather, 1962), il peut ensuite rester formé pendant des mois (Watanabe, 1978). Sa hauteur ne dépendra plus que de l'intensité du vent : plus le vent souffle fort, plus le sastrugi sera haut (Kotlyakov, 1961) (Mather, 1962). Avec l'âge, les sastrugi s'endurcissent et ne se déplacent plus bien que ce genre de relief soit du à une érosion éolienne (Mellor, 1965). La variabilité interannuelle des directions de sastrugi observés dans certaines régions de l'Antarctique s'est révélée faible ce qui signifie que les orientations de sastrugi ne changent pas brusquement (Mather, 1962) (Bromwich et al., 1990) malgré quelques observations locales contradictoires. Bromwich et al. (1990) ont, par exemple, trouvé un faible écart absolu moyen dans l'orientation des sastrugi, entre les hivers 1986-87 et 1987-88, vers Terra Nova Bay (175°E ; 75°S) de 6.2°, reflétant la constance de l'orientation des vents.

	Hauteur	Largeur	Longueur	Origine	Orientation par rapport au vent
Sastrugi	5cm – 1m	1/5 ^{ème} de la longueur 10cm – 20m	0.5m – 100m	Erosion	Parallèle
Dunes	0.5m – 2m	1/5 ^{ème} de la longueur <2m – >20m	<10m – >100m	Déposition	Parallèle
Rides de neige	5mm – 4cm		5cm – 40cm	Déposition	Perpendiculaire
Barkhanes		2m – 20m	2m – 25m	Déposition	Perpendiculaire

Table VI.1 : Caractéristiques de différents types de reliefs de rugosité observés en Antarctique d'après (Lliboutry, 1964) (Mellor, 1965) (Gow, 1965) (Mather, 1965) (Kobayashi, 1979) (Bromwich et al., 1990)

Puisqu'il n'est pas très facile de distinguer sur des photographies prises depuis un avion les reliefs dus au dépôt de neige des reliefs dus à l'érosion, nous adopterons dans cette étude la définition des sastrugi donnée par Roscoe (1953) et Alley (1989) qui regroupe l'ensemble des reliefs de surface créés par l'action du vent. Selon cette définition, il est possible d'observer sur des photographies aériennes (Fig. VI.9) ou des images de satellites SPOT ou LANDSAT plusieurs directions de sastrugi (Kotlyakov, 1961) (Mather, 1962) (Wendler and Kelley, 1988) (Mondet et al., 1997) qui forment entre elles des angles

(inférieurs à 50°) semblables à ceux des directions des vents qui ont généré les reliefs de surface.

L'action du vent qui forme les sastrugi peut également faire évoluer leurs hauteurs. En effet, par un fort vent catabatique, la neige de surface voisine du sastrugi peut être déplacée laissant apparaître plus profondément la base du sastrugi. Au contraire, le sastrugi peut sembler perdre de la hauteur au cours d'une période cyclonique de forte accumulation en étant quelque peu enfoui sous la neige fraîche (Kotlyakov, 1961) (Gow, 1965). Les sastrugi de petites tailles peuvent même disparaître complètement sous le manteau neigeux. La conséquence est que les structures de rugosité observées en surface sont conservées plus profondément dans les couches de neige (Kotlyakov, 1961). Pour Gow (1965), en revanche, les reliefs de surface observés à Pôle Sud, très marqués en fin d'hiver, sont nivelés en été par érosion plus importante sur les faces des sastrugi profitant d'un éclaircissement solaire plus fort que la surface alentour. Des vents même faibles pourront alors « arracher » des grains de neige et les redistribuer en nivelant ainsi la surface de la calotte polaire. Les sastrugi, pour Gow (1965), ne sont donc pas conservés dans la stratigraphie qui représente, à Pôle Sud, les conditions de surface à la fin de l'été plutôt qu'à la fin de l'hiver.

VI.4 Effet de la rugosité de surface sur les FDRBs de la neige

VI.4.1 Asymétrie des FDRBs

Les rares mesures de FDRBs de la calotte polaire Antarctique faites à Pôle Sud ou Mc Murdo (Kuhn, 1974) (Kuhn and Siogas, 1978) (Kuhn, 1985) (Steffen, 1987) (Brandt et al., 1991) ont révélé l'importance de la rugosité. Par leur orientation non aléatoire mais généralement parallèle à la direction du vent de surface dominant, les sastrugi peuvent porter sur le sol de petites ou grandes ombres suivant l'amplitude des reliefs, la hauteur du soleil sur l'horizon et l'azimut du soleil par rapport à leur direction. Dès lors, les FDRBs ne peuvent plus être rapportées à des fonctions de trois des quatre angles de la géométrie de visée (θ_s , θ_v , $\Delta\phi$) mais des quatre (θ_s , θ_v , ϕ_s , ϕ_v) (Kuhn, 1985) (Grenfell et al., 1994) (Warren et al., 1998).

Lorsque la direction des sastrugi n'est ni parallèle, ni perpendiculaire au plan principal, les FDRBs mesurées deviennent asymétriques par rapport à ce plan (Kuhn and Siogas, 1978) (Brandt et al., 1991) (Warren et al., 1998). Sur les premières FDRBs de la neige restituées à partir de données du satellite NIMBUS-7, par Taylor and Stowe (1984),

aucune asymétrie n'est observable : en fait, leurs résultats sont quelque peu biaisés comme il a été dit au chapitre V, et ne sont pas purement caractéristiques des surfaces de neige survolées.

Lorsque le soleil est perpendiculaire aux sastrugi, le pic vers l'avant est diminué tandis qu'un pic vers l'arrière apparaît (Warren et al., 1998) (Leroux and Fily, 1998). L'effet de la rugosité est encore plus nettement visible pour des soleils dont l'angle zénithal est plus grand que 50° (Leroux and Fily, 1998) (Warren et al., 1998).

VI.4.2 Hypothèses

Trop peu de mesures « in situ » de FDRBs des surfaces de la calotte polaire antarctique, à rugosité plus ou moins développée, ont été effectuées pour permettre, avec certitude, une caractérisation empirique de la rugosité d'une surface, simplement à partir de sa FDRB. Néanmoins, un lien existe entre la forme d'une FDRB mesurée et l'orientation de cette rugosité.

Sur les fonctions asymétriques de réflectance anisotrope f (de même formes que les FDRBs) mesurées à Pôle Sud par Brandt et al. (1991), à 3h30, 5h30 et 7h30 UTC, représentées sur la figure VI.5, l'orientation de la rugosité dominante est repérée par la ligne noire étiquetée « SAS ». La forme de f à 5h30, montre un pic vers l'arrière marqué, perpendiculairement aux sastrugi. De l'analyse des autres courbes, deux observations ressortent.

En raison de l'asymétrie de f provoquée par la rugosité, les valeurs du facteur de réflectance anisotrope sont plus faibles dans l'un des deux quartiers. Dans celui-ci, le minimum local le plus petit, pour un angle zénithal de visée θ_v , lorsqu'il existe, est observé pour un azimut relatif correspondant assez bien avec l'azimut relatif de la direction des sastrugi (table VI.2). Cette remarque constitue la première observation, qui nous permettra d'orienter la rugosité d'une surface à partir de FDRBs.

Dans l'autre quartier, une observation porte sur l'azimut relatif du maximum local le plus grand, quand il existe, pour un angle zénithal de visée θ_v donné. Cet angle azimutal définit la direction dans laquelle la composante horizontale du rayonnement solaire serait réfléchi par une paroi verticale spéculaire. Autrement dit, si l'on appelle ϕ_{sas} , l'azimut absolu, exprimé en degrés, de la direction des sastrugi, ϕ_{max} , celui relatif à la au soleil du maximum de

réflectance observée dans le demi-plan arrière et ϕ_{soleil} , celui absolu du soleil, on a la relation (VI.1) :

$$\phi_{\text{sas}} = \phi_{\text{soleil}} + (\phi_{\text{max}} / 2) - 90 \text{ à } \pm 180^\circ \quad (\text{VI.1})$$

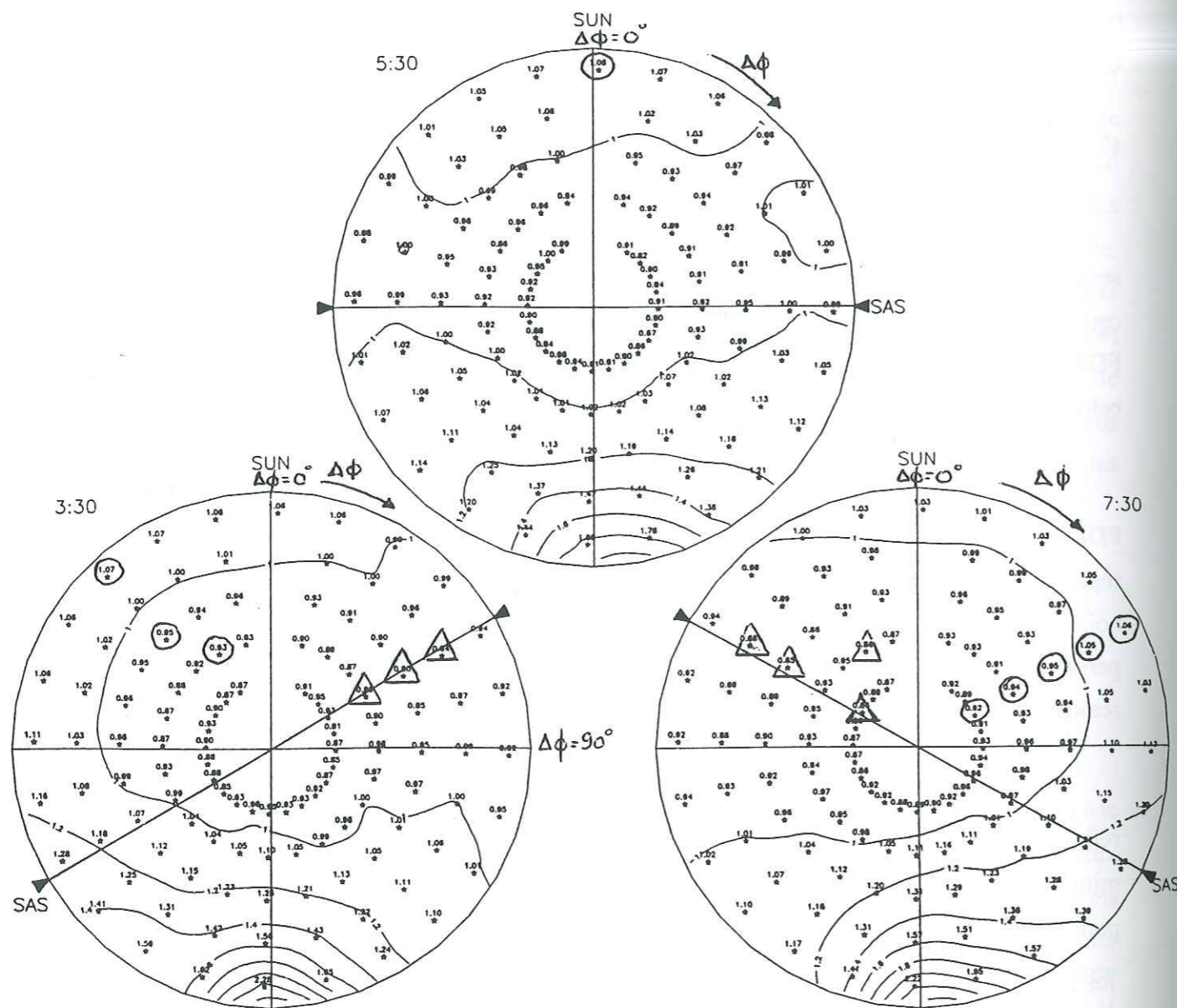


Figure VI.5 : Fonctions de réflectance anisotrope f mesurées à Pôle Sud par Brandt et al. (1991) à différentes heures UTC (3h30, 5h30 et 7h30). Les triangles indiquent les minima locaux utiles et les ronds les maxima locaux utiles. Les mesures sont faites pour des angles de visée θ_v valant 22.5° , 37.5° , 52.5° , 67.5° et 82.5° .

D'après f à 3h30 (les sastrugi sont orientés selon la ligne d'azimuts relatifs 60° - 240°)		D'après f à 7h30 (les sastrugi sont orientés selon la ligne d'azimuts relatifs 120° - 300°)						
Azimut relatif du ...		Orientation des sastrugi d'après la position du ...		Azimut relatif du ...		Orientation des sastrugi d'après la position du ...		
	minimum	maximum	minimum	maximum	minimum	maximum	minimum	maximum
$\theta_v=22.5^\circ$	***	***	***	***	300	60	120/300	120/300
$\theta_v=37.5^\circ$	60	330	60/240	75/255	330	60	150/330	120/300
$\theta_v=52.5^\circ$	60	315	60/240	67.5/247.5	300	60	120/300	120/300
$\theta_v=67.5^\circ$	60	***	60/240	***	300	60	120/300	120/300
$\theta_v=82.5^\circ$	***	315	***	67.5/247.5	***	60	***	120/300

Table VI.2 : Détermination des directions de sastrugi sur les fonctions de réflectance anisotrope f mesurées à Pôle Sud (Brandt et al., 1991), d'après deux méthodes utilisant les valeurs minimale et maximale relatives du demi-plan arrière, séparées d'au moins 90° en azimut.

A partir d'une FDRB établie pour un azimut solaire donné, il paraît possible de déterminer, de manière absolue, la direction dominante des sastrugi (table VI.2). A ce propos, Gow (1965) nous rapporte une information intéressante.

Avec une exposition prolongée aux vents, les micro-reliefs de surface, dunes ou sastrugi, que nous désignons désormais par le terme générique sastrugi, sont comme polies voire vitreuses (« glazed ») (Gow, 1965). Ces surfaces ne peuvent alors plus accumuler de la neige soufflée par le vent et peuvent rester pendant une année ou plus sans neige (Gow, 1965). Ces surfaces vitreuses réfléchissent ainsi la lumière solaire à la manière des flaques d'eau et peuvent donc être repérées facilement (Gow, 1965). Il semblerait donc qu'une importante composante spéculaire intervienne, en azimut, dans la réflexion de l'énergie par la calotte polaire lorsqu'elle est rugueuse, c'est-à-dire couverte de sastrugi.

D'après Warren et al. (1998), les formes de la fonction de réflectance anisotrope f change aux grands angles de visée θ_v quand l'azimut relatif des sastrugi change (au cours d'une journée, par exemple) mais varie peu pour les petits angles. Comme le pic vers l'avant diminue progressivement quand l'azimut relatif des sastrugi se rapproche de 90° , les photons qui ne sont pas diffusés vers l'avant et qui ne le sont pas non plus vers le zénith, sont redirigés dans un certain azimut relatif. A la vue de la figure VI.5, cet azimut est lié à l'azimut des sastrugi par la relation (VI.1).

Si les modèles ne reproduisent pas les valeurs observées, c'est sans doute à cause de la forme idéalisée des sastrugi et à cause du fait qu'ils ne prennent en compte que les effets de l'ombre. Peut-être faudrait-il prendre en compte une part de réflexion spéculaire en azimut sur

les parois du sastrugi, mais pour cela davantage de mesures de réflectances bidirectionnelles sont nécessaires sur la calotte polaire antarctique. En revanche, ils rendent les variations de la forme de la FDRB avec l'azimut relatif des sastrugi. Une étude menée par *Leroux and Fily* (1998) a montré qu'elle ne changeait pas de manière significative pour un changement d'orientation de la rugosité de $\pm 10^\circ$ par rapport à une direction donnée.

A partir de ces constatations et pour constituer des FDRBs suffisamment denses pour y voir des extrema locaux, toutes les mesures acquises pour un angle azimut solaire donné, à $\pm 15^\circ$ près, ont été regroupées sur une même FDRB. Pour chaque zone, des directions moyennes de rugosité dominante ont pu être restituées selon la relation (VI.1).

VI.4.3 Détermination des directions moyennes dominantes sur les FDRBs POLDER

Sur la FDRB de la zone CB (Fig. V.9), par exemple, pour un angle zénithal solaire $\theta_s=55^\circ$ et un angle azimutal solaire $\phi_{\text{soleil}}=60^\circ$ (Fig. VI.6), on peut nettement voir un pic de réflectance, plus marqué aux grands angles de visée θ_v , pour un azimut relatif $\Delta\phi$ voisin de 40° , par rapport à l'azimut du soleil. Ce pic est d'ailleurs plus important que le pic vers l'avant ($\Delta\phi=180^\circ$) ce qui signifie que dans cette zone, la rugosité est très développée. L'azimut absolu de l'orientation des sastrugi est alors de 350° . Toutefois, il n'est pas systématiquement possible de discerner un pic pour un azimut relatif compris entre -90° et $+90^\circ$. Par ailleurs, en fonction de l'azimut solaire ϕ_{soleil} , certaines directions de rugosité sont mieux éclairées et mises en évidence que d'autres. Cela explique que l'orientation des sastrugi déterminée par cette méthode, peut varier entre deux FDRBs acquises pour deux angles solaires azimutaux ϕ_{soleil} différents. Les directions de rugosité, ainsi dérivées des formes des FDRBs, sont indiquées pour toutes les zones, dans la table VI.2. La figure VI.7 illustre également ces résultats.

Pour vérifier si les directions de la rugosité de surface, à l'origine des formes asymétriques de FDRBs observées, obtenues dans la table VI.2 sont correctes, il est important de les comparer à celles déterminées à partir de photos (aériennes ou de terrain), de relevés de terrain ou d'images SPOT, dans les zones traversées par l'axe Dumont d'Urville - Dôme C.

Zone : CB
Zénith : $55^\circ \pm 3^\circ$
Azimut : $060^\circ \pm 15^\circ$

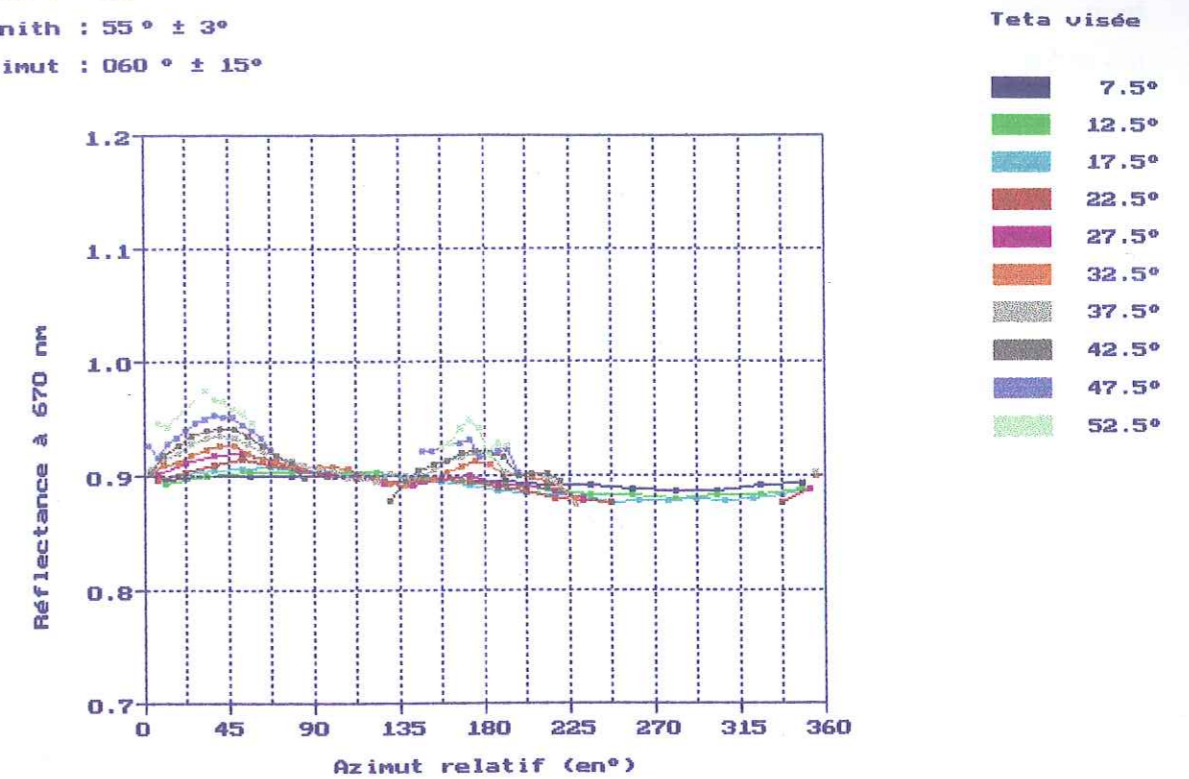


Figure VI.6 : FDRB de la zone CB, pour une incidence de 55° et un azimut solaire de 60° . Le pic vers l'arrière permet de repérer la direction des sastrugi.

Zone	Directions (en °)	Zone	Directions (en °)	Zone	Directions (en °)	Zone	Directions (en °)	Zone	Directions (en °)
AA	342-347-354-355-356-10-10	BA	324-325-346-346-349-354-356-1-10	CA	324-327-348-350-355-4-4	DA	331-335-339-340-351-354-354-1-4-20	EA	336-339-352-2-9-23-50
AB	326-331-331-346-347-350-357-0	BB	326-326-327-333-349-349-352-10-24	CB	342-347-351-356-5	DB	336-340-351-354-4-4-20-21	EB	339-339-346-354-6-34-45-54
AC	335-346-348-354-1-11-15	BC	341-349-358	CC	331-334-344-351-356-0-1-4-19	DC	334-334-352-0-4-21	EC	356-1-1-14-24-30
AD	334-346-356-356-10-35	BD	326-334-335-349-349-351	CD	324-331-339-350-359-359-12-19	DD	334-339-346-349-354-359-359-16	ED	359-2-31-51
AE	326-331-334-340-341-351-351-16	BE	331-331-344-349-359-0-5	CE	308-328-335-351-354-359-1-19-19	DE	310-310-349-1-21	EE	351-356-12-14
AF	331-334	BF	334-334-349-29	CF	315-336-341-346-354-359-6-19	DF	310-325-347-21	EF	325-325-335-350-351-1-19-26

Table VI.2 : Directions de sastrugi déterminées d'après les FDRBs POLDER

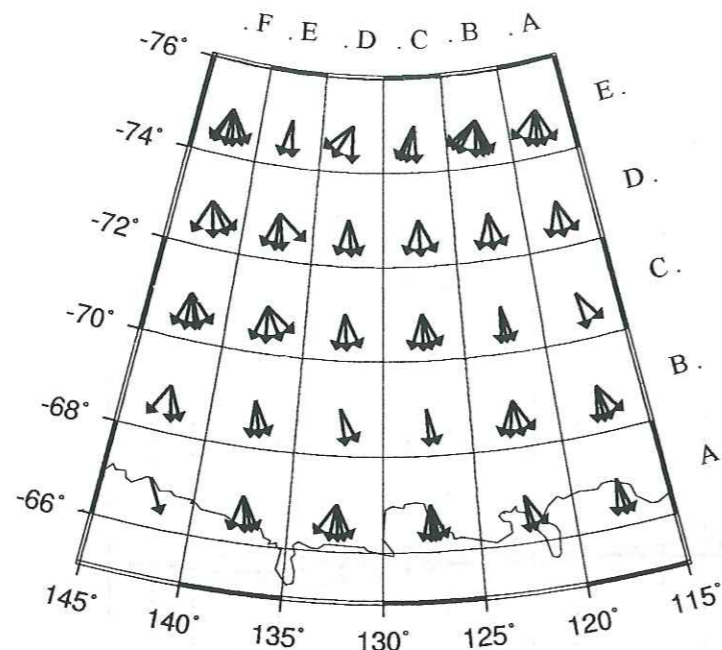


Figure VI.7 : Directions de sastrugi obtenues à partir de l'analyse des formes des FDRBs POLDER.

On peut déjà remarquer que dans les zones EA et EB, les directions de rugosité sont très variables, beaucoup plus que dans les zones BC, BD, BE, CA ou CB, par exemple. La raison principale est sans doute due à la faible rugosité de surface qui caractérise ces zones. Aussi, il est difficile de repérer avec précision, sur les FDRBs, les azimuts relatifs qui nous sont utiles à déterminer l'orientation des micro-reliefs. De plus, l'azimut du soleil qui change d'une FDRB à une autre peut mettre en évidence plusieurs directions différentes. En outre, la rugosité est supposée homogène dans toute une zone : de fait, plusieurs directions peuvent prédominer à l'intérieur d'une même zone et chacune agir sur la forme des FDRBs.

Si l'on compare la figure VI.7 et la figure VI.4, qui représente les lignes d'écoulement des vents de surface en hiver, on constate quelques divergences importantes entre l'orientation du vent et la rugosité des zones DA et DB, par exemple. Encore une fois, je pense que cela provient du fait que la rugosité est encore peu développée en ces régions où les vents prennent leurs sources.

VI.5 Observation de la rugosité de surface entre Dumont-d'Urville et Dôme C

VI.5.1 Photographies et relevés de terrain

Durant les étés austraux 1994-95 et 1995-96, des photos de champs de sastrugi ont été prises entre Dumont d'Urville et Dôme C. Par ailleurs, certaines directions dominantes ont été

relevées relativement à la direction empruntée par la caravane de véhicules du raid, donnée par les récepteurs GPS⁴, à bord de chaque véhicule (Fig. VI.8-a). Quelques observations supplémentaires, datant de janvier 1997, sont venues les compléter. Là où les observations ont pu être répétées d'une année sur l'autre, il a été constaté que les directions de rugosité restaient sensiblement les mêmes.

Des photos de terrain (Fig. VI.3) permettent de déterminer l'orientation des sastrugi. Pour cela, la photo doit être prise dans le sens des sastrugi ou perpendiculairement. L'heure exacte et la position géographique donnée par les récepteurs GPS doivent être relevées. La photo doit représenter l'horizon parallèle aux bords, une mire graduée et l'ombre de la mire bien distincte au pied. Un traitement géométrique sur la photographie permet alors de déterminer l'angle qui existe entre la direction de l'ombre de la mire et l'axe de la photo (Soubirane, 1997). Connaissant l'azimut du soleil à partir de l'heure de prise de vue, l'orientation absolue des sastrugi devient connue. La figure VI.8-b montre les directions de sastrugi ainsi calculées. Notons que l'on a souvent ambiguïté entre 2 directions.

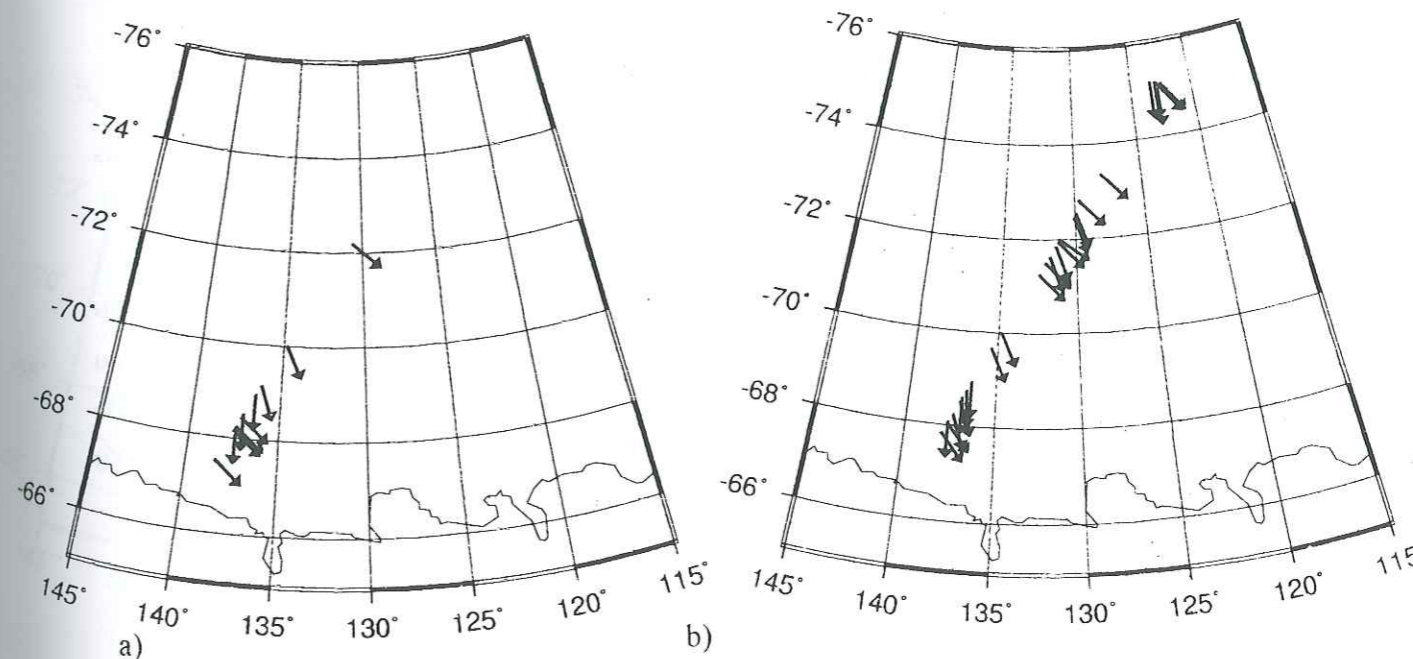


Figure VI.8 : a- Directions de sastrugi relevées in situ.
b- Directions des sastrugi déterminées à partir de photos de terrain

VI.5.2 Photographies aériennes de la calotte polaire

Des photographies prises par F. Candaudap en 1995 (Fig. VI.9), à partir d'un avion Twin Otter, au cours d'un transfert entre Dôme C et Dumont d'Urville ont offert une

⁴ Global Positioning System

intéressante vision de la surface, à une échelle intermédiaire entre la photo terrestre et l'image de satellite. L'expérience a donc été répétée au cours d'un vol, par ciel clair, entre Dôme C et Dumont d'Urville, pendant la saison 1996-97, par E. Le Meur, suivant un protocole bien défini.

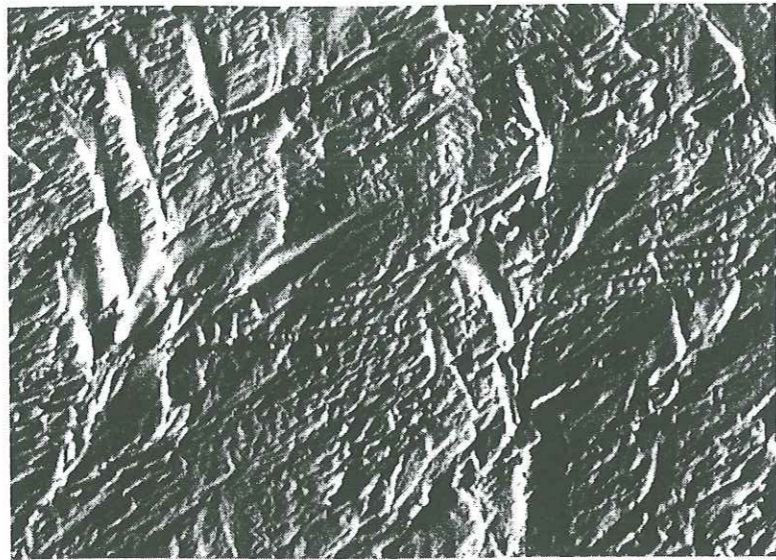


Figure VI.9 : Photographie prise vers D-80 en 1996, par F. Candaudap (LGGE). Deux directions de rugosité sont nettement visibles. La trace qui traverse l'image de gauche à droite est l'axe reliant Dôme C à Dumont d'Urville : sa largeur est proche de 4 mètres.

Les photos sont prises, toutes les 10 minutes sur les 700 premiers kilomètres puis toutes les 5 minutes à l'approche de la côte, à travers le même hublot latéral de l'appareil, perpendiculairement à l'axe de l'avion, à un angle de visée de 45° (Fig. VI.10) qu'un petit système à bulle fixé sous l'appareil permet de repérer. L'heure UTC est connue grâce au dateur de l'appareil photo, réglé en temps UTC avant le départ. La latitude et la longitude du site survolé sont relevées par les instruments de l'avion ainsi que l'altitude et le cap absolu de l'avion. Pour chaque site, deux photos sont prises avec deux distances focales différentes (80 mm et 130 mm).

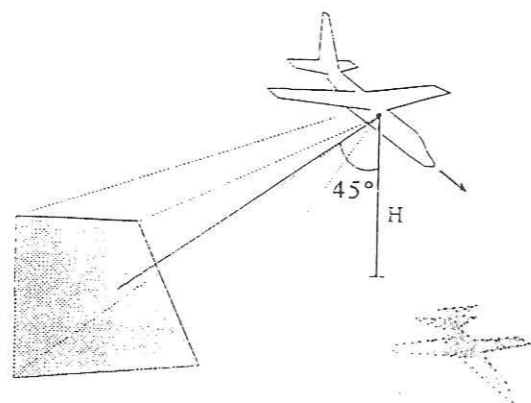


Figure VI.10 : Mode de photographie

De fait, avec le mouvement de l'appareil et le manque de place à l'intérieur de l'avion rendant l'accès difficile au hublot, l'angle de prise de vue de 45° n'a pas pu être assuré à 10°

près (E. Le Meur, communication personnelle). Un redressement géométrique a ensuite été appliqué aux photos pour faire disparaître l'effet de perspective liée à l'angle de visée lors de leur acquisition, considéré égal à 45° dans tous les cas (Vinay, 1997).

Sur chaque photo, des directions de rugosité ont été relevées visuellement, par rapport à l'horizontale qui la traverse de droite à gauche et qui correspond au cap de l'avion. C'est ainsi que l'orientation des sastrugi a pu être déterminée, à partir de photographies aériennes. Sur toutes les photos, au moins deux directions de sastrugi sont visibles. Elles sont toutes représentées sur la figure VI.11. Les directions observées vers la côte et sur le plateau ne sont pas tout à fait les mêmes. Rien d'étonnant à cela puisque la rugosité n'est pas développée de la même manière, n'a pas nécessairement la même orientation. De plus, comme le vol a duré près de 5 heures, l'azimut du soleil a changé d'environ 75° ce qui peut aussi expliquer que les directions de rugosité apparaissent différentes.

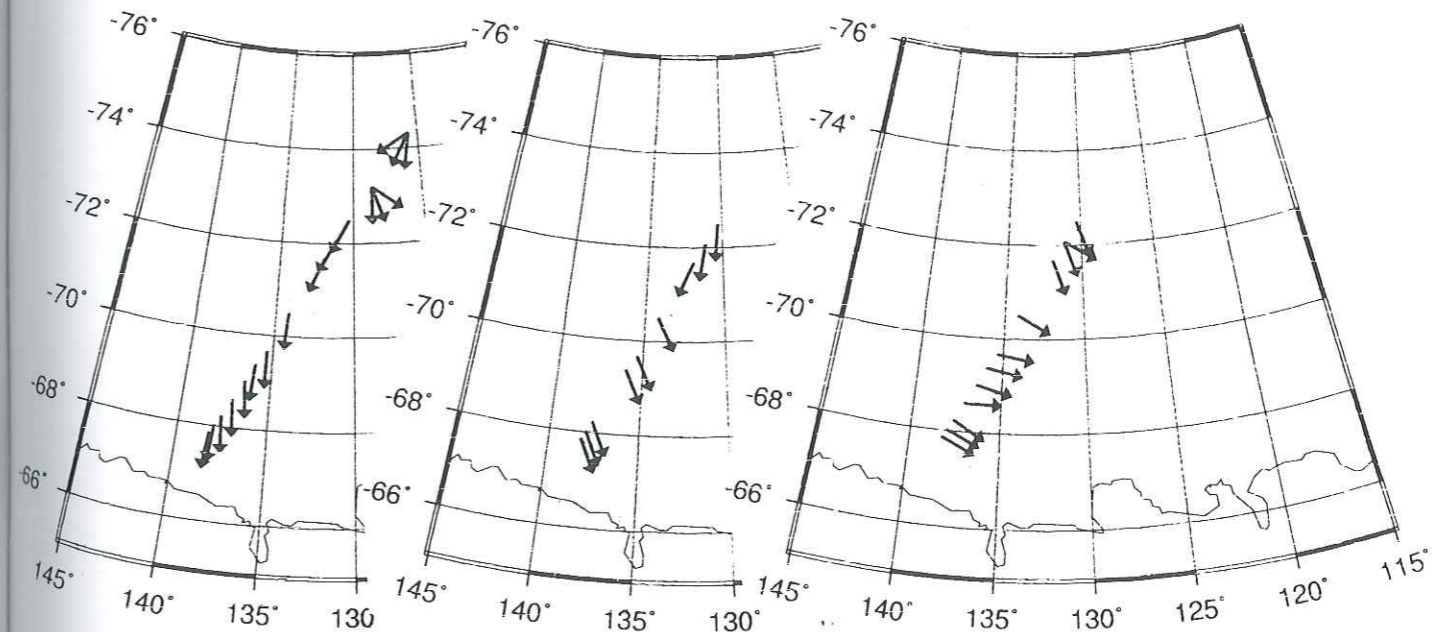


Figure VI.11 : Directions de sastrugi déterminées à partir de photos aériennes

VI.5.3 La rugosité de surface vue par SPOT

L'analyse visuelle d'images SPOT-XS (dont la résolution est de 20 mètres) datant de l'été austral 1992-93 et de mars 1996, a permis d'identifier clairement les directions de la rugosité. A D-57, l'azimut des sastrugi vaut 347°. A D-68, soit 110 kilomètres plus près de

Dôme C, il vaut 350° . Enfin, entre D-45 et D-50, deux directions sont visibles comme on peut le voir sur la figure VI.12.

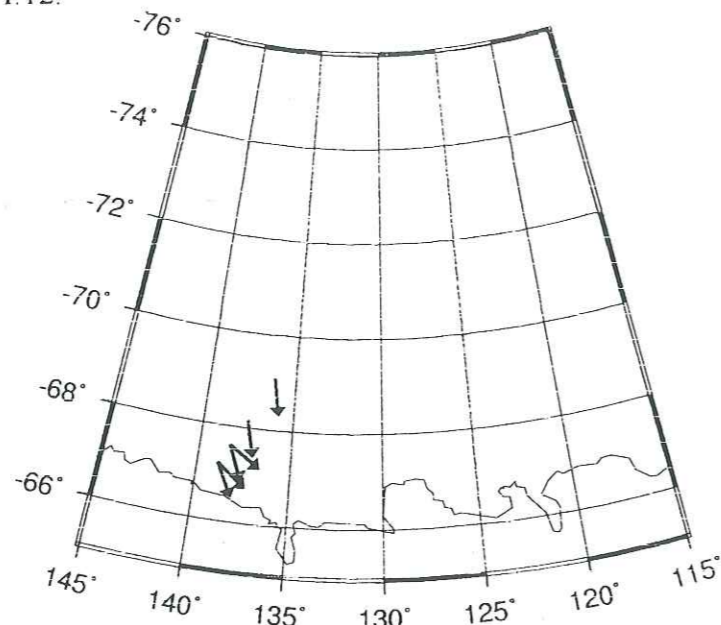


Figure VI.12 : Directions de sastrugi déterminées à partir d'images SPOT

VI.6 Conclusion

A partir des observations de terrain, d'avion ou de satellite à haute résolution (SPOT) il apparaît qu'au moins deux directions principales de sastrugi peuvent être détectées, que leur détection dépend de la position du soleil qui rend plus visibles les rugosités perpendiculaires à la direction de l'éclairement et que l'intensité des sastrugi varient spatialement. Les plus fortes rugosités se trouvent là où le vent est le plus fort et souffle dans une direction privilégiée. La rugosité n'est donc pas un phénomène simple.

Le principal apport des données POLDER est de montrer que l'influence de la rugosité est non négligeable. Elle se traduit par une FDRB dissymétrique par rapport à l'orientation du soleil et des pics de réflectance dans le demi-plan arrière (rétrodiffusion). POLDER a permis de cartographier l'influence de la rugosité pour la première fois à grande échelle. Il est indispensable de tenir compte de cet effet si l'on veut utiliser les mesures de réflectance pour déterminer l'albédo.

Les modèles de réflectance développés sur la neige à ce jour ne permettent pas de prendre en compte les FDRBs observées par POLDER en présence de sastrugi. Il semble, en particulier, qu'une part de réflexion spéculaire intervienne dans une proportion plus forte que

ce que l'on prédisait. Cette hypothèse de réflexion spéculaire permet d'ailleurs de retrouver des directions de sastrugi concordant avec les observations indépendantes.

En l'absence de modèle adapté et compte tenu de l'échantillonnage insuffisant des mesures de réflectance pour tous les angles de visée, il est donc actuellement impossible de quantifier l'effet de la rugosité sur l'albédo de la neige à partir des données de POLDER.

Dans l'avenir, il apparaît prioritaire de développer un modèle de réflectance qui tienne compte de la rugosité et des FDRBs observées. Seule la disponibilité d'un tel modèle permettra d'intégrer les réflectances bidirectionnelles sur tout l'hémisphère supérieur afin d'avoir l'albédo qui est le paramètre utile dans le bilan radiatif.

**Chapitre VII : Influence de la taille des
grains de neige**

VII.1 Introduction	169
VII.2 Mesures des tailles de grains de neige	169
<i>VII.2.1 Définition de la taille</i>	<i>169</i>
<i>VII.2.2 Technique d'échantillonnage in situ.....</i>	<i>170</i>
<i>VII.2.3 Détermination numérique de la taille des grains</i>	<i>171</i>
VII.3 Mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige des Alpes à 1.6µm	172
<i>VII.3.1 Description</i>	<i>172</i>
a) Instrumentation	172
b) Géométrie des mesures	173
c) Sites choisis.....	174
<i>VII.3.2 Protocole expérimental.....</i>	<i>175</i>
a) Mesures de réflectances	175
b) Mesures des caractéristiques de la surface	178
<i>VII.3.3 Résultats.....</i>	<i>178</i>
a) Réflectances au nadir	179
b) Résultats pour toutes les configurations de visée	182
<i>VII.3.4 Conclusion</i>	<i>187</i>
VII.4 Détermination des tailles de grains en Antarctique	187
<i>VII.4.1 Utilisation des données d'ATSR-2</i>	<i>187</i>
<i>VII.4.2 Utilisation des données POLDER</i>	<i>190</i>
<i>VII.4.3 Comparaison des résultats issus de POLDER et d'ATSR-2.....</i>	<i>193</i>
VII.5 Carte d'albédo	193
VII.6 Conclusion	196

VII.1 Introduction

A l'exception des très fortes bandes d'absorption de la glace où les valeurs sont quasiment nulles, les mesures de réflectance et, in fine, d'albédo, sont très sensibles à la taille des grains de neige dans les longueurs d'onde du proche et du moyen infrarouges. Par conséquent, l'estimation de l'albédo d'une surface de neige nécessite de connaître la dimension des grains qui la composent. En Antarctique, il est inconcevable de déterminer « in situ » les caractéristiques physiques des grains dans de très vastes zones de la calotte polaire, et encore moins de surveiller leur évolution temporelle. Par contre, être capable de paramétriser l'évolution des tailles de grains de neige dans les modèles (GCMs) est intéressant pour le bilan radiatif. Des observations sont nécessaires car peu d'informations existent sur ses variations spatiale ou temporelle. L'unique moyen d'accéder à ces informations repose sur l'utilisation combinée de mesures de réflectances dans le proche ou moyen infrarouge par satellite et d'un modèle fiable, permettant, en inversant ces mesures, d'estimer les tailles de grains justifiant les valeurs enregistrées par le capteur. Pour cette raison, plusieurs séries de mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige, par ciel clair, ont été effectuées, durant les hivers 1996-97 et 1997-98, dans différents sites des Alpes, au moyen d'un radiomètre développé par le LOA d'un format très pratique et disposant d'un canal à 1.6 μm , afin de comparer le modèle de FDRB que nous employons à des observations de terrain.

Le modèle de FDRBs de la neige que nous utilisons (cf. § V.3) va nous permettre d'estimer, à partir des données d'ATSR-2 et des données POLDER, des tailles de grains de neige observées pour le mois de novembre 1996, dans notre région d'étude, et d'estimer les valeurs d'albédo correspondantes.

VII.2 Mesures des tailles de grains de neige

VII.2.1 Définition de la taille

Il est très rare qu'un grain de neige soit sphérique. Par conséquent, il est difficile de caractériser ses dimensions par un seul paramètre qui soit applicable à tous les types de grains et qui possède de surcroît un sens physique.

Suite aux travaux du CEN¹ (Sergent *et al.*, 1993) (Sergent *et al.*, 1995) (Sergent *et al.*, 1998), il est apparu que le rayon convexe moyen reflète bien les caractéristiques géométriques des grains de neige, en gardant une relative indépendance par rapport à la formation d'amas de grains qui biaise les autres paramètres, basés sur la longueur ou la surface.

Ce paramètre représente le rayon de courbure moyen des arcs convexes du contour du grain. Il est estimé à partir d'images de grains de neige, en laboratoire, par traitement numérique, ce qui suppose de prélever des échantillons de neige à chaque série de mesures de réflectances et d'en numériser aléatoirement une trentaine d'images d'environ deux grains chacune en chambre froide grâce à une caméra adaptée sur un microscope (cf. §VII.2.3). L'objectivité de ce traitement repose sur une plus grande indépendance par rapport à l'opérateur, comparée, par exemple, à la méthode de détermination visuelle de tailles de grains de neige.

Une fois cette caractéristique physique déterminée, il est néanmoins nécessaire d'établir une relation entre rayon convexe r_{cvx} et rayon optique r_{opt} parce que l'utilisation d'un modèle de FDRB requiert cette caractéristique optique (Sergent *et al.*, 1993). Le rayon optique est la taille qu'il faut utiliser dans le modèle pour retrouver la réflectance réelle.

VII.2.2 Technique d'échantillonnage *in situ*

Pour conserver les grains dans leur état au moment de la mesure, les échantillons prélevés sont immédiatement placés dans des flacons contenant de l'iso-octane² liquide qui a la propriété de ne pas altérer la forme du grain et de stopper son métamorphisme (cf. Annexe 1) s'il est maintenu en dessous de 0°C (Brun and Pahaut, 1991). Pour assurer cette condition de température, pendant toute la durée d'une sortie, les flacons, rangés à l'intérieur d'une glacière isotherme, sont réfrigérés par la sublimation de galettes de CO₂ disposées en son fond. De plus, sur le site de la mesure, la glacière elle-même est remplie et recouverte de neige. De retour au LGGE, les échantillons sont immédiatement stockés en chambre froide avant leur traitement. Malheureusement, tous les échantillons correspondant aux mesures de l'hiver 1996-1997 ont fondu à la suite d'une panne des chambres froides.

¹ Centre d'Etude de la Neige, Météo-France, Grenoble

² triméthyl 2-2-4-pentane

VII.2.3 Détermination numérique de la taille des grains

Pour déterminer le rayon convexe r_{cvx} des grains de neige prélevés, il est nécessaire de procéder à la numérisation d'images de grains, en chambre froide. Chaque flacon est délicatement vidé de son contenu dans un filtre de papier. Les grains de neige ainsi récoltés sont « essuyés » sur d'autres feuilles de papier absorbant. Ensuite, quelques grains de l'échantillon sont déposés, et régulièrement renouvelés, sur une plaquette de verre et observés au microscope sur lequel est adaptée une caméra numérique. Cette caméra permet d'afficher sur un écran d'ordinateur l'image correspondant au champ de vue de la lentille du microscope. Le grossissement, unique pour chaque échantillon, est choisi, à partir de quelques grains représentatifs, de manière à avoir une précision suffisante sur la définition du pourtour des grains, ce qui revient à ne voir que deux à trois grains sur l'écran. Trente images sont ainsi acquises par échantillon, représentant une soixantaine de grains. L'étalonnage est assuré par l'acquisition d'une image supplémentaire d'une règle graduée. La correspondance peut ainsi être établie entre unité de longueur et nombre de pixels de l'image. La détermination des rayons convexes des grains de neige devient alors automatique. Le traitement numérique, développé au LGGE par Michel Gay, peut se résumer ainsi.

Chaque image acquise en chambre froide (Fig. VII.1-a) est binarisée³. Ensuite, pour chaque pixel de l'intérieur du grain, une distance le séparant du bord extérieur, appelée distance de chanfrein, est calculée. Les courbes d'équidistance sont alors tracées dans le grain, mettant en évidence des arêtes qui constituent le squelette du grain (Fig. VII.1-b). Les distances associées aux points terminaux du squelette sont représentatives des formes convexes de la frontière extérieure du grain. Celles associées aux points nodaux (ou points de branchement) sont plus représentatives du volume du grain.

Ce traitement fournit, comme résultats, le rayon convexe moyen des points terminaux et l'écart-type correspondant, ainsi que le rayon convexe moyen des points de branchement du squelette du grain. A 1.6 μm , le rayon convexe le plus caractéristique du grain est davantage celui des points terminaux que celui des points de branchement. Sergent *et al.* (1993) ont montré que le grossissement des grains de neige de type anguleux (givre de profondeur et neiges récentes) n'a que peu d'impact sur son comportement optique, dans ce domaine spectral. En revanche, une évolution des ces grains en grains ronds au cours d'une métamorphose liée à l'humidification (cf. Annexe 1) s'accompagne d'une baisse rapide de la

³ c'est-à-dire qu'elle apparaît sous deux couleurs : le grain est représenté en noir sur un fond blanc

réflectance. A cette longueur d'onde, la réflectance mesurée est essentiellement due aux irrégularités de sa forme extérieure, quantifiées par le rayon convexe r_{cvx} .

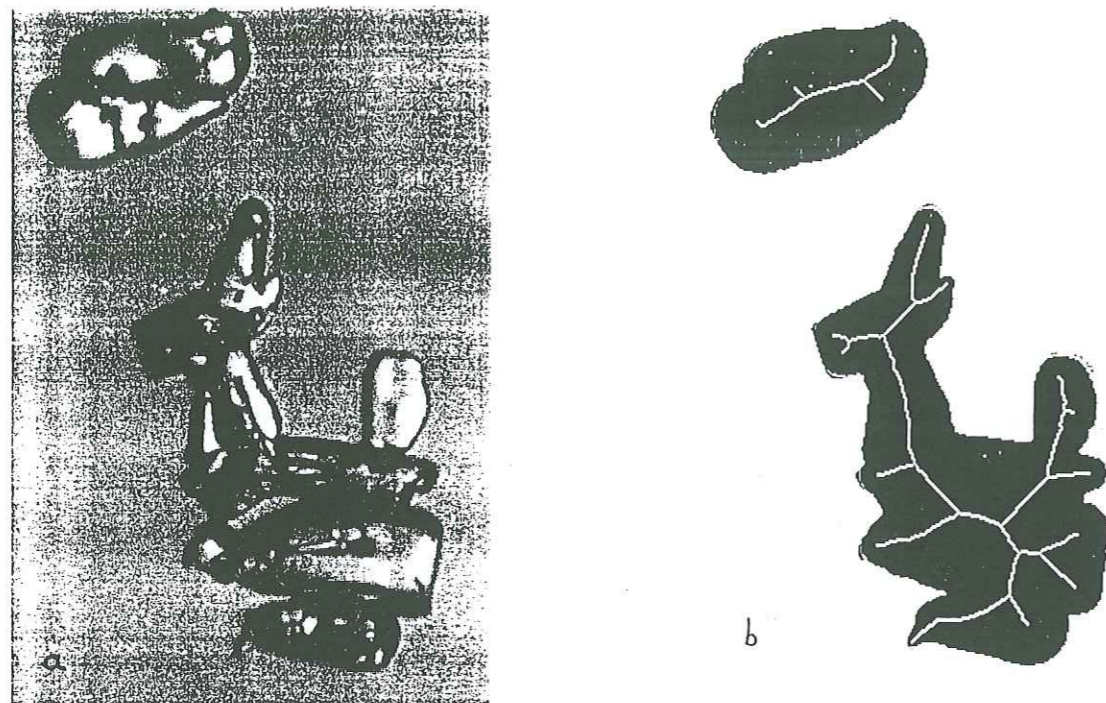


Figure VII.1 : a- Image de grains de neige ;

b- Squelette correspondant après traitement numérique développé par M. Gay (LGGE)

VII.3 Mesures des réflectances bidirectionnelles de la neige des Alpes à 1.6 μm

VII.3.1 Description

a) Instrumentation

Les mesures de réflectances bidirectionnelles ont nécessité l'utilisation d'un radiomètre, prêté par Jean-Pierre Dedieu, du LAMA⁴, très facile d'utilisation. Conçu par le LOA, il est composé de quatre lentilles montées sur des filtres permettant d'effectuer des mesures de flux du rayonnement réfléchi par une surface de neige, pour quatre bandes spectrales centrées aux longueurs d'onde 553 nm, 667 nm, 863 nm et 1603 nm qui est la plus sensible à la taille des grains de neige (sa largeur de bande est de 250 nm). Chaque lentille possède une ouverture de 22°. L'imprécision de la mesure, annoncée par le constructeur est de

⁴ Laboratoire de la Montagne Alpine

$\pm 2\%$. Ce pourcentage est garanti pour des mesures effectuées par températures négatives, jusqu'à -13°C . L'étalonnage a été vérifié en laboratoire (cf. Annexe 3).

Comme la mesure de l'éclairement solaire incident diffus est très difficile à effectuer et qu'elle est néanmoins nécessaire pour pouvoir comparer les résultats du modèle de réflectance bidirectionnelle « adding-doubling » aux mesures pour les trois longueurs d'onde 553 nm, 667 nm et 863 nm, je ne présenterai aucun résultat les concernant. En outre, le canal à 1.6 μm , où l'effet de la pollution de la neige devient négligeable, est le plus pertinent pour mettre en évidence l'influence de la taille des grains de neige sur les mesures de réflectance.

Les mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige sont déterminées relativement à une plaque « étalon » de réflectance connue. Nous avons utilisé une plaque carrée de spectralon de 30 cm de côté, lambertienne, et assurant un niveau de réflectance de 0.987 dans les longueurs d'onde du canal du radiomètre centré à 1.6 μm (table VII.1) que ni le temps, ni l'eau ne peuvent altérer. Les réflectances bidirectionnelles mesurées sont alors établies comme le rapport de la mesure du flux réfléchi par une surface de neige sur le flux réfléchi par la surface de la plaque de spectralon multiplié par la valeur de réflectance de cette plaque.

λ (μm)	Réflectance	λ (μm)	Réflectance
1.25	0.989	1.6	0.987
1.3	0.988	1.65	0.987
1.35	0.987	1.7	0.987
1.4	0.988	1.75	0.987
1.45	0.988	1.8	0.986
1.5	0.989	1.85	0.982
1.55	0.989	1.9	0.985

Table VII.1 : extrait du certificat de calibration de la réflectance de la plaque de spectralon (établi par Labsphere, Inc., Reflectance Calibration Laboratory).

b) Géométrie des mesures

Sur le terrain, la tête du radiomètre est adaptée sur une rotule fixée à l'extrémité d'une barre d'aluminium montée sur un trépied, de manière à pouvoir changer les angles de visée θ_v . Dans toutes nos mesures de réflectance bidirectionnelle sur des surfaces de neige, les angles de visée θ_v utilisés vaudront 0° , 15° , 30° et 45° . Bien que les surfaces au sol

correspondant au champ de vue d'une lentille augmentée avec l'angle de visée θ_v , il est possible de faire coïncider leurs centres en faisant coulisser la barre, soutenant la tête du radiomètre, jusqu'à un repère gradué (Fig. VII.2). Par ailleurs, la tige d'aluminium peut également pivoter en azimut.

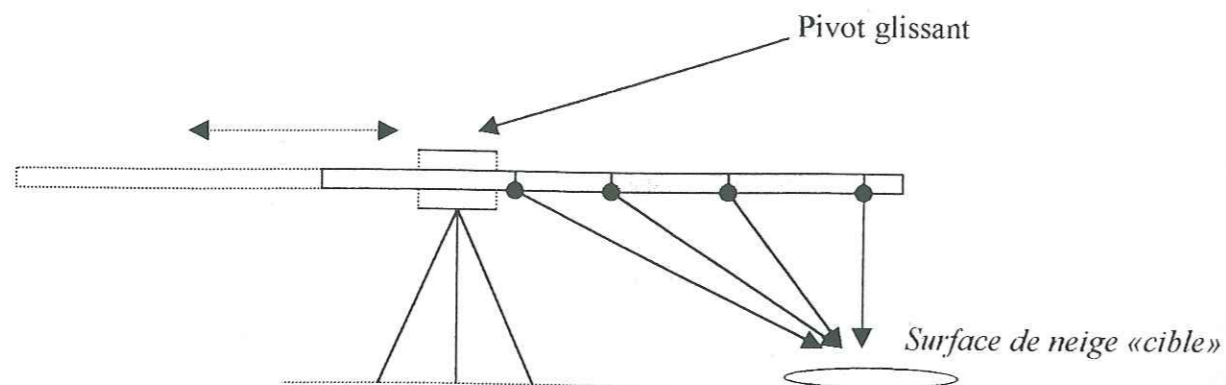


Figure VII.2 : Schéma représentant le dispositif soutenant la tête du radiomètre (points noirs).

Les mesures de réflectance pour les trois angles de visée θ_v déjà mentionnés ont été effectuées dans le plan principal vers l'avant ($\Delta\phi=180^\circ$), dans le plan perpendiculaire ($\Delta\phi=90^\circ$) et dans un plan situé « vers l'arrière » à 30° du plan principal ($\Delta\phi=30^\circ$), la mesure n'étant pas possible exactement dans le plan principal vers l'arrière à cause de l'ombre générée par le dispositif sur la surface de neige mesurée. Le décalage minimum, calculé en fonction des dimensions de l'instrumentation est de 24° .

c) Sites choisis

Le choix des sites de mesures a été conditionné par plusieurs critères. Tout d'abord, il était nécessaire que l'enneigement y soit suffisant et durable. Il était capital qu'il soit facile d'accès de manière à pouvoir s'y rendre rapidement depuis Grenoble et y transporter aisément le matériel. Les surfaces de neige devaient elles-mêmes être aussi lisses et plates que possible pour limiter les effets de la topographie et de la rugosité. Pour éviter tout éclairage indirect, sur la surface mesurée, provenant de réverbérations perturbatrices du rayonnement solaire direct sur des parois voisines, des arbres, des maisons... le site devait, en plus, être relativement bien dégagé. Enfin, pour observer l'influence de la taille des grains de neige sur la réflectance à $1.6 \mu\text{m}$, il était important d'effectuer des mesures sur différents types de grains de neige. Par conséquent, l'expérimentation s'est déroulée sur des sites d'altitudes différentes et sur toute la durée des hivers 1996-97 et 1997-98. La table VII.2 mentionne les sites qui ont fait l'objet de mesures.

Site	Massif	Altitude (en m)	Nombre de mesures	Date des mesures	Etat
Plateau de l'Arselle (45°6'N ; 5°52'E)	Belledonne	1600	7 dont 4 complètes	15 janvier 1997 (11 : 30)	X
				15 janvier 1997 (15 : 30)	X
				7 février 1997	X
				8 janvier 1998	-
				29 janvier 1998	-
				11 février 1998	-
				26 février 1998	-
Le Pré Poncet (45°38'N ; 6°9'E)	Jura	1140	1	8 février 1997	X
Lac Blanc (45°7'N ; 6°7'E)	Grandes Rousses	2530	1	11 mars 1997	X
Col du Lac Blanc (45°7'N ; 6°7'E)	Grandes Rousses	2650	1	11 mars 1997	X
Le Peuil (45°7'N ; 5°35'E)	Vercors	990	3	23 janvier 1998	-
				28 janvier 1998	-
				10 février 1998	-
La Martinière (45°19'N ; 5°48'E)	Chartreuse	890	1	12 février 1998	-

Table VII.2 : Lieux et dates des différentes mesures de réflectance bidirectionnelle de la neige.

(Le X en dernière colonne signifie que les grains de neige prélevés sur le site ont fondu au LGGE avant leur analyse)

VII.3.2 Protocole expérimental

a) Mesures de réflectances

La hauteur des pieds coulissant du trépied supportant la barre d'aluminium et la tête du radiomètre est réglée de façon à ce que la hauteur séparant la surface de neige de la tête du radiomètre approche le mètre. A cette hauteur, la tache au sol correspondant au champ de vue des quatre lentilles s'inscrit dans un disque de 45 cm de diamètre pour une visée au nadir et dans une ellipse de 81 cm de grand axe et 45 cm de petit axe pour une visée à 45° . Le trépied est ensuite posé sur des patins de bois pour limiter son enfoncement dans la neige. La plaque de réflectance étalonnée est placée sur un support horizontal, à l'aide d'un niveau à bulle, à une distance d'environ 50 cm de la tête du radiomètre, à l'écart des surfaces de neige à mesurer (Fig. VII.3). D'une simple rotation de la barre d'aluminium dans un plan horizontal, la tête du radiomètre peut être amenée juste au dessus de la plaque, pour établir régulièrement des mesures de flux réfléchis par la surface étalon et tenir ainsi compte des variations temporelles de l'éclairage solaire (Fig. VII.4).

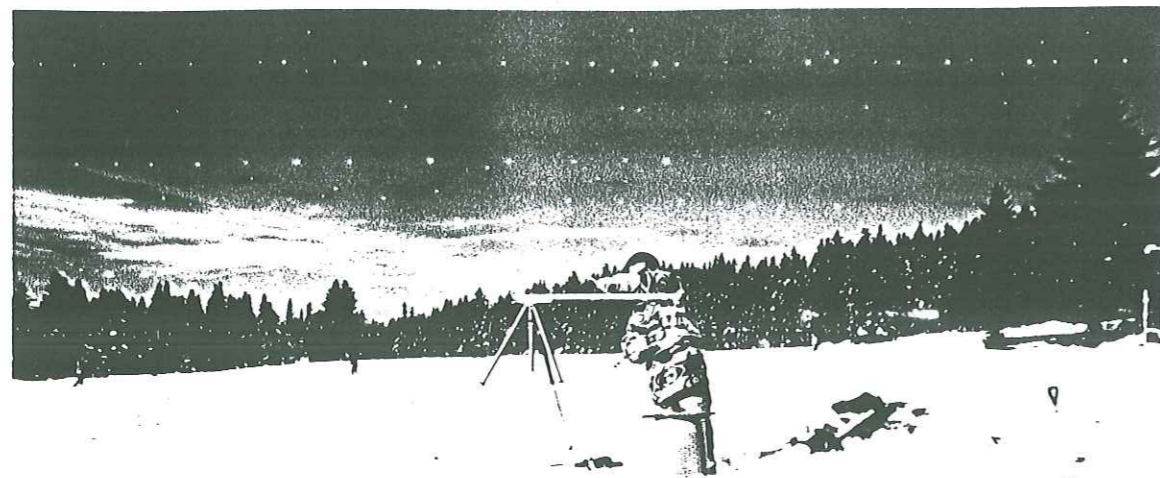


Figure VII.3 : Photographie de l'installation instrumentale au cours d'une série de mesures au plateau de l'Arselle.

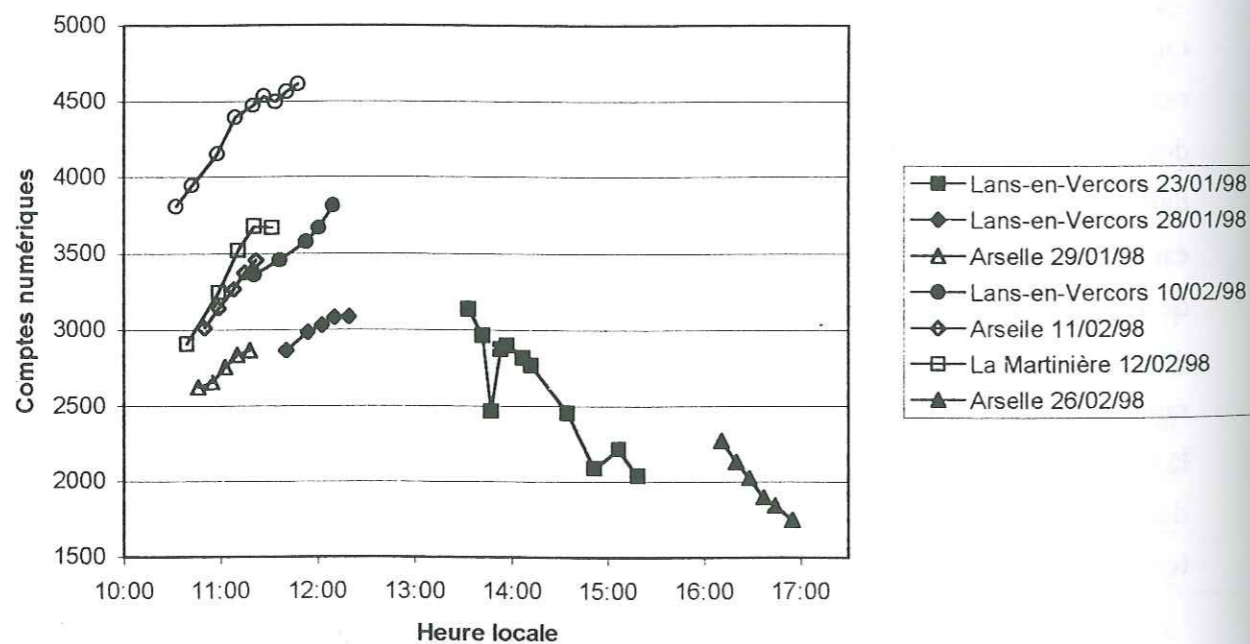


Figure VII.4 : Variations temporelles de l'éclairement solaire réfléchi par la plaque étalon. au cours de sept séries de mesures

Au cours de l'hiver 1996-97, l'installation (trépied + barre d'aluminium + tête du radiomètre) était déplacée et repositionnée par rapport au soleil de façon à toujours observer la même surface de neige, dans les plans repérés par les azimuts relatifs $\Delta\phi=30^\circ$, 90° et 180° (Fig. VII.5-a). L'hiver suivant, le mode opératoire a été changé pour des raisons de commodité et de gain de temps. Le radiomètre, supporté par le trépied, fut placé à un endroit et les mesures de réflectances bidirectionnelles furent acquises sur trois surfaces de neige voisines mais distinctes représentant les mêmes conditions géométriques (Fig. VII.5-b). Dans la suite, le terme « mesure » (appliqué aux flux réfléchis) devra être compris comme l'acquisition d'une trentaine de mesures effectives de flux réfléchi, réalisé automatiquement en une minute.

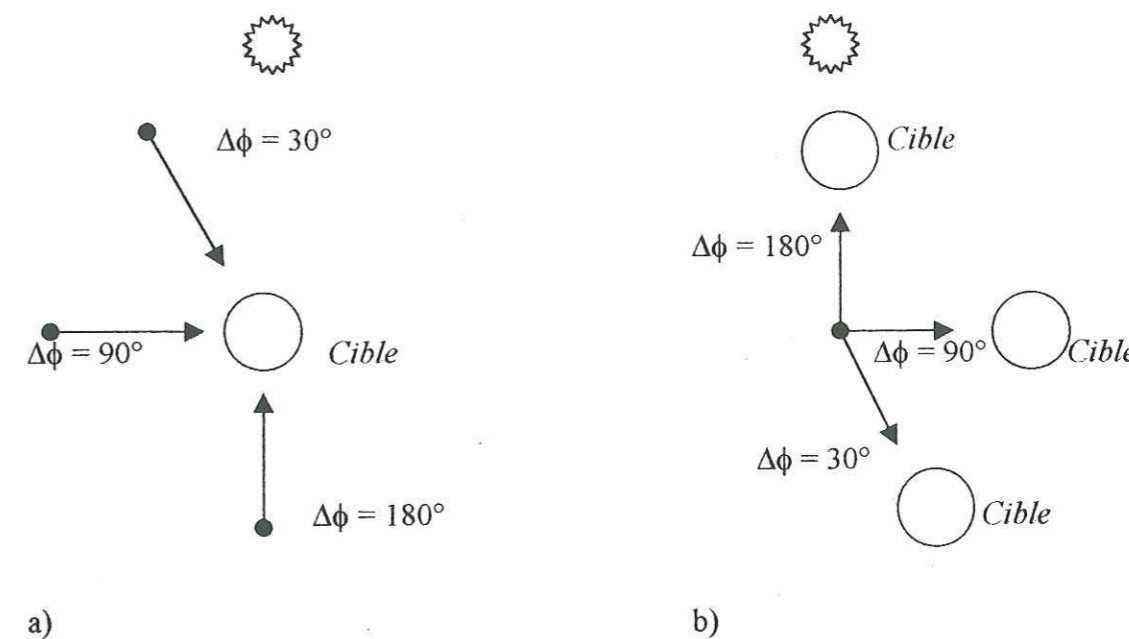


Figure VII.5 : a- Mode opératoire en hiver 1996-97 ; b- Mode opératoire en hiver 1997-98. Les cercles représentent les surfaces de neige observées et les points noirs, les positions du trépied.

Chaque série de mesures était entamé par une mesure au nadir du flux réfléchi par la plaque de spectralon, suivie par deux mesures sur la neige dans deux configurations géométriques différentes. Pour tenir compte des variations d'éclairement incident, le flux réfléchi était régulièrement mesuré sur la plaque après deux mesures sur les surfaces de neige selon le protocole défini en 1996-97 et après trois mesures selon l'autre protocole (permettant une acquisition plus rapide).

b) Mesures des caractéristiques de la surface

Une fois toutes les valeurs de flux réfléchis enregistrés par le radiomètre, les mesures de densité de la neige de surface, de température de l'air et de la neige à différentes profondeurs, de la pente des surfaces observées sont effectuées et des échantillons de neige sont prélevés pour déterminer leurs tailles, après qu'une grossière estimation visuelle soit faite. La détermination des pentes des surfaces mesurées sert à déterminer l'angle zénithal solaire local au moment de la mesure de réflectance bidirectionnelle. Elle est réalisée de manière très simple. Une règle (de 80 cm environ) est placée à l'horizontale, au moyen d'un niveau à bulle, dans la direction du soleil puis perpendiculairement au plan principal, à quelques centimètres au dessus des surfaces de neige ayant fait l'objet de mesures de réflectances bidirectionnelles. Dans les deux cas, le profil des surfaces mesurées est dressé en mesurant la distance séparant la règle de la surface, tous les cinq centimètres. La pente (souvent inférieure à 2°) est alors déterminée comme la moyenne des pentes des segments (de 5 cm) qui constituent les profils (Derive, 1998). Son orientation absolue est ensuite fixée à partir des positions absolues du soleil que l'on peut calculer en fonction de la date et de l'heure de la mesure et des coordonnées géographiques du site.

VII.3.3 Résultats

Seuls les échantillons de grains de neige prélevés lors des 8 missions de l'hiver 1997-98 ont pu être analysés. En conséquence, seules les mesures de réflectance correspondantes seront présentées. Certaines grandeurs physiques mesurées sont présentées dans la table VII.3 : des tailles de grains d'échantillons de neige prélevés plus profondément existent mais à 1.6 µm, ces grains ne participent pas à la diffusion du rayonnement.

De la table VII.3, une remarque s'impose. Le rayon convexe des points terminaux des grains de neige de surface récoltés au Peuil le 10 février, est très faible, anormalement pour le type de grain observé, à savoir des gobelets, caractérisés habituellement par de grandes tailles (jusqu'à 5 à 6 mm de diamètre). De plus, l'écart important (160 µm) entre les rayons des grains de la surface et ceux à 2 cm de profondeur, n'a pas du tout été observé sur le terrain : le manteau neigeux se décomposait en deux couches distinctes formées de grains du même type (des gobelets) mais de densités distinctes. La première couche, épaisse de 3 cm à partir de la surface paraissait nettement plus dense que la seconde, épaisse de 20 cm.

L'erreur dans l'estimation du rayon convexe provient de la numérisation des images en chambre froide. Pour l'échantillon de neige de surface, un grossissement trop fort du

microscope a été adapté en fonction de quelques petits grains, trop peu représentatifs de l'ensemble, mais qui existent néanmoins. Or il est impossible de le changer au cours de la numérisation d'un échantillon car le repère de longueur en serait modifié. Par conséquent, comme le traitement numérique s'applique à un contour complet du grain, il nécessite d'avoir sur l'image des grains entiers. Ainsi, les gros grains n'ont pas pu être numérisés.

Dans les graphes illustrant les réflectances mesurées et les comparaisons au modèle, je ferai donc figurer comme rayon convexe pour cet échantillon, la valeur moyenne 130 µm entre petits grains et gobelets.

	Arselle-8/01	Le Peuil-23/01	Le Peuil-28/01	Arselle-29/01	Le Peuil-10/02	Arselle-11/02	La Martinière-12/02	Arselle-26/02
Densité de la neige	0.3126	0.1476	0.2248	0.1992	0.2523	0.2189	0.3447	0.2253
Type de neige de surface (• = grains fins ; o = grains ronds ; + = neige fraîche ; Λ = gobelets ou givre de profondeur ; X = particules reconnaissables)	• o	X •	•	•	Λ	o	o Λ	+
Température de l'air	***	***	-8.1°C	-6.6°C	-2.1°C	7.3°C	0.5°C	8.4°C
Température de surface	0°C	***	-6.5°C	-8.5°C	-3.5°C	-0.5°C	0.8°C	-0.4°C
Température à 10 cm de profondeur	-1.5°C	***	-7.0°C	-18.0°C	-5.0°C	-5.9°C	0.4°C	-0.7°C
Rayon convexe des points terminaux des grains de surface	153 µm	98 µm	65 µm	112 µm	47 µm	183 µm	398 µm	288 µm
Rayon convexe des points de branchements des grains de surface	205 µm	150 µm	127 µm	137 µm	262 µm	624 µm	938 µm	703 µm
Écart-type pour les points terminaux (en µm)	27 µm	18 µm	44 µm	19 µm	36 µm	53 µm	60 µm	68 µm
Rayon convexe des points terminaux des grains sous la surface	113 µm (-2 cm)	91 µm (-1 cm)	132 µm (-3 cm)	99 µm (-10 cm)	212 µm (-2 cm)	213 µm (-2 cm)	397 µm (-5 cm)	229 µm (-3 cm)
Rayon convexe des points de branchements des grains sous la surface	146 µm	158 µm	179 µm	131 µm	398 µm	330 µm	709 µm	462 µm
Écart-type pour les points terminaux (en µm)	29 µm	15 µm	22 µm	18 µm	57 µm	37 µm	70 µm	58 µm

Table VII.3 : Renseignements relatifs aux différentes séries de mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige.

a) Réflectances au nadir

Sur la figure VII.6 sont représentées les valeurs de réflectances bidirectionnelles mesurées au nadir lors des 8 missions, citées auparavant, ainsi que celles acquises par Jean-

Pierre Dedieu, du LAMA, au col du Lac Blanc, entre le 22 mars et le 30 avril 1995 et par Catherine Leroux, du LGGE, les 11, 12 et 13 mars 1996 en trois sites différents (col de Porte, col du Lautaret et Chamrousse) avec le même type de radiomètre (Leroux, 1996). Dans la table VII.4 sont notées toutes les valeurs de réflectance mesurées au nadir, à 1.6 μm , ainsi que les angles zénithaux solaires correspondants (corrigés de l'effet de la topographie pour ce qui concerne mes mesures) et des rayons convexes des grains de neige mesurés (définis, pour J.P. Dedieu et C. Leroux, comme les rayons de courbure moyens des arcs convexes des contours des grains et pour moi, comme les rayons convexes des points terminaux des squelettes des grains).

Rayon convexe des grains (en μm)	Angle zénithal solaire θ_s (en $^\circ$)	Valeur au nadir
<i>Mesures de réflectances bidirectionnelles à 1.6 μm de Catherine Leroux</i>		
263	62.36	0.014
134	55.74	0.056
141	48.23	0.055
<i>Mesures de réflectances bidirectionnelles à 1.6 μm de Jean-Pierre Dedieu</i>		
164	47.37	0.0601
219	46.06	0.0401
176	45.55	0.0502
283	52.10	0.0192
240	48.07	0.0297
271	46.26	0.0185
560	42.04	0.0052
243	47.43	0.0301
356	45.09	0.0057
266	42.89	0.0199
639	39.96	0.0048
<i>Mesures de réflectances bidirectionnelles à 1.6 μm des 8 séries de l'hiver 1997-98</i>		
153	68.22	0.043
153	67.33	0.041
153	66.82	0.042
98	66.31	0.098
98	67.55	0.096
98	69.14	0.106
98	72.99	0.104
65	65.03	0.083
65	64.93	0.085
65	64.64	0.080
112	67.41	0.046
112	68.33	0.049
112	67.98	0.051
130	63.31	0.047
130	61.05	0.047
130	59.85	0.046
183	66.37	0.038
183	65.72	0.035
183	65.91	0.034
398	64.43	0.012
398	63.84	0.014
398	62.05	0.012
288	70.59	0.016
288	71.26	0.02
288	71.11	0.021

Table VII.4 : Valeurs des réflectances bidirectionnelles mesurées pour une visée au nadir sur des neiges alpines à 1.6 μm .

Sur la figure VII.6, on peut voir nettement l'influence de la taille des grains sur la réflectance. Toutes les mesures apparaissent sur ce graphe avec, pour comparaison, les résultats du modèle adding-doubling pour les angles solaires zénithaux $\theta_s=47^\circ$ et $\theta_s=73^\circ$. Mesures et modèle sont globalement en accord.

La figure VII.7 représente d'ailleurs, les rayons convexes des grains mesurés par rapport au rayon déterminé, par interpolation des résultats du modèle, pour les angles solaires supérieurs à $\theta_s=47^\circ$ (et par extrapolation pour les angles solaires inférieurs), à partir de la réflectance bidirectionnelles mesurée au nadir et de θ_s .

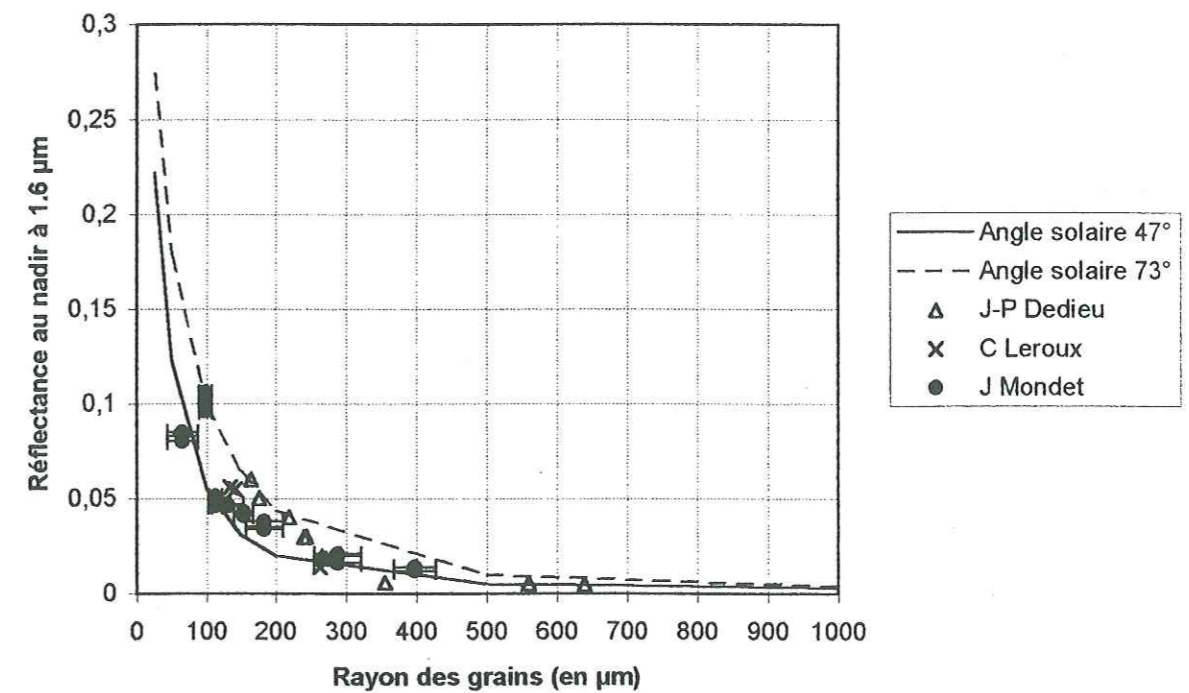


Figure VII.6 : Valeurs des réflectances mesurées au nadir pour différentes tailles de grains de neige. Les courbes dessinées en traits pleins représentent les résultats issus du modèle adding-doubling aux angles zénithaux $\theta_s=47^\circ$ et $\theta_s=73^\circ$. Les barres d'incertitudes sur certaines tailles de grains correspondent à l'écart-type déterminé avec le rayon convexe, lors du traitement numérique.

On peut ainsi établir une relation entre le rayon convexe des points terminaux déterminé par le traitement numérique de M. Gay et le rayon correspondant dans modèle adding-doubling. Pour les mesures de réflectances bidirectionnelles effectuées au nadir, à la longueur d'onde 1.6 μm , durant l'hiver 1997-1998, cette relation est très proche de l'équivalence (Fig. VII.7). Les rayons de grains estimés par le modèle, à partir des mesures, diffèrent de moins de 50 microns des rayons convexes mesurés sauf pour une série de

mesures sur de la neige fraîche. Cela montre notamment que les rayons convexes des points terminaux des grains, à $1.6 \mu\text{m}$, est un très bon paramètre, physiquement représentatif du grain, pour justifier les valeurs de réflectance mesurées. Pour les mesures de J.-P. Dedieu ou de C. Leroux, les rayons convexes des grains ont été établis, par une méthode numérique différente, comme le rayon de courbure moyen de tous les pixels des arcs convexes du contour du grain. Ceci explique que la relation les reliant au rayon équivalent dans le modèle ne soit pas la même, même si les deux méthodes sont proches.

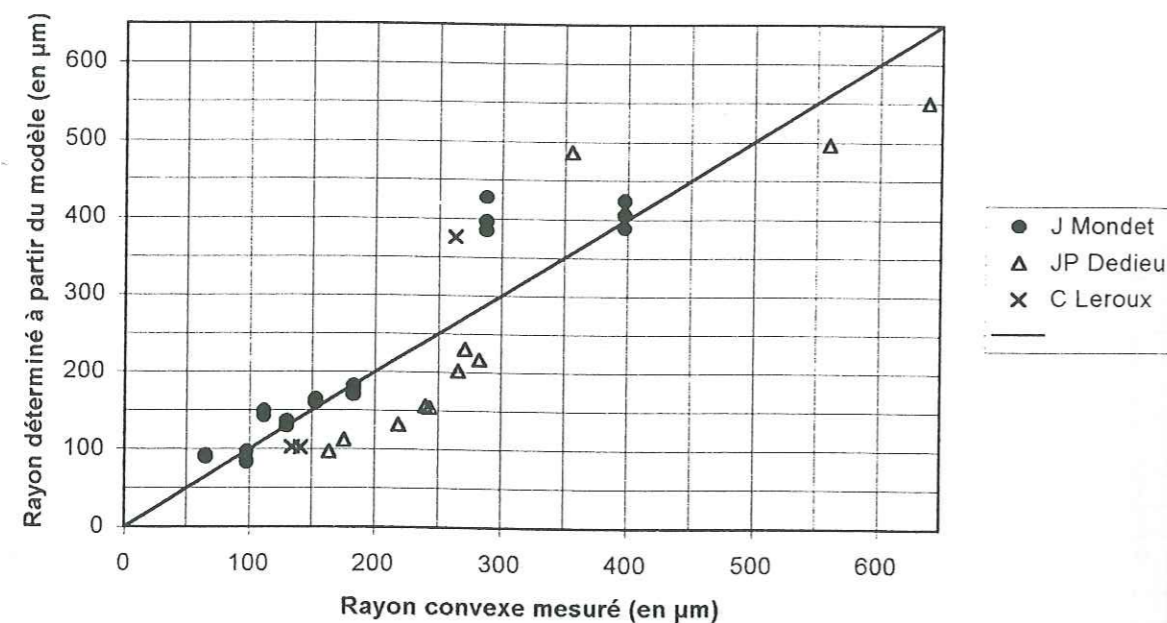


Figure VII.7 : Représentation des rayons convexes mesurés par rapport au rayon des particules hexagonales du modèle adding-doubling qui produirait la même valeur de réflectance au nadir pour le même angle d'incidence.

La figure VII.8 illustre les réflectances mesurées au nadir et les réflectances issues du modèle adding-doubling, pour les mêmes angles solaires θ_s et des rayons égaux aux rayons convexes mesurés. Y figurent également les mesures effectuées par J.P. Dedieu et C. Leroux.

b) Résultats pour toutes les configurations de visée

Sur la figure VII.9, sont représentées toutes les réflectances bidirectionnelles acquises, au cours des 8 missions de l'hiver 1997-98, pour différents angles de visée θ_v , dans trois plans verticaux différents (repérés par trois azimuts relatifs $\Delta\phi=180^\circ$, $\Delta\phi=90^\circ$ et $\Delta\phi=30^\circ$) et pour des angles solaires θ_s différents en fonction des réflectances que fournit le modèle adding-doubling dans les mêmes conditions (mêmes angles θ_s , θ_v et $\Delta\phi$ et même rayon que le rayon

convexe mesuré). Il est difficile d'y voir une tendance du modèle à s'écarter de la réalité pour un angle de visée θ_v donné ou dans un plan de mesures donné.

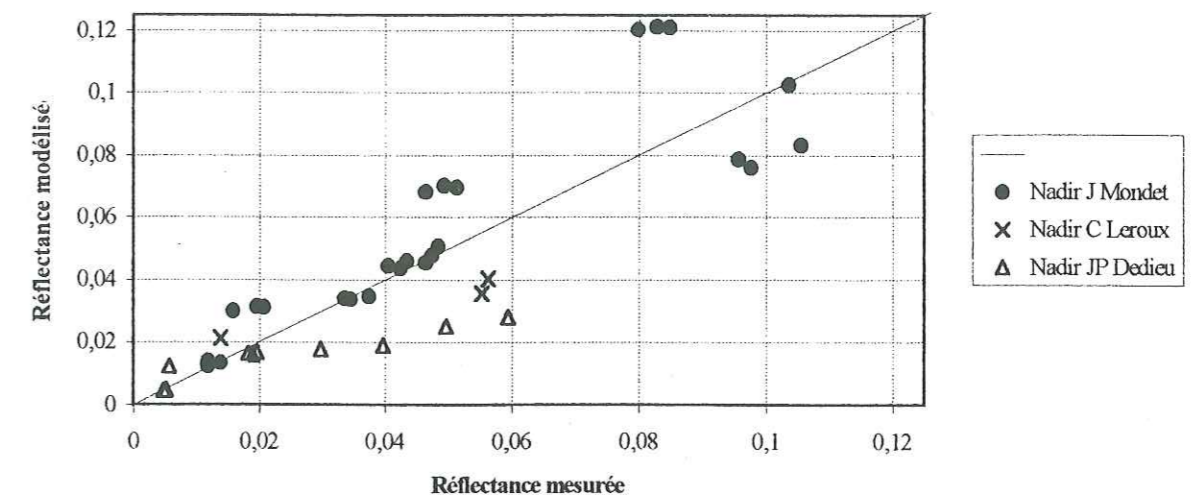


Figure VII.8 : Réflectances mesurées au nadir, à $1.6 \mu\text{m}$, comparées à celles simulées par le modèle adding-doubling avec les mêmes incidences solaires θ_s et des rayons de grains identiques aux rayons convexes mesurés.

Aussi, convient-il de représenter séparément, toutes les mesures de réflectances de chacune des 8 missions, pour examiner plus en détail, le comportement du modèle. La figure VII.10 illustre donc tous ces résultats. Pour comprendre les graphes, on adoptera la convention selon laquelle, les angles de visée θ_v sont négatifs pour les mesures effectuées dans le plan d'azimut relatif $\Delta\phi=30^\circ$.

Les mesures de réflectances bidirectionnelles effectuées dans le plan principal montrent une forte diffusion vers l'avant : les valeurs augmentent d'un facteur 2 à 3 pour une visée à $\theta_v=45^\circ$ par rapport à la mesure au nadir. Par ailleurs, les valeurs des réflectances au nadir et aux autres angles de visée sont plus grandes pour des grains plus petits.

Dans le plan perpendiculaire au plan principal, les réflectances bidirectionnelles augmentent également avec l'angle de visée θ_v , d'environ 30 à 50% par rapport à la mesure au nadir, pour des petits grains. Notons toutefois qu'aucune variation sensible n'apparaît pour les plus grosses tailles de grains ($288 \mu\text{m}$ et $398 \mu\text{m}$). Cela peut s'expliquer par le fait qu'à la longueur $1.6 \mu\text{m}$, comme la glace est absorbante, la FDRB est étroitement liée à la fonction de phase de diffusion simple du grain de neige. En effet, un photon, pénétrant dans une couche de neige, a peu de chance d'être redirigé dans l'air après plusieurs diffusions. En outre, plus le grain est gros, plus le chemin optique d'un photon est long et plus sa probabilité d'absorption augmente, à l'intérieur d'un grain. Par conséquent, le pic vers l'avant se produit pour un

intervalle beaucoup plus étroit d'azimuts relatifs, centrés sur $\Delta\phi=180^\circ$, que pour des grains plus fins : la FDRB devient donc moins isotrope.

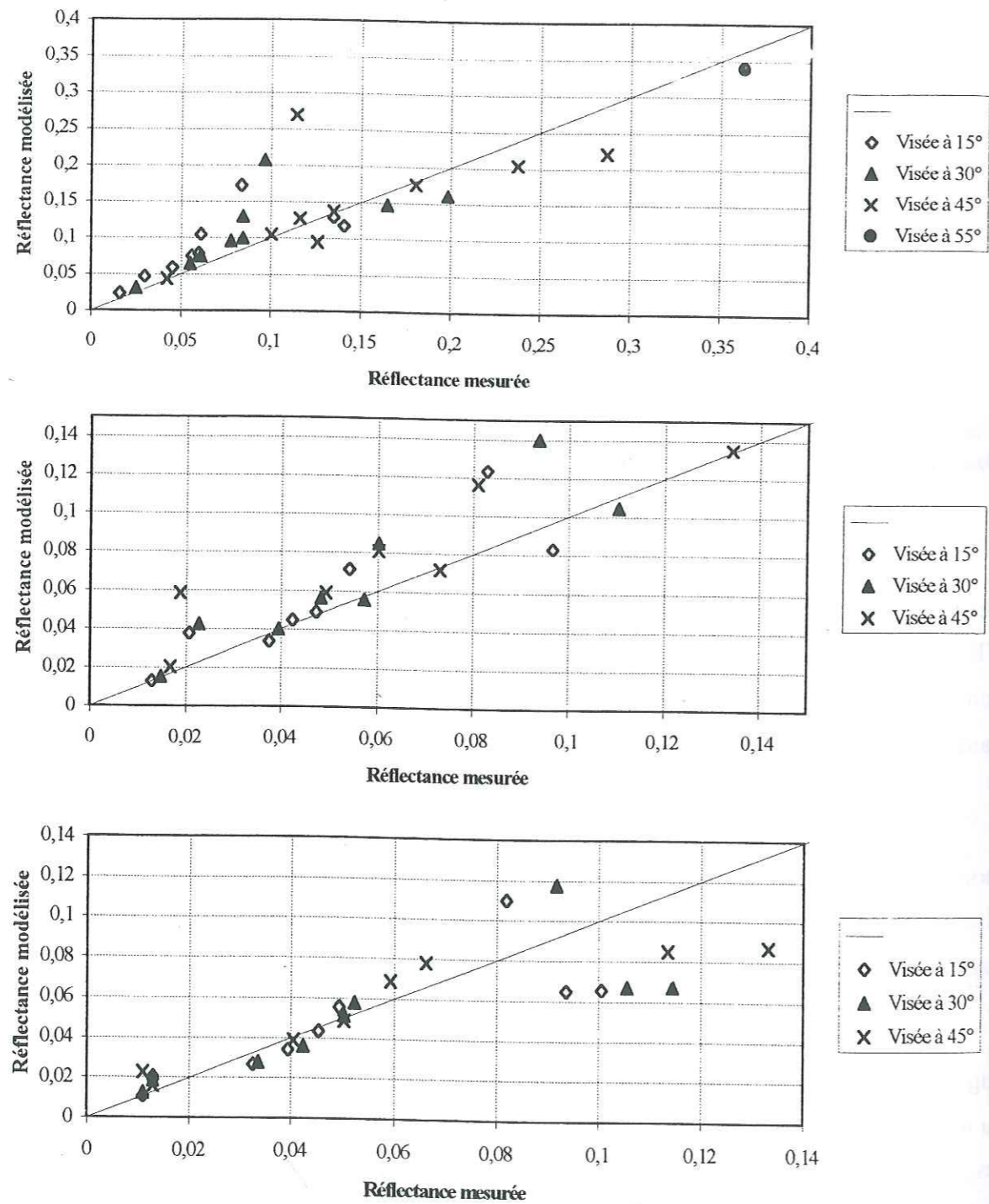


Figure VII.9 : Réflectances mesurées à différents angles de visée dans le demi-plan avant $\Delta\phi=180^\circ$ (en haut), dans le demi-plan perpendiculaire au plan principal $\Delta\phi=90^\circ$ (au milieu), dans le demi-plan « arrière » $\Delta\phi=30^\circ$, à $1.6 \mu\text{m}$, comparées aux réflectances simulées par le modèle adding-doubling avec les mêmes incidences solaires θ_s et des rayons de grains identiques aux rayons convexes mesurés.

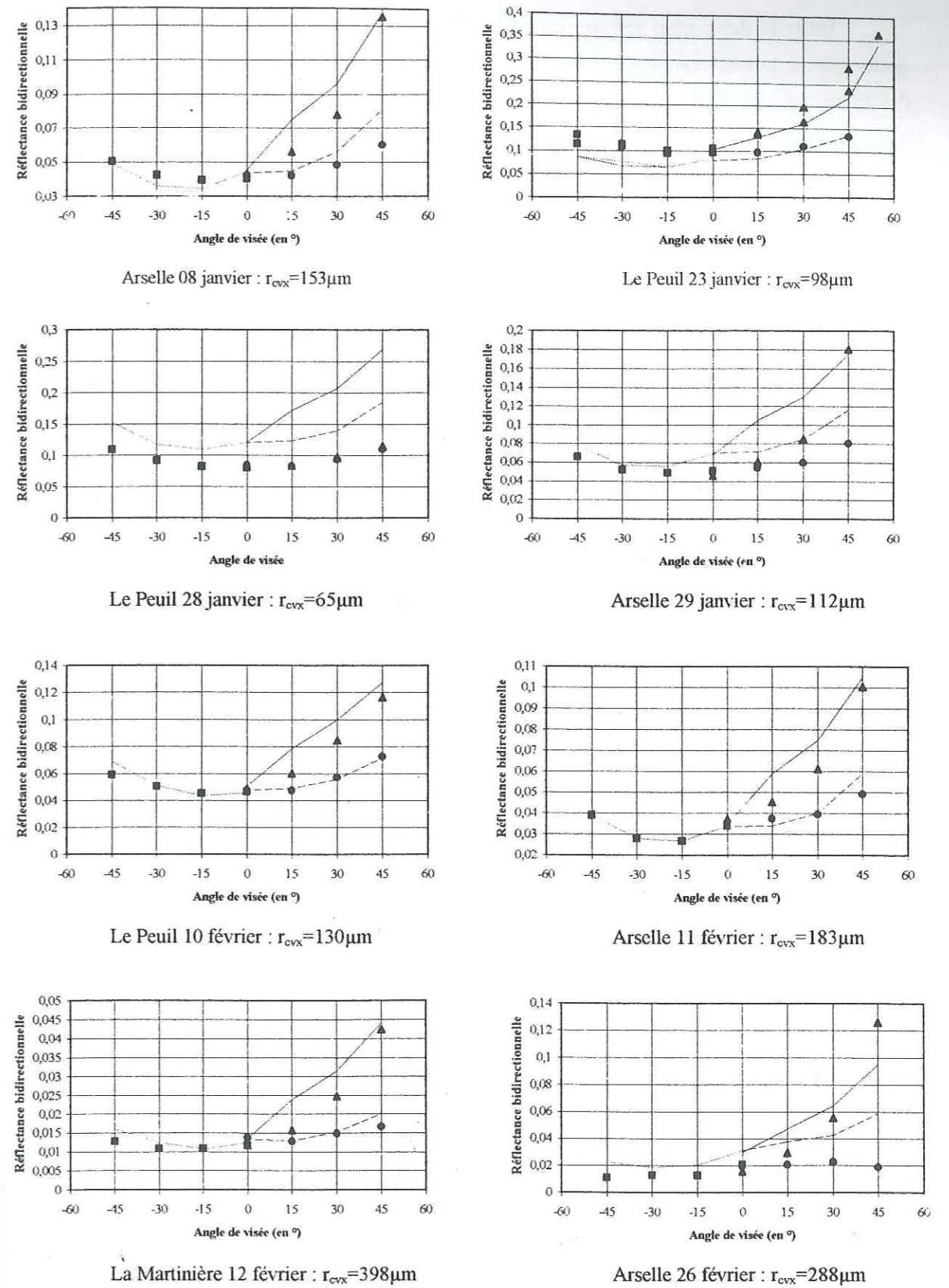


Figure VII.10 : Graphes représentant les réflectances bidirectionnelles mesurées au cours des 8 missions. Pour le demi-plan avant, les mesures sont représentées par des triangles et le modèle correspondant, par un trait continu. Pour le demi-plan perpendiculaire au plan principal, les mesures sont des ronds et le modèle, un trait pointillé. Enfin, pour le demi-plan « arrière », les mesures sont des carrés et le modèle, un trait pointillé.

Dans le demi-plan arrière, tel que $\Delta\phi=30^\circ$, la même remarque s'applique : pour des petits grains, la réflectance bidirectionnelle augmente entre la mesure au nadir et la mesure à $\theta_v=45^\circ$ d'environ 30% tandis qu'elle reste constante ou décroît pour les tailles de grains les plus grandes.

Les mesures effectuées lors d'une mission au Peuil, le 28 janvier 1998, sont très homogènes dans les trois demi-plans. Bien que le ciel ait été parfaitement dégagé, ce jour là, le sol était recouvert d'un voile de brume qui a pu augmenter l'isotropie de nos mesures.

Par ailleurs, l'écart-type ($44\mu\text{m}$) du rayon convexe des grains de surface ($r_{cvx}=65\mu\text{m}$) est grand comparé à ce dernier. Si l'on augmente le rayon des grains (Fig. VII.7) raisonnablement, c'est-à-dire sans dépasser la valeur de l'écart-type (rappelons qu'à 3 cm de profondeur, les grains ont un rayon convexe moyen de $132\mu\text{m}$), la réflectance mesurée atteint celle du modèle.

La tendance moyenne pour les 8 missions, du modèle adding-doubling à reproduire les FDRBs observées peut également être visualisée à travers les variations (et non les valeurs absolues) du rapport du rayon des grains estimé par le modèle, sur le rayon convexe mesuré (Fig. VII.11). Un modèle représentant parfaitement la réalité produirait des droites horizontales, sur la figure VII.11.

Dans le demi-plan avant, on peut voir que le modèle, en moyenne, semble surestimer le rayon des grains à partir d'une mesure à 45° par rapport à une mesure au nadir. Le modèle sous-estime donc légèrement l'augmentation des réflectances bidirectionnelles du nadir à la visée $\theta_v=45^\circ$.

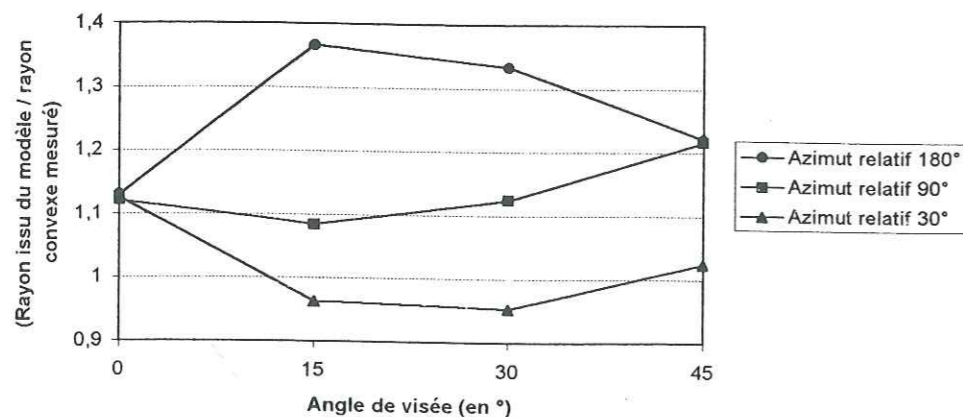


Figure VII.11 : Variation du rapport moyen des rayons des grains estimés à partir du modèle sur les rayons convexes mesurés, pour toutes les mesures effectuées dans chacun des plans, à différents angles de visée θ_v .

A un niveau moindre, la même remarque peut être appliquée au demi-plan perpendiculaire au plan principal. En revanche, le modèle paraît, au contraire, surestimer la

variation des réflectances mesurées dans le plan « arrière » d'azimut relatif $\Delta\phi=30^\circ$, pour des valeurs de l'angle θ_v , variant de 0° à 45° .

VII.3.4 Conclusion

D'une façon générale, le comportement du modèle est plus proche des observations dans les demi-plans « arrière » et perpendiculaire au plan principal, notamment pour des angles de visée θ_v inférieurs à 30° . Dans le demi-plan avant, les mesures sont souvent plus faibles pour $\theta_v=15^\circ$ ou $\theta_v=30^\circ$ que les valeurs modélisées.

Néanmoins, il est possible d'utiliser le modèle adding-doubling pour déterminer, de manière fiable, les tailles de grains de neige, à partir des mesures de réflectances bidirectionnelles. Pour cela, il est préférable d'utiliser les mesures acquises dans le plan perpendiculaire au plan d'incidence, pour des visées θ_v inférieures à 30° ou d'estimer la valeur moyenne des rayons obtenus à partir des mesures dans les trois demi-plans, pour des visées θ_v inférieures à 30° .

L'utilisation du modèle adding-doubling, combinée aux mesures de réflectances bidirectionnelles des satellites ATSR-2 et POLDER, va permettre, par conséquent, de déterminer des rayons de grains sur la calotte polaire antarctique.

VII.4 Détermination des tailles de grains en Antarctique

VII.4.1 Utilisation des données d'ATSR-2

Comme ATSR-2 possède deux canaux centrés sur les longueurs d'onde $1.6\mu\text{m}$ et 870nm , sensibles à la taille des grains de neige, il est possible de déterminer une taille de grains à partir des réflectances mesurées.

Une correction atmosphérique des données de ATSR-2 a été faite sur les valeurs modélisées avec une atmosphère de type « polaire d'hiver » (cf. chapitre III) et une altitude fixe de 2000m et une sélection de nuages (cf. § IV.3.1) a été appliquée.

La surface n'étant pas lisse en Antarctique, il est nécessaire d'éliminer, au moins au premier ordre, les effets de la rugosité de surface et de l'angle d'incidence solaire. Le rapport des réflectances à $1.6\mu\text{m}$ par celles à 870nm , pour un angle θ_s donné, permet d'établir un

signal purement induit par la taille des grains de neige dont les variations traduisent des changements de dimensions des grains. A 870 nm, la part d'éclairement diffus est prise en compte par le modèle adding-doubling. Les rapports modélisés ($1.6 \mu\text{m} / 870 \text{ nm}$) sont donc établis pour différentes tailles de grains et différents angles solaires zénithaux θ_s , avec une valeur moyenne pour tous les angles de visée θ_v inférieurs à 20° (Fig. VII.12) ce qui correspond au champ de vue de ATSR-2 en visée nadir. Chaque rapport mesuré par ATSR-2 sur les images au nadir, est ensuite inversée par interpolation des résultats du modèle. On obtient alors, pour différentes scènes du mois de novembre 1996 (Fig. VII.13), des rayons de grains variables de 30 microns (sur le plateau antarctique) à 200 μm (vers -70°S ; 145°E). Globalement, les grains de neige deviennent plus petits lorsque l'on s'éloigne de la côte c'est-à-dire quand les températures baissent. Toutefois, à l'exception des images des 4 et 7 novembre 1996, on observe peu de variabilité des tailles de grains.

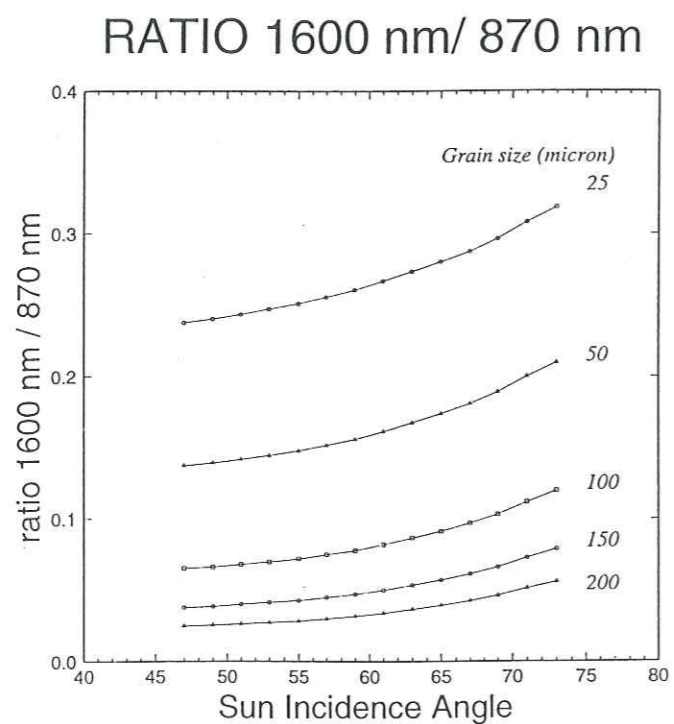


Figure VII.12 : Rapport (1600 nm / 870 nm) des réflectances modélisées pour différents rayons de grains et différents angles solaires zénithaux θ_s .

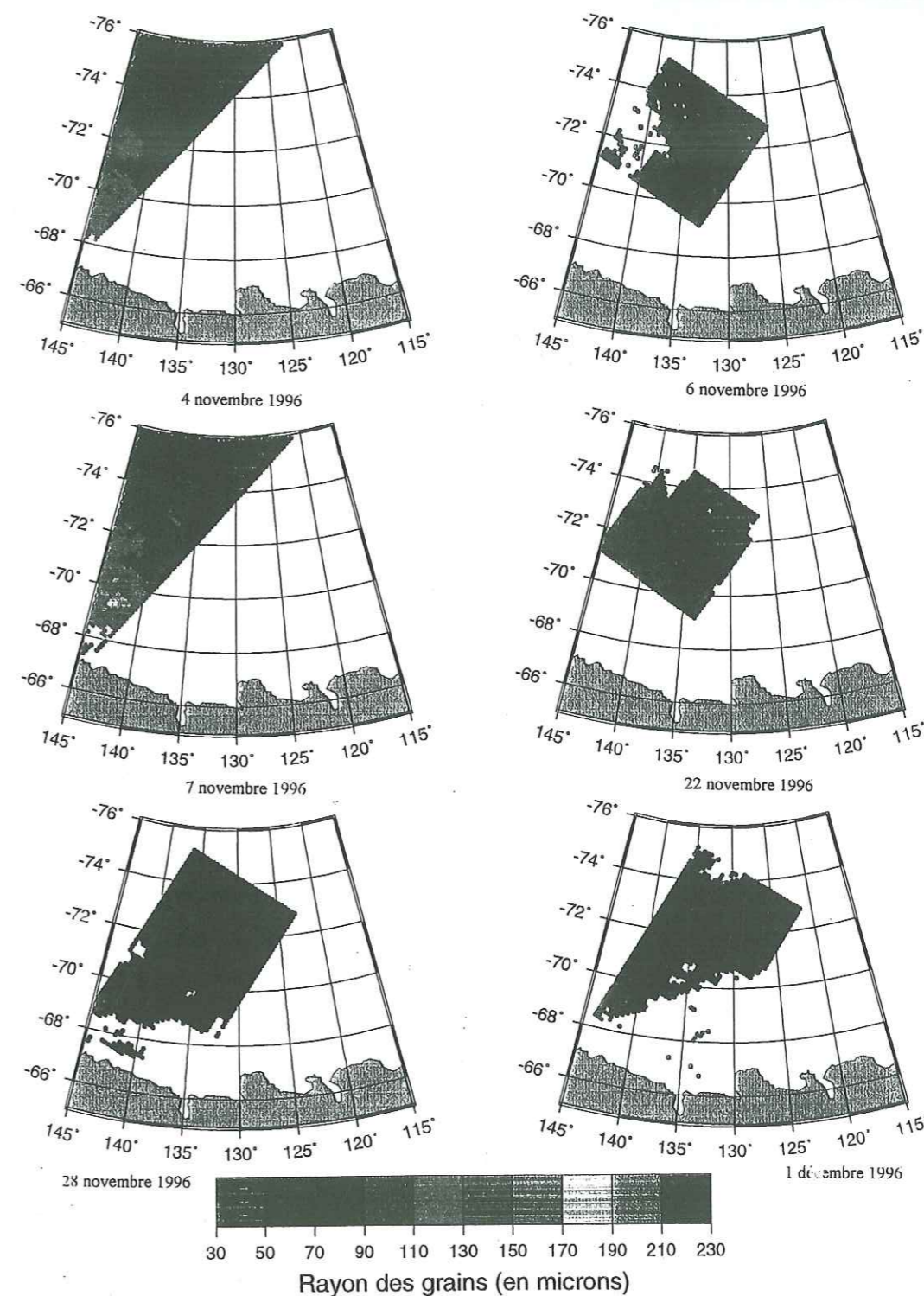


Figure VII.13 : Cartes des rayons des grains déterminés à partir du rapport (1600 nm / 870 nm) des réflectances sur plusieurs images ATSR-2 datant essentiellement du mois de novembre 1996.

VII.4.2 Utilisation des données POLDER

Sur l'instrument POLDER, le seul canal sensible à la taille des grains de neige est celui centré à 865 nm. Son utilisation est donc inévitable pour tenter de percevoir un signal caractéristique des grains de neige. Dans chacune des trente zones de la région d'étude (Fig. V.9), le rapport des FDRBs⁵ à 865 nm par celle à 670 nm a été effectué, pour s'affranchir des effets dus à la rugosité de surface et à l'angle d'incidence solaire, au moins au premier ordre. Parallèlement, le même rapport a été établi pour les résultats du modèle adding-doubling, tenant compte de l'éclairement diffus incident, non négligeable à ces longueurs d'onde. Comme le modèle adding-doubling ne semble pas reproduire fidèlement toutes les variations en fonction des angles de visée θ_v et des azimuts relatifs $\Delta\phi$, il est nécessaire d'estimer une moyenne sur un ensemble de valeurs et de la comparer à une observation moyenne.

Le rapport des FDRBs à 865 nm par celles à 670 nm mesurées par POLDER, voisin de 0.9, montre une assez faible dispersion des valeurs pour tous les angles de visée θ_v inférieurs à 40°. La figure VII.14 représente le maximum, le minimum et la médiane de l'écart-type de toutes les valeurs des rapports (865 nm / 670 nm), sur toute la zone d'étude (115°-145° Est ; 66°-76° Sud), mesurés pour tous les azimuts relatifs $\Delta\phi$ et les angles de visée θ_v inférieurs à la valeur inscrite en abscisse. A la vue de ce graphique, j'ai décidé de n'employer que les valeurs du rapport (865 nm / 670 nm) calculées pour des angles θ_v inférieurs à 30° pour lesquelles la médiane de l'écart-type est basse et son intervalle de variation est le plus étroit.

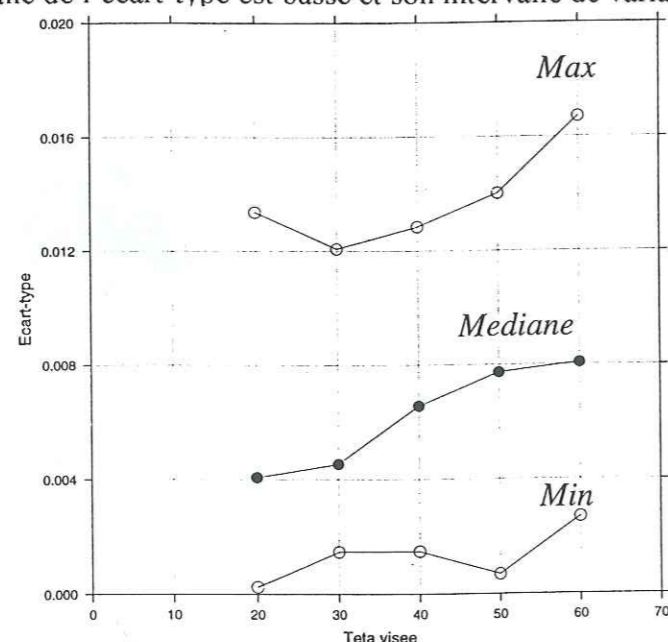


Figure VII.14 : Valeur maximale, minimale et médiane de l'écart-type de toutes les valeurs des rapports (865 nm / 670 nm) mesurés pour tous les azimuts relatifs et des angles de visée θ_v inférieurs à la valeur indiquée en abscisse.

⁵ moyennes du mois de novembre 1996

Dans chaque zone définie sur la figure V.9, la valeur moyenne du rapport (865 nm / 670 nm) des réflectances de tous les angles de visée θ_v inférieurs à 30° a été calculée pour chaque angle solaire zénithal θ_s . La même chose a été faite pour les résultats du modèle adding-doubling (Fig. VII.15). De là, les tailles de grains ont également pu être déterminées à partir des données de l'instrument POLDER.

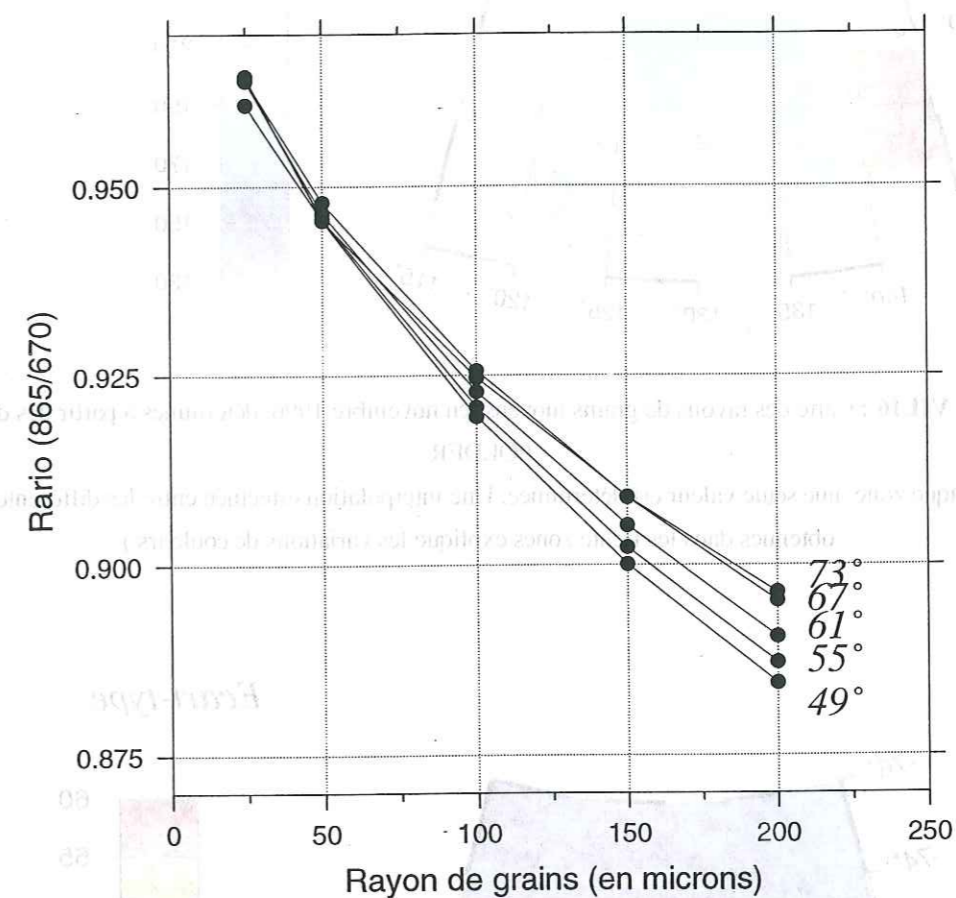


Figure VII.15 : Rapport (865 nm / 670 nm) de toutes les réflectances modélisées pour θ_v inférieurs à 30°, pour différents angles solaires θ_s et différents rayons de grains.

La carte des tailles de grains (moyennes du mois de novembre 1996) obtenues ainsi est représentée par la figure VII.16. On peut y voir que les rayons varient de 150 microns vers Dôme C, à l'intérieur du plateau, jusqu'à 270 microns vers (-70°S ; 145°E). La carte des écart-types des tailles estimées à partir des FDRBs à différents θ_s (à différentes dates) (Fig. VII.17) nous indique que les dimensions des grains sont très peu variables à l'intérieur du continent. En revanche, vers la côte, les tailles semblent beaucoup plus variables : les régions côtières, profitent, en effet, de températures plus douces et connaissent des épisodes météorologiques plus variables pouvant brusquement modifier la surface de neige.

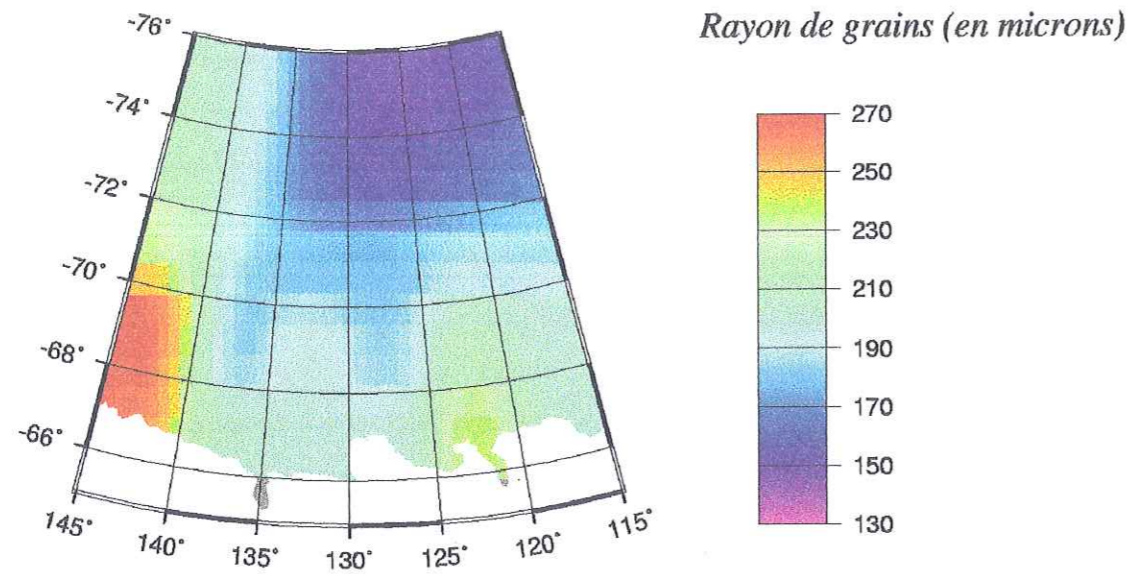


Figure VII.16 : Carte des rayons de grains moyens, en novembre 1996, déterminés à partir des données POLDER.

(Pour chaque zone, une seule valeur est déterminée. Une interpolation effectuée entre les différentes valeurs obtenues dans les trente zones explique les variations de couleurs.)

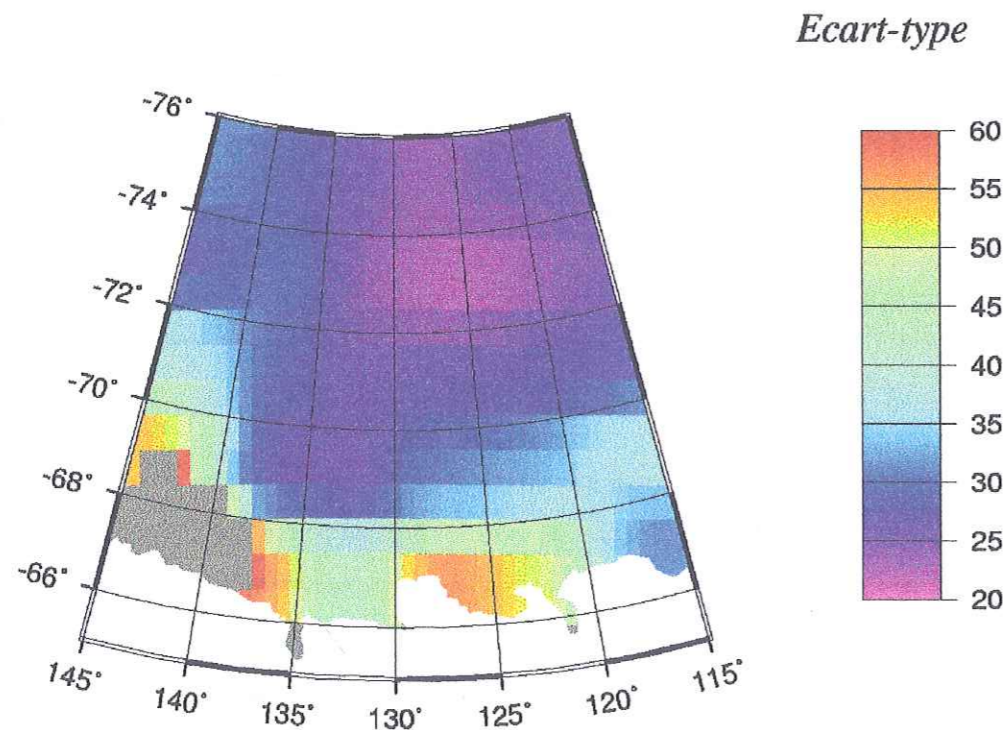


Figure VII.17 : Ecart-type des rayons des grains estimés à partir des données POLDER pour différents angles solaires θ_s .

VII.4.3 Comparaison des résultats issus de POLDER et d'ATSR-2

Si l'on compare les tailles de grains obtenues à partir des données POLDER et celles dérivées des mesures d'ATSR-2, on constate qu'il existe pratiquement un facteur 3 entre les deux (les rayons étant surestimés par POLDER). La même observation a été faite pour des rayons estimés à partir de données de LANDSAT, dans des canaux centrés à 0.83 μ m et 1.65 μ m, par *Bourdelles and Fily* (1993). N'oublions pas qu'à 1.6 μ m, la surface observée n'est pas la même que celle observée à 865 nm. D'une part, la couche de neige qui réfléchit le signal est plus mince à 1.6 μ m qu'à 865 nm, d'autre part, à 1.6 μ m, la réflectance est davantage sensible à la forme du grain et aux irrégularités convexes des contours des grains qu'à la taille (*Sergent et al.*, 1993). Il est donc normal d'observer un écart entre les deux tailles.

De manière absolue, il est donc impossible de déterminer les tailles. En revanche, une étude comparative des deux cartes qui montrent les mêmes variations relatives, permet de conclure qu'il existe une zone à « gros » grains de neige située vers (70°S ; 145°E) et que les rayons deviennent plus grand dans les régions côtières. Ces observations concordent également avec celles de *Carlson et al.* (1992).

Des échantillons de neige ont été prélevés, du 21 au 30 novembre 1996, entre Dumont d'Urville et Dôme C dont les tailles ont été déterminées par le traitement numérique de M. Gay. Les résultats (Fig. VII.18) montrent que les rayons convexes des points terminaux varient assez peu (entre 80 et 140 microns) et qu'ils sont globalement constants de la côte à l'intérieur du plateau. Les rayons des points de branchements (ou points nodaux), généralement plus élevés d'une trentaine de microns, augmentent légèrement de Dumont d'Urville vers l'intérieur. Les estimations des tailles de grains de neige par POLDER, réalistes à l'intérieur du continent et par ATSR-2, réalistes en régions côtières sont complémentaires et permettent d'observer les mêmes variations relatives de tailles.

VII.5 Carte d'albédo

Il n'est pas facile de dresser une carte d'albédo de la surface antarctique. En effet, si la pollution de la neige peut être négligée, les valeurs d'albédo de la neige dépendent essentiellement de deux paramètres : la rugosité de surface et la taille des grains de neige.

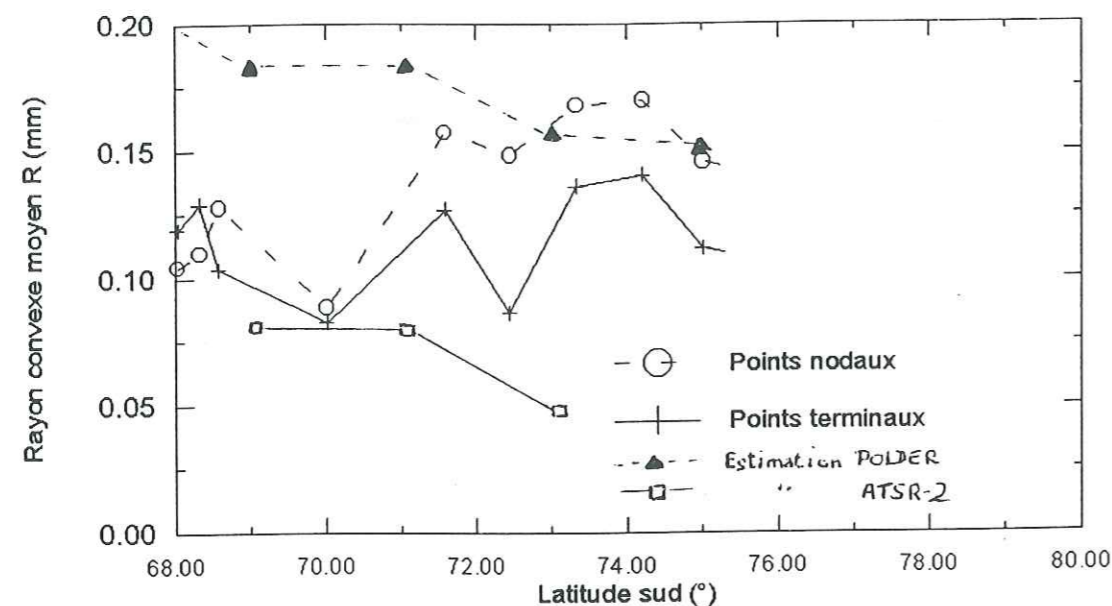


Figure VII.18 : Rayons convexes de grains de neige prélevés entre Dumont d'Urville et Dôme C.

Comme cela a pu être montré dans le chapitre V, les modèles de FDRBs de la neige, incluant une représentation de la rugosité de surface, ne permettent pas de représenter les FDRBs restituées à partir des données POLDER. En outre, ces dernières sont trop peu échantillonnées (bien que POLDER soit le premier instrument à permettre des restitutions aussi denses sur de courtes périodes) et ne peuvent être intégrées sur tout un hémisphère. A l'heure actuelle, il est impossible d'établir précisément les valeurs d'albédo en Antarctique, en tenant compte des effets de la rugosité de surface. Il est donc nécessaire de développer des mesures de FDRBs sur des surfaces de neige rugueuses pour affiner les modèles existants et ainsi accéder « in fine » à une valeur plus exacte de l'albédo effectif.

Sans tenir compte de la rugosité, il est néanmoins possible d'établir des cartes d'albédo dont le calcul est uniquement basé sur les tailles de grains estimées par POLDER. Les valeurs ainsi obtenues représenteront donc les valeurs maximales de l'albédo qui pourraient être mesurées sur le terrain, sachant que la rugosité de surface, plus ou moins développée suivant les régions, les diminuera. Pour déterminer l'albédo, on peut utiliser un modèle de transfert radiatif basé sur la méthode des ordonnées discrètes (Stamnes *et al.*, 1988) plus rapide que le modèle adding-doubling et tout aussi valable pour un tel calcul (Leroux, 1996).

Les estimations de taille de grains obtenus par des mesures de réflectances bidirectionnelles dépendent de la longueur d'onde et du modèle utilisé. Il est donc difficile de définir une seule valeur absolue. Par contre, ses variations sont respectées. Pour le modèle d'albédo, il est donc nécessaire de caler les tailles de grains à utiliser sur au moins une mesure d'albédo. Grenfell *et al.* (1994),

J'ai donc choisi de fixer la valeur d'albédo de la région de Dôme C à 0.8, pour un angle solaire $\theta_s=55^\circ$, en la considérant identique à celle mesurée, à 500 kilomètres de distance, par Grenfell *et al.* (1994) à Vostok (78°S ; 107°E), où la rugosité est, comme à Dôme C, peu développée et où les grains de neige ont des dimensions semblables (M. Gay, communication personnelle).

Le rayon des grains d'une surface de neige produisant une valeur d'albédo modélisé de 0.8, pour un angle solaire $\theta_s=55^\circ$ est de 50 microns. De là, une relation a pu être établie entre le rayon des grains ($149 \mu\text{m}$) estimé à partir du rapport ($865 \text{ nm} / 670 \text{ nm}$) des réflectances POLDER, dans la zone EB qui contient le site de Dôme C, et le rayon optique ($50 \mu\text{m}$) forcé par la mesure d'albédo de 0.8 réalisée par Grenfell *et al.* (1994). La carte des albédos ainsi obtenus est représentée sur la figure VII.19.

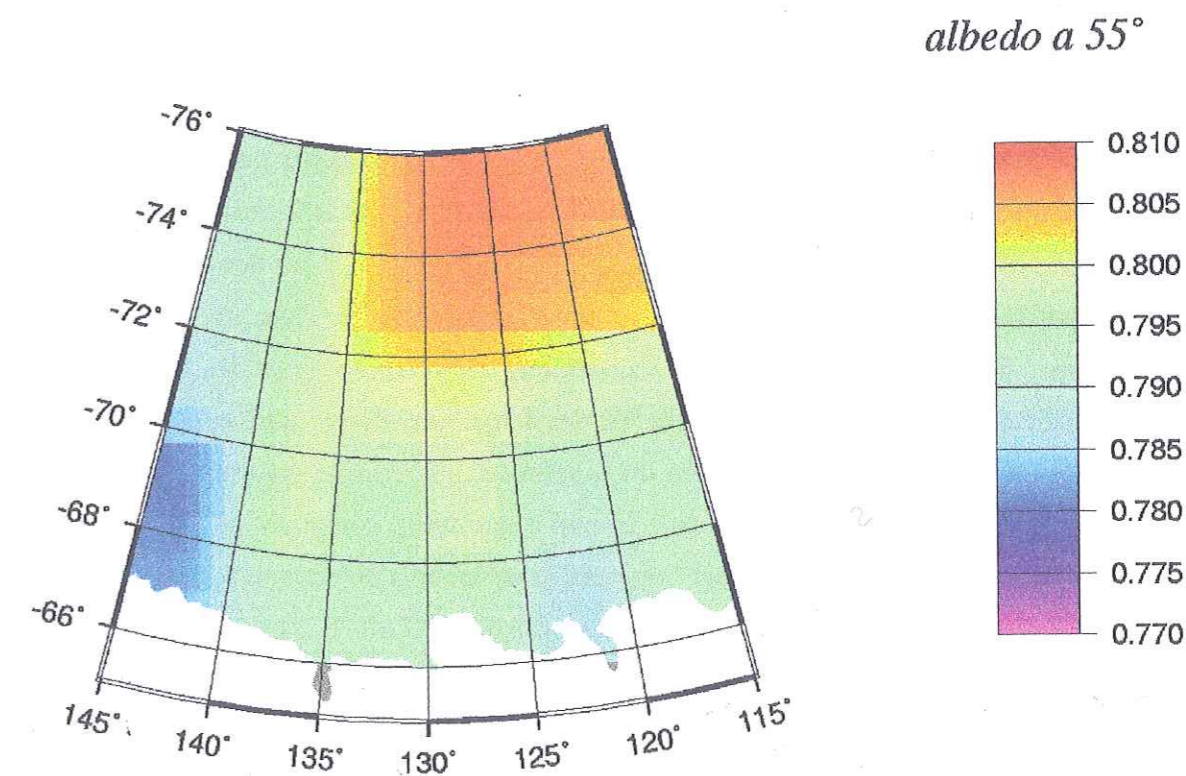


Figure VII.19 : Carte d'albédo pour un angle solaire $\theta_s=55^\circ$ estimée par le modèle de Stamnes *et al.* (1988) pour des rayons optiques de grains, utiles au modèle, tels qu'ils fournissent à Dôme C, une valeur d'albédo de 0.8.

VII.6 Conclusion

Des mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige, à 1.6 μm , ont été effectuées dans différents sites des Alpes qui ont permis une comparaison au modèle de FDRB adding-doubling (cf. § V.3). Il résulte que ce dernier reproduit fidèlement les mesures, dans le plan perpendiculaire au plan principal et dans un demi-plan vertical d'azimut relatif $\Delta\phi=30^\circ$. Dans le demi-plan d'azimut relatif $\Delta\phi=180^\circ$, les mesures à des angles de visée $\theta_v=15^\circ$ ou $\theta_v=30^\circ$ sont souvent plus faibles que la valeur fournie par le modèle. Néanmoins, son utilisation permet de déterminer des tailles caractéristiques des grains de neige, à partir de mesures de réflectance au nadir ou à partir d'une moyenne des mesures à tous les azimuts relatifs $\Delta\phi$ et à des angles de visée θ_v inférieurs à 30° . Dans ces conditions, une interpolation de résultats issus du modèle offre un accès unique aux tailles des particules de neige de la surface antarctique, observée par satellites.

L'utilisation du rapport (1.6 μm / 870 nm) des réflectances mesurées par ATSR-2 et celui (865 nm / 670 nm) des mesures POLDER permet de s'affranchir, au premier ordre, des effets de la rugosité de surface et de l'angle d'incidence θ_s . Les valeurs de ces ratios sont directement reliées aux dimensions des grains de neige. Toutefois, les surfaces vues à 865 nm et à 1.6 μm ne sont pas exactement les mêmes. Par exemple, à 1.6 μm , le rayonnement est davantage réfléchi par les petites convexités des grains de surface d'une très fine couche de neige. Ceci explique que les mesures de réflectance directionnelle hémisphérique effectuées, à Pôle Sud, par Grenfell *et al.* (1994) n'ont pas pu être reproduites par un modèle utilisant une couche unique de grains neige de rayon fixé. Pour un rayon de 100 μm (mesuré sur le site), les valeurs estimées par leur modèle sont similaires aux mesures pour des longueurs d'onde λ inférieures à 0.9 μm mais au delà, elles deviennent plus faibles. Avec un rayon de grain de 50 μm , leur modèle fournit les mêmes valeurs que les mesures, pour des longueurs d'onde supérieures à 1.4 μm , mais surestime celles des longueurs d'onde plus courtes. Pour ajuster correctement leur modèle, ils ont donc du superposer à la couche épaisse de neige de rayon 100 μm , une fine couche de surface de 0.25 mm d'épaisseur, composée de grains de rayon 30 μm . Il est donc normal que les tailles obtenues, pour le mois de novembre 1996, par ATSR-2 et POLDER diffèrent et soient plus petites d'après ATSR-2. Notons toutefois que les variations relatives des tailles de grains sont les mêmes pour les deux instruments.

Des mesures de rayons convexes d'échantillons de neige prélevés durant le même mois, entre Dumont d'Urville et Dôme C, se sont révélés proches de ceux dérivés d'ATSR-2.

A partir des tailles de grains moyennes estimées par POLDER, dans chacune des trente zones de la région d'étude, une carte d'albédo a été dessinée, sans prendre en compte les effets de la rugosité de surface. Mais comme les tailles de grains ne peuvent pas être déterminées de façon absolue à partir de mesures de réflectances bidirectionnelles, il a donc été nécessaire de les caler sur une mesure d'albédo. Pour cela, nous avons dû considérer que la valeur d'albédo de la région de Dôme C était identique à celle mesurée à Vostok par Grenfell *et al.* (1994), les mesures d'albédo faisant défaut (et les caractéristiques des deux sites étant suffisamment voisines).

La variabilité spatiale des tailles de grains de neige et de l'albédo a été abordée. Il reste encore à généraliser cette étude à tout l'Antarctique. Par ailleurs, il serait très intéressant de l'étendre aux données des autres mois de l'été austral 1996-97, maintenant disponibles, pour analyser la variabilité temporelle des tailles de grains de neige. Parallèlement, une étude similaire pourrait être menée sur les données de l'instrument VEGETATION, qui dispose, comme ATSR-2, d'un canal à 1.6 μm performant pour l'étude des tailles de grains de neige, et d'une meilleure résolution spatiale que POLDER.

Conclusions et perspectives

Le continent antarctique représente, en superficie, environ 10% des surfaces terrestres émergées. Les surfaces enneigées et englacées influencent très sensiblement le bilan radiatif du système Terre-atmosphère, par leur valeur élevée d'albédo sur le spectre solaire. Une attention toute particulière est donc donnée à l'étude de ce paramètre, dont les moindres baisses se traduisent par une augmentation importante de la quantité de rayonnement solaire absorbée par les couches de neige. Pour bien prendre en compte les calottes polaires dans les modèles de circulation générale (GCM), il est nécessaire de savoir paramétrer au mieux l'albédo en fonction de la taille des grains de neige, de la rugosité de surface et de la pollution dont il dépend essentiellement.

Cependant, l'accessibilité difficile et l'étendue vaste de l'Antarctique ne permettent pas de disposer de nombreuses mesures. Les satellites qui offrent une couverture globale et répétée des régions les plus inaccessibles sont donc l'unique moyen d'accéder aux informations concernant la calotte polaire antarctique.

L'instrument de télédétection POLDER, lancé en août 1996 et prématurément disparu, par son principe de visée novateur, a permis d'acquérir, en plus des mesures multispectrales (dans le visible et le proche infrarouge), des mesures multidirectionnelles et polarisées des surfaces survolées.

L'objectif de cette étude était d'inverser les données POLDER pour restituer des Fonctions de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (FDRB) représentatives de la surface de la calotte polaire, dans une région comprise entre 115° et 145° de longitude Est et entre 66° et 76° de latitude Sud et d'aboutir à ses caractéristiques qui sont la rugosité (formée par les vents dominants) et la taille des grains.

Pour s'affranchir des effets perturbateurs de l'atmosphère (absorption, diffusion...), au moment de la mesure bidirectionnelle, par le satellite, des routines ont été développées. Basées sur les résultats du modèle de transfert radiatif « 6S » (auquel un nouveau profil atmosphérique a été ajouté), dans trois bandes spectrales retenues pour l'étude (490nm, 670 nm et 865 nm), elles permettent d'inverser les mesures de réflectance au sommet de l'atmosphère pour trouver des valeurs équivalentes au niveau du sol avec une précision meilleure que 1.5%.

Les nuages, dont les signatures spectrales sont voisines de celles de la neige, ont été détectés par l'application de quatre tests sur les images POLDER. Le premier repose sur la

variabilité spatiale des réflectances mesurées à 670 nm, plus grande pour les nuages que pour la surface antarctique. A l'intérieur d'une cellule de 3x3 pixels POLDER, l'écart-type des réflectances est calculé. S'il dépasse une valeur seuil, la cellule entière est déclarée nuageuse. Ce test peut ainsi éliminer, dans une même cellule, des pixels de ciel clair. Il est donc normal qu'il soit le plus sélectif. Notons qu'il est préférable d'éliminer plutôt plus de nuages qu'il n'en existe. Le deuxième test s'applique à chaque pixel et exploite les mesures de POLDER dans les deux canaux (étroit et large) centrés sur la bande A d'absorption de l'oxygène. Le rapport des réflectances mesurées dans la bande étroite sur la bande large est directement relié à la quantité d'oxygène traversée. La pression de surface du réflecteur peut alors être estimée. Si elle est bien inférieure (au moins 60 hPa) à celle calculée à partir de l'altitude du site survolé (fournie par un modèle numérique de terrain), le pixel est considéré nuageux. Les deux derniers tests ne s'appliquent que pour un intervalle défini d'angles de diffusion et pas à tous les pixels de l'image. Tous deux utilisent les mesures polarisées de POLDER. D'abord, pour un angle de diffusion voisin de 142°, les nuages d'eau liquide vont polariser très fortement le signal réfléchi, à 865 nm. Il est donc facile de repérer des nuages d'eau liquide et l'on peut constater qu'ils s'avancent de près de 1000 km à l'intérieur de l'Antarctique, où la température de surface approche, en novembre, -40°C. Enfin, l'utilisation combinée des mesures de réflectance polarisée à 865 nm et 490 nm permet, indirectement, d'estimer la pression de surface du réflecteur et de conclure à la présence d'un nuage ou non par comparaison à la pression dérivée d'un MNT. Si l'altitude du site survolé est supérieure à 2500 mètres, un écart de 100 hPa révèle la présence d'un nuage. Dans le cas contraire, la valeur seuil a été fixée à 250 hPa. Ces valeurs limites ont été déterminées par l'analyse d'images acquises aux mêmes dates provenant d'autres instruments de meilleure résolution spatiale (AVHRR et ATSR-2).

Trente zones ont ensuite été découpées dans notre région d'étude. Dans chacune d'elle, les données POLDER du mois de novembre 1996, après sélection des nuages, ont été regroupées autour d'angle solaire zénithal ($\pm 3^\circ$). Les FDRBs moyennes du mois de novembre ont ainsi pu être obtenues pour des angles d'incidence de 49°, 55°, 61°, 67° et 73°.

Leurs formes sont les mêmes à 490 nm, 670 nm ou 865 nm. Une asymétrie par rapport au plan principal et forte diffusion dans le demi-plan arrière apparaît nettement sur un grand nombre de FDRBs que ne peuvent pas reproduire les modèles existants. Comme la pollution est négligeable et que la taille des grains n'a pas d'impact sur les FDRBs dans le domaine du visible, la rugosité de surface, omniprésente sur la calotte polaire, est le seul facteur capable

d'expliquer ces observations. Seulement, peu de mesures de FDRBs de surfaces rugueuses de neige ont été effectuées. Un modèle de FDRB existe qui inclut une rugosité représentée par des alignements de parallélépipèdes rectangles mais il n'est pas suffisamment performant et mériterait d'être affiné. Pour cela, un développement des mesures de FDRBs est nécessaire. Les FDRBs restituées à partir des données POLDER n'étant pas suffisamment échantillonnées et l'utilisation du modèle adding-doubling incluant une rugosité de surface ne pouvant reproduire les réflectances mesurées, il apparaît impossible, pour l'heure, d'estimer une valeur d'albédo en tenant compte de l'effet de la rugosité, qui s'avère très complexe.

La position des pics de diffusion dans le demi-plan arrière des FDRBs, par rapport à l'azimut absolu du soleil, permet d'orienter la rugosité de surface dominante. En effet, il semble qu'une part importante de réflexion spéculaire (en azimuts), ignorée du modèle, se produise sur les parois des sastrugi. Les directions de rugosité de surface déterminées à partir des FDRBs POLDER concordent avec celles observées sur le terrain, sur des photographies de terrain ou aériennes, sur des images SPOT.

Par ailleurs, la sensibilité des réflectances bidirectionnelles à la taille des grains de neige a été abordée au cours de séries de mesures effectuées, aux hivers 1996-97 et 1997-98, à 1.6 μm , sur des neiges alpines, dans trois demi-plans verticaux. A cette longueur d'onde, la dépendance de la réflectance à la taille des grains de neige est forte et la pollution n'a plus d'influence sensible sur la mesure. Les rayons de grains ont été déterminés par un traitement numérique, au LGGE. Une comparaison avec le modèle adding-doubling a montré qu'il reproduisait bien les observations surtout dans les demi-plans arrière et perpendiculaire au plan principal. A partir des mesures de réflectance bidirectionnelle, des tailles de grains ont pu être estimées, par le modèle, proches de celles mesurées (à moins de 50 μm près). Son application à l'Antarctique a donc pu être envisagée.

Les rapports (1600 nm / 865 nm) des réflectances mesurées par ATSR-2 et (865 nm / 670 nm) mesuré par POLDER, qui permettent de s'affranchir au premier ordre des effets de l'incidence solaire et de la rugosité, sont induits par la taille des grains de neige de la surface antarctique. A partir des valeurs de ces ratios, par interpolation des résultats du modèle adding-doubling, des tailles de grains ont été définies dans notre région d'étude. En absolu, elles diffèrent d'un instrument à l'autre mais les surfaces observées à 1.6 μm et 870 nm ne sont pas les mêmes. A 870 nm, le rayonnement pénètre davantage dans le manteau neigeux

qu'à 1.6 μm , où les réflectances sont générées par une très fine couche de neige de surface. En revanche, les mêmes variations relatives apparaissent. Les grains deviennent de plus en plus fins de la côte vers Dôme C et une région à « gros » grains a été localisée vers (70°S ; 145°E).

Pour estimer des valeurs d'albédo la connaissance de la taille des grains de neige est nécessaire. Or, il est impossible de la déterminer, de manière absolue, à partir de mesures satellitales et il a donc été nécessaire de caler les tailles de grains de neige à utiliser sur une mesure d'albédo.

Dans l'avenir, l'analyse des données POLDER, qui a révélé l'effet complexe de la rugosité et a offert la possibilité d'estimer des tailles de grains de neige, devra être généralisée à tout le continent antarctique. Par ailleurs, la variabilité temporelle des FDRBs de la surface et de ses caractéristiques, qui n'a pas été abordé, dans cette étude, par manque de données disponibles, est désormais possible (toutes les données POLDER des mois suivants novembre 1996 sont maintenant distribuées). Cette étude de variabilité temporelle permettra d'observer l'affaiblissement de la rugosité de surface (FDRBs plus isotropes) au cours d'un été austral et de surveiller l'évolution des tailles de grains de neige (et de l'albédo) durant la même période.

Parallèlement, les données de l'instrument VEGETATION, disposant d'un canal à 1.6 μm et de meilleure résolution que POLDER, pourront apporter des informations complémentaires sur les tailles de grains de neige.

Enfin, récemment, le LGGE s'est équipé d'un dispositif expérimental qui va permettre très prochainement, de mesurer, en laboratoire, des réflectances bidirectionnelles spectrales, sur tout le spectre solaire, pour une vaste gamme d'angles d'éclairement et de visée. Ainsi, les modèles de FDRBs de la neige dont l'utilisation appliquée aux données de télédétection est indispensable, pourront être améliorés.

Annexes

Métamorphisme de la neige.....	207
Localisation des sites de mesures de réflectance bidirectionnelle de la neige.....	215
Étalonnage	218

Annexe 1 : métamorphisme de la neige**1.1 Formation des cristaux de glace dans le nuage**

Dans l'atmosphère, l'eau existe sous trois formes : vapeur, liquide et solide. La quantité de vapeur d'eau que peut contenir une masse d'air est limitée à une valeur de saturation qui dépend de la température. Au delà de cette valeur, il y a condensation solide ou liquide de la vapeur d'eau en excès. Notons toutefois, qu'elle ne se produit qu'en présence, au sein de la masse d'air, de particules microscopiques (de 0.1 à 10 μm de diamètre), appelés noyaux de condensation ou noyaux de congélation. Les gouttelettes d'eau liquide (formées à partir des noyaux de condensation) entrant en contact avec les noyaux de congélation subissent une solidification dès -6°C et donnent naissance à des germes de forme hexagonale. Sans ces noyaux de congélation, l'eau peut rester sous forme liquide, dans le nuage, jusqu'à -40°C : c'est l'état de surfusion.

1.2 Grossissement et chute des cristaux

Les nuages sont le siège de mouvements internes durant lesquels les gouttelettes d'eau surfondues vont s'évaporer et ainsi enrichir la quantité de vapeur d'eau. Lorsqu'elle atteint des seuils de sursaturation et de basses températures, cette vapeur d'eau se condense directement sur les germes hexagonaux qui croissent peu à peu. Ce phénomène s'appelle l'effet Bergeron. Par ailleurs, lors des mouvements qui animent le nuage, les gouttelettes d'eau en surfusion peuvent également se congeler directement au contact d'un cristal de glace. On appelle ce phénomène givrage.

Les cristaux de glace croissent ainsi et s'alourdissent. Trois types d'expansion des cristaux (Fig. 1.1) sont possibles suivant la température et l'humidité du nuage où ils se forment : expansion par les bases (cristal de type aiguille ou colonne), par les faces latérales (plaquettes) ou par les arêtes (étoiles). Mais bien d'autres formes sont possibles, répertoriés par l'Organisation Météorologique Mondiale.

Quand le poids d'un cristal devient suffisant pour vaincre les mouvements ascendants dans le nuage, le cristal se met à chuter. Suivant la température des masses d'air traversées par le cristal, il parviendra au sol sous forme de gouttelette de pluie ou sous forme de neige fraîche.

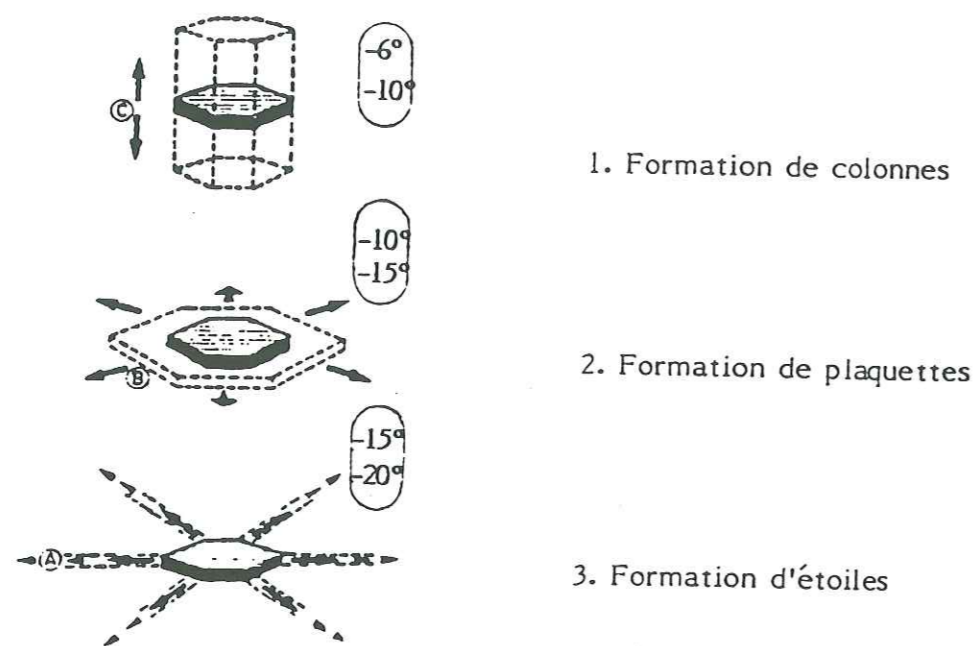


Figure 1.1 : Expansion du cristal (Rey, 1986)

1.3 Métamorphoses de la neige déposée

On appelle métamorphoses les transformations que vont subir les cristaux de neige, les amenant ainsi de leur forme originelle (neige fraîche) à des formes granuleuses (neige évoluée ou vieille neige). Les principales étapes de cette évolution continue sont repérées par les types de grains figurant dans la table 1.1. Deux types d'actions vont diriger ces métamorphoses : une action mécanique et une action thermodynamique.

Type de grain de neige	Symbole
Neige fraîche	+
Particules reconnaissables	∧
Grains fins	•
Grains à faces planes	□
Givre de profondeur (ou gobelets)	△
Grains ronds	○
Neige roulée	△

Table 1.1 : Symboles utilisés pour décrire les différents stades d'évolution de la neige au sol

1.3.1 Action mécanique

Elle se traduit par la destruction des cristaux sous l'effet du vent et du poids des couches supérieures. L'efficacité de cette action dépend de la nature des cristaux : les étoiles, plus fragiles, y seront plus sensibles que les grains de neige roulée.

Lorsque la neige de surface est suffisamment légère, elle peut être soulevée et transportée par le vent. Les cristaux sont alors brisés et au moment du dépôt au sol, leur prise de cohésion entre les grains est favorisée par frittage.

Par ailleurs, les grains d'une couche de neige profonde vont subir une compression de la part des couches supérieures et vont être également fragmentés. Ainsi sont formés les particules reconnaissables (particules on l'on peut reconnaître les formes initiales des cristaux).

1.3.2 Action thermodynamique

Si les transformations liées à une action mécanique peuvent être très rapide (échelle de l'heure à la journée), les évolutions dépendant d'une action thermodynamique seront en général beaucoup plus lentes (échelle de la journée à la semaine).

Cette action est commandée par la recherche permanente d'un équilibre entre les deux ou trois phases de l'eau dont les conséquences seront différentes dans une neige « sèche » (glace + vapeur) ou dans une neige dite « humide » (glace + vapeur+eau liquide).

a) Métamorphose de la neige sèche

L'efficacité des échanges glace :vapeur et vapeur/glace vont dépendre des courbures caractérisant la périphérie des cristaux et du gradient de température défini dans le profil vertical de la neige. L'effet du rayon de courbure et l'effet du gradient de température sont simultanés mais antagonistes : le premier tend à arrondir les cristaux tandis que le second tend à les rendre anguleux. La prépondérance de l'un par rapport à l'autre va déterminer le type de grain qui résultera de la métamorphose de la neige sèche.

Effet du rayon de courbure

Si deux surfaces de glace de courbures différentes se trouvent à proximité l'une de l'autre, la plus forte courbure (convexité) est le siège d'une sublimation au profit de la plus faible courbure (concavité) devenant un point de condensation directe. Ce processus tend à

arrondir les grains anguleux ou dendritiques : les pointes s'estompent et les creux se combrent.

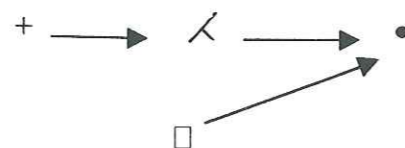
Effet du gradient de température

Cet effet s'oppose à l'effet du rayon de courbure : sa tendance est de provoquer l'apparition d'angulosités.

La neige étant un bon isolant thermique, il existe un gradient de température g_t entre la base du manteau neigeux à 0°C (en raison du flux thermique provenant du sol) et la température de surface influencée par la température de l'air (qui peut être fortement négative). Suivant l'intensité du gradient thermique g_t , on distingue essentiellement trois métamorphoses.

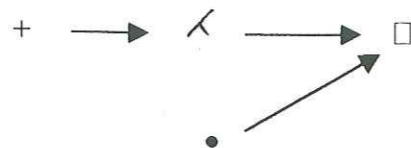
- La métamorphose de faible gradient ($0 < g_t < 5^\circ\text{C.m}^{-1}$)

Elle est due à l'effet du rayon de courbure qui l'emporte sur celui de gradient et a pour conséquence un arrondissement des grains. La neige récente (+, /) ou les faces planes (□) se transforment en grains fins (•).



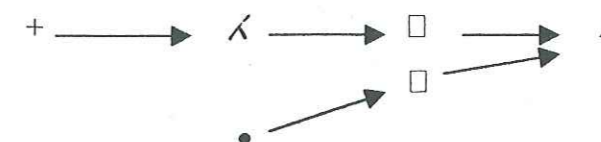
- La métamorphose de moyen gradient ($5 < g_t < 20^\circ\text{C.m}^{-1}$)

Au cours de cette métamorphose, des différences de températures significatives apparaissent entre les grains de neige et l'effet du gradient thermique prédomine sur l'effet du rayon de courbure. Les grains les plus chauds vont se sublimer, la vapeur d'eau libérée se condensant alors sur les grains les plus froids. Il y a apparition de facettes et d'angles vifs (faces planes □) à partir de neige récente (+, /) ou de grains fins (•).



- La métamorphose de fort gradient ($20^\circ\text{C.m}^{-1} < g_t$)

Sur un même profil vertical, en considérant deux grains superposés, la température du grain le plus bas est plus élevée que celle du grain situé au dessus de lui. Le sommet du grain inférieur (chaud) se sublime : la vapeur d'eau libérée se condense alors sous forme solide, par givrage, sur la base du grain supérieur (plus froid) ou des stries échelonnées apparaissent. Cette métamorphose n'est toutefois vraiment efficace que si les grains ont la place de croître, c'est-à-dire si la masse volumique de la neige est inférieure à 350 kg.m^{-3} . Les cristaux qui résultent de cette métamorphose sont les gobelets ou encore givre de profondeur (Λ).



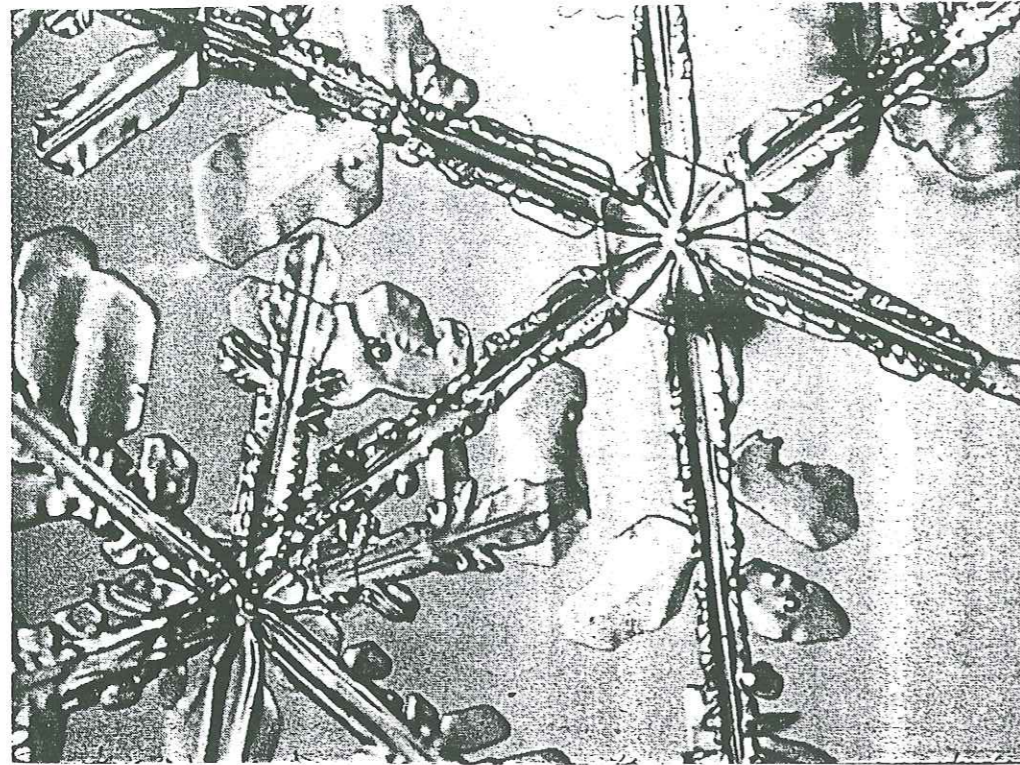
b) Métamorphose de la neige humide

La neige humide, constituée d'eau sous les trois phases, est nécessairement à 0°C . La vitesse de cette métamorphose est régulée par la teneur en eau liquide (TEL), définie comme le rapport du volume d'eau liquide sur le volume total de neige. Cette métamorphose s'opère d'autant plus rapidement que la TEL est élevée.

L'eau liquide peut provenir de la fonte sous l'effet du rayonnement solaire mais aussi de la pluie ou encore de la température de l'air. Elle est retenue à la périphérie des grains par capillarité et a tendance à regeler dans les concavités du grain, libérant ainsi de l'énergie qui servira à faire fondre les zones convexes et les plus petits grains. On assiste donc, au cours de cette métamorphose, à un grossissement et à un arrondissement des grains. Les plus petits disparaissent et tous les autres types de cristaux aboutissent à des grains ronds (o).

Cette annexe est inspirée d'informations contenues dans des revues internes au Centre d'Etudes de la Neige ou publiées par l'Association Nationale pour l'Etude de la Neige et des Avalanches : Rey (1986), Pahaut et Sergent (1991) et Sergent (1993).

(+)



(<)

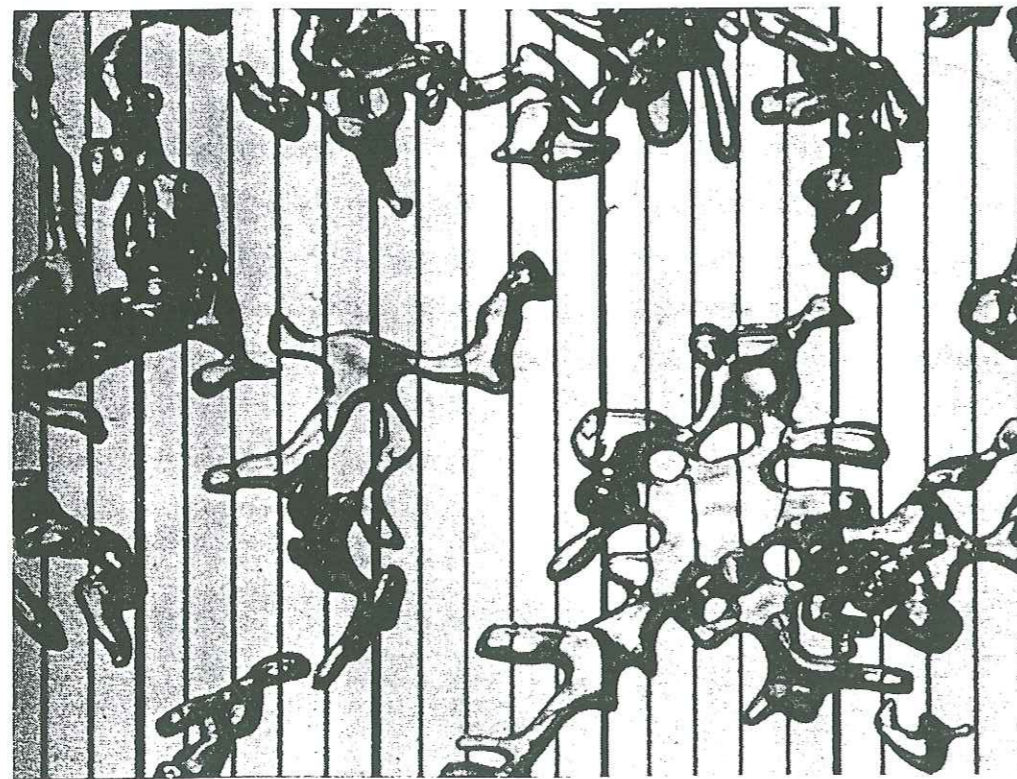
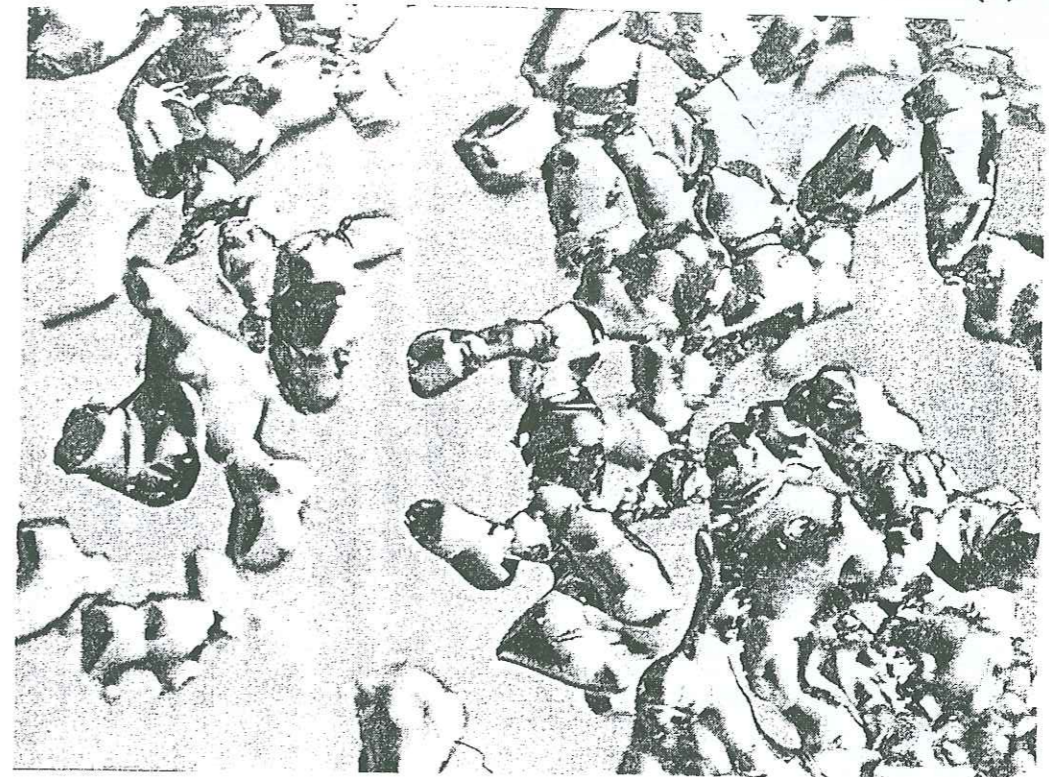


Figure 1.2 : Photos de grains de neige : neige fraîche (+) et particules reconnaissables (<). L'intervalle de la mire est 2/10 mm.

(•)

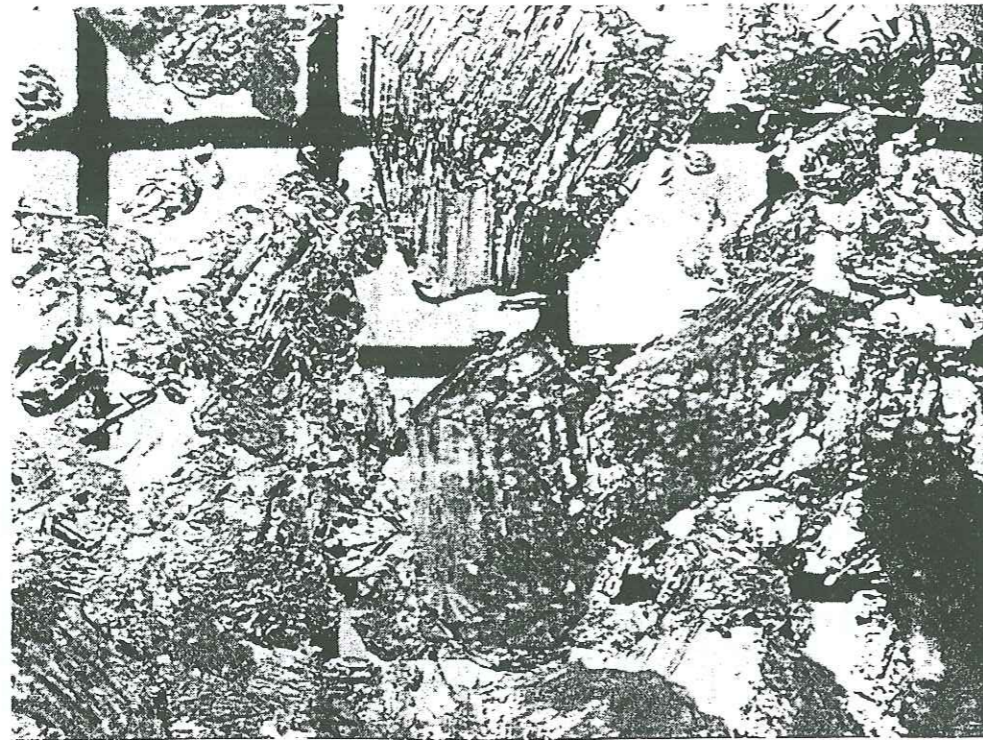


(□)



Figure 1.3 : Photos de grains de neige : grains fins (•) et faces planes (□).

(Λ)



(o)

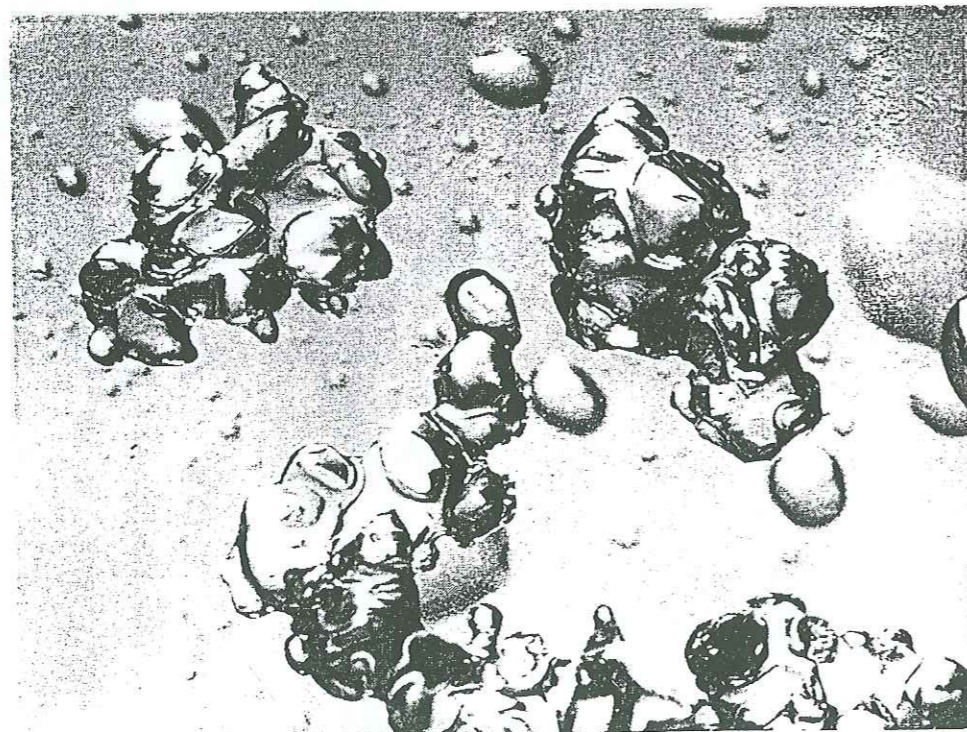
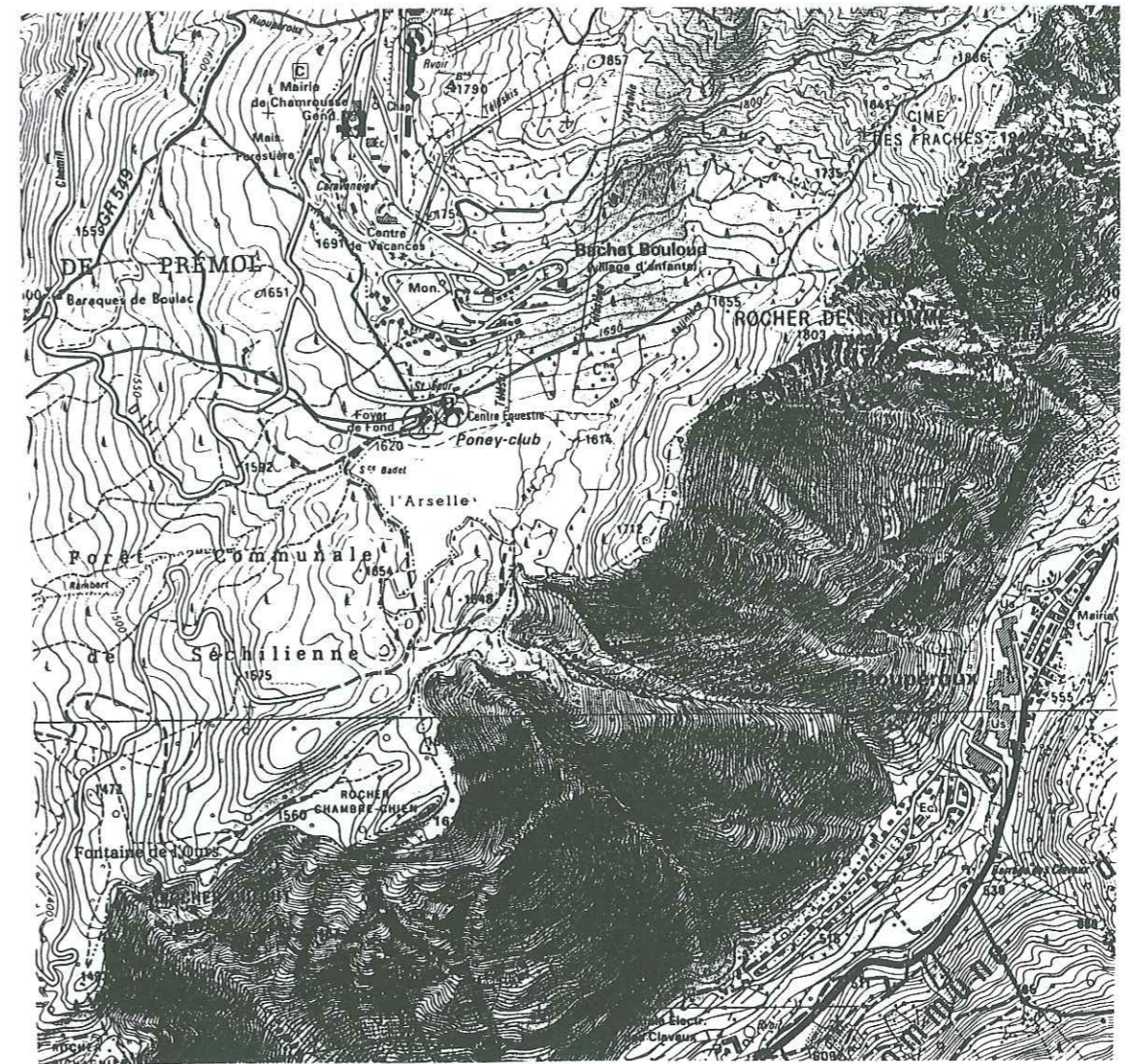


Figure 1.4 : Photos de grains de neige : gobelets (Λ) et grains ronds (o). L'intervalle de la mire est 4/10 mm

Annexe 2 : localisation des sites de mesures de réflectance bidirectionnelle de la neige dans les Alpes



Nord

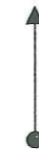


Figure 2.1 : Localisation du plateau de l'Arselle
Extrait de carte IGN TOP-25 n° 3335 OT
© IGN-PARIS-1998
autorisation n°528061



Nord



Figure 2.2 : Localisation du site du Peuil
 Extrait de carte IGN TOP-25 n° 3235 OT
 © IGN-PARIS-1998
 autorisation n°528061



Nord



Figure 2.1 : Localisation du site de la Martinière
 Extrait de carte IGN TOP-25 n° 3334 OT
 © IGN-PARIS-1998
 autorisation n°528061

Annexe 3 : vérification de la linéarité de la réponse du radiomètre

Avant d'entamer plusieurs séries de mesures dans les Alpes, j'ai vérifié, en laboratoire, sur sept plaques lambertiennes circulaires (de rayon 7 cm), en spectralon de réflectances différentes, prêtées par le CEN, si la relation liant les réflectances théoriques annoncées par les constructeurs et celles mesurées était linéaire.

3.1 Description de l'instrumentation

La tête du radiomètre est adaptée à une rotule fixée à une tige d'aluminium de manière à pouvoir pivoter l'instrument de mesure dans toutes les directions, en particulier, le placer parfaitement à l'horizontale pour effectuer une visée au nadir. Les lentilles alors présentes dans la tête du radiomètre ont une ouverture de 2°. Les plaques de spectralon sont placées à l'horizontale, à l'aide d'un niveau à bulle, 26 cm sous la tête du radiomètre. L'éclairage des surfaces est assuré par deux lampes halogènes de puissance 500 W tels que les deux faisceaux d'éclairage orientés à 45° par rapport à la verticale, se croisent exactement sur la surface mesurée. Aucune ombre ne vient perturber les mesures. Le zéro optique de l'appareil est mesuré en vissant, à l'extrémité de chaque lentille, des obturateurs en aluminium doublés de feutrine noire.

Comme les dimensions de la plaque carrée diffèrent des autres plaques de spectralon, j'ai placé sur chaque surface, une sorte de pochoir, constitué d'un carton couvert de papier kraft et percé d'un trou circulaire (de rayon 7 cm) en son milieu. Ainsi, les composantes diffuses de l'éclairage de la surface mesurée provenant de réflexions et diffusions successives entre atmosphère et surface, sont uniformisées pour toutes les plaques bien qu'à 1.6 μm , ces phénomènes soient négligeables.

3.2 Résultats

Dans la table 3.1 sont mentionnées les valeurs moyennes d'une trentaine de mesures de réflectances effectuées sur chaque plaque prêtée par le CEN. Pour les déterminer, nous avons dû considérer la valeur de réflectance de la plaque carrée de spectralon comme une valeur de réflectance exacte parce que la plaque était neuve et aussi parce qu'elle allait nous accompagner au cours des mesures de terrain.

Réflectance théorique (constructeur)	1.4 %	20.1 %	42.4 %	66.9 %	80.9 %	98 %
Réflectance mesurée	2.9 %	20.3 %	39.7 %	65.9 %	79.2 %	96.3 %

Table 3.1 : Réflectances des plaques de spectralon prêtées par le CEN à 1.6 μm

Les résultats montrent que la relation reliant les deux types de réflectances peut être considérée comme linéaire (Fig. 3.1). Par ailleurs, la disposition des points de la figure 3.1 peut être en partie expliquée par le vieillissement des plaques de spectralon : pour des plaques de réflectance élevée (98%, 80%...), la moindre tache ou rayure peut diminuer son niveau de réflectance tandis que pour les surfaces très peu réfléchissantes (2%), une telle anomalie de surface peut avoir l'effet inverse.

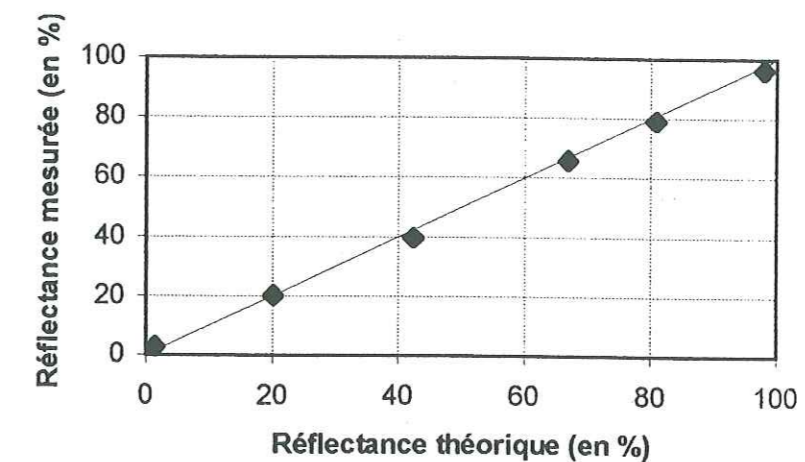


Figure 3.1 : Courbe des réflectances mesurées sur les plaques de spectralon en fonction du niveau de réflectance théorique annoncée par le constructeur.

Références bibliographiques

A

- Alley R.B. (1989) Concerning the deposition and diagenesis of strata in polar firn, *J. Glaciol.*, 34, 283-290
- André J.C. (1987) Des chercheurs dans le vent : vous avez dit blizzard ? *La Recherche*, N° 192, octobre 1987, 1254-1256

B

- Bailey P. (1993) SADIST products (Version 500), Space Science Department, Daresbury Rutherford Appleton Laboratory, UK, 60 pp
- Ball F.K. (1957) The katabatic winds of Adelie Land and King George V Land, *Tellus*, 9, 201-208
- Barton I.J. and J.C. Scott (1986) Remote measurements of surface pressure using absorption in the oxygen A -band. *Appl. Optics*, 25, 3502-3507
- Bonn F. et G. Rochon (1992), Précis de télédétection, volume 1, principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec. AUPELF, 485 pp.
- Bohren C.F. (1987) Multiple scattering of light and some of its observable consequences, *Am. J. Phys.*, 55(6), 524-533
- Bohren C.F. and B.R. Barkstrom (1974) Theory of the optical properties of snow, *J. Geophys. Res.*, 79, 4527-4535
- Bouffiès S. (1996) Détection des nuages et quantification de la vapeur d'eau atmosphérique avec le radiomètre POLDER : préparation de la mission satellitaire, thèse de doctorat de l'université Paris-7. FRANCE
- Bourdelles B. and M. Fily (1993) Snow grain size determination from Landsat imagery over Terre Adélie. Antarctica, *Ann. Glaciol.*, 17, 86-92
- Brandt R.E., T.C. Grenfell and S.G. Warren (1991) Optical properties of snow, *Antarc. J. of USA*, 26(5), 272-274
- Bréon F.M. and S. Bouffiès (1996) Land surface estimate from measurements in the oxygen A absorption band, *J. Appl. Meteor.*, 35(1), 69-77
- Bréon F.M. with the collaboration of CNES Project Team (1997) POLDER Level-1 product data format and user manual, Ed. 2, Rev. 0
- Bréon F.M. and S. Colzy (1998) Cloud detection from the spaceborne POLDER instrument and validation against surface synoptic observations, *J. Appl. Meteor.*, soumis
- Brogniez G. (1988) Light scattering by finite hexagonal crystals arbitrarily oriented in space. *Proceeding of the International Radiation Symposium*, Lille, France, 18-24 August, A. Deepak publishers, 64-67
- Brogniez G. (1992) Contribution à l'étude des propriétés optiques et radiatives des cirrus, Thèse d'état, Université des sciences et technologies de Lille, France
- Bromwich D.H., T.R. Parish and C.A. Zorman (1990) The confluence zone of intense katabatic winds at Terra Nova Bay, Antarctica, as derived from airborne sastrugi surveys and mesoscale numerical modeling, *J. Geophys. Res.*, 95(D5), 5495-5509
- Brun E. and E. Pahaut (1991) An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks, *J. Glaciol.*, 37(127), 420-422
- Eucholtz A. (1995) Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere, *Appl. Optics*, 34(15), 2765-2773

Buriez J.C., C. Vanbauce, F. Parol, P. Goloub, M. Herman, P. Couvert, B. Bonnel, Y. Fouquart, G. Sèze and D. Tarré (1997) Cloud detection and derivation of cloud properties from POLDER, *Int. J. Remote Sensing*, 18(13), 2785-2813

C

- Cai Q. and K.N. Liou (1982) Polarized light scattering by hexagonal ice crystals : theory, *Appl. Optics*, 21, 3569-3580
- Carlson R.W., T. Arakelian and W.D. Smythe (1992) Spectral reflectance of Antarctic snow : «Ground truth» and spacecraft measurements, *Antarc. J. of USA*, 27(5), 296-298
- Carroll J.J. and B.W. Fitch (1981) Effects of solar elevation and cloudiness on snow albedo at the South Pole, *J. Geophys. Res.*, 86(C6), 5271-5276
- Chandrasekhar S. (1960) Radiative Transfer, Dover, New-York, 393 pp.
- Chapman R.M. (1962) Cloud distributions and altitude profiles from satellite, *Planet. Space Sci.*, 9, 70-71
- Che N. and J.C. Price (1992) Survey of radiometric calibration results and methods for visible and near-infrared channels of NOAA-7, -9, and -11 AVHRRs, *Remote Sens. Environ.*, 41, 19-27
- Chepfer H. (1997) Etude théorique et expérimentale des propriétés optiques et radiatives des cirrus, Thèse de doctorat de l'université des sciences et technologies de Lille, France
- Choudhury B., T. Mo, J.R. Wang and A.T.C. Chang (1981) Albedo and flux extinction coefficients of impure snow for diffuse short wave radiation, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 5(2), 119-125
- Couvert P. and F.M. Bréon (1997) POLDER level-1 product guidelines to directionality, presented at the 4th IPSWT meeting, Boussens, November 25, 1997

D

- De Haan J.F., P.B. Bosma and J.W. Hovenier (1987) The adding method for multiple scattering calculations of polarized light, *Astron. Astrophys.*, 183, 371-391
- Derrien M., B. Farki, L. Harang, H. Le Gléau, A. Noyalet, D. Pohic and A. Sairouni (1993) Automatic cloud detection applied to NOAA-11/AVHRR imagery, *Remote Sens. Environ.*, 46, 246-267
- Deschamps P.Y., F.M. Bréon, M. Leroy, A. Podaire, A. Bricaud, J.C. Buriez and G. Sèze (1994) The POLDER mission : instrument characteristics and scientific objectives, *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.*, 32(3), 598-615
- Deuzé J.L. et al. (1989) Photopolarimetric observations of aerosols and clouds from balloons, *Remote Sens. Environ.*, 29, 93-109
- Deuzé J.L., P. Goloub, P.Y. Deschamps, M. Herman and R. Frouin (1992) Retrieval of aerosols over the Gerlache Strait from aircraft photopolarimetric observations, *Antarc. J. of USA*, 27(5), 197-199
- Deuzé J.L., F.M. Bréon, P.Y. Deschamps, C. Devaux, M. Herman, A. Podaire and J.L. Roujean (1993) Analysis of the POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances) airborne instrument observations over land surfaces, *Remote Sens. Environ.*, 45, 137-154

Dirmhirn I. and F.D. Eaton (1975) Some characteristics of the albedo of snow, *J. Appl. Meteorol.*, 14, 375-379

Doumani G.A. (1967) Surface structure in snow, in *Physics of snow and ice, Proceedings of International Conference on Snow and Ice*, Sapporo, 1966, vol. 1, part. 2, edited by H. Ourá, pp 1119-1136, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Japan

Dozier J (1984) Snow reflectance from LANDSAT-4 Thematic Mapper, *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.*, Vol. GE-22, 323 pp.

Dunkle R.V. and J.T. Bevans (1956) An approximate analysis of the solar reflectance and transmittance of a snow cover, *J. Meteorol.*, 13(2), 212-216

Dutton E.G. and J.R. Christy (1992) Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Chichon and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.*, 19, 2313-2316

E

Edlen B. (1966) The refractive index of air, *Meteorol.*, 2, 71-80

Eltermann L. (1968) UV, visible and IR attenuation for altitudes to 50 km, AFCRL-68-0153, pp 49

F

Fily M., C. Leroux, J. Lenoble and C. Sargent (1998) Terrestrial snow studies from remote sensing in the solar spectrum and the thermal infrared, *Solar System Ices*, B. Schmitt et al. (Eds), Kluwer academic publishers, pp 421-441

Fröhlich C. and G.E. Shaw (1980) New determination of Rayleigh scattering in the terrestrial atmosphere, *Appl. Optics*, 19(11), 1773-1775

Frouin R., J.Y. Balois, P.Y. Deschamps, C. Verwaerde, M. Herman, M. Panouse and J. Priddle (1992) Aircraft photopolarimetric observations of the ocean, ice/snow, and clouds in coastal regions of the Antarctic peninsula, *Antarc. J. of USA*, 27(5), 187-190

Fujiwara K. and Y. Endo (1971) Preliminary report of glaciological studies, in *Report of the Japanese Traverse Syowa-South Pole 1968-1969*, edited by M. Murayama, Polar Research Center, National Science Museum, Tokyo

G

Genthon C. (1994) Antarctic climate modelling with General Circulation Models of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 99(D6), 12953-12961

Giddings J.C. and E. La Chapelle (1961) Diffusion theory applied to radiant energy distribution and albedo of snow, *J. Geophys. Res.*, 66(1), 181-189

Goloub P., M. Herman, J.L. Deuzé and R. Frouin (1992) Optical properties of snow/ice derived from aircraft POLDER data, *Antarc. J. of USA*, 27(5), 191-192

- Goloub P., M. Herman, J.L. Deuzé and R. Frouin (1992) Contrast between polarization properties of snow/ice and clouds, *Antarc. J. of USA*, 27(5), 199-202
- Goloub P., J.L. Deuzé, M. Herman and Y. Fouquart (1994) Analysis of the POLDER polarization measurements performed over cloud covers, *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.*, 32(1), 78-88
- Goloub P., H. Chepfer, M. Herman, G. Brogniez and F. Parol (1997) Use of polarization for clouds study, SPIE's International Symposium on Optical science, Engineering and Instrumentation, San Diego, July 1997, in the polarization measurements, analysis and remote sensing session, 3121, 330-341
- Gordon H.R., J.W. Brown and R.H. Evans (1988) Exact Rayleigh scattering calculations for use with NIMBUS-7 coastal color scanner, *Appl. Optics*, 27(5), 862-871
- Gow A.J. (1965) On the accumulation and seasonal stratification of snow at South Pole, *J. Glaciol.*, 5(40), 467-477
- Grenfell T.C., W.G. Warren and P.C. Mullen (1994) Reflection of solar radiation by the Antarctic snow surface at ultraviolet, visible and near-infrared wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 99 (D9), 18669-18684
- Griggs M. and W.A. Marggraf (1967) Measurements of cloud reflectance properties and the atmospheric attenuation of solar and infrared energy, *Rep. AFCRL-68-003*, Air Force Cambridge Res. Lab., Bedford, Mass.

H

- 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 J.E. and J.W. Hovenier (1974) Interpretation of the polarization of Venus, *J. Atmos. Sci.*, 31, 1137-1160
- Hansen J.E. and L.D. Travis (1974) Light scattering in planetary atmospheres, *Space Sci. Rev.*, 16, 527
- Hanson K. (1960) Radiation measurements on the Antarctic snowfield : a preliminary report, *J. Geophys. Res.*, 65, 935-946
- Hoinkes H.C. (1961) Studies of solar radiation and albedo in the Antarctic, *Archiv für Meteorol., Geophys. und Bioklimatol.*, ser. B, Springer, Vienna, B-10, 175-181
- Hoyt D.V. (1977) A redetermination of the Rayleigh optical depth and its application to selected radiation problems, *J. Appl. Meteor.*, 16, 432-436

J

- Joussaume S. (1993), *Climat d'Hier à demain*, CNRS Editions / CEA, 143 pp
- Joseph J.H., W.J. Wiscombe and J.A. Weinman (1976) The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2452-2459

K

- Kasten F. (1968) Rayleigh-Cabannes-Streuung in trockener Luft unter Berücksichtigung neuerer Depolarisations-Messungen, *Optik*, 27, 155-166
- Key J. and R.G. Barry (1989) Cloud cover analysis with Arctic AVHRR data, *J. Geophys. Res.*, 94(D15), 18521-18535
- Key J.R. (1996) Streamer User's Guide, *Technical Report 96-01*, Department of Geography, Boston University, 72pp.
- Kidwell K.B. (1995) NOAA Polar orbiter data users guide, NOAA/NESDIS/NCDC/SDSD, Washington, DC
- Kneizys F.X. et al. (1980) Atmospheric Transmittance/Radiance :computer code LOWTRAN 5, AFGL-TR-80-0067, *Environmental Research Papers 697*, (Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom AFB)
- Kobayashi S. (1979) Studies on interaction between wind and dry snow surface, *Contribution N°2184 from the Institute of Low Temperature Science, Sapporo, Japan, Series A, Report 29*, pp 1-64
- Kotlyakov V.M. (1961) Results a of study of the processes of formation and structure of the upper layer of the ice sheet in Eastern Antarctica, *General assembly of Helsinki, International Association of Scientific Hydrology*, 55
- Kuhn M. (1974) Anisotropic reflection from sastrugi fields, *Antarc. J. of USA*, 9(4), 123-125
- Kuhn M. (1985) Bidirectional reflectance of polar and alpine snow surfaces, *Ann. Glaciol.*, 6, 164-167
- Kuhn M., L.S. Kundla and L.A. Stroschein (1977) The radiation budget at Plateau Station, Antarctica, 1966-1967, *Antarct. Res. Ser.*, 25, 41-73
- Kuhn M. and L. Siogas (1978) Spectroscopic studies at Mc Murdo, South Pole and Siple stations during the austral summer 1977-78, *Antarc. J. of USA*, 13, 178-179

L

- Lafrance B. and M. Herman (1997) Correction of the stratospheric aerosol effect on the POLDER measurements, *Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Guyot & Phulpin editors, Balkema, Rotterdam, pp 85-92
- Lauritson L., G.J. Nelson and F.W. Porto (1979 + revised October 1988) Data extraction and calibration of TIROS-N/NOAA radiometers, *NOAA technical memorandum*, NESS 107, revision 1, W.G. Planet (Editor), US department of Commerce, Washington, DC, 130 pp.
- Leckner B. (1978) The spectral distribution of solar irradiance at the Earth's surface : Elements of a model, *Sol. Energy*, 20, 143-150
- Leroux C. (1996) Etude théorique et expérimentale de la réflectance de la neige dans le spectre solaire. Application à la télédétection, thèse de doctorat de l'université des sciences et technologies de Lille, FRANCE
- Leroux C. and M. Fily (1998) Modeling the effect of sastrugi on snow reflectance, *J. Geophys. Res.*, 103(E11), 25770-25776
- Leroux C., J. Lenoble, G. Brogniez, J.W. Hovenier and J.F. De Haan (1998) A model for the bidirectional polarized reflectance of snow, *J. Quant. Spectro. Radiat. Transfer* (in press)

- Leroux C., J.L. Deuzé, P. Goloub, C. Sergent and M. Fily (1998) Ground measurements of the polarized bidirectional reflectance of snow in the near-infrared spectral domain. Comparisons with model results, *J. Geophys. Res.*, 103(D16), 19721-19731
- Leroux C., J. Mondet and M. Fily (1997) Antarctic snow characteristics from remote sensing data in the solar spectrum, *Physical measurements and signatures in remote sensing proceedings*, G. Guyot and T. Phulpin, editors, pp 539-544
- Lerc, M., J.L. Deuzé, F.M. Bréon, O. Hautecœur, M. Herman, J.C. Buriez, D. Tanré, S. Bouffière, P. Chazette and J.L. Roujean (1997) Retrieval of atmospheric properties and surface bidirectional reflectances over land from POLDER/ADEOS, *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 17023-17037
- Lliboutry L. (1964) *Traité de glaciologie. Tome I : glace - neige - hydrologie nivale*, Masson & Cie Editeurs, Paris
- Lifermann A. et al. (1995) General outlines of the POLDER experiment, in *SPIE proc. Symposium « Satellite Remote Sensing II »*, Sept. 1995, Paris, France, pp. 245-252
- Liljequist G.H. (1956) Energy exchange of an Antarctic snow field : short-wave radiation (Maudheim 71°03'S, 10°56'W), in Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition, 1949-1952, *Scientific Results*, vol. 2, part 1A, Norsk Polarinstitut, Oslo

M

- Margraff W.A. and M. Griggs (1969) Aircraft measurements and calculations of the total downward flux of solar radiation as a function of altitude, *J. Atmos. Sci.*, 26, 469-477
- Marshall S. and R.J. Oglesby (1994) An improved snow hydrology for GCMs, 1, snow cover fraction, albedo, grain size and age, *Clim. Dyn.*, 10, 21-37
- Masuda K. and T. Takashima (1992) Feasibility study of derivation of cirrus information using polarimetric measurements from satellite, *Remote Sens. Environ.*, 39, 45-59
- Mather K.B. (1962) Further observations on sastrugi, snow dunes and the pattern of surface winds in Antarctica, *Polar Rec.*, 11, 158-171
- Mellor M. (1965) Blowing snow, *Cold Reg. Res. Eng. Lab.*, US Army Materiel Command, Part III, Section A3c, Hanover, New Hampshire
- Middleton W.E.K. and A.G. Mungall (1952) The luminous directional reflectance of snow, *J. Opt. Soc. Amer.*, 42(8), 572-579
- Mishchenko M.I. and L.D. Travis (1997) Satellite retrieval of aerosol properties over the ocean using measurements of reflected sunlight : effect of instrumental errors and aerosol absorption, *J. Geophys. Res.*, 102 (D12), 13543-13553
- Mitchell R.M. and D.M. O'Brien (1987) Error estimates for passive satellite measurements of surface pressure using absorption in the A band of oxygen, *J. Atmos. Sci.*, 44, 1981-1990
- Mitchell R.M. and D.M. O'Brien (1993) Correction of AVHRR shortwave channels for the effects of atmospheric scattering and absorption, *Remote Sens. Environ.*, 46, 129-145
- Mitchell R.M. (1996) Preflight calibration anomaly in the NOAA-14 AVHRR channels 1 and 2, *Remote Sens. Environ.*, 56, 141-147
- Mitchell R.M., D.M. O'Brien and B.W. Forgan (1996) Calibration of the AVHRR Shortwave channels : II. Application to NOAA-11 during early 1991, *Remote Sens. Environ.*, 55, 139-152

- Moller F. (1957) Strahlung in der unteren Atmosphäre, *Handbuch der Physik*, S. Flugge, Ed. (Springer Verlag, New-York)
- Mondet J., C. Leroux and M. Fily (1998) Antarctic snow reflectance from ADEOS/POLDER measurements, *IGARSS'98 proceedings* (in press)
- Mondet J., C. Leroux, G. Vinay, F. Candaudap, E. Le Meur and M. Fily (1997) Images of sastrugi at different scales from ground to satellite, *proceedings of the EARSeL workshop « Remote sensing of land ice and snow »*, University of Freiburg, GERMANY, 17-18 april 1997, edited by S. Wunderle, pp 53-60

N

- Neckel H. and D. Labs (1984) The solar radiation between 3300 and 12500 Ångströms, *Solar Physics*, vol. 90, 205-258
- Nolin A.W. and J. Stroeve (1997) The changing albedo of the Greenland ice sheet : implications for climate modeling, *Ann. Glaciol.*, 25, 51-57

O

- O'Brien D.M. and A.J. Prata (1990) Navigation of ERS-1 along-track scanning radiometer (ATSR) images, *ESA J.*, 14, 447-465

P

- Pahaut E. et C. Sergent (1991) La neige, formation et évolution, *revue CEN*, Météo-France
- Parol F., P. Goloub, M. Herman and J.C. Buriez (1994) Cloud altimetry and water phase retrieval from POLDER instrument during EUCREX'94, *atmospheric Sensing and Modeling*, R.P. Santer, Editor, Proc. SPIE 2311, 171-181
- Parish T.R. (1982) Surface airflow over East Antarctica, *Monthly Weath. Rev.*, 110, 84-90
- Parish T.R. (1988) Surface winds over the Antarctic continent : a review, *Rev. of Geophys.*, 26(1), 169-180
- Parish T.R. and D.H. Bromwich (1987) The surface windfield over the Antarctic ice sheets, *Nature*, vol. 328, 51-54
- Penndorf R. (1957) Tables of the refractive index for standard air and the Rayleigh scattering coefficient for the spectral region between 0.2 and 20.0 μm and their application to atmospheric optics, *J. Opt. Soc. Amer.*, 47, 176-182
- Peterson J.T. (1978) Geophysical monitoring for climate change, 145 pp., summary report 1977, U.S. Department of Commerce, Boulder, Co.
- Prata A.J. and P.J. Turner (1997) Cloud-top height determination using ATSR data, *Remote Sens. Environ.*, 59, 1-13
- Prata A.J., R.C. Cecket and I.J. Barton (1990) The Along-Track Scanning Radiometer for ERS-1 - scan geometry and data simulation, *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.*, 28(10), 1-13

R

- Rao C.R.N. (1987) Pre-launch calibration of channels 1 and 2 of the Advanced Very High Resolution Radiometer. *NOAA Technical Report NESDIS 36*, 62 pp.
- Rao C.R.N. and J. Chen (1993) Calibration of the visible and near-infrared channels of the AVHRR after launch. *Proceedings of the SPIE conference on Recent Advances in Sensors*, Radiometric calibration and processing of remotely sensed data, 56-66
- Rao C.R.N. and J. Chen (1994) Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the AVHRR on NOAA-7, -9 and -11 spacecraft. *NOAA Technical Report NESDIS 78*, 22 pp.
- Rao C.R.N. et al. (1993) Degradation of the visible and near-infrared channels of the AVHRR on the NOAA-9 spacecraft : assessment and recommendations for corrections. *NOAA Technical Report NESDIS 70*, US Dept. Of Commerce, D.C.
- Rémy F., M. Ledroit and J.F. Minster (1992) Katabatic wind intensity and direction over Antarctica derived from scatterometer data. *Geophys. Res. Lett.*, 19(10), 1021-1024
- Rey L. (1986) La neige, ses métamorphoses, les avalanches, *revue ANENA*
- Robin (1995) La télédétection, Collection Fac. Géographie, Nathan Université, Editions Nathan, Paris, 318 pp.
- Roscoe J.H. (1953) Antarctica. *Air Force Manual AFM 200-30*, 171 pp., Intelligence, Regional Photo Interpretation Ser., Dep. Of the Air Force, Washington, D.C.
- Rossow W.B. and R.A. Schiffer (1991) ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 72, 2-20
- Roujean J.L., M. Leroy and P.Y. Deschamps (1992) A bidirectional reflectance model of the Earth's surface for the correction of remote sensing data. *J. Geophys. Res.*, 97(D18), 20455-20468

S

- Sadist-2 v100 Products (1995), *ER-TN-RAL-AT-2164*, Space Science Department, RAL, September 1995
- Schwab A. (1978) The TIROS-N/NOAA A-G satellite series. *NOAA Technical Memorandum*, NESS 95, March 1978, 75 pp.
- Schwab A. (1982) Modified version of the TIROS-N/NOAA A-G satellite series (NOAA E-J) - Advanced TIROS-N (ATN). *NOAA Technical Memorandum*, NESS 116, February 1982, 23 pp.
- Schwerdfeger W. (1970) Climate of Antarctica, in *Climates of Polar Regions*, World Surv. Climatol., vol. 14, pp. 253-355, Elsevier, New-York
- Sergent C. (1993) La neige, formation et évolution. Propriétés physiques de la neige. Eléments de nivologie, *revue ANENA*
- Sergent C., E. Pougatch, M. Sudul and B. Bourdelles (1993) Experimental investigation of optical properties for various types of snow. *Ann. Glaciol.*, 17, 281-287
- Sergent C., E. Pougatch, M. Sudul, B. Bourdelles, C. Leroux and H. Cachier (1995) Etude expérimentale des paramètres optiques de la neige : réflectance directionnelle hémisphérique (domaines spectraux 400/1000 nm et 800/1600 nm). *Actes de colloque sur les apports de la recherche scientifique à la sécurité neige, glace et avalanche*, Chamonix, 30 mai-3 juin 1995, ANENA. Cemagref éditions, 291-297

- Sergent C., C. Leroux, E. Pougatch and F. Guirado (1998) Hemispherical-directional reflectance measurements of natural snow in the 0.9-1.45µm spectral range : comparison with adding-doubling modelling. *Ann. Glaciol.*, 26, 59-63
- Sèze G., C. Vanbauce, J.C. Buriez, F. Parol and P. Couvert (1998) Comparison of the POLDER cloud detection over ocean with a METEOSAT cloud classification. *Proc. Of the AMS '98*, Paris, France, 25-29 May 1998
- Stamnes K., S. Tsay, W. Wiscombe and K. Jayaweera (1988) Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. *Appl. Optics*, 27, 2502-2509
- Stearns C.R. and G. Wendler (1988) Research results from Antarctic automatic weather stations. *Rev. of geophys. and space phys.*, 26(1), 45-61
- Steffen K. (1987) Bidirectional reflectance of snow at 500-600 nm. *proceedings of the Vancouver Symposium «Large scales effects of seasonal snow cover»*, August 1987, IAHS Publ. N°166, pp 415-425
- Steffen K. et al. (1993) Snow and ice applications of AVHRR in polar regions : report of a workshop held in Boulder, Colorado, 20 May 1992. *Ann. Glaciol.*, 17, 1-16
- Stroeve J., A. Nolin and K. Steffen (1997) Comparison of AVHRR-derived and in situ surface albedo over the Greenland ice sheet. *Remote Sens. Environ.*, 62, 262-276

T

- Taylor V.R. and L.L. Stowe (1984) Reflectance characteristics of uniform Earth and clouds surfaces derived from NIMBUS-7 ERB. *J. Geophys. Res.*, 89(D4), 4987-4996
- Teillet P.M. (1990) Rayleigh optical depth comparisons from various sources. *Appl. Optics*, 29(13), 1897-1900

V

- Vermote E. et al. (1995) Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S) User guide version 2.0, 218 pp
- Vermote E.F. et al. (1997) Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: an overview. *IEEE Trans. on Geosc. and Remote Sens.*, 35(3), 675-686
- Vinay G. (1997) Contribution à l'étude de l'influence des sastrugi sur la mesure en télédétection. rapport de stage de maîtrise effectué au Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement. Grenoble, FRANCE
- Volkman V.H. (1935) Messungen des Depolarisationsgrades bei der molekularen Lichtstreuung. *Ann. Phys.*, 24, 457-484

W

- Warren S.G. (1982) Optical properties of snow. *Rev. of geophys. and space phys.*, 20(1), 67-89
- Warren S.G. (1984) Optical constants of ice from ultraviolet to the microwave. *Appl. Optics*, 23(8), 1206-1225

- Warren S.G., T.C. Grenfell and P.C. Mullen (1986) Optical properties of Antarctic snow, *Antarc. J. of USA*, 21(5), 247-248
- Warren S.G. and A.D. Clarke (1990) Soot in the atmosphere and snow surface of Antarctica, *J. Geophys. Res.*, 95, 1811-1816
- Warren S.G., R.E. Brandt and P.O'Rawe Hinton (1998) Effect of surface roughness on bidirectional reflectance of Antarctic snow, *J. Geophys. Res.*, 103(E11), 25789-25808
- Watanabe O. (1978) Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau, in *Glaciological Studies in Mizuho Plateau, East Antarctica, 1969-1975*, pp 42-62, edited by T. Ishida, National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan
- Welch R.M., K.S. Kuo and S.K. Sengupta (1990) Cloud and surface textural features in polar regions, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 28(4), 520-528
- Weller G. (1969) The heat and mass balance of snow dunes on the central Antarctic plateau, *J. Glaciol.*, 8(53), 277-284
- Wendler G. (1989) Katabatic winds in Adélie Land, East Antarctica, *Antarc. J. of USA*, 24, 226-228
- Wendler G. and A. Poggi (1980) Measurements of the katabatic winds in Antarctica, *Antarc. J. of USA*, 15(5), 193-195
- Wendler G. and J. Kelley (1988) On the albedo in Antarctica : a contribution to I.A.G.O., *J. Glaciol.*, 34(116), 19-25
- Wehrli C. (1985) Extraterrestrial solar spectrum, Publ. N°615, Physikalisch-Meteorologisches Observatorium, World Radiation Center, Davosdorf, Switzerland,
- Wiscombe W.J. and S.G. Warren (1980 a) A model for the spectral albedo of snow. I : pure snow, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2712-2733
- Wiscombe W.J. and S.G. Warren (1980 b) A model for the spectral albedo of snow. II : snow containing atmospheric aerosols, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2734-2745

Y

- Yamanouchi T. (1983) Variations of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover at Mizuho Station, Antarctica, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 161, 879-892
- Young A.T. (1980) Revised depolarization corrections for atmospheric extinction, *Appl. Optics*, 19(20), 3427-3428
- Young A.T. (1981) Rayleigh scattering, *Appl. Optics*, 20(4), 533-535
- Young A.T. (1981) On the Rayleigh optical depth of the atmosphere, *J. Appl. Meteor.*, 20, 328-330
- Young N.W., D. Hall and G. Hyland (1996) Directional anisotropy of C-band backscatter and orientation of surface microrelief in East Antarctica, *Proceedings of the first Australian ERS Symposium*, University of Tasmania, Hobart, 6 February 1996, COSSA publication 037, pp 117-126

Sites Internet

Quelques organismes français

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement :	http://glaciog.ujf-grenoble.fr
Université Joseph Fourier (Grenoble I) :	http://www.ujf-grenoble.fr
Centre National de la Recherche Scientifique :	http://www.cnrs.fr
Institut National des Sciences de l'Univers :	http://www.insu.cnrs-dir.fr
Centre National d'Etudes Spatiales :	http://www.cnes.fr
Laboratoire d'Optique Atmosphérique :	http://loasys.univ-lille1.fr
Météo-France :	http://www.meteo.fr
Laboratoire de Météorologie Dynamique :	http://www.lmd.ens.fr
CEMAGREF (division neige et avalanches) :	http://same.grenoble.cemagref.fr
Télécom Bretagne :	http://www.enst-bretagne.fr
Education Nationale Enseignement Supérieur et Recherche	http://www.menesr.fr
Moteur de recherche du CNRS :	http://www.urec.fr
Sciences Environnementales :	http://www-projet.cnes.fr:8060

La Télédétection

L'instrument POLDER

http://www.cnes.fr/etude_gest_plan/polder/index.html

<http://www-projet.cnes.fr:8060/POLDER/>

Laboratoire d'Optique Atmosphérique : <http://loasys.univ-lille1.fr>
<ftp://loaser.univ-lille1.fr>

L'instrument VEGETATION

<http://www-vegetation.cst.cnes.fr>

L'instrument AVHRR

<http://www2.ncdc.noaa.gov>

<http://www.ncdc.noaa.gov/ncdc.html>

http://edcwww-cr.usgs.gov/content_partners.html

Etalonnage AVHRR : <http://140.90.207.25:8080/noaasis.html>

AVHRR Land documentation :

http://daac.gsfc.nasa.gov/CAMPAIGN_DOCS/LAND_BIO/GLBDST_Documentation.html

Données AVHRR :

Satellite Active Archive : <http://www.saa.noaa.gov>

Images des régions polaires du NSIDC : <ftp://sidacs.colorado.edu/pub/DATASETS/AVHRRR>

Mosaïque d'images de l'Antarctique : <http://terraweb.wr.usgs.edu/TRS/projects/Antarctica>
<ftp://TerraWeb.wr.usgs.edu/web/image.archives.zip/>

AVHRR Land Pathfinder : <http://xtreme.gsfc.nasa.gov>

1km AVHRR Global Land Data Set : <http://shark1.esrin.esa.it>

Les instruments ATSR et ATSR-2

<http://www.atsr.rl.ac.uk>

<http://astrw3.ag.rl.ac.uk>

D'autres sites

Agence Spatiale Européenne :	http://www.esrin.esa.it
EROS Data Center :	http://edcwww.cr.usgs.gov
International Satellite Cloud Climatology Project :	http://isccp.giss.nasa.gov/isccp.html
JPL Polar Remote Sensing Group :	http://www-radar.jpl.nasa.gov/rgps/
National Aeronautic and Space Administration :	http://www.gsfc.nasa.gov/NASA_homepage.html
National Environmental Satellite Data and Information Service :	http://ns.noaa.gov/NESDIS/NESDIS_Home.html
National Geophysical Data Center :	http://www.ngdc.noaa.gov
National Oceanic and Atmospheric Administration :	http://www.noaa.gov
Natural Environment Research Council :	http://www.nerc.ac.uk
Polar Climatology and Atmospheric Remote Sensing :	http://stratus.bu.edu
Remote Sensing Data and Information :	http://rsd.gsfc.nasa.gov/rsd/RemoteSensing.html
US Geological Survey :	http://www.usgs.gov
	http://terraweb.wr.usgs.gov
Photos et animations des planètes du système solaire dont la Terre :	http://bang.lanl.gov/solarsys
Images satellitaires de glaciers :	http://geochange.er.usgs.gov/pub/info/facts/atlas/index.html

Etude de la neige et des régions polaires

Australian Antarctic Cooperation Research Center :	http://www.antcrc.utas.edu.au
Australian Antarctic Division :	http://www.antdiv.gov.au
Automatic Weather Stations en Antarctique :	http://uwamrc.ssec.wisc.edu/aws/awsproj.html
British Antarctic Survey :	http://www.nerc-bas.ac.uk
Byrd Polar Research Center :	http://www-bprc.mps.ohio-state.edu/
Cemagref (division nivologie et avalanches) :	http://same.grenoble.cemagref.fr
Centre de Recherche sur Arctique et Antarctique :	http://arcane.ucsd.edu
Cold Regions Center of Expertise :	http://www.usace.army.mil/crcx
Cold Regions Research and Engineering Lab. :	http://www.crrel.usace.army.mil
Cold Region Technology Center :	http://www.luth.se/foundations/coldtech/
Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement :	http://glaciog.ujf-grenoble.fr
Liste de sites sur l'Antarctique :	http://www-bprc.mps.ohio-state.edu/polarpointers/PolarPointers.html
Italian Antarctic Program :	http://pnracas01.casaccia.enea.it
Jobs, expéditions, programmes scientifiques... :	http://www.polar.com
L'Antarctique :	http://mprofaca.cro.net/news002.html
National Snow and Ice Data Center :	http://www-nsidc.colorado.edu
Scientific Committee on Antarctic Research :	http://www.scar.org
Scott Polar Research Institute :	http://www.spri.cam.ac.uk/

Climat et météorologie

Automatic Weather Stations en Antarctique :	http://uwamrc.ssec.wisc.edu/aws/awsproj.html
Changement climatique :	http://geochange.er.usgs.gov
International Satellite Cloud Climatology Project :	http://isccp.giss.nasa.gov/isccp.html
Laboratoire de Météorologie Dynamique :	http://www.lmd.ens.fr
Météo-France :	http://www.meteo.fr
On line guide to meteorology :	http://covis.atmos.uiuc.edu/guide/guide.html
Organisation Météorologique Mondiale :	http://www.wmo.ch
Polar Climatology and Atmospheric Remote Sensing :	http://stratus.bu.edu
World Data Center :	http://www.muscat.co.uk/ccdp/spri/wdccc.html

Données et logiciels divers

General Mapping Tool :	http://soest.hawaii.edu
	ftp://kiawe.soest.hawaii.edu
MNT de l'Antarctique :	http://edcwww.cr.usgs.gov/anddaac/gtopo30/gtopo30.html
Logiciel de traitement d'images MIPS :	http://terraweb.wr.usgs.gov/TRS/Software/mips
Logiciel de traitement d'images Sphinx :	ftp://loaser.univ-lille1.fr/Msphinx/
Logiciel de lecture de données au format HDF :	http://www.ncsa.uiuc.edu/SDG/Software/Brochure/PCSoftDir.html
	ftp://ftp.ncsa.uiuc.edu/PC/Windows/collage/beta
Liste des modèles de transfert radiatif disponible par Internet :	http://atol.ucsd.edu/~pflatau/rtelib
Logiciel de transfert radiatif « 6S » :	ftp://loaser.univ-lille1.fr/6S/
	ftp://kratmos.gsfc.nasa.gov
Logiciel de transfert radiatif « Streamer » :	http://stratus.bu.edu/streamer/streamer.html
Logiciel « Cloud and Surface Parameter Retrieval (CASPR) » pour images AVHRR :	http://stratus.bu.edu/caspr/caspr.html

Revue scientifique

Editions Elsevier :	http://www1.elsevier.nl
American Geophysical Union :	http://www.agu.org
Antarctic Journal of The United States :	http://www.nsf.gov/od/opp/antarct/ajus/
I.E.E.E. :	http://www.ieee.org
Quelques titres de revues scientifiques :	http://www.nrsc.no/journals.html
La Recherche :	http://www.larecherche.fr
Pour la Science :	http://www.pourlascience.com
Nature :	http://www.nature.com
Science :	http://science-mag.aaas.org
New Scientist :	http://www.newscientist.com

Index des tables et des figures

Chapitre I : Rappel sur les fondements physiques de la télédétection

Figure I.1 : le spectre électromagnétique (Bonn et Rochon, 1992)	14
Figure I.2 : représentation de la fonction d'onde pour une onde plane (Bonn et Rochon, 1992)	15
Figure I.3 : Les trois principaux types de polarisation (Bonn et Rochon, 1992)	16
Figure I.4 : Emission d'un corps noir à différentes températures (Bonn et Rochon, 1992)	19
Figure I.5 : Réfraction et réflexion d'un rayonnement incident par un réflecteur spéculaire	20
Figure I.6 : Types de réflexion de surface (Bonn et Rochon, 1992)	21
Figure I.7 : Géométrie d'une mesure de télédétection	23
Figure I.8 : Angle solide	23
Figure I.9 : schéma illustrant la notion de luminance énergétique (Bonn et Rochon, 1992)	24

Chapitre II : Présentation des données

Figure II.1 : Séquence de 6 vues successives prises par POLDER lors de sa première campagne de tests le 16 septembre 1996 (Source : CNES). Images composites : 443nm en bleu + 670nm en vert + 865nm en rouge	32
Figure II.2 : description de l'instrument POLDER (source : CNES)	33
Figure II.3 : Empreinte du champ de vue instantané de POLDER en pixels. La résolution horizontale est indiquée pour quelques pixels	34
Figure II.4 : Principe multidirectionnel de la visée POLDER	35
Figure II.5 : Echantillonnages des mesures bidirectionnelles acquises par POLDER pendant 3 jours, à partir du 17 octobre (à gauche) et du 21 décembre (à droite) aux latitudes 75°S (en haut) et 81.4°S (en bas). Les disques noirs représentent les positions du soleil au moment des mesures. Les cercles concentriques symbolisent les angles de visée θ_v , allant du centre vers l'extérieur, de 15° à 75° par pas de 15°. Les points sont les mesures	35
Table II.1 : caractéristiques des 9 bandes spectrales POLDER	37
Figure II.6 : transmission des filtres des différents canaux POLDER et éclairage exoatmosphérique	37
Figure II.7 : Grille de référence (3240 lignes x 6480 colonnes) des données POLDER de niveau 1	39
Table II.2 : Performances du repositionnement des données POLDER de niveau 1	39
Table II.3 : paramètres non directionnels, indépendants de l'angle de visée, fournis pour chaque pixel POLDER, dans les données de niveau 1	40
Table II.4 : paramètres directionnels fournis pour chaque pixel et chaque visée parmi les 14 possibles	40
Table II.5 : Structure d'un fichier de données POLDER de niveau 1	42
Fig. II.8 : Principe de visée du radiomètre scanneur AVHRR	43
Table II.6 : Bandes spectrales de AVHRR suivant les versions des satellites NOAA	44
Fig. II.9 : Les filtres AVHRR associés à bord du satellite NOAA-12	44
Figure II.10 : Filtres des canaux d'ATSR-2 centrés sur les longueurs d'onde 0.55, 0.67, 0.87 et 1.6 μm	48
Figure II.11 : Principe de visée d'ATSR-2	48
Figure II.12 : L'Antarctique obtenue à partir d'une mosaïque d'images AVHRR. La région d'étude y figure.	50

Chapitre III : Le transfert atmosphérique

Figure III.1 : Absorption atmosphérique entre 0.3 et 2.6 μm _____	54
Figure III.2 : les différentes composantes de l'éclairement total reçu par une surface _____	54
Figure III.3 : les différentes composantes d'une luminance mesurée depuis un satellite _____	55
Figure III.4 : profils verticaux de température (en K) (a), de pression (en hPa) (b), de concentration de vapeur d'eau (en $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) (c), de concentration d'ozone (en $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) (d) pour les types d'atmosphère « arctique d'été » (en noir), « arctique d'hiver » (en vert), « sub-arctique d'été » (en bleu) et « sub-arctique d'hiver » (en rouge), en fonction de l'altitude (en km) _____	59
Figure III.5 : Schéma illustrant le processus d'inversion du modèle 6S. D'une inversion parfaite résulterait l'égalité $\rho_s = \rho_s'$ _____	60
Figure III.6 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 490 nm _____	64
Figure III.7 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 670 nm _____	65
Figure III.8 : Comparaison des valeurs de l'épaisseur optique (en haut à gauche), du coefficient de transmission gazeuse (en haut à droite), du coefficient de transmission Rayleigh (au milieu à gauche), de l'albédo sphérique (au milieu à droite), de la réflectance atmosphérique (en bas à gauche) et de la réflectance d'une surface (en bas à droite) calculées par le modèle 6S dans différents cas de figure avec celles obtenues par les routines d'inversion de ce modèle, pour la longueur d'onde 865 nm _____	66
Table III.1 : Coefficients des fonctions linéaires de l'altitude z (en km) permettant de déterminer le coefficient de transmission gazeuse pour une atmosphère de type « arctique d'hiver » pour la bande spectrale voulue _____	67
Figure III.9 : Schéma illustrant les différences entre les angles θ_s et θ_{loc} pour un sol non plat _____	71

Chapitre IV : La détection nuageuse

Figure IV.1 : Réflectance hémisphérique directionnelle en fonction de la longueur d'onde et de la taille (rayon exprimé en microns) des grains de neige pour une incidence solaire $\theta_s=40^\circ$ _____	77
Table IV.1 : Images AVHRR et ATSR-2 comparées aux images POLDER pour la validation des tests d'élimination des nuages sur les scènes POLDER _____	78

Figure IV.2 : Ratio $(1.6\mu\text{m}/0.87\mu\text{m})$ en fonction de la taille des grains de neige et de l'angle zénithal solaire θ_s . La courbe supérieure représente le seuil au delà duquel on considère que le pixel est nuageux _____	80
Figure IV.3 : a) Localisation de l'image ATSR-2 du 6 novembre 1996 traitée. b) Image ATSR-2 du 6 novembre 1996 à 0.87 μm . c) Ratio $(1.6\mu\text{m}/0.87\mu\text{m})$ pour la même image. d) Masque des nuages correspondant _____	81
Figure IV.4 : transmission des deux filtres POLDER (763 et 765 nm) situés dans la bande d'absorption de l'oxygène ainsi que la transmission atmosphérique (pour une double traversée verticale d'une atmosphère de type moyenne latitude en été) (Bouffies, 1996) _____	87
Table IV.2 : Réflectance de la neige intégrée sur les filtres des bandes POLDER étroite (763 nm) et large (765nm), d'après le modèle adding-doubling (cf. chapitre V), pour 4 tailles de grains de neige _____	88
Figure IV.5 : Schéma illustrant les variations du rapport $X=R_{763}/R_{765}$ en fonction de l'altitude du réflecteur (Bouffies, 1996) _____	89
Figure IV.6 : représentation des pressions apparentes des réflecteurs, estimées à partir de toutes les mesures disponibles de novembre 1996, par la technique d'absorption différentielle (carré bleu) et grâce à la polarisation par la diffusion simple moléculaire (Rayleigh) (triangle rouge) pour le mois de novembre 1996 à Dumont d'Urville (a) et Dôme C (b). Le trait épais représente le niveau de pression estimée à partir de l'altitude du site _____	93
Figure IV.7 : Signatures angulaires de la réflectance polarisée, à 865 nm, mesurée par ciel clair, sur des cirrus (composés de particules de glace non sphériques) et sur des stratocumulus (formés de gouttelettes d'eau sphériques) (d'après Parol et al., 1994) _____	94
Table IV.3 : efficacité des différents tests (en terme de pourcentage de pixels révélés nuageux par chacun d'eux par rapport au nombre à l'ensemble des pixels étiquetés nuageux par l'ensemble des quatre tests) _____	96
Figure IV.8 : Schéma représentant la chaîne de détection des nuages sur les images POLDER de l'Antarctique _____	97
Table IV.4 : Pourcentage de pixels nuageux détectés par chaque test parmi l'ensemble des pixels nuageux détectés par au moins deux tests redondants. La couverture nuageuse est le rapport de pixels nuageux détectés par au moins deux tests avec le nombre total de pixels de terre de l'image _____	98
Table IV.5 : Comparaison des masques de nuages des images AVHRR ou ATSR-2 aux images POLDER correspondantes _____	99
Figure IV.9 : Masque des nuages (gris foncés) sur l'image AVHRR du 26 novembre 1996 (20:39) (gauche) et sur l'image POLDER du 26 novembre 1996 (20:54) (droite) _____	100
Figure IV.10 : Masque des nuages (noir) sur l'image ATSR-2 du 6 novembre 1996 (23:37) (gauche) et sur l'image POLDER du 6 novembre 1996 (23:11) (droite) _____	100
Figure IV.11 : Masques des 13 images POLDER de référence (table IV.1) _____	103

Chapitre V : Les FDRBs de la calotte polaire antarctique observées par POLDER

Figure V.1 : Réflectance directionnelle hémisphérique pour un angle solaire zénithal $\theta_s = 40^\circ$ et des grains de neige de 50, 100 et 500 μm de rayon d'après le modèle de <i>Stamnes et al.</i> (1988).	113
Figure V.2 : Variations de l'albédo modélisé en fonction de la taille des grains de neige et de l'angle zénithal solaire θ_s .	116
Figure V.3 : Représentation des réflectances bidirectionnelles d'après le modèle adding-doubling, à la longueur d'onde 660 nm, pour différents angles de visée θ_v et en fonction de l'azimut relatif $\Delta\phi$ (180° =avant ; 0° = 360° =arrière) et en tenant compte du flux diffus incident de l'atmosphère. L'angle zénithal solaire θ_s vaut 55° . Les particules utilisées dans cette simulation sont des particules hexagonales de rapport (surface / volume) identique à celui d'une sphère de rayon 100 μm et caractérisées par un diamètre de base $2c$ et une hauteur L , tels que $2c/L = 1$.	119
Figure V.4 : représentation de la topographie de la région d'étude d'après le MNT de F. Rémy	121
Table V.1 : Valeurs des indices m et n utilisés dans les équations (V.4) et (V.5)	122
Figure V.5 : Valeurs des pentes (en degrés) obtenues à partir du MNT	123
Figure V.6 : Azimuts (en degrés) des lignes de plus grande pente obtenus à partir du MNT	124
Figure V.7 : FDRBs de la neige modélisées pour différents angles solaires zénithaux θ_s à 670 nm (les points noirs correspondent à des valeurs de réflectance plus grande que la borne supérieure de la palette de couleurs).	126
Figure V.8 : La rugosité de surface observée par avion le long de l'axe Dôme C – Dumont d'Urville. (Clichés : F. Candaudap et E. Le Meur)	127
Figure V.9 : Découpage de la région d'étude en 30 zones. Le trait reliant AE à EB représente l'axe Dumont d'Urville-Dôme C.	128
Figure V.10 : distribution des 681 points constituant chaque FDRB et représentation des angles	128
Figure V.11 : Représentation de la tendance à diffuser vers l'avant observée dans la zone EB, pour $\theta_s=55^\circ$ et pour la longueur d'onde $\lambda=670\text{nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).	130
Figure V.12 : FDRBs obtenues à partir des données POLDER du mois de novembre 1996, dans la zone EB. La longueur d'onde correspondante figure en oblique, en tête de chaque ligne et θ_s est inscrit en haut à gauche de chaque FDRB. (Les points gris représentent des valeurs de réflectance supérieures à la valeur maximale de la palette de couleur correspondante). Pour les zones restées blanches, aucune mesure n'est disponible.	131
Figure V.13 : FDRBs obtenues à partir des données POLDER du mois de novembre 1996, dans la zone CF. La longueur d'onde correspondante figure en oblique, en tête de chaque ligne et θ_s est inscrit en haut à gauche de chaque FDRB. (Les points gris représentent des valeurs de réflectance supérieures à la valeur maximale de la palette de couleur correspondante). Pour les zones restées blanches, aucune mesure n'est disponible.	132
Figure V.14 : asymétrie et tendance de diffusion dans le demi-plan arrière observées sur la FDRB de la zone CF pour $\theta_s=61^\circ$, pour $\lambda=670\text{nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).	133
Figure V.15 : Dépendance des réflectances bidirectionnelles à la longueur d'onde dans la zone BB ($\theta_s=55^\circ$)	134

Figure V.16 : Variations des valeurs des réflectances bidirectionnelles (acquises pour $\theta_v > 50^\circ$) pour 5 valeurs d'angle zénithal solaire θ_s pour la zone BA et pour $\lambda=670\text{ nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).	135
Figure V.17 : Intervalle des réflectances bidirectionnelles modélisées, à 670 nm, pour des particules hexagonales de rayon équivalent 100 μm , pour tous les angles de visée θ_v supérieurs à 50° et pour cinq angles d'incidence θ_s différents.	136
Figure V.18 : FDRB de la zone EB pour $\theta_s=61^\circ$ et $\lambda=670\text{ nm}$ (avant= 180° ; arrière= 0° ou 360°).	137
Figure V.19 : FDRBs des zones CA à CF pour $\lambda=670\text{ nm}$ et $\theta_s=61^\circ$.	138
Figure V.20 : Réflectances bidirectionnelles, à 670 nm, mesurées dans les zones CF (points noirs) et EB (croix), pour une incidence solaire $\theta_s=61^\circ$ et des visées de 12.5° (en haut), 32.5° (au milieu) et 52.5° (en bas). Les réflectances modélisées par la méthode adding-doubling avec des particules hexagonales (100 μm), prenant en compte la part d'éclairement incident diffus, pour $\theta_s=61^\circ$, sont représentées par un trait continu, pour des visées à 10° (en haut), 30° (au milieu) et 50° (en bas). (Avant : $\Delta\phi=180^\circ$; arrière : $\Delta\phi=360^\circ$ ou 0°).	139
Figure V.21 : Réflectance bidirectionnelle modélisée à 0.9 μm par rapport au nombre de parallélépipèdes n pour une surface donnée et en fonction de l'angle de visée θ_v .	141
Figure V.22 : Fonction de réflectance anisotropique f mesurée à Pôle Sud par <i>Brandt et al.</i> (1991) (en haut) et modélisée par <i>Leroux and Fily</i> (1998) (en bas) à 5h30 UTC (à gauche) et 3h30 UTC (à droite). Le segment noir marque la direction de la rugosité de surface dominante par rapport au soleil, situé en haut de chaque figure.	142
Figure V.23 : Paramétrisation de f selon <i>Warren et al.</i> (1998) (valable pour $\theta_s > 67^\circ$, $\theta_v < 50^\circ$ et $\lambda \in [300; 900\text{ nm}]$)	142

Chapitre VI : L'effet de la rugosité

Figure VI.1 : Directions des vents soufflant à plus de $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ enregistrées par 4 stations AWS. Les directions dominantes sont repérables à la longueur des segments.	148
Figure VI.2 : Vitesses moyennes annuelles en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ des cinq stations AWS entre Dumont d'Urville et Dôme C.	149
Figure VI.3 : Champ de sastrugi jonchant la surface en Terre Adélie (Photo de F. Candaudap, LGGE)	151
Figure VI.4 : Carte des lignes d'écoulement des vents de surface en hiver (<i>Parish</i> , 1988)	152
Table VI.1 : Caractéristiques de différents types de reliefs de rugosité observés en Antarctique d'après (<i>Lliboutry</i> , 1964) (<i>Mellor</i> , 1965) (<i>Gow</i> , 1965) (<i>Mather</i> , 1965) (<i>Kobayashi</i> , 1979) (<i>Bromwich et al.</i> , 1990)	153
Figure VI.5 : Fonctions de réflectance anisotropique f mesurées à Pôle Sud par <i>Brandt et al.</i> (1991) à différentes heures UTC (3h30, 5h30 et 7h30). Les triangles indiquent les minima locaux utiles et les ronds les maxima locaux utiles. Les mesures sont faites pour des angles de visée θ_v valant 22.5° , 37.5° , 52.5° , 67.5° et 82.5° .	156
Table VI.2 : Détermination des directions de sastrugi sur les fonctions de réflectance anisotropique f mesurées à Pôle Sud (<i>Brandt et al.</i> , 1991), d'après deux méthodes utilisant les valeurs minimale et maximale relatives du demi-plan arrière, séparées d'au moins 90° en azimut.	157

Figure VI.6 : FDRB de la zone CB, pour une incidence de 55° et un azimut solaire de 60°. Le pic vers l'arrière permet de repérer la direction des sastrugi.	159
Table VI.2 : Directions de sastrugi déterminées d'après les FDRBs POLDER	159
Figure VI.7 : Directions de sastrugi obtenues à partir de l'analyse des formes des FDRBs POLDER.	160
Figure VI.8 : a- Directions de sastrugi relevées in situ. b- Directions des sastrugi déterminées à partir de photos de terrain	161
Figure VI.9 : Photographie prise vers D-80 en 1996, par F. Candaudap (LGGE). Deux directions de rugosité sont nettement visibles. La trace qui traverse l'image de gauche à droite est l'axe reliant Dôme C à Dumont d'Urville : sa largeur est proche de 4 mètres.	162
Figure VI.10 : Mode de photographie	162
Figure VI.11 : Directions de sastrugi déterminées à partir de photos aériennes	163
Figure VI.12 : Directions de sastrugi déterminées à partir d'images SPOT	164

Chapitre VII : Influence de la taille des grains

Figure VII.1 : a- Image de grains de neige ; b- Squelette correspondant après traitement numérique développé par M. Gay (LGGE)	172
Table VII.1 : extrait du certificat de calibration de la réflectance de la plaque de spectralon (établi par Labsphere, Inc., Reflectance Calibration Laboratory).	173
Figure VII.2 : Schéma représentant le dispositif soutenant la tête du radiomètre (points noirs).	174
Table VII.2 : Lieux et dates des différentes mesures de réflectance bidirectionnelle de la neige.	175
Figure VII.3 : Photographie de l'installation instrumentale au cours d'une série de mesures au plateau de l'Arselle.	176
Figure VII.4 : Variations temporelles de l'éclairement solaire réfléchi par la plaque étalon, au cours de sept séries de mesures	176
Figure VII.5 : a- Mode opératoire en hiver 1996-97 ; b- Mode opératoire en hiver 1997-98. Les cercles représentent les surfaces de neige observées et les points noirs, les positions du trépied.	177
Table VII.3 : Renseignements relatifs aux différentes séries de mesures de réflectances bidirectionnelles de la neige.	179
Table VII.4 : Valeurs des réflectances bidirectionnelles mesurées pour une visée au nadir sur des neiges alpines à 1.6 µm.	180
Figure VII.6 : Valeurs des réflectances mesurées au nadir pour différentes tailles de grains de neige. Les courbes dessinées en traits pleins représentent les résultats issus du modèle adding-doubling aux angles zénithaux $\theta_s=47^\circ$ et $\theta_s=73^\circ$. Les barres d'incertitudes sur certaines tailles de grains correspondent à l'écart-type déterminé avec le rayon convexe, lors du traitement numérique.	181
Figure VII.7 : Représentation des rayons convexes mesurés par rapport au rayon des particules hexagonales du modèle adding-doubling qui produirait la même valeur de réflectance au nadir pour le même angle d'incidence.	182

Figure VII.8 : Réflectances mesurées au nadir, à 1.6 µm, comparées à celles simulées par le modèle adding-doubling avec les mêmes incidences solaires θ_s et des rayons de grains identiques aux rayons convexes mesurés.	183
Figure VII.9 : Réflectances mesurées à différents angles de visée dans le demi-plan avant $\Delta\phi=180^\circ$ (en haut), dans le demi-plan perpendiculaire au plan principal $\Delta\phi=90^\circ$ (au milieu), dans le demi-plan « arrière » $\Delta\phi=30^\circ$, à 1.6 µm, comparées aux réflectances simulées par le modèle adding-doubling avec les mêmes incidences solaires θ_s et des rayons de grains identiques aux rayons convexes mesurés.	184
Figure VII.10 : Graphes représentant les réflectances bidirectionnelles mesurées au cours des 8 missions. Pour le demi-plan avant, les mesures sont représentées par des triangles et le modèle correspondant, par un trait continu. Pour le demi-plan perpendiculaire au plan principal, les mesures sont des ronds et le modèle, un trait discontinu. Enfin, pour le demi-plan « arrière », les mesures sont des carrés et le modèle, un trait pointillé.	185
Figure VII.11 : Variation du rapport moyen des rayons des grains estimés à partir du modèle sur les rayons convexes mesurés, pour toutes les mesures effectuées dans chacun des plans, à différents angles de visée θ_v .	186
Figure VII.12 : Rapport (1600 nm / 870 nm) des réflectances modélisées pour différents rayons de grains et différents angles solaires zénithaux θ_s .	188
Figure VII.13 : Cartes des rayons des grains déterminés à partir du rapport (1600 nm / 870 nm) des réflectances sur plusieurs images ATSR-2 datant essentiellement du mois de novembre 1996.	189
Figure VII.14 : Valeur maximale, minimale et médiane de l'écart-type de toutes les valeurs des rapports (865 nm / 670 nm) mesurés pour tous les azimuts relatifs et des angles de visée θ_v inférieurs à la valeur indiquée en abscisse.	190
Figure VII.15 : Rapport (865 nm / 670 nm) de toutes les réflectances modélisées pour θ_v inférieurs à 30°, pour différents angles solaires θ_s et différentes rayons de grains.	191
Figure VII.16 : Carte des rayons de grains moyens, en novembre 1996, déterminés à partir des données POLDER.	192
Figure VII.17 : Ecart-type des rayons des grains estimés à partir des données POLDER pour différents angles solaires θ_s .	192
Figure VII.18 : Rayons convexes de grains de neige prélevés entre Dumont d'Urville et Dôme C.	194
Figure VII.19 : Carte d'albédo pour un angle solaire $\theta_s=55^\circ$ estimé par le modèle de <i>Stammes et al.</i> (1988) pour des rayons optiques de grains, utiles au modèle, tels qu'ils fournissent à Dôme C, une valeur d'albédo de 0.8.	195

Annexes

Figure 1.1 : Expansion du cristal (<i>Rey</i> , 1986)	208
Table 1.1 : Symboles utilisés pour décrire les différents stades d'évolution de la neige au sol	208
Figure 1.2 : Photos de grains de neige : neige fraîche (+) et particules reconnaissables (). L'intervalle de la mire est 2/10 mm	212
Figure 1.3 : Photos de grains de neige : grains fins (•) et faces planes (□)	213

Figure 1.4 : Photos de grains de neige : gobelets (A) et grains ronds (o). L'intervalle de la mire est 4/10 mm _____	214
Figure 2.1 : Localisation du plateau de l'Arselle _____	215
Figure 2.2 : Localisation du site du Peuil _____	216
Figure 2.1 : Localisation du site de la Martinière _____	217
Table 3.1 : Réflectances des plaques de spectralon prêtées par le CEN à 1.6 μm _____	219
Figure 3.1 : Courbe des réflectances mesurées sur les plaques de spectralon en fonction du niveau de réflectance théorique annoncée par le constructeur _____	219

Index des principaux acronymes

- 6S :** *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum*
- AACRCA :** *Australian Antarctic Cooperation Research Center on Antarctica*
- ADEOS :** *ADvanced Earth Observing Satellite*
- ATSR-2 :** *2nd Along Track Scanning Radiometer*
- AVHRR :** *Advanced Very High Resolution Radiometer*
- CCD :** *Coupled Charge Device*
- CEN :** *Centre d'Etudes de la Neige*
- CNES :** *Centre National d'Etudes Spatiales*
- ERS-2 :** *2nd European Remote sensing Satellite*
- FDRB :** *Fonction de Distribution des Réflectances Bidirectionnelles (en anglais Bidirectional Reflectances Distribution Function, BRDF)*
- GAC :** *Global Area Coverage*
- GRGS :** *Groupement de Recherche de Géodésie Spatiale*
- HRPT :** *High Resolution Picture Transmission*
- IFRTP :** *Institut Français pour le Recherche en Technologie Polaire*
- ISCCP :** *International Satellite Cloud Climatology Project*
- LAC :** *Local Area Coverage*
- LGGE :** *Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement*
- LOA :** *Laboratoire d'Optique Atmosphérique*
- MNT :** *Modèle Numérique de Terrain*
- NASDA :** *NAtional Space Development Agency of Japan*
- NCDC :** *National Climatic Data Center*
- NERC :** *Natural Environmental Research Council*
- NESDIS :** *National Environmental Satellite, Data and Information Service*
- NOAA :** *National Oceanic and Atmospheric Administration*
- NSIDC :** *National Snow and Ice Data Center*
- POLDER :** *POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances*
- RACER :** *Research on Antarctic Coastal Ecosystems Rates*
- SAA :** *Satellite Active Archive*
- SPOT :** *Satellite Pour l'Observation de la Terre*
- TOA :** *Top Of Atmosphere (en français au sommet de l'atmosphère)*
- UTC :** *Universal Time Coordinated*
- WMO :** *World Meteorological Organisation*

