



HAL
open science

Etude des caractéristiques de surface de la neige par télédétection visible et infrarouge

Barbara Bourdelles

► **To cite this version:**

Barbara Bourdelles. Etude des caractéristiques de surface de la neige par télédétection visible et infrarouge. Glaciologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 1994. Français. NNT: . tel-00759878

HAL Id: tel-00759878

<https://theses.hal.science/tel-00759878>

Submitted on 3 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 94/GRE1/0020
double

TS 94 / GREI / 0020
DOUBLE
RS
S88

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

B.U.S. GRENOBLE
D
052 0642762

LABORATOIRE DE GLACIOLOGIE ET GÉOPHYSIQUE DE L'ENVIRONNEMENT

Associé à l'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I



ETUDE DES CARACTERISTIQUES DE SURFACE DE LA NEIGE PAR TELEDETECTION VISIBLE ET INFRAROUGE

Barbara BOURDELLES

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I
(Arrêtés Ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)
Spécialité : Mécanique

Soutenue le 8 Février 1994 devant la commission d'examen composée de :

- | | |
|-------------|-------------------------|
| Mme Lenoble | Président et Rapporteur |
| M. Pinty | Rapporteur |
| M. Sergent | Examineur |
| M. Jouzel | Examineur |
| M. Benoist | Directeur de thèse |
| M. Fily | Directeur de thèse |

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
Tel. (33) 76 82 42 00 - Fax. (33) 76 82 42 01 - Telex 38 90 00 S52 505-LGGE
54, Rue Molière, BP 96 - 38402 Saint Martin d'Hères Cedex France



CS
RS

**LABORATOIRE
DE GLACIOLOGIE
ET GÉOPHYSIQUE
DE L'ENVIRONNEMENT**

Associé à l'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER - GRENOBLE I



**ETUDE DES CARACTERISTIQUES DE SURFACE DE LA NEIGE
PAR TELEDETECTION VISIBLE ET INFRAROUGE**

Barbara BOURDELLES

Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I
(Arrêtés Ministériels du 5 Juillet 1984 et du 30 Mars 1992)
Spécialité : Mécanique

Soutenue le 8 Février 1994 devant la commission d'examen composée de :

Mme Lenoble	Président et Rapporteur
M. Pinty	Rapporteur
M. Sergent	Examineur
M. Jouzel	Examineur
M. Benoist	Directeur de thèse
M. Fily	Directeur de thèse

Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
Tel. (33) 76 82 42 00 - Fax. (33) 76 82 42 01 - Telex 38 90 00 S52 505-LGGE
54, Rue Molière. BP 96 - 38402 Saint Martin d'Hères Cedex France



A Renaud, Guillaume et Moïra.

" La vérité est comme une couverture
qui vous laisse les pieds froids.
On a beau tirer dans tous les sens,
il n'y en a jamais assez."

Le Cercle des Poètes Disparus.

Préambule

Arrivée au terme de trois ans de thèse, et de quatre mois de rédaction, me voilà confrontée au syndrome de la page vide ! Comment rédiger des remerciements assez chaleureux pour être sincères, sans être trop personnels pour être lus par tous ? L'exercice n'est pas aisé, mais j'espère y parvenir.

Tout d'abord, merci Mme Lenoble d'avoir spontanément accepté d'être à la fois président du jury et rapporteur. Je souhaite que vos analyses soient critiques car je les crois très pertinentes et constructives.

Merci M. Pinty d'être le rapporteur de ce manuscrit, car ce n'est pas un travail très amusant et vous aussi avez accepté spontanément de le faire.

Merci Jean d'avoir accepté en dernière minute et avec le sourire d'être examinateur dans ce jury ...!

Merci Claude d'être membre du jury, car tu es le mieux placé pour juger ce travail par ta connaissance de la vraie neige et de sa réponse optique. Merci aussi de ton amitié et pour nos longues conversations, à Grenoble comme dans les Grandes Rousses et de l'autre côté de l'Atlantique.

Merci Jean-Pierre de prendre sur ton précieux temps pour lire le manuscrit de cette nième thèse dont tu as accepté d'être le directeur officiel, et pas seulement officiel par tes conseils et ton esprit critique : je sais que ta lecture n'est jamais indifférente et qu'elle apporte toujours son poids de réflexion.

Merci Michel d'avoir encadré ce travail et d'avoir proposé un thème de physique à la matheuse que j'étais. Tu as eu la patience d'attendre que je me forme à un domaine qui m'était inconnu, et ensuite tu as accepté que je dévie du chemin que tu avais prévu.

Merci Isabelle pour ton amitié et nos discussions scientifiques qui m'ont apporté beaucoup. Bon courage pour la suite de ta thèse, et garde ton esprit critique quoi qu'il arrive !!

Merci Jean-Pierre pour ton amitié, et pour toutes les torsions, détorsions et extractions d'images pendant ces trois ans !!

Merci à tous ceux que je ne peux citer nommément, car ils sont trop nombreux, mais que j'aime bien et qui ont été présents à un moment ou à un autre, notamment tous ceux qui sont venus sur le terrain "cueillir" de la neige.

Merci Jean-Louis et Zoé : sans vous rien ne serait, surtout moi ! Une famille est un soutien moral irremplaçable quand les études durent, durent (Dur, dur ?!).

Merci Renaud d'avoir été un collègue de bureau attentif et coriace. Nos longues discussions scientifiques ont mis beaucoup d'ordre dans mon esprit.

Merci Renaud, toi qui es à mes côtés chaque jour dans la vie : c'est une lapalissade de dire que rien ne serait pareil si tu n'étais pas là !

Enfin, mais pas en fin, merci Guillaume et Moïra, petits bouts de nous qui éclairez ma vie.

RESUME

La télédétection satellitaire est un outil privilégié pour estimer les caractéristiques des calottes polaires, régions difficiles d'accès de notre planète. Dans le spectre visible et proche infrarouge, les informations reçues proviennent des premiers centimètres du manteau neigeux. Or, la modélisation des propriétés optiques de la neige dans ces gammes d'ondes montre que la réflectance de la neige dépend de la taille de ses grains. Le sujet de cette thèse est d'étudier les relations entre les données de télédétection et la réflectance théorique de la neige pour calculer la taille des grains de la couche de surface d'un manteau neigeux. Une méthode de détermination de la taille des grains est proposée et on effectue une étude de sensibilité aux paramètres intervenant dans le processus : atmosphère, étalonnage, topographie. Deux modèles théoriques sont étudiés et utilisés, sur l'Antarctique et sur les Alpes. De simples rapports de réflectances mesurées dans des canaux différents donnent par ailleurs des résultats prometteurs, et permettront peut-être un suivi opérationnel du manteau neigeux. Enfin, une collaboration avec le Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance a donné lieu à une étude des propriétés optiques de la neige polluée par des composants atmosphériques.

ABSTRACT

Remote-sensing is an adequate tool for monitoring polar ice-sheets. In visible and infrared spectral ranges, the informations are coming from the upper top of the snow mantle. Following the snow optical properties modeling, its reflectance depends on its grains sizes. The aim of this thesis is to study the relationship between remote-sensing data and theoretical snow reflectances in order to calculate the snow grains size of the snow mantle surface layer.

A snow grain size determination method is proposed and a sensitivity study is done to quantify the effects of various parameters : atmosphere, calibration, topography. Two theoretical models are studied and used in Antarctica and in the Alps. Simple ratios of reflectance in differents channels give promising results, and will perhaps allow an operational monitoring of the snow mantle. Moreover, in collaboration with the Centre d'Etudes de la Neige (MétéoFrance) a study of the optical properties of the snow polluted by atmospheric particules was done.

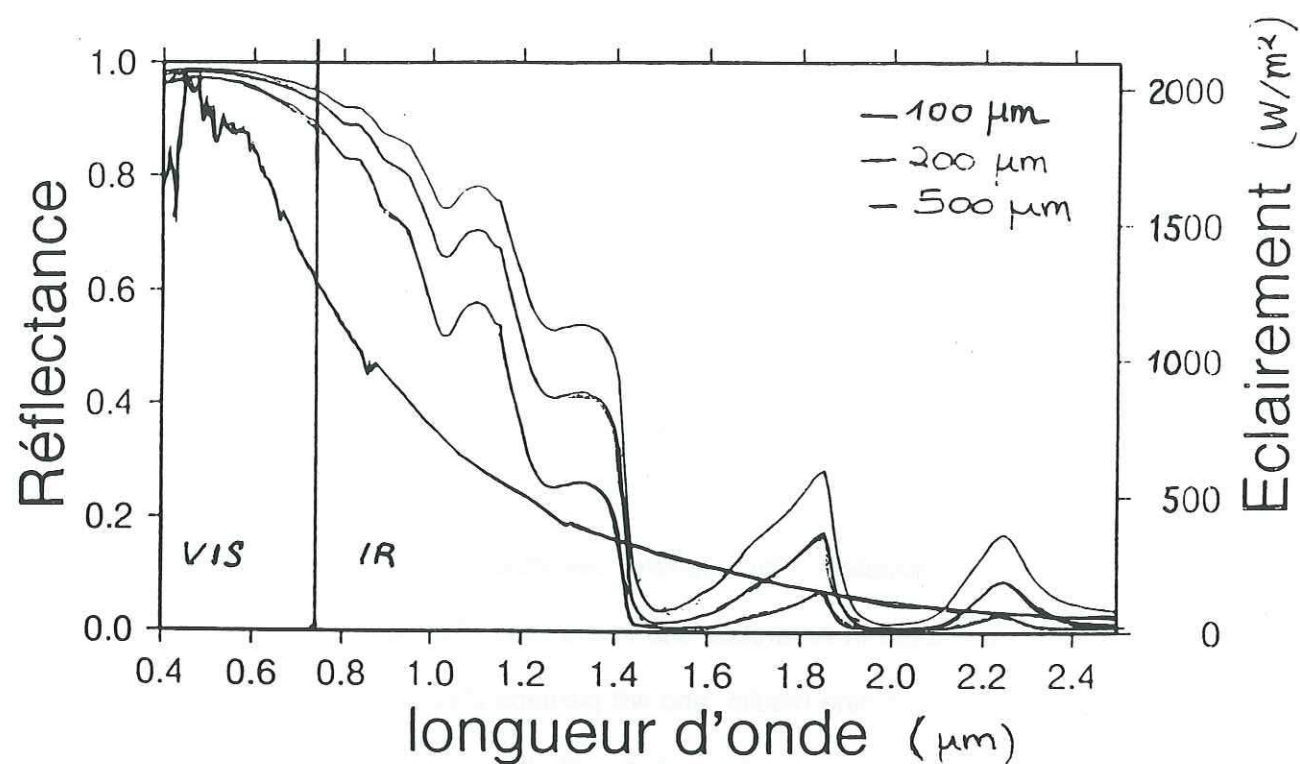


Figure 1 : Réflectance de la neige dans le visible et le proche infrarouge, pour plusieurs tailles de grains et éclairement solaire dans ces mêmes longueurs d'ondes.

ALBEDO	Soleil à 35°	Soleil à 60°
100 μm	0.86	0.94
200 μm	0.76	0.83
500 μm	0.65	0.71

Tableau 2 : Calcul de l'albédo pour deux angles d'incidence solaire, et pour trois tailles de grains.

INTRODUCTION

La télédétection satellitaire est un outil prometteur et en pleine expansion. Lorsqu'en plus on s'intéresse à des régions lointaines, immenses et au climat rude comme c'est le cas pour l'Antarctique, elle devient un outil privilégié. On peut espérer s'en servir pour estimer les caractéristiques de surface de la calotte polaire. En particulier, dans les domaines spectraux visible et proche infrarouge, on reçoit des informations provenant des premiers centimètres du manteau neigeux. Celles-ci concernent la taille des grains de la neige, la pollution et la topographie du manteau. Par ailleurs, la modélisation théorique des propriétés optiques de la neige dans ces gammes d'ondes montre que sa réflectance dépend de la taille des grains qui la composent (figure 1). Or, l'albédo de la neige (intégrale de la réflectance sur le spectre solaire) est un paramètre climatique capital : il intervient, au niveau global dans le bilan radiatif des modèles de circulation générale, et plus localement dans les modèles de métamorphisme de la neige servant à la prévision des avalanches. Le tableau 2 montre la variation de l'albédo avec la taille des grains pour deux cas d'ensoleillement (Alpes et Antarctique). On est loin de la valeur de 1 que l'on cite couramment pour l'albédo de la neige. Un autre intérêt de la connaissance de la surface du manteau neigeux est de disposer d'une condition initiale pour les modèles de métamorphisme expliquant la structure du névé : cette dernière a des implications importantes en mécanique et dans la compréhension des phénomènes de transfert air-neige. Enfin, on peut espérer mieux comprendre les processus d'accumulation de la neige au travers des caractéristiques du manteau neigeux.

Le sujet de cette thèse est donc d'étudier les relations entre la réflectance mesurée (par télédétection ou en laboratoire) et la réflectance modélisée de la neige pour calculer la taille des grains de la couche de surface d'un manteau neigeux. Deux modèles théoriques, Wiscombe et Warren (1980) et Stamnes et al. (1988) ont été étudiés et utilisés sur l'Antarctique et sur les Alpes. Les données satellitaires ont été essentiellement celles du capteur Thematic Mapper du satellite Landsat 5, car elles sont bien adaptées à notre problème.

La détermination de la taille des grains de la neige par la comparaison de données satellitaires et de résultats de modèles nécessite de faire intervenir l'étalonnage des capteurs, le transfert atmosphérique et la topographie locale du lieu d'étude. Une étude de sensibilité à ces trois paramètres a donc été développée afin d'estimer la fiabilité des résultats. Elle a permis en outre de mieux cerner les exigences nécessaires en termes de canaux spectraux, de topographie, de localisation et de connaissance de l'atmosphère.

Par ailleurs, une collaboration avec le Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance a donné lieu à une étude de la neige polluée par des composants atmosphériques. On a ainsi affiné la signification de l'expression "taille des grains" et mis en évidence la mauvaise connaissance des caractéristiques physiques de la pollution.

CHAPITRE I

LES OUTILS DONT ON DISPOSE ET LES METHODES DE TRAVAIL

LES OUTILS DONT ON DISPOSE ET
LES METHODES DE TRAVAIL.

A. Rappels de télédétection :

1) Notions de radiométrie :

* La luminance spectrale $L(\theta, \varphi)$ d'un élément de surface est la puissance par unité d'angle solide et par unité de surface apparente, émise dans la direction repérée par les angles θ et φ , à une longueur d'onde λ . Son unité est le $W.m^{-2}.sr^{-1}.\mu m^{-1}$. Si la luminance ne dépend pas des angles d'observation θ et φ , on dit que la surface est lambertienne. Dans le cas d'une mesure par satellite, la luminance reçue par le capteur proviendra d'une surface déterminée par l'ouverture du capteur. Cette dernière détermine la résolution spatiale qui s'exprime par la taille d'une tache élémentaire de mesure ou pixel. Une image satellitaire est la réunion de nombreux pixels (en anglais picture element).

* L'émittance M d'une source étendue est la puissance émise dans un hémisphère par unité de surface de la source. L'unité est le $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$. On a :

$$M = \int_{hemisphere} L(\theta, \varphi) \cos \theta d\Omega \quad (1)$$

Si la surface est lambertienne, $L(\theta, \varphi) = L$ et l'on a $M = \pi L$.

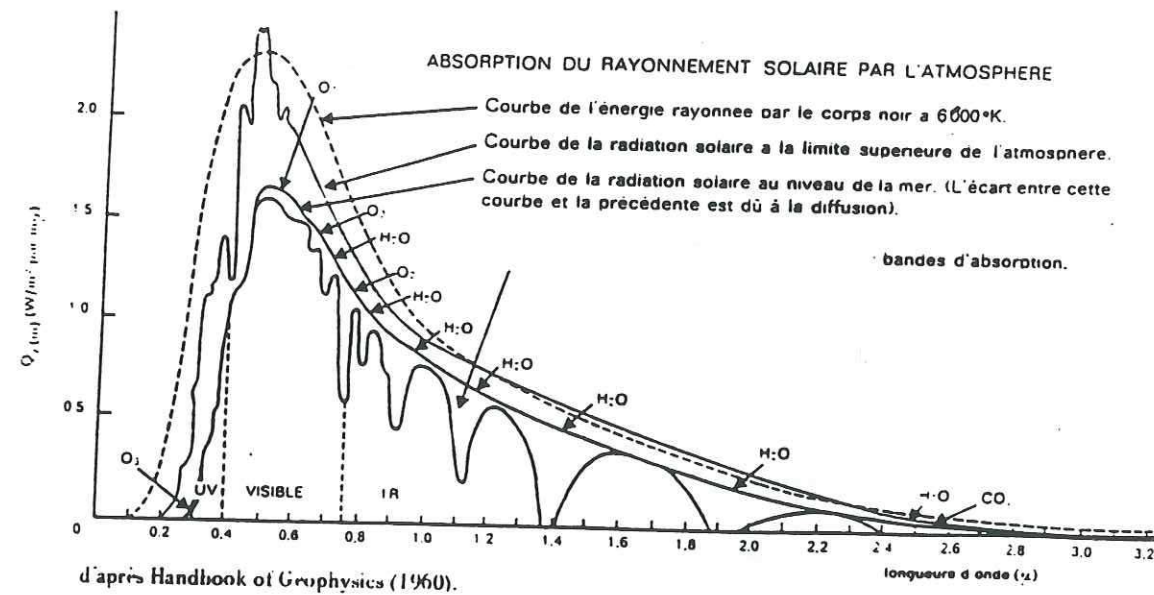


Figure 3 : Energie solaire reçue en haut de l'atmosphère et au niveau du sol.

* L'éclairement est la puissance reçue par unité de surface du sol. Son unité est le $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$.

* La luminance d'un corps noir à la température T en degrés Kelvin et à la longueur d'onde λ obéit à la loi de Planck :

$$L_0 = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \exp\left(\frac{hc}{\lambda kT} - 1\right)} \quad \text{avec} \quad (2)$$

$\lambda =$ longueur d'onde
 $c =$ vitesse de la lumière
 $h = 6.626076.10^{-34} Js$
 $k = 1.38 \cdot 10^{-23} J.K^{-1} = 8.6 \cdot 10^{-5} eV.K^{-1}$

Le maximum de luminance est émis pour la longueur d'onde λ_m définie par :

$$\lambda_m = \frac{2897}{T} \quad (3)$$

où λ est en microns
 et T est en degrés Kelvin

Ainsi, pour le soleil, dont la température est de l'ordre de 5800K, on obtient un maximum de luminance pour la longueur d'onde $\lambda_m = 0.5\mu m$ (jaune) et pour la Terre, de température $T = 300K$, le maximum est atteint vers $10\mu m$.

Dans ce travail, on s'intéresse au visible et au proche infrarouge (0.4 à $3\mu m$). La neige ayant des températures proches de celle de la Terre, on n'est pas concerné par son émission propre. Le seul phénomène étudié sera donc la réflexion par la surface enneigée de l'émission solaire (figure 3).

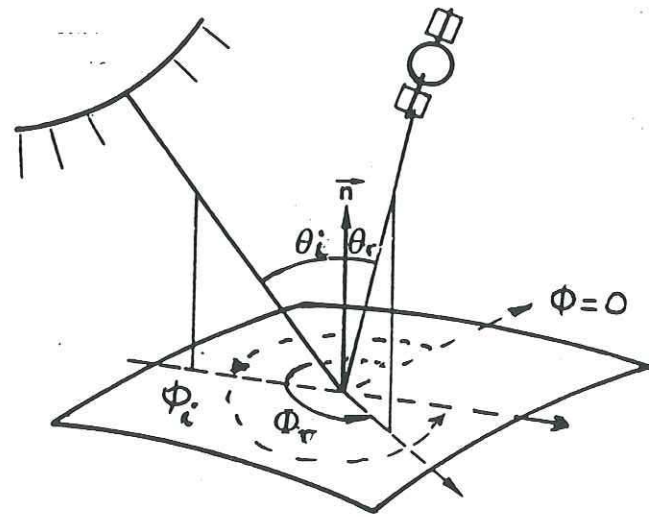


Figure 4 : Directions d'incidence (θ_i, ϕ_i) et de réflexion (θ_r, ϕ_r)

* La réflectance d'un corps est le rapport entre la puissance qu'il renvoie et la puissance qu'il reçoit. Il y a plusieurs réflectances :

* La réflectance bidirectionnelle est le rapport entre la puissance réémise dans la direction (θ_r, ϕ_r) par rapport à la puissance reçue dans la direction (θ_i, ϕ_i) (figure 4). Elle s'exprime en stéradian⁻¹.

$$\rho_b(\theta_i, \phi_i, \theta_r, \phi_r) = \frac{L(\theta_r, \phi_r)}{E(\theta_i, \phi_i) \cos \theta_i} \quad (4)$$

Certains auteurs préfèrent manier un nombre sans unités, c'est pourquoi on trouve aussi une définition de la réflectance bidirectionnelle qui diffère d'un facteur π par rapport à celle ci-dessus.

* La réflectance directionnelle est la puissance réémise dans un hémisphère par rapport à la puissance reçue dans la direction (θ_i, ϕ_i) . C'est donc l'émittance sur l'éclairement :

$$\rho = \frac{M}{E(\theta_i, \phi_i) \cos \theta_i} \quad (5)$$

et dans le cas d'un corps lambertien, on a :

$$\rho = \frac{L \pi}{E \cos \theta_i} \quad (6)$$

Cette grandeur n'a pas d'unité.

2) Traitement des données :

Lorsqu'on étudie des données de télédétection, il faut savoir que le signal enregistré par le capteur dépend de nombreux facteurs. Ceux-ci sont résumés sur la figure 5. Ils sont liés :

- à la présence de l'atmosphère, qui joue doublement en absorbant de l'énergie mais aussi en émettant,
- et à la fonction d'appareil du capteur lui-même.

Il y a plusieurs façons de traiter des données de télédétection (figure 6):

- soit on modélise tout le processus physique (réflectance de la neige, transfert atmosphérique, intégration selon la fonction d'appareil) pour obtenir un signal théorique comparable au signal mesuré par le capteur,
- soit on effectue des traitements sur l'image, comme des rapports de canaux, ou autres opérations algébriques plus ou moins complexes, et on effectue un lien empirique entre les résultats de ces traitements et des données de terrain.

Les deux façons de faire se complètent, et pour des buts opérationnels, il est utile d'avoir des moyens simples et rapides d'obtenir les résultats recherchés. Dans cette thèse, on a beaucoup travaillé sur la première façon d'aborder le problème, mais le deuxième point n'a pas été omis, et il en sera question plus loin, essentiellement en ce qui concerne les Alpes.

Référence bibliographique pour cette partie : Becker (1979)

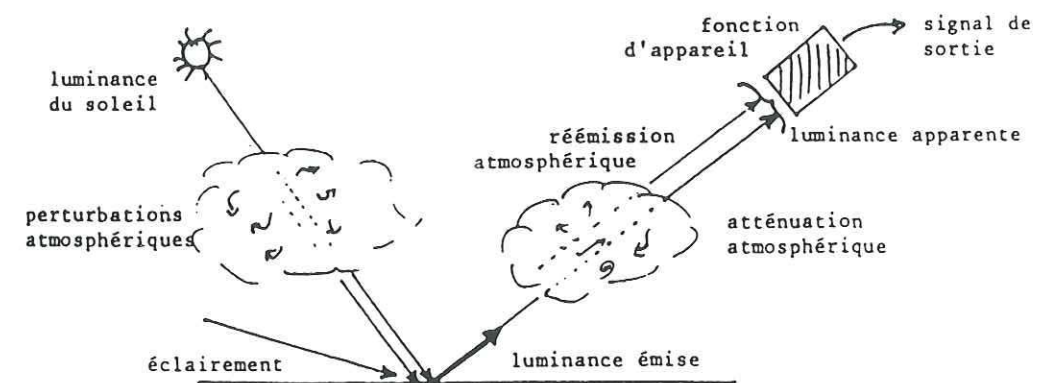


Figure 5 : Facteurs intervenant dans la mesure satellitaire (d'après Becker, 1979).

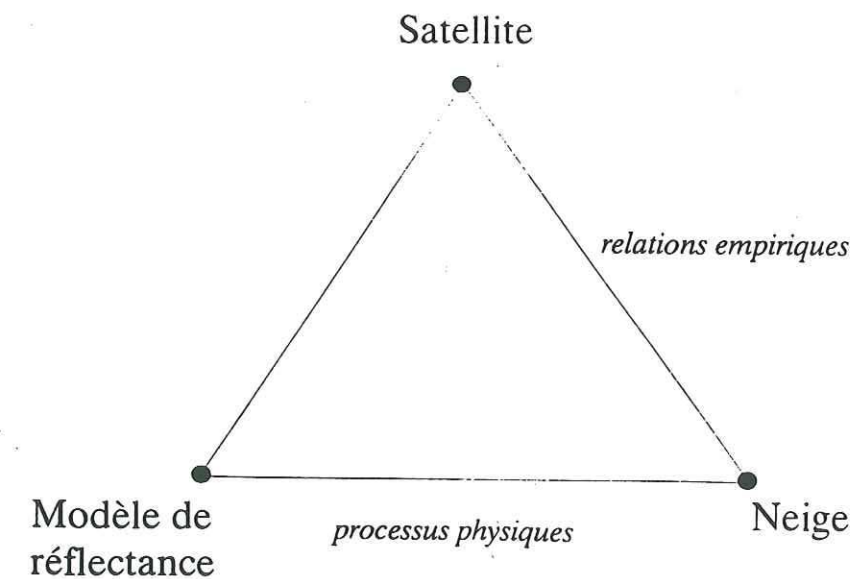


Figure 6 : Relations possibles entre les mesures satellitaires, la modélisation et la réalité.

Bandes spectrales		
canal	domaine de longueur d'onde	sensibilité radiométrique
1	de 0,45 à 0,52 μm	0,8%
2	de 0,52 à 0,60 μm	0,5%
3	de 0,63 à 0,69 μm	0,5%
4	de 0,76 à 0,90 μm	0,5%
5	de 1,55 à 1,75 μm	1,0%
6	de 10,40 à 12,50 μm	0,5 K
7	de 2,08 à 2,35 μm	2,4%

- Champ instantané angulaire : - canaux 1 à 4 : 0,0425 mrad
- canaux 5 et 7 : 0,0438 mrad
- canal 6 : 0,170 mrad

- Champ instantané au sol, au nadir : - canaux 1 à 4 : 29,8 m
- canaux 5 et 7 : 30,7 m
- canal 6 : 120 m

- Angle de balayage au sol : 14,8°

- Fréquence des oscillations : 6,999 Hz

- Champ total d'observation au sol : 185 km

- Dimensions de la tache échantillon : canaux 1 à 5 et 7 : 30 m x 30 m
canal 6 : 120 m x 120 m

- Détecteurs : - canaux 1 à 5 et 7 : 16 par bande spectrale
- canal 6 : 4 détecteurs thermiques

	LANDSAT 4	LANDSAT 5
- Altitude moyenne	687 km	690 km
- Altitude de l'apogée :	696 km	698 km
- Altitude du périogée :	678 km	683 km
- Inclinaison	98,2°	98,2°
- Période	98,9 min	98,9 min
- Espacement à l'équateur entre deux traces consécutives	2752 km	2752 km
- Heure de passage au nœud descendant	09 h 37	09 h 37

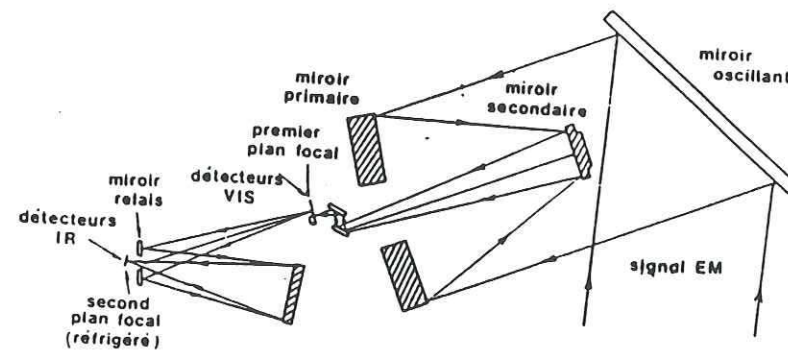


Tableau 7 : Caractéristiques orbitales du satellite Landsat, caractéristiques et dispositif optique du capteur Thematic Mapper (Cassanet, 1988).

B. Présentation des satellites et des données :

Ce travail s'intéresse aux phénomènes de réflexion de l'énergie solaire entre 0.4 et 3 μm . Pour cela, nous avons utilisé les données de trois satellites opérationnels Landsat, SPOT, et NOAA.

1) Le satellite LANDSAT 5 :

Ce satellite est le 5ème de la série des LANDSAT, lancés par EOSAT, compagnie américaine. Il a une altitude moyenne de 690 km, une inclinaison de 98,2° par rapport à l'équateur et effectue une révolution en 98,9 minutes. La distance à l'équateur entre deux traces consécutives est d'environ 1750 km, mais au niveau de l'Antarctique, du fait de la proximité du Pôle, les différentes orbites se rapprochent selon les latitudes croissantes. Concernant nos latitudes, LANDSAT-5 passe environ vers 10 heures (heure locale) le matin. Il survole toujours un lieu donné à la même heure, on dit qu'il est héliosynchrone. Du fait de la rotation terrestre, la coïncidence entre deux traces s'effectue toutes les 233 révolutions, c'est à dire une fois tous les 16 jours. Ce satellite est équipé de plusieurs appareils de mesures et de positionnement. Nous avons utilisé les données du capteur Thematic Mapper (TM).

Le capteur TM effectue des mesures dans 7 canaux, dont 3 dans le visible, 3 dans le proche infrarouge, et un canal thermique (TM6). Le tableau 7 résume les longueurs d'ondes des 7 canaux. La résolution au sol est de 30 mètres, excepté pour le canal thermique où elle est de 120 m. La taille d'une image LANDSAT est d'environ 180 km de côté, ce qui représente 36 millions de pixels (tache élémentaire au sol).

2) Le satellite SPOT :

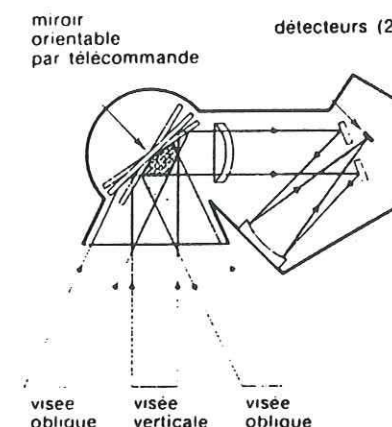
La série des satellites français SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) a débuté par le lancement de SPOT-1 en 1986. SPOT-2 et SPOT-3 sont identiques à SPOT-1, et le lancement le plus récent (SPOT-3) a eu lieu en septembre 1993. Les caractéristiques orbitales de ces satellites sont très proches de celles de LANDSAT. Le cycle orbital est plus long : 26 jours au lieu de 16. Mais SPOT a la particularité de pouvoir effectuer des mesures en visée oblique, permettant d'une part de raccourcir la durée entre deux images d'un même lieu à 1, 4 ou 5 jours, et d'autre part d'obtenir des couples d'images stéréoscopiques pour faire de la topographie.

SPOT est équipé d'un capteur appelé HRV qui peut fonctionner soit en mode multispectral (2 canaux visibles et 1 proche infrarouge) soit en mode panchromatique (un seul canal couvrant le domaine visible, ce qui revient pratiquement à de la photographie en noir et blanc). Contrairement à la plupart des capteurs de télédétection, qui forment les images grâce à la rotation d'un miroir, le capteur HRV est composé de barrettes de détecteurs de type CCD (6000 au total). Ainsi, une ligne de l'image transversale à la trace du satellite est acquise au même instant, et l'image est formée grâce au mouvement du satellite. La résolution spatiale de SPOT est de 20 mètres en mode multispectral et de 10 mètres en mode panchromatique. L'image entière fait 60 km de côté, soit 3000 ou 6000 pixels par ligne selon le mode d'acquisition. Les caractéristiques de SPOT sont résumées dans le tableau 8.

3) Les satellites NOAA :

La série des satellites NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) a débuté il y a une vingtaine d'années et comprend une douzaine de satellites. Leurs caractéristiques

	mode panchromatique	mode multibande
- Domaines de longueur d'onde	de 0,51 à 0,73 μm	de 0,50 à 0,59 μm de 0,61 à 0,68 μm de 0,79 à 0,89 μm
- Champ angulaire total	4,13°	4,13°
- Champ total d'observation au sol	60 km	60 km
- Nombre de pixels par ligne	6000	3000
- Dimensions de la tache élémentaire	10 m \times 10 m	20 m \times 20 m



- Altitude nominale : 822 km
- Altitude au périégée : 818 km
- Altitude à l'apogée : 833 km
- Inclinaison : 98,8°
- Période : 101 min
- Espacement à l'équateur entre 2 traces consécutives : 2818 km
- Heure de passage au nœud descendant : 10 h 30

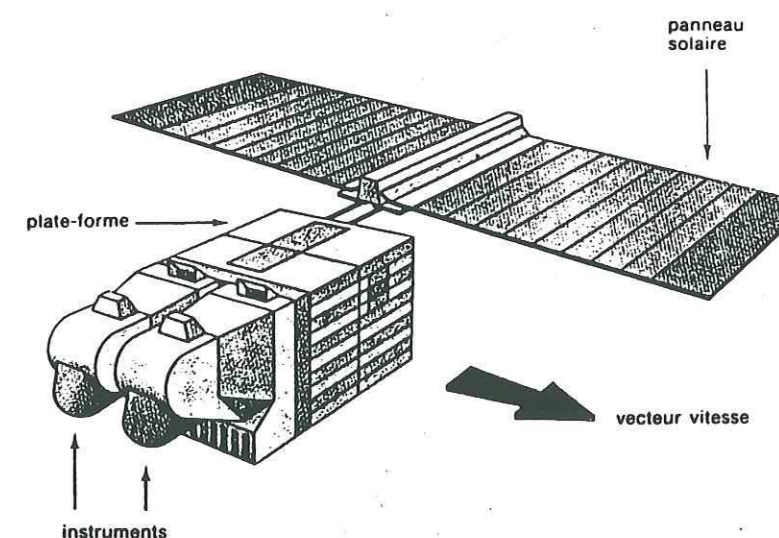


Tableau 8 : Caractéristiques orbitales du satellite SPOT, caractéristiques et dispositif optique du capteur HRV (Cassanet, 1988).

- Bandes spectrales (en micromètres)	TIROS N		NOAA 6	NOAA 7, 9, 10	
	canal 1	0,55-0,90	0,58-0,68		
	canal 2	0,725-1,10			
	canal 3	3,55-3,93			
	canal 4	10,5-11,5			10,5-11,3
	canal 5	répétition du canal 4		11,5-12,5	

- Champ instantané angulaire : 1,3 mrad
 - Champ instantané au sol, au nadir : 1,1 km
 - Angle de balayage au sol : 112°
 - Résolution spatiale au nadir : 1 km
 - Champ utile d'observation : 2700 km
 - Résolution radiométrique : 0,12 K à 300 K

	TIROS N	NOAA 6	NOAA 7	NOAA 8	NOAA 9
- Altitude moyenne	856 km	815 km	852 km	815 km	851 km
- Altitude de l'apogée	864 km	824 km	861 km	829 km	862 km
- Altitude du périégée	849 km	807 km	843 km	806 km	841 km
- Inclinaison :	98,9°	98,8°	98,8°	98,9°	98,9°
- Période :	102,1 min	102,2 min	101,9 min	102 min	102 min
- Espacement à l'é- quateur entre deux traces consécutives	2760 km	2756 km	2756 km	2760 km	2756 km
- Heure de passage au nœud descendant	03 h 00	07 h 30	02 h 30	07 h 30	02 h 30

	NOAA 10
- Altitude moyenne	817 km
- Altitude de l'apogée	826 km
- Altitude du périégée	808 km
- Inclinaison :	98,7°
- Période :	101,2 min
- Espacement à l'é- quateur entre deux traces consécutives	2756 km
- Heure de passage au nœud descendant	07 h 30

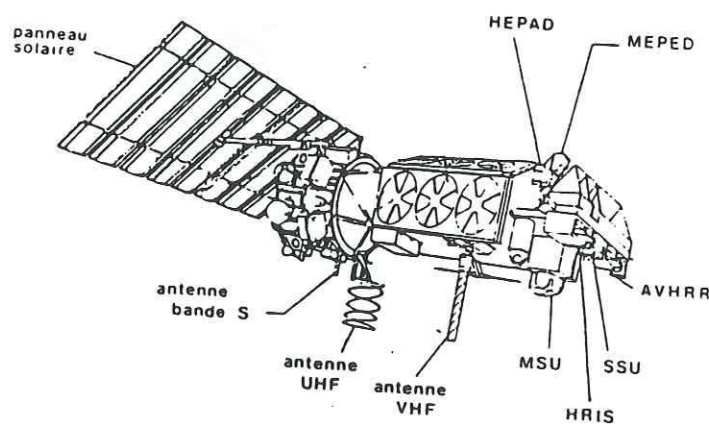


Tableau 9 : Caractéristiques orbitales des satellites NOAA, caractéristiques optiques du capteur AVHRR (Cassanet, 1988).

orbitales sont semblables à celles de LANDSAT. La génération des satellites NOAA-6 à 12 est équipée d'un radiomètre à haute résolution AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), qui a 4 ou 5 canaux selon les versions, allant du visible à l'infrarouge thermique. Sa résolution est de l'ordre d'un kilomètre, mais il couvre de très vastes surfaces, puisque sa fauchée de mesure est de près de 3000 km. L'échelle d'observation est donc bien plus grande que celle des images SPOT et LANDSAT qui couvrent d'assez petites surfaces (60 à 180 km de large). Dans le cas d'un immense territoire comme l'Antarctique, l'AVHRR est un instrument dont on peut espérer beaucoup. Sa fauchée d'observation le rend comparable aux données des radiomètres micro-ondes, mais sa résolution au sol est très supérieure (1 km contre 12,5 à 150 km pour les radiomètres micro-ondes). On trouvera dans le tableau 9 un résumé des caractéristiques de ce radiomètre et des satellites NOAA-6 à 10.

4) Les données et l'étalonnage :

Les données sont reçues sur bandes magnétiques, et depuis peu sur CDROM. A chaque pixel correspond un nombre pour chaque canal. Pour LANDSAT et SPOT le codage en caractères utilisé limite ce nombre à un octet, c'est à dire à l'intervalle [0; 255]. Pour AVHRR, le codage est effectué sur 10 bits, permettant un intervalle de [0; 1023].

Ce nombre est appelé un niveau de gris ou compte numérique (Nc). Il correspond à la quantité d'énergie qui a été reçue par le capteur dans l'intervalle de longueurs d'ondes considéré. Pour retrouver la valeur de cette énergie ou luminance L_{nat} , on a besoin des coefficients d'étalonnage ayant permis le codage.

Pour LANDSAT, la relation est de la forme : $L_{nat} = a_{0k} + a_{1k}Nc$ où a_{0k} et a_{1k} sont les coefficients d'étalonnage du capteur pour le canal k.

Pour SPOT, on a : $L_{sat} = N_c / A_k G_{mk}$ avec A_k est un coefficient d'étalonnage, $G_{mk} = 1.3^{m-3}$ où k est le numéro du canal et m est un entier correspondant au gain de l'appareil. En effet, SPOT a trois gains d'acquisition possibles : faible, standard et fort.

Pour AVHRR, la procédure à suivre diffère selon les canaux. Pour les canaux 1 et 2, du visible et proche infrarouge, le codage correspond directement à une réflectance, ou plus exactement à un pourcentage de réflexion par rapport à une série d'étalons. La relation entre le compte numérique et cette réflectance est :

$B_k = S_k N_c + I_k$ où S_k et I_k sont les coefficients d'étalonnage et k est le numéro du canal (1 ou 2). Dans le cas des canaux thermiques, l'énergie E mesurée par le capteur est une fonction linéaire des comptes numériques de la forme :

$E_k = S_k N_c + I_k$ où S_k et I_k sont les coefficients d'étalonnage et k est le numéro de canal. On retrouve la température du pixel observé en inversant la loi de Planck et en tenant compte de son émissivité.

Les coefficients d'étalonnage sont fournis avec les données. Lors de la sortie de l'atmosphère et avec le vieillissement des appareils, il se produit une dérive des instruments. Les coefficients varient donc au cours du temps. On verra plus loin les erreurs et problèmes que cela peut engendrer.

Concernant le domaine spectral visible et proche infrarouge, on travaille généralement en réflectance plutôt qu'en luminance. En effet, la réflectance ne dépend que de la surface étudiée, tandis que la luminance dépend aussi de l'éclairement incident.

Les mesures satellitaires étant effectuées hors de l'atmosphère, elles correspondent au signal venant à la fois du sol et de l'atmosphère. Ainsi, on détermine la réflectance apparente du système sol-atmosphère, supposé lambertien, par :

$$\rho_{app} = \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \cos \theta_i D} \tag{7}$$

où L_{sat} est la luminance mesurée par le capteur, E_0 est l'éclairement solaire exoatmosphérique dans le canal considéré, θ_i est l'angle local d'incidence du rayonnement et D est un facteur de distance entre la Terre et le Soleil - précisément l'inverse du carré de la distance Terre-Soleil en unités astronomiques pour le jour d'observation. Cette dernière variable est de l'ordre de 1, puisqu'une unité astronomique est égale à la distance moyenne Terre-Soleil. Avec les mêmes notations, la réflectance bidirectionnelle apparente est :

$$\rho_{app}^b = \frac{L_{sat}}{E_0 \cos \theta_i D} \tag{8}$$

Il est donc nécessaire de connaître l'angle local d'incidence de rayonnement θ_i , et par conséquent la topographie du lieu. Si l'on suppose que le sol est plat, on utilise pour toute l'image l'angle solaire zénithal θ_s à la place de θ_i .

Par ailleurs, pour comparer les mesures des satellites à des résultats de modèles théoriques de réflectance de la neige, il faut tenir compte de la présence atmosphérique. Ce sera l'objet de la partie D du chapitre I.

Ces deux paramètres, l'angle local d'incidence du rayonnement et le transfert atmosphérique, sont très importants : on y reviendra plus longuement dans le chapitre III sur les applications en Antarctique et dans les Alpes.

Référence bibliographique pour cette partie : Cassanet (1988)

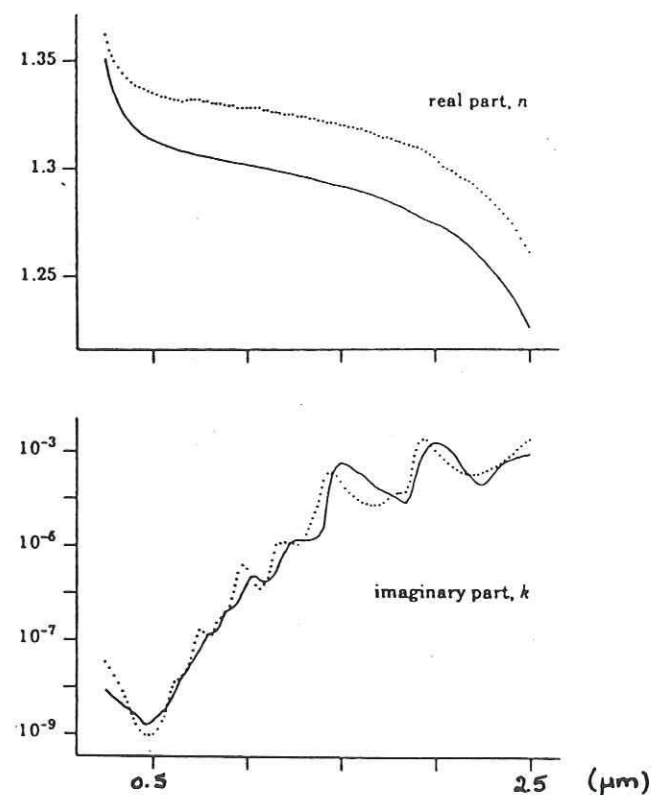


Figure 10 : Comparaison des indices de réfraction respectifs de l'eau et de la neige dans le visible et proche infrarouge.

C. Les modèles de réflectance de la neige :

Introduction :

La neige est un milieu inhomogène, formée d'un mélange de particules de glace de tailles et de formes diverses, d'air et sous certaines conditions de température, elle contient de l'eau en phase liquide. Les particules de glace absorbent et diffusent la lumière. Les deux modèles que l'on présentera dans cette partie sont basées sur la même philosophie : la neige est considérée comme un milieu diffusant et absorbant, et ces particules (ou grains) sont dans le vide. On ne tient compte ni de la présence de l'air, ni le cas échéant de l'eau liquide, car les indices de réfraction de l'eau et la glace sont proches (figure 10).

Il existe deux grands types de modèles : d'une part les modèles d'"albédo" qui fournissent des flux radiatifs et énergétiques et sont essentiellement construits dans le but de disposer d'une réflectance intégrée dans tout l'espace pour des applications climatiques ou météorologiques. C'est ici le cas du modèle de Wiscombe et Warren (1980). D'autre part, les modèles de réflectance bidirectionnelle, par exemple Stamnes et al. (1988), indispensables dans les cas d'utilisation de données de télédétection, qui sont par définition des mesures bidirectionnelles - système soleil-sol-satellite. Dans cette thèse, on a utilisé les deux types de modèles, malgré leurs limitations intrinsèques, car on n'a disposé du modèle bidirectionnel de Stamnes et al. qu'assez tardivement dans le travail. Mais il est clair que ce dernier (ou tout autre modèle bidirectionnel) est le seul type de modèle réellement adapté aux études de télédétection qui nous préoccupent.

Les deux modèles de réflectance de la neige étudiés ici, Wiscombe et Warren (1980) et Stamnes et al. (1988), résolvent l'équation de transfert radiatif décrivant le transfert d'une radiation monochromatique à travers un milieu absorbant et diffusant.

Les méthodes numériques et les approximations utilisées par chacun d'eux sont différentes, mais leurs paramètres d'entrée sont les caractéristiques de diffusion du milieu étudié. C'est pourquoi on présentera d'abord les notions de diffusion nécessaires à la compréhension de la suite et permettant d'expliquer certains choix, avant d'aborder la description proprement dite des deux modèles.

1) La diffusion :

La diffusion d'une onde électromagnétique par un matériau est généralement traitée en deux parties séparées :

- La diffusion simple, qui s'intéresse à un élément de volume
- La diffusion multiple, qui traite globalement une couche.

a. La diffusion simple :

Soit i_1 , la direction d'incidence d'un rayon lumineux sur un élément de volume dV .

Une partie de la lumière est diffusée par l'élément de volume dans la direction i_2 , faisant un angle θ_p avec i_1 , dit angle de phase. Si l'on étudie la distribution angulaire de la lumière diffusée par rapport à la direction incidente, on obtient une fonction, dite fonction de phase $P(\theta_p)$. Celle-ci représente la probabilité pour qu'un photon incident soit diffusé dans une direction donnée, repérée par l'angle de phase. Puisque $P(\theta_p)$ est une densité de probabilité, elle vérifie :

$$\frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\theta_p) d\Omega = 1 \tag{9}$$

La forme de la fonction de phase peut être caractérisée de manière simplifiée par un nombre unique, le coefficient d'anisotropie g , défini par :

$$g = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\theta_p) \cos\theta_p d\Omega \tag{10}$$

Ce coefficient varie de -1 (totale rétrodiffusion) à +1 (diffusion vers l'avant). Il vaut 0 dans le cas d'une diffusion isotrope. Dans le cas d'une sphère de glace, g varie de 0.88 à 1. La glace diffuse donc fortement vers l'avant.

Les propriétés de diffusion d'un matériau sont aussi caractérisées par les sections efficaces σ d'extinction, de diffusion, et d'absorption du milieu, ou par les efficacités Q . On a :

Où σ_g est la section géométrique du diffuseur

$$\begin{aligned} \sigma_{sca} &= Q_{sca} \cdot \sigma_g \\ \sigma_{abs} &= Q_{abs} \cdot \sigma_g \\ \sigma_{ext} &= Q_{ext} \cdot \sigma_g \end{aligned}$$

et

$$\sigma_{ext} = \sigma_{sca} + \sigma_{abs} \tag{11}$$

On définit l'albédo de diffusion simple ω comme la proportion de lumière diffusée par rapport à la lumière disparue du faisceau incident.

$$\omega = \frac{Q_{sca}}{Q_{ext}} = \frac{\sigma_{sca}}{\sigma_{ext}} \tag{12}$$

Dans certains cas, on sait donner une expression analytique de ces différentes grandeurs. C'est le cas de la diffusion par des sphères, quelle que soit leur taille (diffusion de Mie, de Rayleigh, optique géométrique pour des sphères de grande taille).

La diffusion de Mie :

Lorsqu'on étudie des sphères de taille très supérieure à la longueur d'onde, on se trouve dans le cadre de la diffusion de Mie. C'est le cas pour la neige, si on la représente par des

sphères, de rayon variant de 50 à 1000µm, lorsqu'on travaille dans le spectre solaire : les longueurs d'ondes appartiennent au domaine 0.4 à 3. µm.

Dans ce cas, la résolution des équations de Maxwell conduit à des expressions analytiques de différentes quantités (Hansen et Travis, 1974). Mais celles-ci contiennent des sommes infinies de fonctions complexes :

$$\begin{aligned}
 Q_{sca} &= \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n a_n^* + b_n b_n^*) \\
 Q_{ext} &= \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}(a_n + b_n) \\
 g &= \frac{4}{x^2 Q_{sca}} \sum_{n=1}^{\infty} \left[\frac{n(n+2)}{n+1} \operatorname{Re}(a_n a_{n+1}^* + b_n b_{n+1}^*) + \frac{2n+1}{n(n+1)} \operatorname{Re}(a_n b_n^*) \right] \\
 P(\theta_p) &= \frac{4\pi}{k^2 \sigma_{sca}} \cdot \frac{1}{2} (S_1 S_1^* + S_2 S_2^*) \quad \text{où} \\
 S_1 &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n + b_n \tau_n] \\
 S_2 &= \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n + a_n \tau_n]
 \end{aligned} \tag{13}$$

où r est le rayon de la sphère étudiée
 et $x = \frac{2\pi r}{\lambda}$ est le paramètre de taille

Les fonctions π_n et τ_n sont reliées aux polynômes de Legendre et "aisées" à calculer. Toute la difficulté revient à déterminer les coefficients complexes a_n et b_n .

En outre, il n'est pas possible de faire réellement des sommes infinies avec un ordinateur, mais les valeurs de a_n et b_n tendant vers 0 quand n tend vers l'infini, on peut en pratique arrêter la sommation quand le critère suivant est vérifié (W.J.Wiscombe, 1992):

$$n \geq x + 4x^{1/3} \quad \text{où} \quad x = \frac{2\pi r}{\lambda} \tag{14}$$

Je tiens à remercier Didier Tanré du LOA et Warren J. Wiscombe du GSFC-NASA qui m'ont aimablement fourni leurs programmes de calcul des paramètres de la diffusion de Mie. Ne les

ayant contactés qu'après plus d'un an de thèse, j'avais tout d'abord fait des approximations des résultats de ces calculs. En me basant,

- d'une part sur un article de Sagan et Pollack (1967) qui propose un ajustement du paramètre ω (albédo de diffusion simple) de la forme:

$$\begin{aligned}
 \omega &= \frac{1}{2}(1 + e^{-2k_{abs}r}) \quad \text{où} \quad k_{abs} = \frac{4\pi m_{im}}{\lambda}, \\
 r &= \text{rayon de la sphère étudiée} \\
 m_{im} &= \operatorname{Im}(\text{indice de réfraction}) \\
 \text{et } \lambda &= \text{longueur d'onde}
 \end{aligned} \tag{15}$$

- et d'autre part, sur les courbes publiées par Wiscombe et Warren (1980),

j'ai utilisé les approximations suivantes:

$$\begin{aligned}
 Q_{ext} &= 2 \\
 \omega &= \frac{1}{2}(1.066 + 0.934e^{-1.95k_{abs}r}) \\
 g &= (0.885 - 0.975)e^{-1.95k_{abs}r} + 0.975
 \end{aligned} \tag{16}$$

Ces trois quantités, calculées avec ces approximations, ne sont pas exactement égales aux valeurs calculées avec la diffusion de Mie, mais leurs courbes en fonction de la longueur d'onde sont très proches et montrent les mêmes variations. Mon but était de les utiliser dans le modèle de réflectance de la neige de Wiscombe et Warren et, dans ce cadre, elles se comportaient bien, c'est à dire que les courbes de réflectance calculées avec ces approximations se superposaient exactement à celles calculées avec les vraies formules de Mie, quelles que soient la taille des grains et la longueur d'onde. Il faut noter que ce modèle est très sensible au paramètre d'anisotropie du milieu diffusant, et quelques centièmes sur g ont le même effet sur

les courbes qu'une bonne variation de la taille des grains (Figure 11). L'avantage de ces approximations est que les temps de calculs sont très réduits, puisqu'il s'agit de simples polynômes ou presque, au lieu de sommes infinies. Dans la suite, je les ai toujours utilisées pour la neige pure. J'ai par contre effectué les vrais calculs de Mie pour les particules de polluant dans le cadre de la comparaison mesures-modèle du chapitre II.

b. Remarques et conclusion sur la diffusion simple :

A propos des sphères :

Dans ce travail, les calculs de la diffusion simple sont donc effectués pour des sphères. Il est nécessaire de passer à des calculs de réflectance de la neige effectués avec des particules non sphériques, pour affiner le processus dans le sens direct : telle neige avec des grains de telle forme et de telle taille a telle réflectance. Si l'on envisage l'utilisation de mesures spectrométriques ou multidirectionnelles très bien étalonnées, on pourra alors déterminer plusieurs inconnues à partir d'une mesure d'une même neige dans plusieurs canaux. Ainsi, une description des grains de neige par des formes complexes nécessitant plusieurs paramètres pourra être utilisée. Toutefois, dans ce travail, on veut retrouver la taille des grains de la neige à l'aide d'une seule mesure satellitaire. On ne peut donc déterminer qu'une seule inconnue et l'on est cantonné à l'utilisation de sphères.

Donc, dans la suite, on utilisera toujours des sphères, et par conséquent la diffusion de Mie, dans les modèles de réflectance de la neige, ce qui suppose que l'on considèrera le manteau neigeux comme une ou plusieurs couches planes et parallèles de sphères de glace. Il est clair

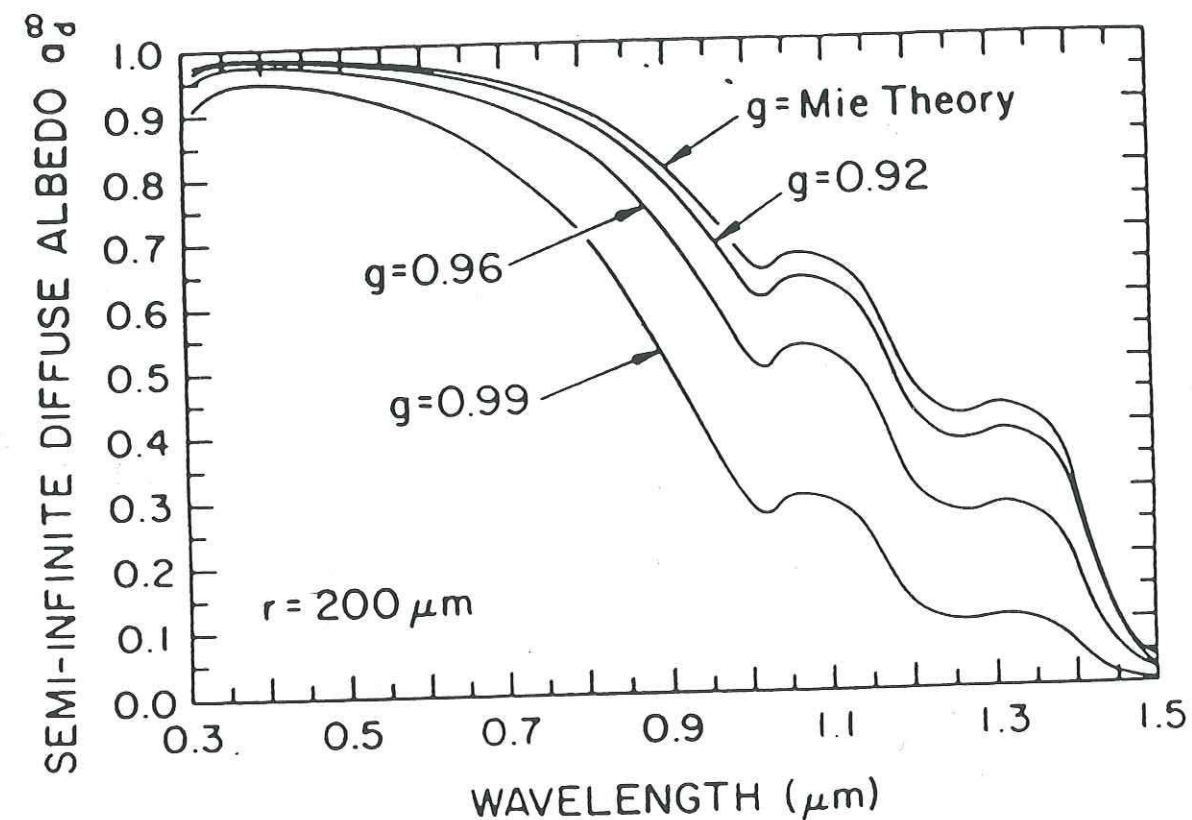


Figure 11 : Effet d'une variation du paramètre d'anisotropie g sur le calcul de la réflectance selon le modèle de Wiscombe et Warren (1980).

que la réalité est différente et il faudra effectuer un lien entre cette neige "modélisée" et la vraie neige qui tombe du ciel ! C'est l'objet de la partie II de ce manuscrit.

A propos de la diffusion :

Une autre question que l'on peut se poser est la validité de l'utilisation des paramètres de Mie dans un milieu compact comme la neige. En effet, les calculs sont effectués pour une sphère unique et isolée, ce qui suppose grossièrement qu'elle est séparée de ses plus proches voisines d'une distance égale ou supérieure à trois fois son rayon. Ce n'est bien évidemment pas le cas pour de la neige. On peut penser que les caractéristiques de diffusion d'un milieu continu formé de sphères collées entre elles sont différentes de celles d'une sphère. J'ai soumis cette question à W.J. Wiscombe. Il m'a répondu que des expériences avaient été faites notamment dans le domaine de la peinture, et qu'il est surprenant de voir à quel point on peut approcher des sphères avant que la diffusion de Mie ne soit plus valide. Il m'a dit que des calculs ont d'ailleurs été faits par Kattawar (Texas) et Peter Flatau (UCSD) pour étudier cette question. De plus, il relativise l'importance du phénomène dans le cas de la neige, car dit-il, à la fois K. Stamnès et S.G. Warren utilisent la diffusion de Mie dans leurs modèles respectifs (décrits plus loin), et la comparaison avec les mesures qu'ils ont effectuées sur le terrain est satisfaisante (W.J. Wiscombe, communication personnelle). Toutefois, il faut rester prudent et garder à l'esprit les limites imposées par l'utilisation de la diffusion de Mie. Des recherches fondamentales à ce propos doivent encore être menées avant de pouvoir conclure. La neige a plutôt les caractéristiques d'un milieu optiquement dense et l'utilisation des résultats de la théorie de la diffusion dans de tels milieux, en entrée des modèles de réflectance de la neige, serait opportune et améliorerait les résultats.

c. La diffusion multiple :

Elle concerne la rediffusion successive d'un rayon lumineux d'une particule à l'autre. Il existe diverses façons d'en tenir compte. Pour référence, on pourra consulter un ouvrage (Lenoble éd., 1985) qui passe en revue les différentes méthodes numériques possibles. Nous verrons plus précisément dans les paragraphes suivants celles utilisées dans les modèles de réflectance de la neige que nous avons étudiés.

2. Le modèle de Wiscombe et Warren (1980) :

Le modèle de Wiscombe et Warren (WW1) est basé sur la résolution de l'équation de transfert radiatif. Il considère le manteau neigeux soit comme une couche semi-infinie homogène, soit comme une couche d'épaisseur finie reposant sur un support d'albédo connu. L'hypothèse principale de ce modèle est que la neige est un milieu lambertien, et que sa réflectance est la même dans toutes les directions. Le résultat des calculs est une réflectance hémisphérique. L'éclairement incident peut être soit direct, soit diffus, soit un mélange des deux. Les calculs sont tous spectraux, et le domaine d'application va de 0.4 à 3 μm .

Les calculs de la diffusion simple sont faits pour des sphères de Mie. Il est clair, comme on l'a vu plus haut, qu'ils pourraient être faits pour n'importe quelle forme. Ce qui compte, c'est de connaître les propriétés de diffusion simple de la couche étudiée. Les paramètres nécessaires sont l'albédo de diffusion simple ω , le coefficient d'anisotropie g , et l'efficacité d'extinction Q_{ext} . On n'a pas besoin de la fonction de phase elle-même, puisqu'on suppose le milieu lambertien. L'hypothèse de base de ce modèle -la neige est un milieu lambertien- peut-être remise en cause par la figure 12. En effet, si l'angle d'incidence varie, tous les autres paramètres restant constants, la réflectance calculée varie aussi. Or, d'après le principe de réciprocité, on peut supposer que la réflectance n'est pas la même, pour un angle d'incidence donné, selon l'angle d'observation. En fait, l'hypothèse de milieu lambertien, donc de diffuseurs isotropes, est en contradiction avec le fort coefficient d'anisotropie de la glace. On verra dans certaines applications l'importance que peut avoir cette particularité (ou limite ?) du modèle WW.

La diffusion multiple est traitée en résolvant l'équation de transfert radiatif à l'aide de la méthode de Delta-Eddington exposée dans Joseph, Wiscombe et Weinman (1976). Elle est spécialement adaptée aux cas de forte diffusion vers l'avant du matériau ($0.6 < g < 1$), ce qui est

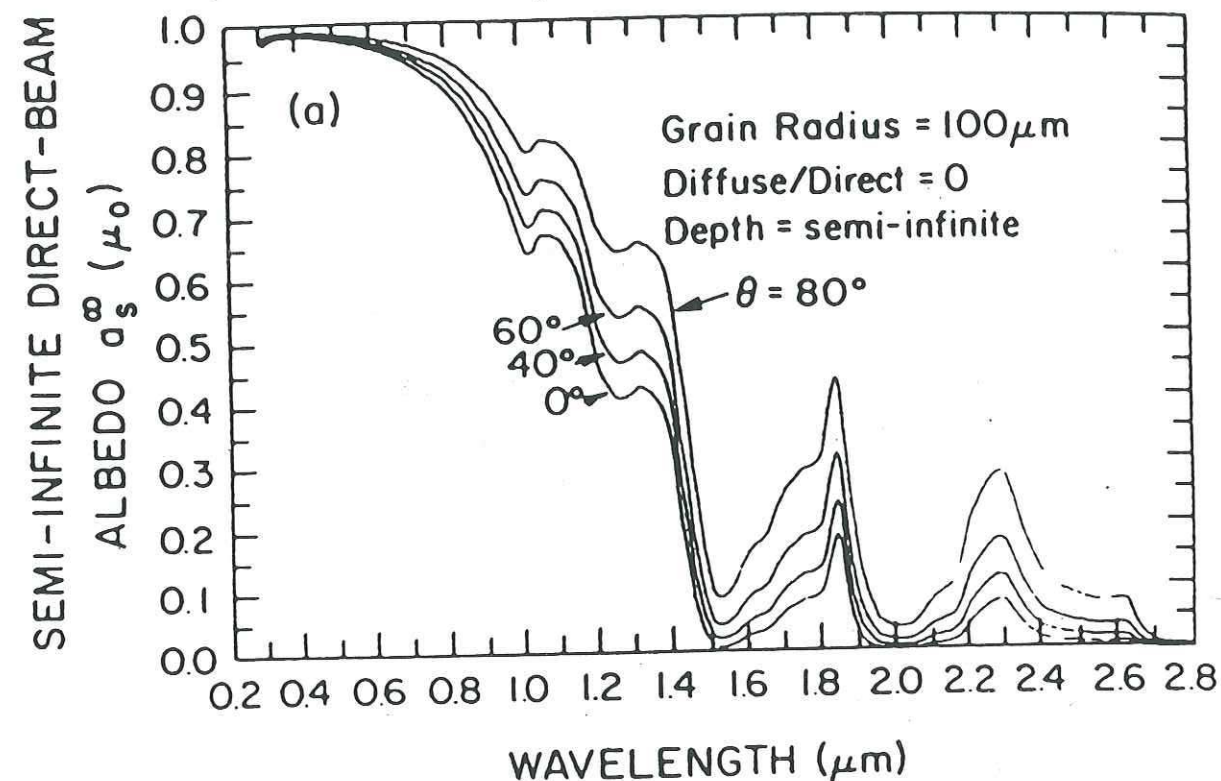


Figure 12 : Effet de l'angle d'incidence du rayonnement θ sur la réflectance (Wiscombe et Warren, 1980).

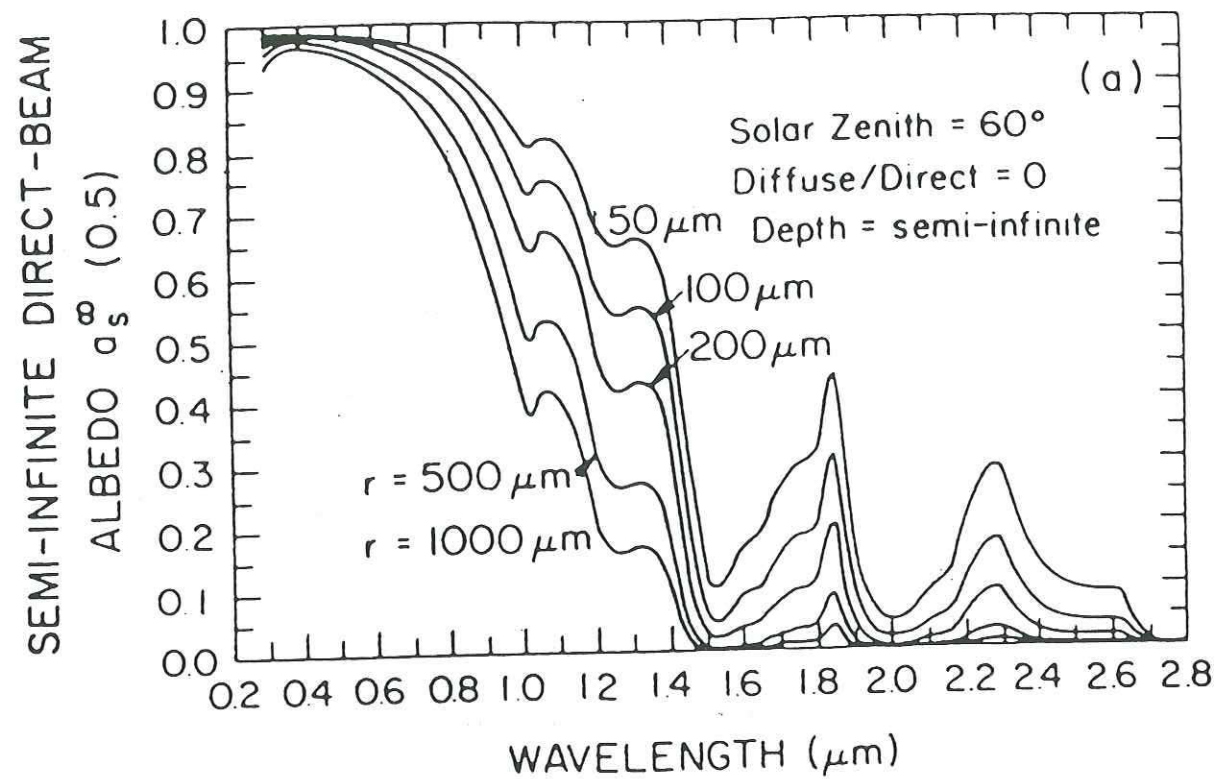


Figure 13 : Réflectance de la neige en fonction de la longueur d'onde pour plusieurs tailles de grains. L'angle d'incidence est constant. (Wiscombe et Warren, 1980)

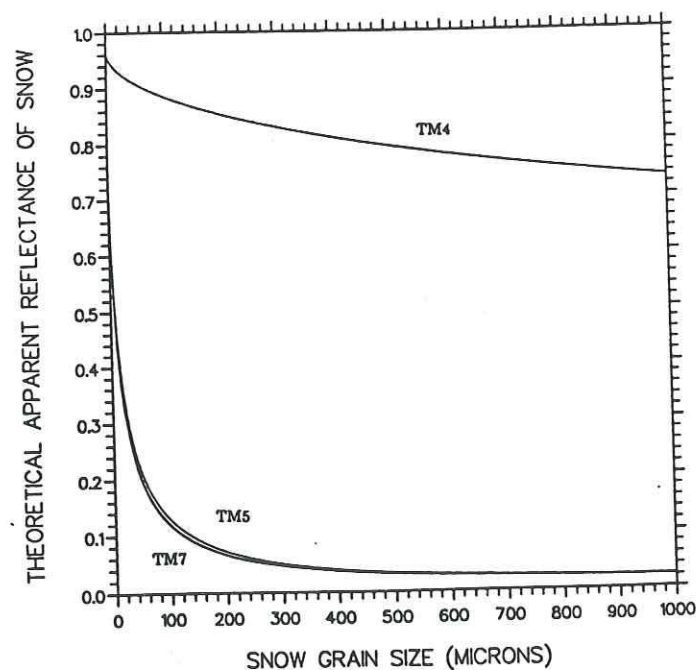


Figure 14 : Réflectance de la neige en fonction de la taille des grains pour plusieurs longueurs d'ondes : TM4=0.849 micrometers, TM5=1.678 micrometers, TM7=2.180 micrometers.

exactement le cas de la neige. La première étape transforme les paramètres ω , g et l'épaisseur optique τ_0 en de nouvelles variables ω^* , g^* et τ^* , selon :

$$\begin{aligned} g^* &= \frac{g}{g+1} \\ \omega^* &= \frac{(1-g^2)\omega}{1-g^2\omega} \\ \tau^* &= (1-\omega g^2)\tau_0 \end{aligned} \quad (17)$$

L'approximation classique d'Eddington, qui consiste à remplacer le pic de diffusion vers l'avant par une fonction de Dirac, est alors appliquée à une couche fictive décrite par ces nouveaux paramètres : celle-ci diffuse beaucoup moins vers l'avant ($g < 1/2$), absorbe plus ($\omega^* < \omega$) mais est plus fine optiquement ($\tau^* < \tau_0$).

A l'aide de cette méthode de résolution, les auteurs obtiennent des expressions analytiques de la réflectance spectrale de la neige correspondant aux 4 combinaisons

- milieu fini ou semi-infini
- éclaircissement diffus ou direct.

La figure 13 montre des courbes de réflectance de la neige en fonction de la longueur d'onde pour diverses tailles de grains. On peut voir qu'à certaines longueurs d'ondes, il apparaît une forte discrimination entre les courbes selon la taille des grains, c'est à dire selon le rayon des sphères utilisées pour les calculs de Mie. La figure 14 montre réciproquement des courbes de réflectance en fonction de la taille des grains, chaque courbe correspondant à une longueur d'onde. C'est une figure complémentaire de la précédente, qui permet d'appréhender différemment la dépendance en taille des grains. De plus, ce sont des courbes de ce type qui ont servi dans la méthode d'évaluation de la taille des grains de la neige à partir des données satellitaires. Toutes les courbes de la figure 13 correspondent à un angle d'incidence du rayonnement identique (60°). La figure 12 montre des courbes de réflectance, calculées pour

une seule taille de grains, mais avec des angles d'incidence différents. On se rend compte que l'on a le même phénomène de séparation des courbes. On peut donc tracer une même courbe pour deux tailles de grains différentes, si l'on utilise deux angles d'incidence différents bien choisis. Il va donc être important de bien garder en mémoire ce phénomène de non-unicité pour l'interprétation des résultats lors des applications du Chapitre III.

Le modèle appliqué à la neige polluée :

Les deux mêmes auteurs ont publié simultanément un autre article (Warren et Wiscombe, 1980 : WW2), mais concernant la neige polluée. En effet, au départ, la neige était considérée comme une couche de sphères de glace identiques. Par la suite, on peut envisager un milieu diffusant composé de plusieurs matériaux. WW proposent donc de mélanger des sphères de glace à des particules atmosphériques, et ils testent la présence soit de carbone-suie, soit de poussières de sable. En fait, rien n'empêche de mélanger plus de deux composants. La seule restriction est de rester dans les limites de validité de la méthode de résolution de Delta-Eddington, c'est à dire un coefficient d'anisotropie compris entre 0.6 et 1.

La prise en compte de la présence de plusieurs matériaux, chacun ayant une taille, un indice de réfraction et une concentration, peut se faire de plusieurs manières:

* Dans leur article, WW font séparément les calculs de la diffusion de Mie pour chaque composant, puis ils appliquent le modèle WW1 à un matériau fictif dont les paramètres de diffusion sont une moyenne pondérée de ceux des deux composants. Les facteurs de pondération sont les sections efficaces géométriques respectives par unité de volume.

* Pour ma part, dans un premier temps, lorsque je n'effectuais pas les calculs de Mie, mais que j'utilisais l'approximation décrite au paragraphe précédent, je simulais le mélange des deux matériaux par un milieu qu'on pourrait qualifier de "neige grise". Je faisais une

pondération des indices de réfraction respectifs de la glace et du polluant, selon (Choudhury et al., 1981) :

$$m_{mélange} = [(1-f)m_{ice}^2 + fm_{soot}^2]^{1/2}$$

ou

$$m_{mélange} = (1-f)m_{ice} + fm_{soot}$$

avec

m_i = indice de réfraction du composant ou du mélange
 f = concentration volumique du composant

(18)

Toutefois, le comportement du modèle avec ces approximations n'était pas aussi bon que dans le cas de la neige pure : pour des gros grains de neige et/ou des fortes concentrations en carbone-suie, les courbes calculées avec ces approximations et celles du modèle de Warren et Wiscombe (WW2) ne se superposaient plus. Ce comportement peut s'expliquer par le fait que WW2 fait un mélange externe, tandis que ces approximations supposent un mélange interne. Or la diffusion de Mie n'étant pas linéaire en fonction du coefficient de réfraction, il est logique d'observer une divergence dans les résultats. Notons qu'à l'heure actuelle, on ne sait pas si dans la pratique la pollution est située dans les grains de glace ou à côté, et on ne peut donc pas faire le choix entre le mélange interne et le mélange externe.

Dans un deuxième temps, disposant des codes de calcul de la diffusion de Mie, j'ai utilisé les relations de Chandrasekhar, citées par Hapke (1981). Les caractéristiques de diffusion sur un volume élémentaire d'un milieu formé de plusieurs composants indicés par i sont :

$$Q_{sca} = \sum_{i=1}^n N_i \sigma_i Q_{sca,i}$$

$$\omega = \frac{\sum_{i=1}^n N_i \sigma_i Q_{sca,i}}{\sum_{i=1}^n N_i \sigma_i Q_{ext,i}}$$
(19)

$$\begin{aligned}
 N_i &= \text{nombre de particules par unité de volume} \\
 \sigma_i &= \text{section géométrique moyenne d'une particule} \\
 Q_i &= \text{efficacité d'extinction ou de diffusion d'une particule}
 \end{aligned}
 \tag{20}$$

Dans le cas de deux matériaux, prenons la glace (ice) et un polluant (soot), ces équations s'écrivent :

$$\begin{aligned}
 \omega &= \frac{Q_{extice}}{Q_{extice} + R Q_{extsoot}} \omega_{ice} + \frac{Q_{extsoot}}{Q_{extsoot} + \frac{1}{R} Q_{extice}} \omega_{soot} \\
 Q_{ext} &= \frac{R}{1+R} Q_{extsoot} + \frac{1}{1+R} Q_{extice} \\
 g &= \frac{Q_{scaice}}{Q_{scaice} + Q_{sca soot} R} g_{ice} + \frac{Q_{sca soot}}{Q_{sca soot} + \frac{1}{R} Q_{scaice}} g_{soot}
 \end{aligned}
 \tag{21}$$

$$\text{où } R = \frac{N_{soot} \sigma_{g,soot}}{N_{ice} \sigma_{g,ice}}
 \tag{22}$$

avec les notations établies précédemment. On peut relier la concentration massique c du polluant au rapport des nombres de particules N_{soot}/N_{ice} par :

$$\frac{N_{soot}}{N_{ice}} = c \cdot \frac{m v_{ice}}{m v_{soot}} \cdot \frac{\pi r_{ice}^3}{\pi r_{soot}^3}
 \tag{23}$$

avec $m v$ est la masse volumique de chaque composant (917 kg/m³ pour la glace), et r est le rayon des sphères de chaque composant. On fait apparaître la concentration massique, et donc la masse volumique du polluant, car c'est ainsi que sont mesurées les concentrations en carbone-suie lors des comparaisons du modèle WW2 avec les mesures de Claude Sargent du Centre d'études de la Neige (Chapitre II).

De façon générale, on peut dire que le modèle WW décrit la réflectance de la neige mieux que ne le faisaient les modèles précédents (Bohren et Bakstrom, etc). Il rend bien compte des fortes variations de l'absorption de la glace entre 0.4 et 3 μm et il autorise un éclaircissement diffus et/ou direct.

Mais, il fait l'hypothèse que la neige est un milieu lambertien, et il ne fournit qu'une réflectance hémisphérique. Or, pour les applications du chapitre III à des images de Alpes, on a besoin d'un modèle de réflectance bidirectionnelle permettant de tenir compte plus précisément des positions respectives du soleil et du capteur.

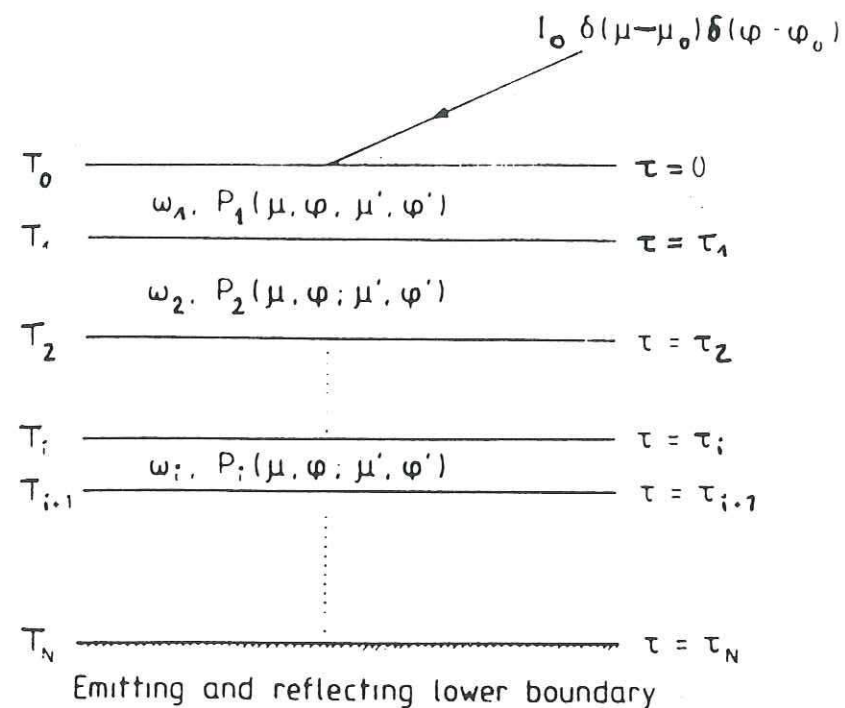


Figure 15 : Configuration de travail utilisée par les auteurs du modèle de Stamnes et al.(1988). τ est l'épaisseur optique, T la température, ω et P les propriétés de diffusion du milieu (albédo de diffusion simple et fonction de phase) (d'après Stamnes et al, 1988).

3. Le modèle de K. Stamnes, S-C. Tsay, W. Wiscombe et K. Jayaweera

Le modèle de Stamnes et al. (KS) (1988) est basé sur la résolution de l'équation de transfert radiatif. Toutefois, à l'inverse du modèle de Wiscombe et Warren, la résolution est numérique et utilise la méthode dite des ordonnées discrètes.

Le problème à résoudre est le transfert d'une radiation monochromatique dans un milieu émettant, diffusant et absorbant, composé de plusieurs couches parallèles horizontales, dont la frontière inférieure a une réflectance bidirectionnelle connue. Ce modèle est très général, et ne s'applique pas seulement au cas de la neige. Il est d'ailleurs conçu à l'origine pour des modélisations atmosphériques. Son domaine spectral d'utilisation va des ultraviolets aux micro-ondes. Il a donc un champ d'application beaucoup plus large que le modèle de Wiscombe et Warren. Par ailleurs, aucune hypothèse de milieu lambertien n'est faite a priori. Il faut noter que le programme a demandé une dizaine d'années de mise au point aux auteurs et leurs équipes, et qu'il a été largement testé, autant en longueurs d'ondes qu'en types de matériaux (Documentation et tests fournis par le 3ème auteur, W.J. Wiscombe).

La figure 15 montre la configuration de travail utilisée par les auteurs :

Chaque couche du milieu est déterminée par :

- une épaisseur optique, définie verticalement
- ses propriétés de diffusion (ω , fonction de phase),
- et la température à chaque interface.

Le milieu a aussi une émissivité en surface et au sol.

Comme dans le cas du modèle de Wiscombe et Warren et pour les mêmes raisons, les propriétés de diffusion du milieu que j'ai utilisées sont celles résultant du calcul de la diffusion de Mie pour des sphères.

L'équation de transfert radiatif est :

$$\mu \frac{dI_\nu(\tau, \mu, \phi)}{d\tau} = I_\nu(\tau, \mu, \phi) - S_\nu(\tau, \mu, \phi) \quad (24)$$

où

$$S_\nu(\tau, \mu, \phi) = \frac{\omega_\nu(\tau)}{4\pi} \int_0^{2\pi} d\phi' \int_{-1}^1 d\mu' P_\nu(\tau, \mu, \phi; \mu', \phi') I_\nu(\tau, \mu', \phi') + Q_\nu(\tau, \mu, \phi)$$

Avec I représentant l'intensité de la radiation, μ le cosinus de l'angle d'incidence, ω l'albédo de diffusion simple du matériau, $P(\tau, \mu, \phi, \mu', \phi')$ sa fonction de phase, τ son épaisseur optique et S la fonction source. L'indice ν représente la fréquence car c'est un modèle spectral. La fonction source S comporte un premier terme lié aux pertes par diffusion et un deuxième terme Q_ν , appelé terme source et qui vaut :

$$Q_\nu = Q_{thermal} + Q_{beam} = [1 - \omega(\tau)] \cdot B(T(\tau)) + \frac{\omega(\tau) I_0}{4\pi} P(\tau, \mu, \phi, -\mu_0, \phi_0) \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) \quad (25)$$

avec B la Fonction de Planck, T la température, I_0 l'intensité de la radiation incidente, et en omettant l'indice ν pour ne pas alourdir l'expression.

La résolution de cette équation se fait en plusieurs étapes :

1) On développe la fonction de phase P en série de $2N$ polynômes de Legendre et l'intensité I en série de Fourier. Ainsi, l'équation est remplacé par $2N$ équations indépendantes - une pour chaque composante de Fourier. Toutefois, ces équations comportent encore une intégrale en μ - la dépendance en ϕ ayant disparu en faisant une hypothèse de symétrie azimutale.

où D^m et Q^m sont les développements en séries de Legendre de la fonction de phase et du terme source.

$$\mu \frac{dI^m(\tau, \mu)}{d\tau} = I^m(\tau, \mu) - \int_{-1}^1 D^m(\tau, \mu, \mu') I^m(\tau, \mu') d\mu' - Q^m(\tau, \mu) \quad (m=0, 1, 2N-1) \quad (26)$$

2) On remplace l'intégrale par une somme en utilisant l'approximation des ordonnées discrètes : on exprime l'équation de transfert radiatif en $2N$ angles zénithaux discrets (i.e. en $2N$ μ) et on obtient ainsi $2N$ équations à $2N$ inconnues.

$$\mu_i \frac{dI^m(\tau, \mu_i)}{d\tau} = I^m(\tau, \mu_i) - \sum_{j=-N}^N p w_j D^m(\tau, \mu_i, \mu_j) I^m(\tau, \mu_j) - Q^m(\tau, \mu_i) \quad (i=\pm 1, \pm 2, \dots, \pm N), (j \neq 0) \quad (27)$$

où les μ_i et $p w_i$ sont respectivement les points et les poids de la quadrature utilisée pour l'intégration. Le nombre d'angles zénithaux discrets utilisés lors des calculs influe sur la précision des résultats.

Toutefois, ce système d'équations différentielles couplées n'a pas de solution analytique, car les coefficients de chaque équation sont non constants. En effet, il s'agit d'expressions contenant la fonction de phase $P(\tau)$ et l'albédo de diffusion simple $\omega(\tau)$, qui sont fonctions de l'épaisseur optique. C'est pourquoi le milieu est discrétisé en couches uniformes planes et parallèles, afin que ces coefficients de diffusion soient constants par couche. Quant à la température, on suppose qu'elle varie de façon linéaire à l'intérieur de chaque couche.

Je ne m'étendrai pas plus sur la méthode de résolution numérique, car :

- il est inutile de submerger les lecteurs,
- je n'ai pas eu à programmer moi-même ce modèle. En effet, le programme est gracieusement disponible auprès de W. Wiscombe, et c'est une excellente idée, car il dépasse les 10000 lignes.

En pratique, les données d'entrée du modèle sont les caractéristiques de diffusion du milieu, son épaisseur optique, l'éclairement (diffus et/ou direct) et sa direction d'incidence le cas échéant. En sortie, le programme propose des intensités - ou des flux - directionnels ou moyens en azimut. On peut donc calculer une réflectance bidirectionnelle en divisant le flux sortant dans la direction (θ, Φ) par le flux incident dans la direction (θ_0, Φ_0) .

Les figures 16 montrent l'effet de la taille des grains en fonction de la longueur d'onde pour une géométrie donnée (c'est à dire directions respectives d'éclairement (θ_i, ϕ_i) et (θ_v, ϕ_v) de mesure fixées), et l'effet de la géométrie pour une taille de grains. On retrouve des formes de courbes assez similaires à celles du modèle de Wiscombe et Warren. Toutefois, l'échelle est différente car il s'agit de réflectance bidirectionnelle ρ_b , et elle prend en général des valeurs très inférieures à la réflectance hémisphérique ρ .

Rappelons que l'on a :

$$\rho_b(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v) = \frac{L(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v)}{E \cos \theta_i}$$

et

$$\rho(\theta_i, \phi_i) = \frac{M(\theta_i, \phi_i)}{E \cos \theta_i} = \frac{\int_0^{2\pi} \int_0^\pi L(\theta_i, \phi_i, \theta_v, \phi_v) \cos \theta_v \sin \theta_v d\theta_v d\phi_v}{E \cos \theta_i} \quad (28)$$

La figure 16 a) représente l'effet de la taille des grains sur la réflectance en fonction de la longueur d'onde, tous les autres paramètres étant fixés (géométrie, éclairement). De même que pour le modèle de Wiscombe et Warren, la taille des grains est peu importante dans le visible, mais les courbes se séparent nettement dans l'infrarouge selon ce paramètre.

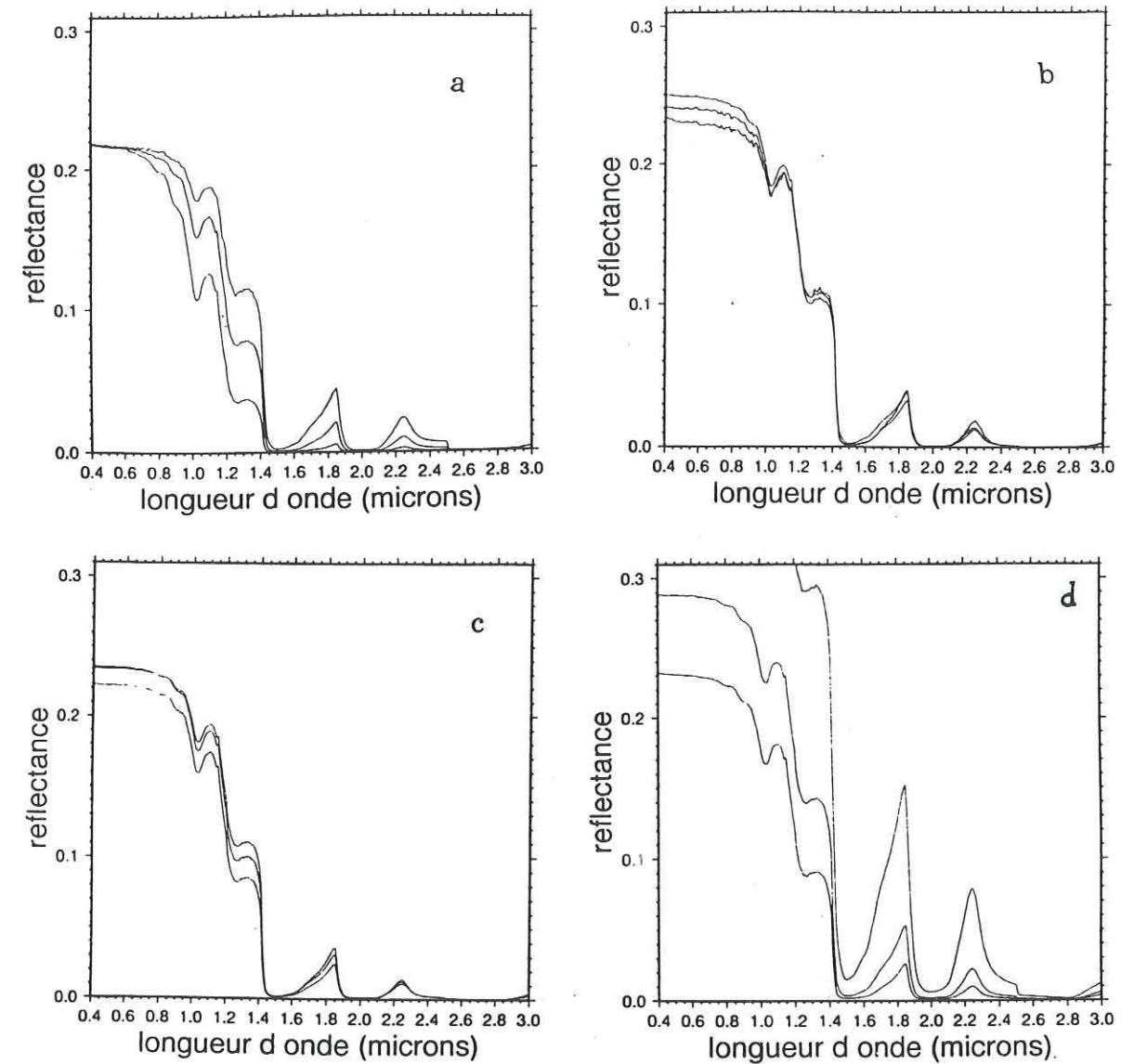
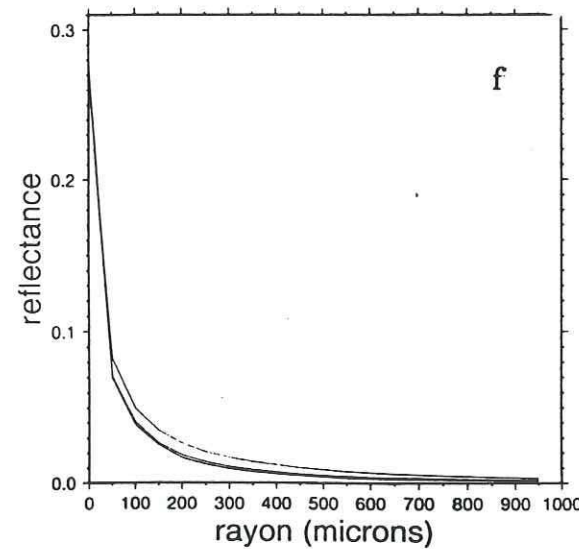
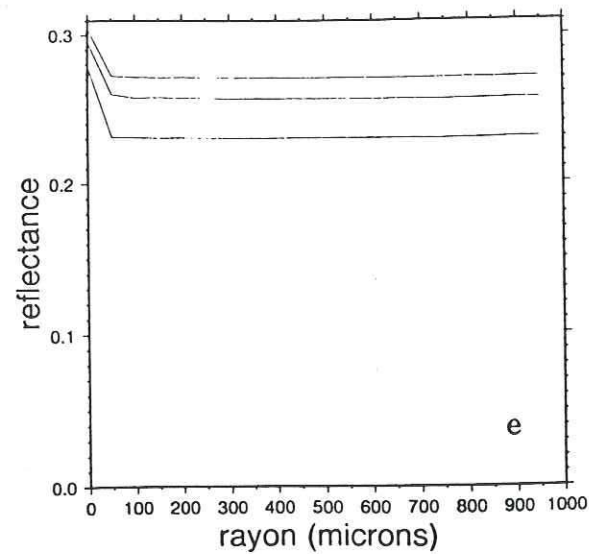


Figure 16 : Courbes de réflectance bidirectionnelle d'après le modèle Stamnes et al. (1988).
 a : Effet de la taille des grains : réflectance en fonction de la longueur d'onde pour une géométrie fixée $(\theta_i=60^\circ, \phi_i=0^\circ, \theta_v=0^\circ, \phi_v=0^\circ)$, la taille des grains étant 100, 200 et 500 μm de haut en bas.
 b, c, et d : Effet de la direction de mesure : réflectance en fonction de la longueur d'onde pour une taille de grains fixée $r=200\mu\text{m}$, une direction d'incidence fixée : $\theta_i=60^\circ, \phi_i=180^\circ$ et pour plusieurs directions de mesure :
 b. $\phi_v=0^\circ$ (rétrodiffusion) et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.
 c. $\phi_v=90^\circ$ et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.
 d. $\phi_v=180^\circ$ (diffusion vers l'avant) et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.



e et f : Effet de la géométrie pour un angle de phase constant (40°) : on travaille dans le plan soleil-sol-satellite, et l'on fait varier les angles zénithaux et de mesures selon de sorte que l'angle de phase reste égal à 40° . En pratique, $\theta_i=0, 20, 40^\circ$ avec $\Phi_i=180^\circ$ et respectivement $\theta_o=40, 20, 0$ avec $\Phi_o=180^\circ$. Réflectance en fonction de la taille des grains. La longueur d'onde est de $0.6\mu\text{m}$ pour e et de $1.8\mu\text{m}$ pour f.

Les figures 16 b) c) et d) étudient l'effet de la direction de mesure, l'angle d'incidence du rayonnement et la taille des grains restant constants ($\theta_i=60^\circ$, $\Phi_i=0^\circ$, $r=200\mu\text{m}$). On s'aperçoit que l'effet de cette variation est très importante dans le visible, mais nettement moins dans l'infrarouge.

A l'inverse, ces courbes peuvent être interprétées, selon le principe de réciprocité, comme des situations d'éclairage différents pour une direction d'observation constante (par exemple Landsat observant un même champ de neige à plusieurs dates et heures).

Sur la figure 16 b), on peut voir que la réflectance bidirectionnelle est très grande, surtout en ce qui concerne la courbe supérieure : en effet, il s'agit d'une observation se faisant face à la direction d'incidence du rayonnement, et l'on a alors un phénomène de forte diffusion vers l'avant. Ce comportement de la neige est observé sur le terrain, et il est lié à la forte dissymétrie de la fonction de phase ($g>0.8$) de la glace. Sur la figure 16 d) on observe un léger phénomène de rétrodiffusion : plusieurs explications sont proposées à ce jour, et ce domaine de recherche est encore ouvert. On peut penser qu'une explication réside dans la compacité du milieu, et que ce comportement pourrait être lié à des phénomènes de cohérence entre l'onde et l'arrangement des diffuseurs (Mishchenko, 1992 a et b).

Sur ces trois figures (b,c et d), l'angle de phase entre les directions d'incidence et d'observation est différent : on serait tenté d'imputer à cet angle de phase la cause du phénomène, puisque la fonction de phase de la neige est très asymétrique. Ce n'est pas la seule raison.

Les figures 16 e) et f) représentent la réflectance en fonction de la taille des grains en deux longueurs d'ondes précises : $0.6\mu\text{m}$ -visible- pour e) et $1.8\mu\text{m}$ -infrarouge- pour f). Chaque courbe correspond à une géométrie différente, mais l'angle de phase est constant (40°). On a donc un effet de l'angle d'incidence. Une autre analyse que l'on peut faire à propos des

figures 16 e) et f) est issue de la comparaison avec la figure 16 a). Ces trois graphes sont complémentaires car ils montrent bien l'effet de la taille des grains dans le visible et l'infrarouge. Là encore, on voit que pour une géométrie donnée, la taille des grains n'a aucune influence dans le visible, mais qu'à l'inverse, c'est un paramètre majeur dans l'infrarouge.

D'après le modèle de Stamnès et al., l'effet bidirectionnel de la neige est donc important. Toutefois, cela n'implique pas qu'il faille écarter le modèle de Wiscombe et Warren (1980). En effet, lors du chapitre II, on comparera des résultats de modèle à des mesures de réflectance faites en laboratoire avec un éclairage incident totalement diffus. Il est clair qu'alors l'effet bidirectionnel est hors de propos. D'autre part, l'utilisation du modèle de Stamnès et al. nécessite une parfaite connaissance des directions relatives de l'éclairage incident et de la mesure. Or, dans le cas des applications à l'Antarctique du chapitre III, on ne connaît pas la topographie du sol, et il est impossible de déterminer ces conditions géométriques. On utilisera donc le modèle Wiscombe et Warren malgré toutes ses limites. Concernant les Alpes, on utilisera le modèle de Stamnès et al. car on dispose des conditions géométriques réelles pour chaque pixel. Si l'on voulait alors s'intéresser à la pollution dans les canaux visibles, il suffirait, comme dans le cas de WW2, de changer les paramètres de la diffusion de Mie en entrée du modèle KS.

D. Le modèle atmosphérique 5S :

1. Description du modèle :

Le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille a mis au point un modèle de transfert atmosphérique, 5S : "Simulation du Signal Satellites dans le Spectre Solaire" (D. Tarré et al., 1986). Il travaille dans le sens direct, c'est à dire que pour une réflectance au sol, il fournit la réflectance apparente au niveau du satellite. Cette dernière dépend de la réflectance du sol, mais aussi de la composition de l'atmosphère qui détermine ses capacités d'absorption, de diffusion et de réflexion propre. Le modèle fait l'hypothèse que le sol est une cible ponctuelle et lambertienne : ce n'est pas le cas en pratique en ce qui concerne la neige d'une part et des mesures satellitaires d'autre part.

On peut résumer le signal reçu par le capteur de la manière suivante (figure 17) :

* Au niveau du sol, l'éclairement se décompose suivant :

- le flux solaire direct atténué par l'atmosphère (fig. 17 a)
- le flux diffusé par l'atmosphère lors du premier trajet soleil-sol (fig. 17 b)
- un second flux diffus dû aux réflexions et diffusions successives entre l'atmosphère et la surface (fig. 17 c).

* Au niveau du satellite, la luminance résulte de :

- la contribution du flux solaire total (direct et diffus) réfléchi par la surface et transmis directement de la surface au capteur (fig. 17 d)
- la luminance atmosphérique propre (fig. 17 e)
- la contribution de l'environnement qui reflète le flux total, les photons atteignant le capteur par diffusion (fig. 17 f).

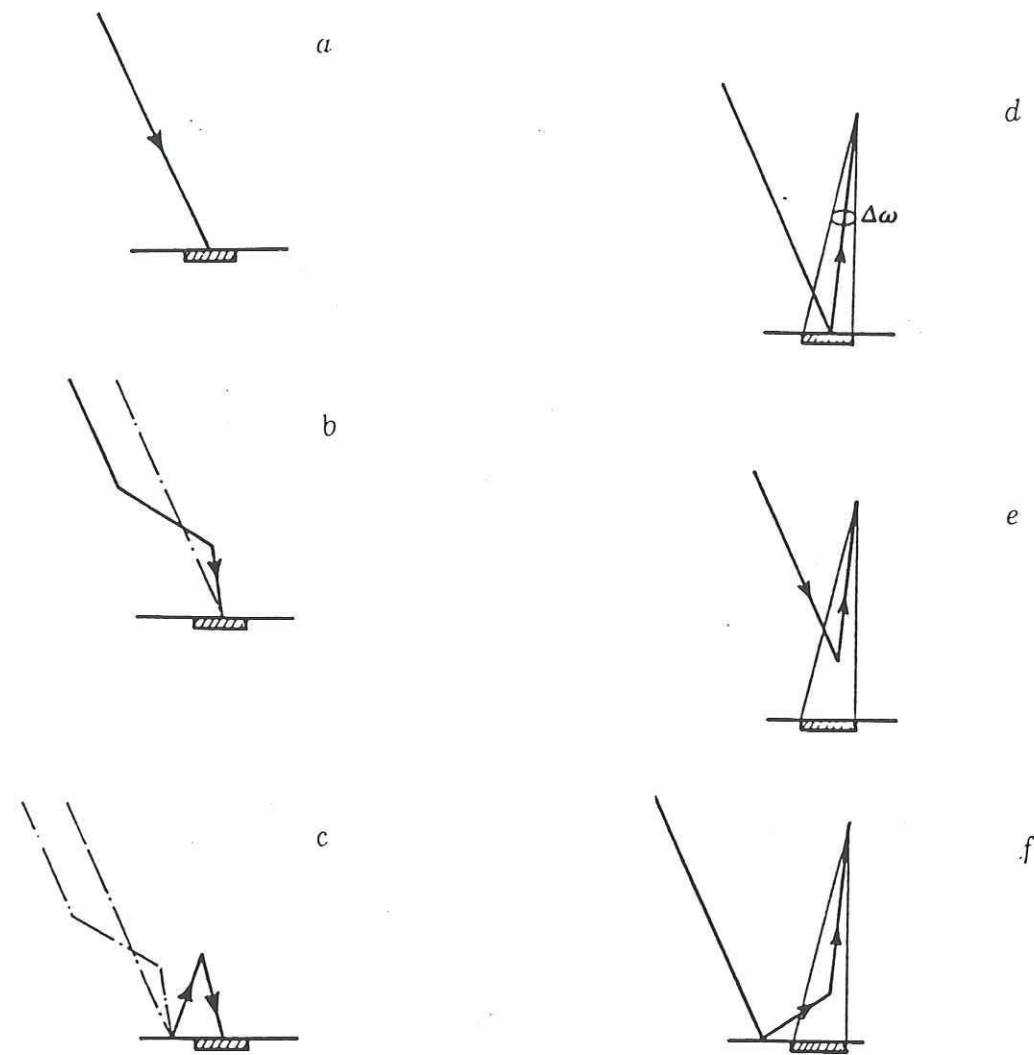


Figure 17 : Composantes de l'éclairement incident au niveau du sol (a à c) et de la luminance reçue au niveau du capteur (d à f) (5S User's guide).

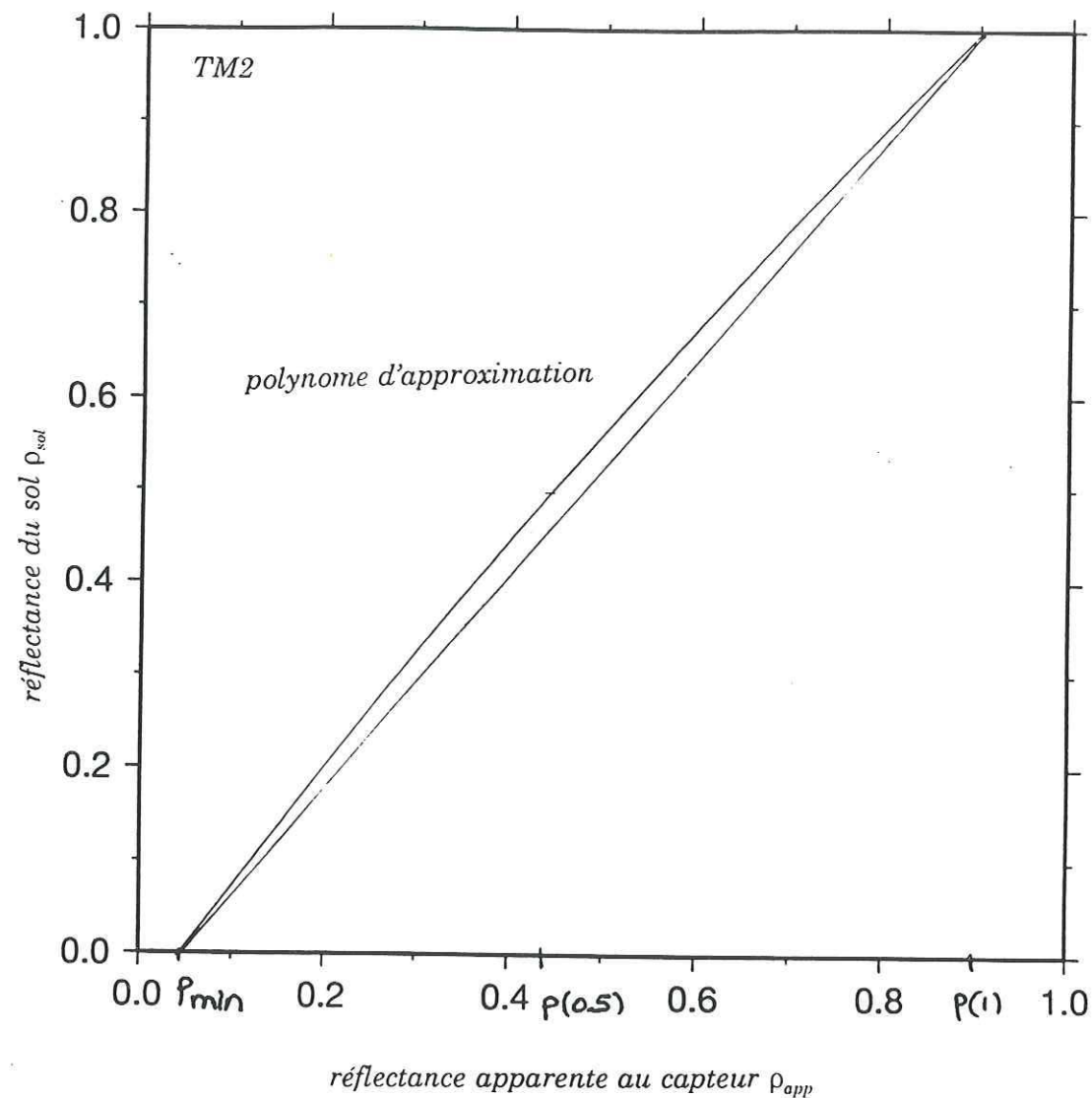


Figure 18 : Forme du transfert atmosphérique inversé : réflectance du sol ρ_{sol} en fonction de la réflectance apparente au capteur ρ_{app} pour le cas du canal TM2 de Landsat (canal visible) et l'atmosphère L. Le polynôme d'approximation est superposé à la courbe des valeurs calculées par 5S. La droite joint les points d'ordonnées 0 et 1 pour mettre en valeur la forme polynomiale du transfert atmosphérique.

2. Utilisation du modèle 5S :

5S a été prévu pour être utilisé pour des travaux de télédétection. Ainsi, le programme calcule lui-même les conditions géométriques de la simulation ($\theta_s, \theta_v, \phi_v$), pour peu qu'on lui fournisse le nom du satellite, et les lieu et heure de passage. Il est possible de choisir de manière interactive la composition atmosphérique en gaz absorbants et en aérosols, soit en utilisant des atmosphères standards (WMO), soit en construisant soi-même les profils atmosphériques. Par ailleurs, on peut choisir de travailler à une longueur d'onde particulière, ou au contraire sur une bande spectrale.

Sauf pour certains tests de sensibilité, j'ai toujours construit les atmosphères correspondant aux jours de passage des satellites dont j'ai étudié les images. Pour cela, j'ai utilisé les sondages atmosphériques de MétéoFrance (Lyon pour les Alpes, Dumont D'Urville pour l'Antarctique).

On a vu que 5S travaille dans le sens soleil-sol-satellite. Or, dans ce travail, devant comparer les mesures satellitaires à des modèles, j'ai choisi de travailler au niveau du sol. Il fallait donc pour cela inverser 5S. Toutefois, le nombre de points d'image à traiter, la lourdeur des calculs d'inversion et la forme du transfert atmosphérique dans le sens direct m'ont amenée à "inverser" 5S en approchant l'effet atmosphérique par un polynôme du second degré. Celui-ci exprime la réflectance du sol en fonction de la réflectance apparente (figure 18). Pour déterminer ce polynôme, j'ai utilisé les points A($\rho_{app}=\rho_{min}; \rho_{sol}=0$), B($\rho_{app}(0.5); \rho_{sol}=0.5$), et C($\rho_{app}(1); \rho_{sol}=1$). La valeur de réflectance apparente ρ_{min} étant racine évidente, le polynôme d'approximation est alors de la forme :

$$\rho_{sol} = a \cdot (\rho - \rho_{min}) \cdot (\rho - z) \quad (29)$$

où z est la deuxième racine du polynôme. On détermine les deux réels a et z en résolvant le système :

$$\begin{cases} 0.5 = a \cdot (\rho(0.5) - \rho_{min}) \cdot (\rho(0.5) - z) \\ 1 = a \cdot (\rho(1) - \rho_{min}) \cdot (\rho(1) - z) \end{cases}$$

Bien évidemment, ce polynôme d'approximation est différent selon l'atmosphère, et pour chaque canal. Notons que la courbe du polynôme et celle des vrais calculs se superposent exactement.

5S fournit des résultats sous forme d'un tableau de données. Entre autres, il donne les pourcentages d'éclairement diffus et direct au niveau du sol. Ces paramètres ont été très utiles pour l'étude des ratios entre différents canaux.

J'ai fait une étude de sensibilité du modèle 5S à l'altitude du sol, en introduisant la hauteur de la cible de la façon suivante :

- Pour l'absorption gazeuse, on considère que l'atmosphère suit le relief, donc pas de transformation.
- Pour les aérosols en revanche, l'altitude change l'épaisseur optique de l'atmosphère selon:

$$\tau(z) = \tau(0) e^{-\frac{z}{8000}} \text{ où } z \text{ est l'altitude en mètres} \quad (31)$$

et $\tau(0)$ est l'épaisseur optique totale de l'atmosphère calculée dans le programme selon les caractéristiques de l'atmosphère étudiée.

Les figures 19 a) et b) montrent les résultats de cette transformation dans le cas de l'atmosphère alpine du 24.04.92, dont les profils gazeux sont ceux du sondage de Lyon-Bron,

et les aérosols sont de type continental. L'effet est faible dans le canal TM2 (visible) et invisible dans le canal TM5 (centré sur 1.6 μm). Puisque les réflectances rencontrées sur la neige dans le visible sont très élevées, il a été décidé de ne pas tenir compte de l'altitude de la surface étudiée.

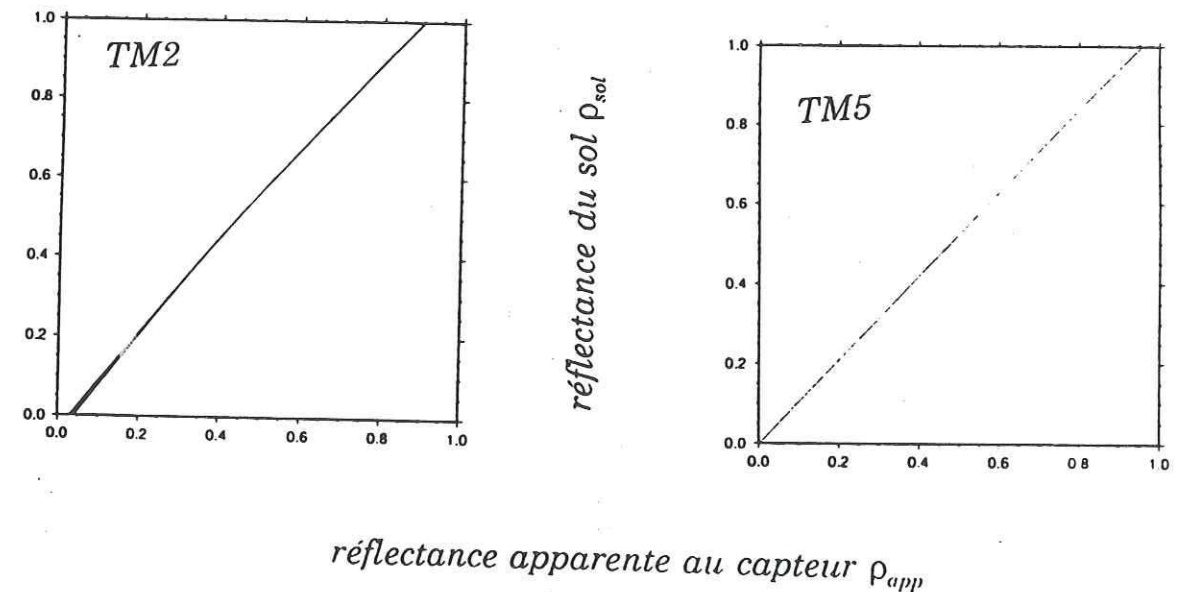


Figure 19 : Effet de l'altitude sur le transfert atmosphérique pour les canaux TM2 (visible) et TM5 (infrarouge) du capteur de Landsat. Pour TM2, on a les altitudes suivantes (de droite à gauche) : 0, 1000, 2200, 3000, 3750 mètres, et pour TM5, les altitudes 0 et 3000 mètres. Dans ce dernier cas, les courbes sont superposées.

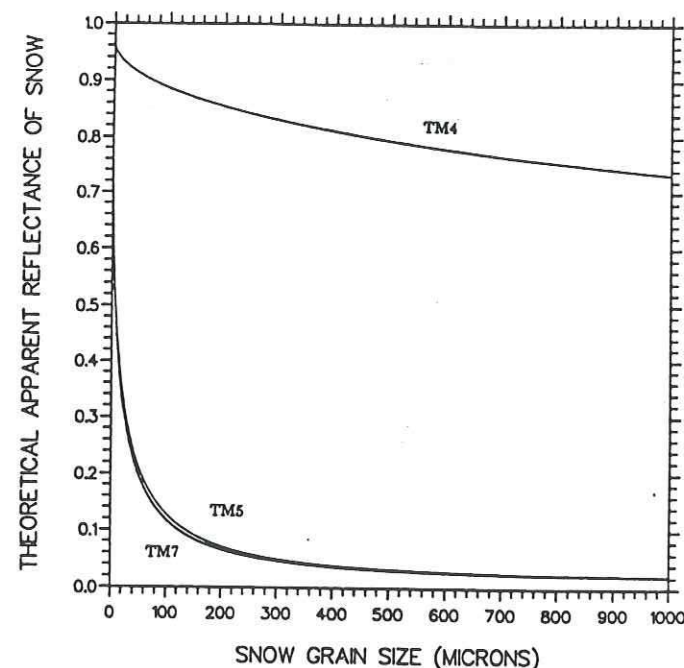


Figure 20 : Réflectance en fonction de la taille des grains pour trois longueurs d'ondes (0.849, 1.678 et 2.180 μm). La courbe est celle d'une fonction bijective.

E. Présentation de la méthode de détermination de la taille des grains :

Comme on l'a vu précédemment, on connaît la réflectance modélisée de la neige (soit Wiscombe et Warren, 1980; soit K. Stamnes et al, 1988). Ces modèles prédisent une dépendance entre la réflectance et la taille des grains dans le proche infrarouge. Par ailleurs, on dispose d'images satellites sur les Alpes et sur l'Antarctique dont certains canaux sont dans le proche infrarouge. L'idée est donc de comparer le signal satellitaire aux calculs théoriques des modèles pour déterminer la taille des grains (théorique) qui permet de retrouver le signal mesuré par le capteur.

En théorie, l'idée est simple : la forme des courbes théoriques de réflectance en fonction de la taille des grains, pour une longueur d'onde et une situation géométrique donnée, est celle d'une fonction bijective (figure 20). On peut donc déterminer un rayon de sphère de Mie r unique, qui dans des conditions spectrales et géométriques connues, permet de retrouver exactement la réflectance déterminée à partir des mesures satellitaires.

En pratique, j'ai utilisé deux méthodes :

1) Dans la première, on travaille au niveau du capteur. Tout d'abord, on calcule la luminance mesurée à partir du niveau de gris N_c , puis la réflectance apparente

$$L_{sat} = a_0 + a_1 N_c \quad \text{pour LANDSAT} \quad (32)$$

$$\rho_{app} = \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \cos \theta_i D}$$

où θ_i est l'angle local d'incidence du rayonnement.

Par ailleurs, on calcule la réflectance théorique $\rho_{th}(r, \theta_s)$, intégrée sur la bande de longueurs d'onde du canal étudié, en fonction de la taille des grains et pour un angle d'incidence égal à l'angle zénithal solaire θ_s , avec le modèle de Wiscombe et Warren. On simule l'effet

atmosphérique avec le modèle 5S, et l'on obtient la réflectance apparente théorique en fonction de la taille des grains directement comparable à ρ_{app} .

Mais, cette méthode est longue, car pour chaque pixel de l'image, il faut comparer ρ_{app} aux mille valeurs de réflectance apparente théorique. De plus, l'angle local d'incidence n'est pas pris en compte dans le calcul théorique, alors qu'il est utilisé dans le calcul de la réflectance apparente ρ_{app} . J'ai donc développé une deuxième méthode remédiant à ces deux inconvénients.

2) Pour la deuxième méthode, on travaille au niveau du sol. On calcule la réflectance apparente au niveau du satellite ρ_{app} , puis on détermine la réflectance vraie du sol ρ_0 en inversant le modèle 5S, et plus précisément en utilisant le polynôme d'approximation correspondant au jour et au canal où l'on travaille :

$$\rho_0 = a \cdot (\rho_{sat} - \rho_{min}) \cdot (\rho_{sat} - z) \quad (33)$$

Cette valeur de ρ_0 est alors directement comparable à la réflectance théorique. Pour déterminer le rayon r qui permet de vérifier au mieux l'équation :

$$\rho_0 = \rho_{th}(r) \quad (34)$$

on utilise une méthode de résolution de Lagrange pour calculer le zéro de la fonction $f(r) = \rho_{th}(r) - \rho_0$. Les bornes de l'intervalle de calcul sont les points d'abscisses $r=0$ et $r=1000 \mu m$, qui sont deux valeurs limites largement suffisantes pour de la neige. Entre ces deux bornes et pour un ρ_0 donné, la fonction $f(r)$ est strictement décroissante, continue et dérivable. Elle vérifie donc les hypothèses nécessaires à l'application du théorème de Lagrange (figure 21). Rappelons que la méthode de Lagrange est une méthode de résolution itérative, qui approche la racine d'une fonction située dans un intervalle $[x_0; x_1]$ en utilisant la corde $[x_0; x_n]$, x_0 étant le pivot. Chaque valeur x_{n+1} est calculée par :

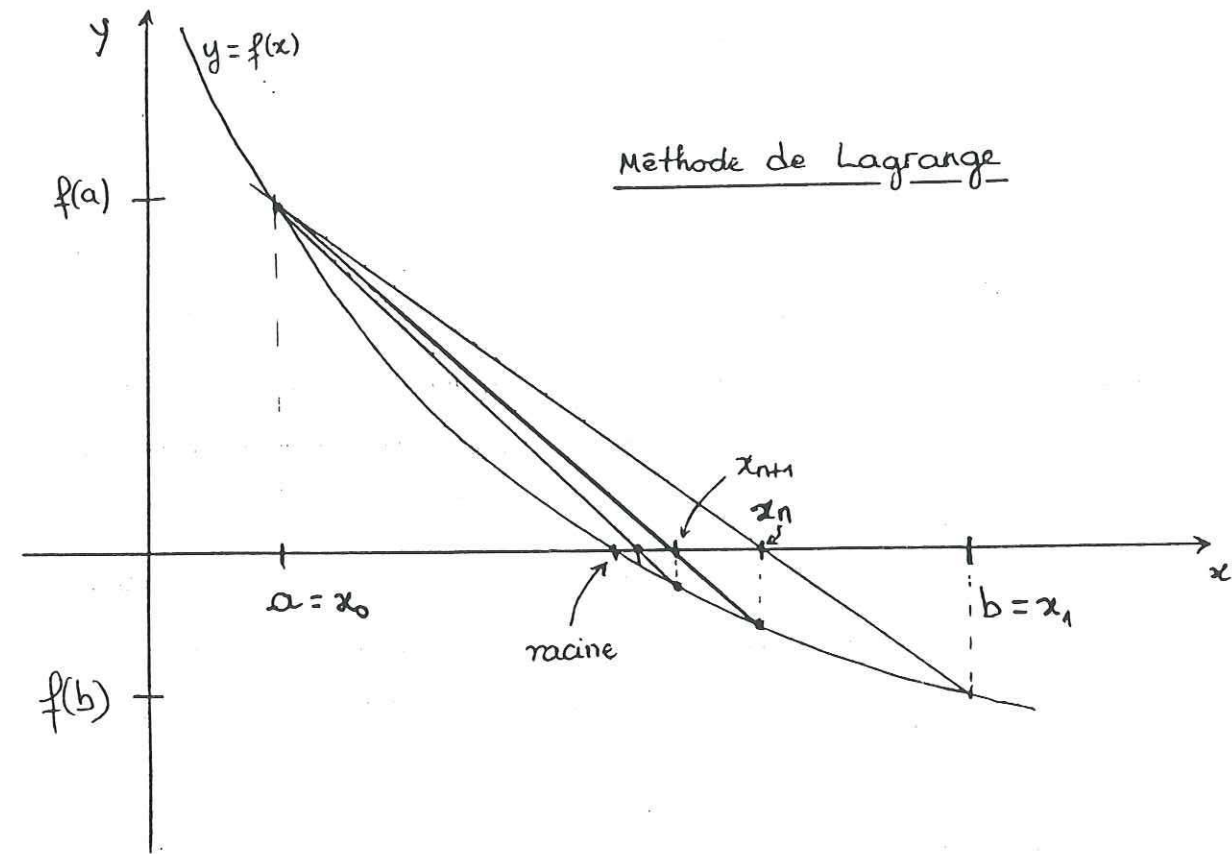


Figure 21 : Méthode de Lagrange pour résoudre une équation $F(r)=0$.

	Landsat		SPOT
TM2	0.560 μm	XS1	0.571
TM4	0.849 μm	XS3	0.851
TM5	1.648 μm		
TM7	2.180 μm		

Tableau 23 : Longueurs d'ondes efficaces pour les canaux ayant été utilisés dans ce travail.

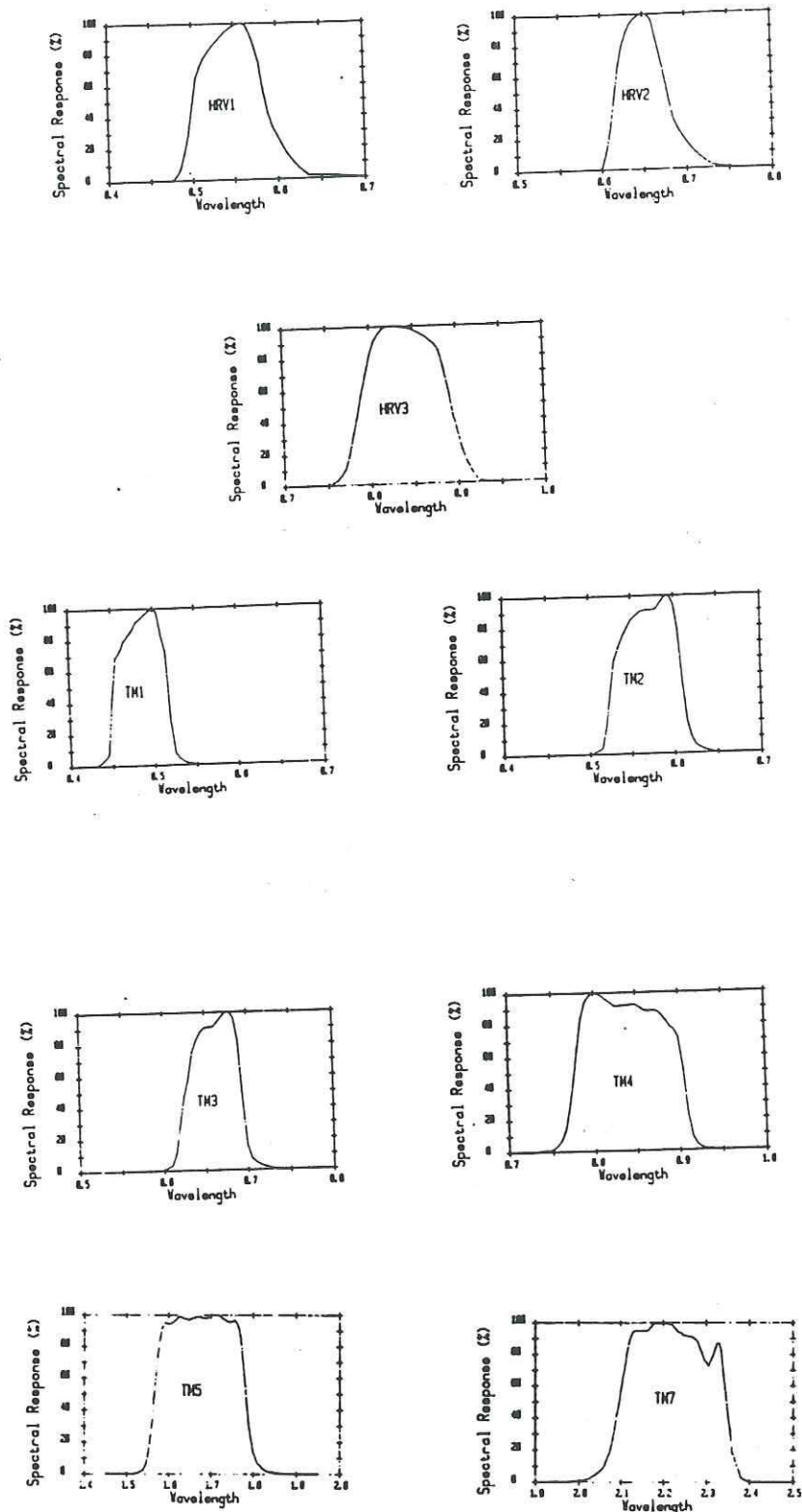


Figure 22 : Réponse spectrale des capteurs HRV de SPOT et TM de Landsat.

$$x_{n+1} = \frac{x_0 f(x_n) - x_n f(x_0)}{f(x_n) - f(x_0)} \text{ où } x_0 \text{ est pivot} \quad (35)$$

Dans notre cas, le pivot est la valeur $r=0$. L'itération s'arrête lorsqu'on a un point x_{n+1} qui vérifie $f(x_{n+1}) < \text{Précision}$, c'est à dire

$$\rho_{th}(r=x_{n+1}) - \rho_0 \leq \text{Précision} \quad (36)$$

Il faut noter que l'on calcule la réflectance théorique à chaque itération, en utilisant l'angle local d'incidence et le rayon $r=x_n$ qu'on vient de calculer. On fait les calculs avec le pourcentage d'éclairage direct/diffus fourni par 5S, et une longueur d'onde caractéristique pour chaque canal. En effet, les modèles sont spectraux et travaillent à une longueur d'onde unique. Pour des raisons de rapidité de calcul et d'application de la méthode de Lagrange, il a fallu déterminer pour chaque canal de chaque capteur utilisé, une longueur d'onde "efficace" λ_{eff} telle que la réponse du modèle théorique à cette longueur d'onde soit identique à la valeur de réflectance intégrée sur tout le canal, en tenant compte de la réponse du capteur $p_{canal}(\lambda)$ (figure 22) :

$$\rho_{th}(\lambda_{eff}) = \frac{1}{\lambda_{max} - \lambda_{min}} \int_{\lambda_{min}}^{\lambda_{max}} \rho_{th}(\lambda) \cdot p_{canal}(\lambda) \cdot d\lambda \quad (37)$$

La longueur d'onde recherchée est la même pour toutes les situations géométriques et tous les pourcentages d'éclairage diffus et direct. Le tableau 23 donne les valeurs de ces longueurs d'onde efficaces pour les différents canaux utilisés.

La puissance de cette méthode est la possibilité qu'elle offre de tenir compte pour chaque pixel de l'angle local d'incidence du rayonnement θ , dont on a vu plus haut qu'il avait une influence non négligeable sur le calcul des réflectances théoriques.

Pendant tout le début de ma thèse, et jusqu'en février 1993, j'ai travaillé en utilisant la première méthode, et les travaux publiés (Bourdelle et Fily, 1992, 1993) l'ont été avec celle-ci. Par la suite, j'ai développé la deuxième méthode, qui remédie aux insuffisances de la précédente, et tous les résultats présentés dans cette thèse, notamment l'étude de sensibilité du chapitre III, ont été faits ou refaits avec la méthode de Lagrange.

La deuxième méthode présentée dans ce paragraphe est donc valable d'un point de vue mathématique et elle permet de simuler pour chaque pixel les conditions géométriques et atmosphériques réelles. En théorie, rien ne s'oppose donc à la détermination de la taille des grains de la neige à partir d'une image satellite dans le proche infrarouge. La pratique a permis de mettre en évidence toute une série de problèmes qui s'accumulent, et qui sont dus à l'étalonnage des capteurs, à la connaissance de l'atmosphère, et à la topographie, ainsi qu'aux modèles eux-mêmes. Le Chapitre III de ce manuscrit exposera les différentes applications de la méthode de détermination de la taille des grains qui ont été faites pendant cette thèse, et mettra à chaque fois en évidence les problèmes rencontrés, l'effet sur la précision et la fiabilité des résultats, et les solutions choisies le cas échéant.

CHAPITRE II

COMPARAISON DE RESULTATS DE MODELE AVEC DES MESURES DE LABORATOIRE : COLLABORATION AVEC LE CENTRE D'ETUDES DE LA NEIGE.

**COMPARAISON DE RESULTATS DE MODELE
AVEC DES MESURES DE LABORATOIRE :
COLLABORATION AVEC LE CENTRE D'ETUDES DE LA NEIGE**

A. Le Centre d'Etudes de la Neige :

Le Centre d'Etudes de la Neige de Grenoble est un établissement de recherches météorologiques de Météo-France. Sa mission principale est la prévision des avalanches dans les massifs montagneux alpins, et il coordonne cette activité au niveau français.

Le CEN a mis au point le modèle de métamorphisme du manteau neigeux le plus complet à l'heure actuelle. Ce modèle, nommé CROCUS, a pour objectif la simulation et la prévision de l'évolution du manteau neigeux en termes de tassement, température, teneur en eau liquide et densité. L'évolution est calculée en fonction des conditions nivométéorologiques, reconstituées au pas horaire à partir des observations biquotidiennes du réseau. La grande originalité du modèle CROCUS, par rapport aux autres modèles d'évolution du manteau neigeux, est qu'il tient compte des lois de métamorphisme de la neige, et simule ainsi la stratigraphie du manteau neigeux. Ces lois ont été particulièrement étudiées au CEN, que ce soit le métamorphisme dû aux gradients de température (Marbouty, 1980) (figure 24) ou le métamorphisme de la neige humide (Brun, 1989). Une couche est caractérisée par un type de grains (sphéricité et dendricité) et une taille de grains. Son évolution se fait selon la température, la densité et le contenu en eau liquide. La stratigraphie du manteau neigeux est un paramètre déterminant pour la prévision des avalanches : selon qu'elle contient des gobelets (figure 25) ou des grains ronds, une couche n'aura pas du tout la même stabilité.

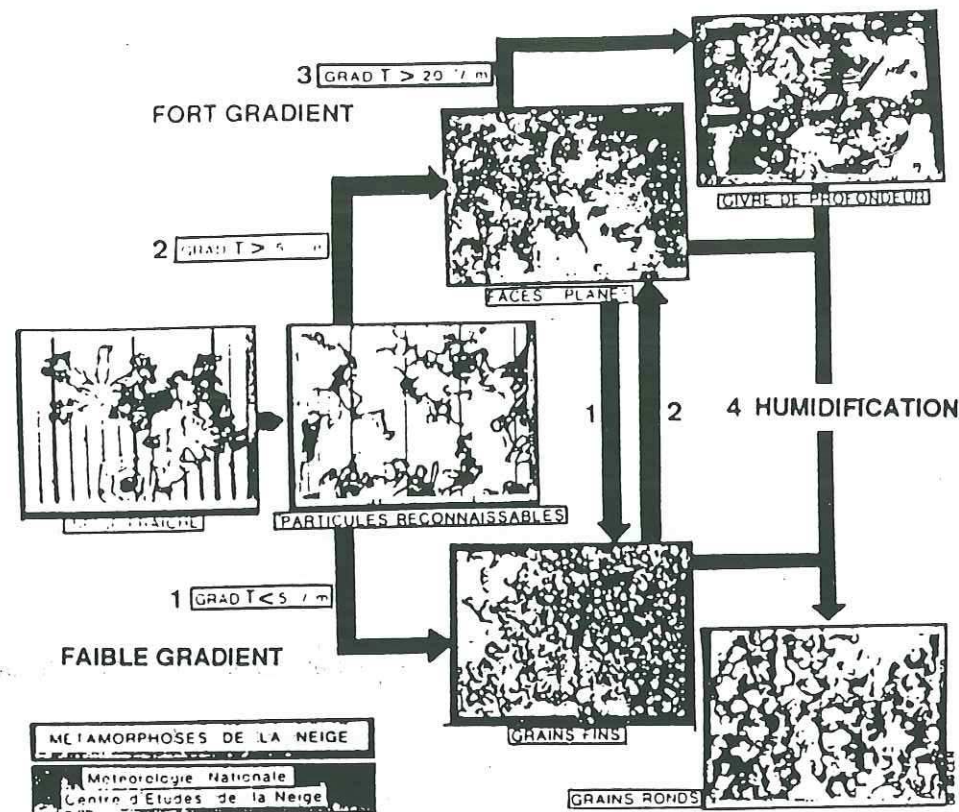


Figure 24 : Schéma récapitulatif du métamorphisme de la neige.

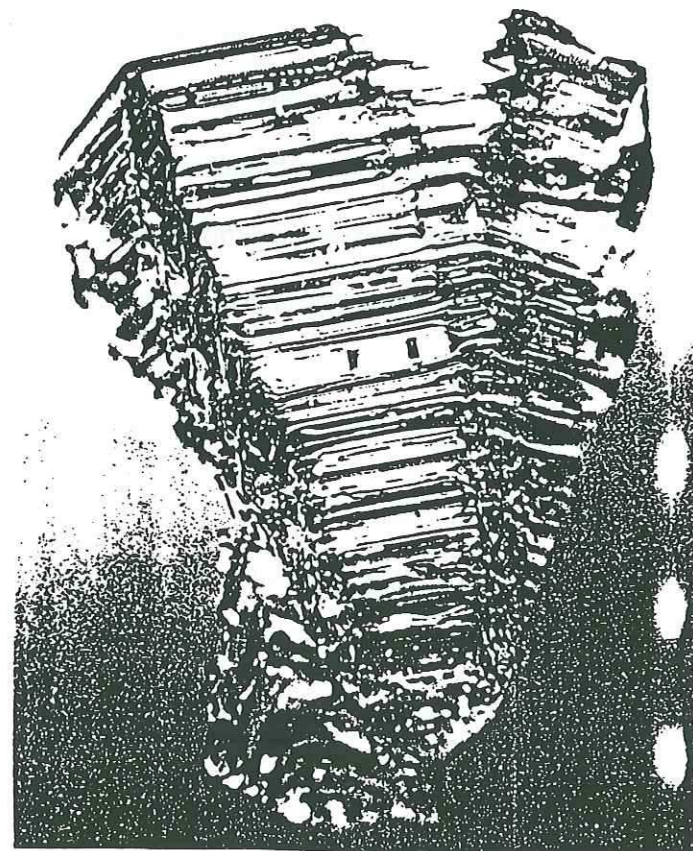


Figure 25 : Grain du type gobelet

La comparaison entre les simulations du modèle CROCUS et la réalité des Alpes Françaises est très bonne (Brun, 1992).

Il est clair que dans un tel modèle, comme d'ailleurs pour tout modèle climatique, l'albédo de la neige est un paramètre très important. Dans le proche infrarouge, l'énergie solaire reçue reste élevée (figure 3), et la réflectance de la neige est encore forte (figure 13). Or on sait que cette dernière dépend beaucoup du type de neige, et surtout de la taille de ses grains dans ces longueurs d'onde. Pour documenter la relation réflectance-taille des grains, des mesures de réflectance en laboratoire sont effectuées depuis 1990 au CEN par Claude Sergent (Sergent et al., 1993). A ce jour, près d'une centaine d'échantillons ont été mesurés. La neige utilisée est naturelle et elle subit en laboratoire un métamorphisme contrôlé (à l'aide d'un four à micro-ondes par exemple), afin de disposer d'une vaste gamme de types et de tailles de grains. Pour chaque échantillon la pollution et plus précisément le contenu en carbone-suie est mesuré.

Pour des raisons de rapidité de calculs, le modèle CROCUS a besoin d'une paramétrisation de l'albédo, selon le type de grains et la pollution. C'est pourquoi nous avons développé une collaboration afin de mieux comprendre la relation entre les résultats du modèle de Warren et Wiscombe (1980) et les mesures de réflectance, de taille des grains et de pollution effectuées sur des neiges naturelles.

B. Les mesures expérimentales du CEN :

1) Mesures radiométriques :

Le dispositif de mesures du CEN est montré en détails sur la figure 26. Il utilise une sphère d'intégration et mesure la réflectance de la neige entre 0.4 et 1 microns, avec un pas de 10 nm. L'éclairage est donc totalement diffus, et la mesure est directionnelle. La forme des courbes mesurées (figure 31) ainsi que l'effet de la taille des grains et de la pollution donne du crédit aux modèles de réflectances décrits plus haut (WW et KS). Globalement, la description qu'ils proposent est semblable à la réalité.

2) La mesure de la taille des grains :

Il est difficile de définir de façon unique et satisfaisante la taille des grains de la neige. En effet, la seule figure géométrique qui puisse être décrite à l'aide d'un seul nombre est la sphère. Or, un grain de neige est rarement rond, et il faut soit plusieurs valeurs pour le décrire, soit déterminer un unique paramètre qui le caractérise au mieux optiquement. Dans certaines études, les auteurs proposent de définir la taille d'un grain comme le rapport volume sur surface. Encore faut-il être capable, à mon avis, de définir les volumes et surfaces d'un grain de forme complexe ! Dans d'autres cas, une taille moyenne mesurée sous une loupe avec du papier millimétré est proposée. Mais si l'on prend l'exemple d'un grain "bouton de manchette" de forme plutôt cylindrique, il paraît difficile de n'en donner qu'une dimension, et de déterminer laquelle il convient de choisir.

De son côté, le CEN a mis au point un système objectif de mesure de la taille des grains (Brun, 1991). Dans un premier temps, en chambre froide, on saisit sous microscope une centaine d'images des grains d'un échantillon. Ensuite, à partir de chaque image saisie sous

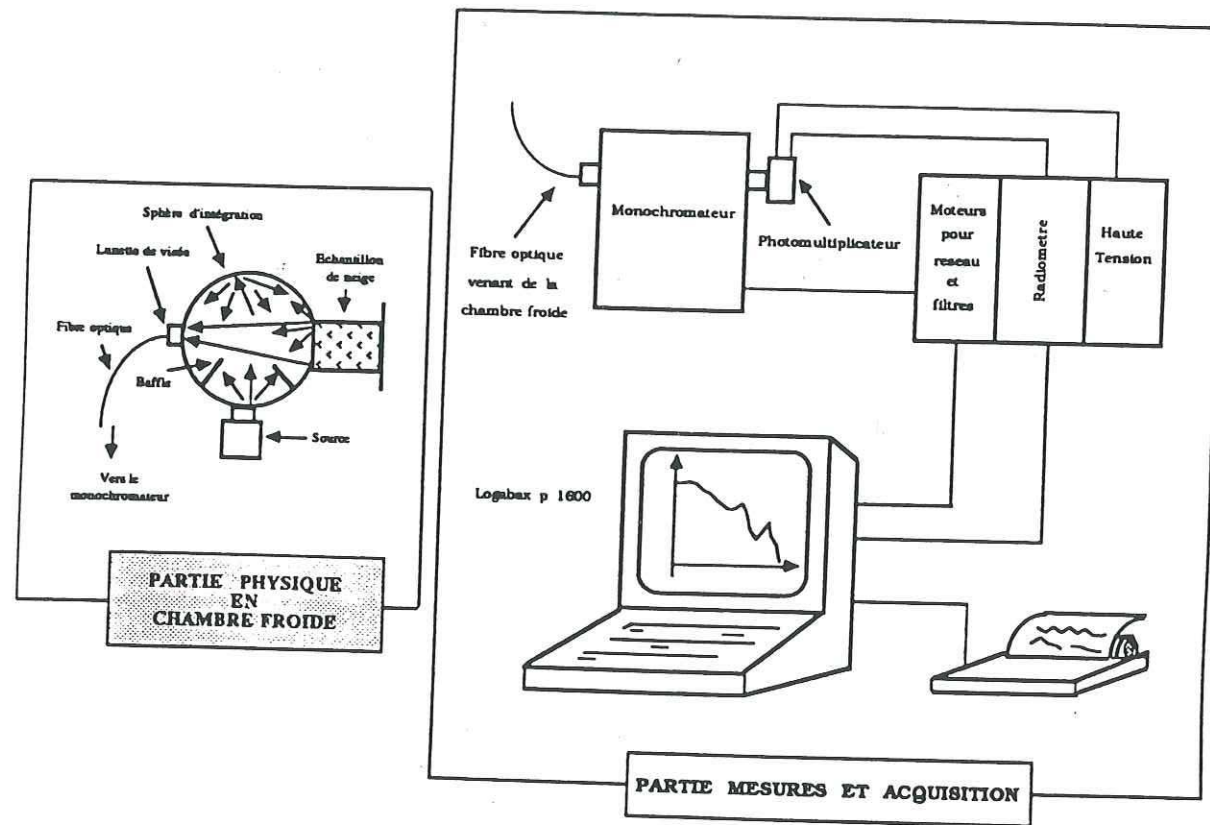


Figure 26 : Dispositif de mesures de la réflectance de la neige en laboratoire mis au point et utilisé par le Centre d'Etudes de la Neige (Sergent, 1993).

microscope, un système d'analyse d'images calcule la convexité de petites portions successives de la frontière grain-extérieur. Le rayon convexe moyen d'un échantillon est la valeur moyenne de l'inverse de ces convexités. Ce paramètre est actuellement, d'après le CEN, celui qui semble le mieux décrire la réalité optique.

3) La mesure de la pollution :

Pour chaque échantillon de neige étudié, la mesure du contenu massique en carbone-suie est mesuré. Cette analyse est faite par H. Cachier à Gif sur Yvette selon une méthode de titration coulométrique (Cachier et al., 1989).

C. Comparaison mesures-modèle :

A l'aide du banc de mesures décrit précédemment, Claude Sergent du CEN a étudié une centaine d'échantillons. Pour chacun d'entre eux, il a mesuré la réflectance entre 0.4 et 1.1 microns, déterminé le rayon convexe moyen par la méthode d'analyse d'images et fait mesurer la concentration massique en carbone-suie par H. Cachier à Gif sur Yvette. Une très faible concentration de carbone-suie (quelques ppmw) suffit à faire changer la réflectance de la neige dans le visible, car ce polluant absorbe beaucoup. Il faut beaucoup plus de poussières par exemple pour arriver au même effet sur la réflectance (Warren et Wiscombe, 1980). De mon côté, j'ai utilisé le modèle Warren et Wiscombe de réflectance de la neige polluée, que j'ai décrit au chapitre I Partie C, pour faire une étude de sensibilité aux différents paramètres (taille des grains, pollution). Rappelons que le travail s'effectuant en éclairage totalement diffus, il n'est pas nécessaire de travailler avec un modèle bidirectionnel.

1. Etude sur la taille des grains :

Avec 70 échantillons, C. Sergent a fait une étude visant à déterminer le lien entre les tailles de grains déterminées au CEN (rayon convexe moyen) et le rayon des sphères du modèle de Warren et Wiscombe (1980) WW2 concernant la neige polluée -rappelons que le modèle de Wiscombe et Warren (1980) concernant la neige pure est noté WW1. Pour caractériser la taille des grains, il a défini un certain nombre de quantités qui sont décrites ci-dessous (C. Sergent, 1993): (figure 27):

- Le rayon convexe moyen r_{cm} tel qu'il est mesuré par l'analyse d'images vidéo.
- Le rayon optique r_{ww} qui est défini comme le rayon de sphère qui permet de retrouver, grâce au modèle WW1, la réflectance mesurée dans la bande 0.98 à 1 microns. On peut utiliser dans ce cas le modèle WW1 concernant la neige pure car, dans le proche infrarouge, la

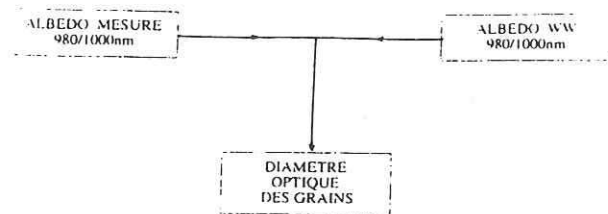


Figure 27 : Schéma de détermination des tailles de grains optique r_{ww} et théorique r_{th} .

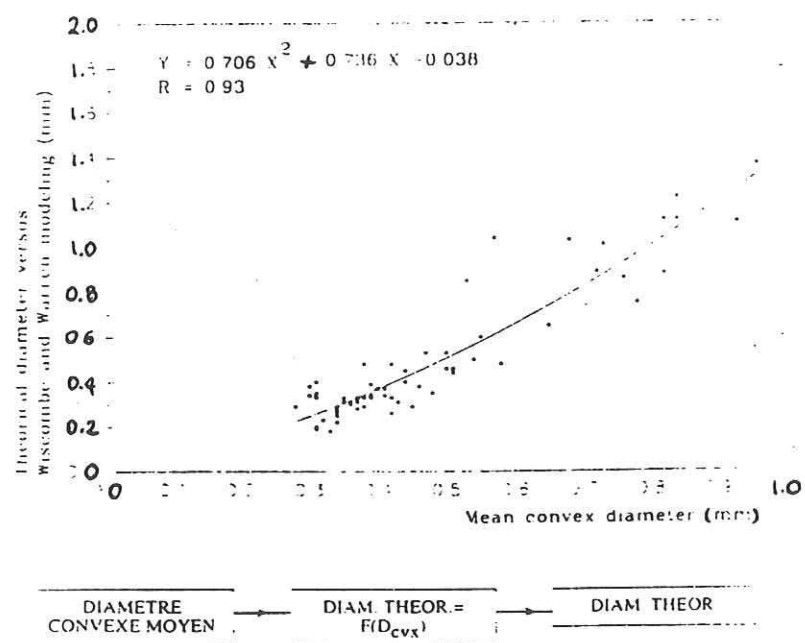


Figure 28 : Ensemble des points rayon convexe moyen- rayon théorique ayant servi à déterminer le polynôme d'ajustement (Sergent, 1993).

pollution n'intervient pas dans la réflectance du mélange : en effet, à partir de 0.9 microns, la glace devient très absorbante, et il faut alors vraiment beaucoup de pollution pour influencer le résultat. L'hypothèse a donc été faite que la neige peut être considérée comme pure dans ces longueurs d'ondes, ce qui est tout à fait vrai au sens de WW pour les concentrations rencontrées dans les Alpes.

- Le rayon théorique r_{th} : pour un échantillon dont on connaît le rayon convexe moyen, on désire savoir le rayon de sphère qu'il faut utiliser dans WW pour obtenir une courbe similaire dans le proche infrarouge. Pour cela, on détermine un polynôme d'ajustement (figure 28) à partir des 70 points (r_{cm} , r_{ww}), permettant de calculer un tel rayon, dit rayon théorique r_{th} . Le polynôme d'ajustement pour les diamètres est le suivant :

$$d_{th} = 0.706d_{cm}^2 + 0.736d_{cm} - 0.038 \quad (38)$$

Dans les chapitres et paragraphes qui précèdent, il a souvent été question de taille des grains de la neige et il est apparu que ce terme recouvrait beaucoup de notions. En effet, il a été question :

- du rayon convexe moyen mesuré au CEN r_{cm}
- du rayon optique r_{ww} correspondant
- du rayon théorique r_{th} qui en a été déduit
- du rayon des sphères dans la diffusion de Mie qui se rapproche de r_{ww} .

Il est difficile de dire lequel est le meilleur et décrit le mieux la réalité de la neige. Un des problèmes vient du fait que l'on cherche à décrire un grain de forme complexe par une seule valeur. En fait, concernant les modèles de réflectance, on utilise (dans cette thèse) des sphères pour simuler le manteau neigeux. L'étape suivante de ce travail sur la taille des grains et sur la réflectance de la neige dans le visible et le proche infrarouge consiste à

introduire des grains de formes plus complexes dans les calculs de la diffusion. Catherine Leroux débute une thèse en collaboration entre le CEN, le LOA de Lille et le LGGE sur ce sujet. L'idée est de mieux décrire par la théorie la réflectance d'une neige dont on connaît le type et la taille des grains, et de la comparer aux mesures de laboratoire. On peut appeler "sens direct" ce type de travail, au sens où l'on part des caractéristiques de la neige pour arriver à sa réflectance modélisée.

Dans cette logique, on appelle alors "sens inverse" le cheminement qui consiste à retrouver la taille des grains de la neige (ou toute autre caractéristique physique) à partir de mesures radiométriques (satellitaires ou aéroportées). Les caractéristiques ainsi déterminées sont donc intimement liées à la modélisation utilisée et ne peuvent être interprétées que dans champ des travaux dans le sens direct.

Pour l'inversion du problème, on dispose généralement d'une mesure unique dans un canal et on ne peut de fait déterminer qu'une inconnue. Or, des particules complexes sont décrites par plusieurs paramètres. On doit donc, à mon avis, se contenter de travailler avec des sphères et de connaître le lien entre la modélisation et la réalité. On peut par contre espérer retrouver des formes complexes à l'aide de mesures spectrales ou spectrométriques bien étalonnées. En effet, l'utilisation conjointe de plusieurs canaux pourrait permettre de déterminer plusieurs inconnues. C'est aussi un des buts de la thèse de Catherine Leroux.

Par la suite, dans le chapitre III sur les applications, le terme de "taille de grains" désignera toujours la notion de rayon de la sphère permettant d'obtenir une réflectance donnée à l'aide d'un modèle (WW ou KS) et en utilisant la diffusion de Mie. Le lien avec les données de terrain, lorsqu'il y en a, sera fait à l'aide de la relation empirique entre le rayon convexe moyen et le rayon optique du modèle.

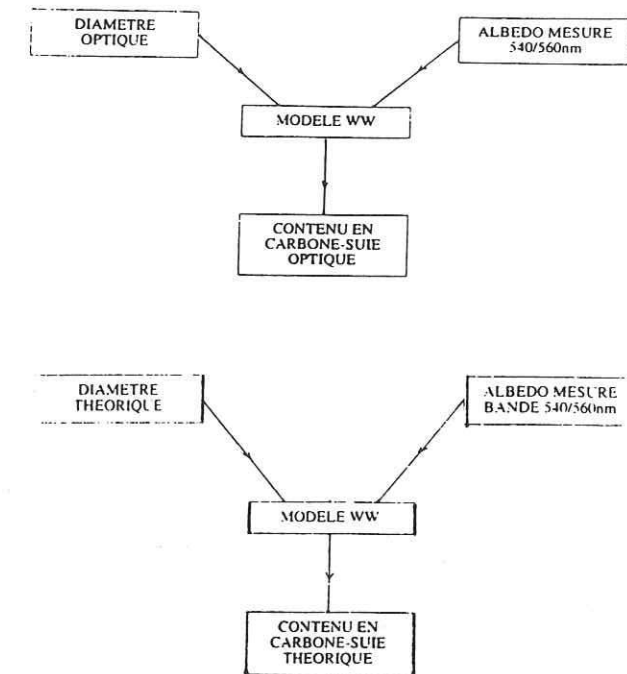


Figure 29 : Schéma de détermination des concentrations en carbone-suie optique et théorique (Sergent, 1993).

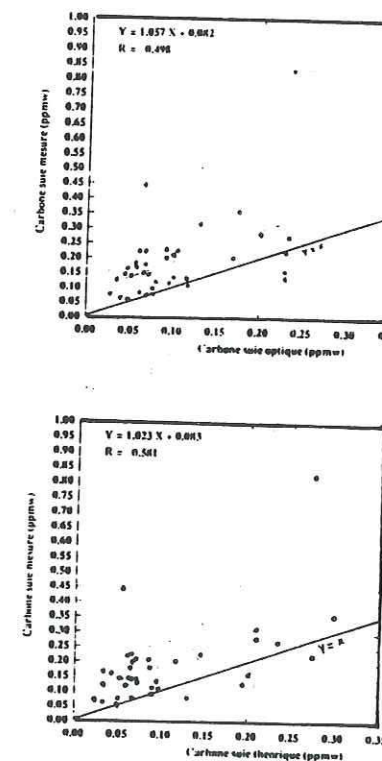


Figure 30 : Ensemble des points concentration en carbone-suie mesurée c_{soot} en fonction de la concentration optique (en haut) ou théorique (en bas) (Sergent, 1993).

2. Etude sur les effets de la pollution :

Connaissant la taille de ses grains grâce à une bande spectrale où la pollution n'intervient pas, on peut espérer déterminer la concentration en carbone-suie d'un échantillon à partir de sa réflectance dans le visible où cette pollution intervient beaucoup, alors que la taille des grains est un paramètre moins sensible. Là aussi, il existe plusieurs concentrations, dont les noms sont logiquement reliés à ceux des rayons définis plus haut (C. Sergent, 1993) (figure 29):

- la concentration massique mesurée c_{soot} déterminée par titration coulométrique à Gif sur Yvette.
- la concentration optique c_{ww} qui permet de retrouver la réflectance mesurée dans l'intervalle 0.54 à 0.56 microns, en utilisant le modèle WW2 et le rayon optique r_{ww} calculé précédemment.
- la concentration théorique qui est calculée avec le rayon théorique r_{th} .

Il est apparu que les concentrations calculées par WW2, que ce soit c_{ww} ou c_{th} étaient inférieures aux concentrations mesurées c_{soot} (figure 30). C. Sergent a donc étudié la répartition des points (c_{ww}, c_{soot}) et (c_{th}, c_{soot}). Dans les deux cas, il calcule une droite de régression dont la pente est proche de un, et dont l'ordonnée à l'origine - donc la différence moyenne entre la concentration mesurée et la concentration calculée - est de 0.08 ppmw.

Faisant naturellement plus de crédit aux mesures qu'aux modèles, il en conclut que le modèle tel qu'il a été utilisé pour ces calculs surestime l'effet de la pollution (C. Sergent, 1993).

Pour ma part, il me semble que la comparaison directe des courbes de réflectance mesurée et des courbes calculées par WW2 en utilisant la concentration en carbone-suie mesurée c_{soot} et la taille des grains théoriques r_{th} est plutôt bonne. Mr. S.G. Warren à qui nous avons envoyé la figure 31 était très satisfait du bon comportement de son modèle (pour l'anecdote : il nous a même écrit de Pôle Sud où il hivernait pour nous le dire !). Toutefois, la répartition

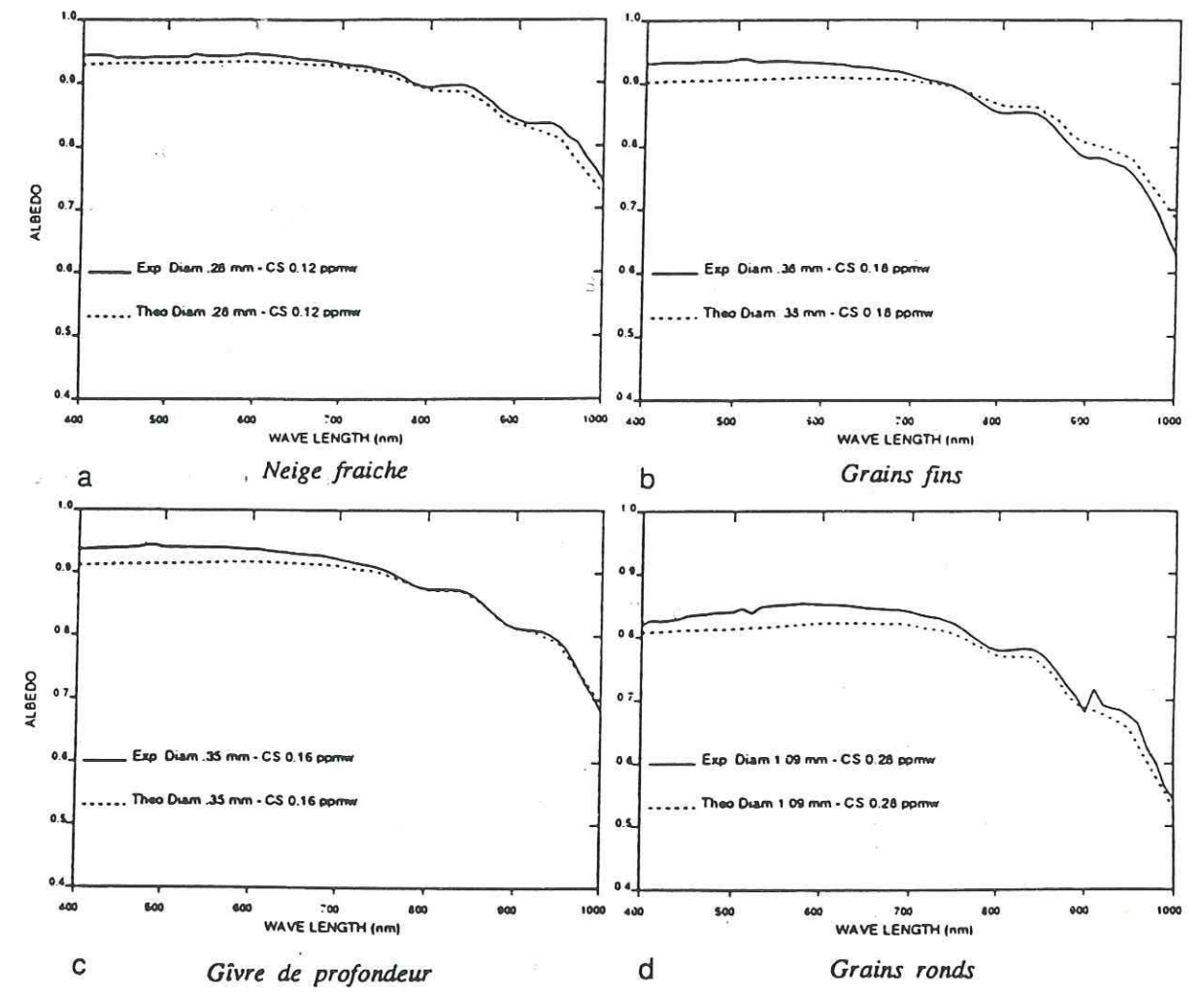


Figure 31 : Comparaison entre les réflectances mesurées en laboratoire et les calculs théoriques du modèle de Warren et Wiscombe. Les courbes expérimentales sont en tirets, et les courbes calculées en trait plein. Dans tous les cas, les calculs sont faits avec le rayon théorique, calculé à l'aide du polynôme d'approximation de la page 81. La concentration en carbone-suie CS est la concentration mesurée c_{soot} . (Sergent, 1993)

longueur d'onde (µm)	Warren et	Wiscombe	D'après	5S
	M_{re}	M_{im}	M_{re}	M_{im}
0.400	1.8	0.5	1.75	0.46
0.488	1.8	0.5	1.75	0.45
0.515	1.8	0.5	1.75	0.45
0.550	1.8	0.5	1.75	0.44
0.633	1.8	0.5	1.75	0.43
0.694	1.8	0.5	1.75	0.43
0.860	1.8	0.5	1.75	0.43
1.060	1.8	0.5	1.75	0.44
1.300	1.8	0.5	1.76	0.45
1.536	1.8	0.5	1.77	0.46
1.800	1.8	0.5	1.79	0.48
2.000	1.8	0.5	1.80	0.49
2.250	1.8	0.5	1.81	0.50
2.500	1.8	0.5	1.82	0.51
2.700	1.8	0.5	1.83	0.52
3.000	1.8	0.5	1.84	0.54

Figure 32 : Indices de réfraction du carbone-suie.

des points (figure 30) n'affiche pas de tendance très claire (le coefficient de corrélation n'est pas élevé). J'ai donc été amenée à effectuer une étude de sensibilité du modèle WW2 de réflectance de la neige polluée avec des particules atmosphériques (Warren et Wiscombe, 1980) aux caractéristiques physiques de la pollution.

Ce travail a révélé finalement les lacunes dans la connaissance du polluant, qui ne permettent pas de valider de façon catégorique le modèle de WW, mais lui font bon crédit malgré tout.

Concernant le carbone-suie, on a besoin de connaître :

- sa masse volumique ρ_{soot} , car le modèle utilise sa concentration volumique, tandis que les mesures par titration coulométrique fournissent sa concentration massique c_{soot} .
- la taille des particules pour les calculs de la diffusion de Mie
- son indice de réfraction complexe M_{soot} .

Ces trois paramètres se sont avérés sensibles.

a) L'indice de réfraction complexe du carbone-suie :

Ce qui est d'abord apparu clairement, c'est la difficulté de trouver une longueur d'onde où effectuer les calculs : j'ai travaillé de façon spectrale comme l'impose le modèle. Toutefois, cette difficulté à propos de la longueur d'onde a révélé la mauvaise connaissance de l'indice de réfraction du carbone-suie. Lors d'une discussion avec H. Cachier, nous avons appris que cet indice pouvait varier avec l'âge et l'histoire des particules. En effet, une particule de carbone-suie peut paraître blanche ou noire selon qu'elle vient d'être créée lors d'une combustion, ou qu'elle a déjà été transportée sur des centaines de kilomètres. D'autre part, une particule de carbone-suie n'est jamais isolée dans une masse d'air et donc dans la neige. On trouve généralement des grosses particules formées de différents polluants, et bien souvent le carbone-suie se retrouve entouré de sulfates ou autres. Tout ceci permet d'expliquer qu'il faudrait pratiquement un indice de réfraction personnalisé pour chaque carbone-suie étudié. D'ailleurs il est possible, pour une taille de grains donnée r_{ww} et une

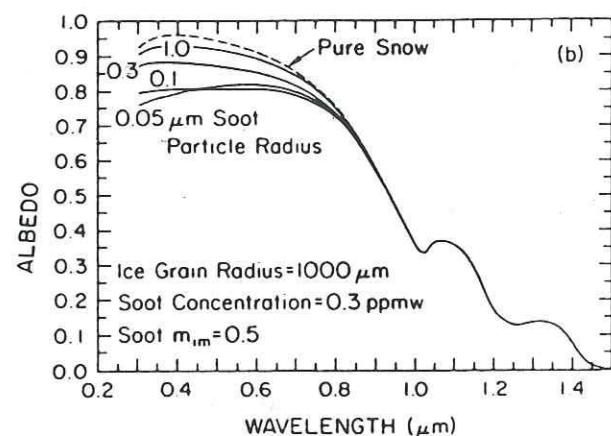


Figure 33 : Effet de la taille des particules de carbone-suie.

pollution mesurée c_{soot} , de superposer la courbe théorique à la courbe de réflectance mesurée de l'échantillon étudié : il suffit de changer spectralement l'indice de réfraction complexe du carbone-suie. Ces variations ne sont pas toujours très grandes et elles restent dans la limite du plausible. Dans l'article WW2, l'indice de réfraction du carbone-suie est pris constant et égal à $M_{soot}=1.8+0.5i$, par manque de connaissance. Il est paru depuis une revue où sont fixés les standards atmosphériques (WMO), et où on peut trouver aussi l'indice de réfraction des principaux composants atmosphériques (table 32). J'ai donc utilisé cette référence-là, qui semble faire un certain consensus, et qui est plus récente que l'article de référence (1971) de WW2.

b) La taille des particules de carbone-suie :

Un autre paramètre que l'on connaît mal est la taille des particules de carbone-suie : dans leur article Warren et Wiscombe proposent une taille (diamètre) de $0.2\mu m$. Or, toujours d'après H. Cachier cette valeur correspondrait au stade de nucléation et n'est pas réaliste pour du carbone-suie déposé dans la neige. Il vaudrait mieux utiliser des valeurs oscillant selon les cas entre 0.4 et $1\mu m$. Dans ce cas, les résultats des calculs de la diffusion de Mie seraient différents, ce qui changerait aussi les propriétés de diffusion du mélange. La figure 33 montre l'effet de cette taille sur les calculs.

c) La masse volumique du carbone-suie :

Enfin, un troisième paramètre intervient dans le calcul des courbes théoriques à partir de la concentration de carbone-suie mesurée c_{soot} . Il s'agit de la masse volumique mv_{soot} . Celle-ci lie la concentration massique mesurée à la concentration volumique qui est la seule importante d'un point de vue optique. Dans leur article, Warren et Wiscombe proposent une

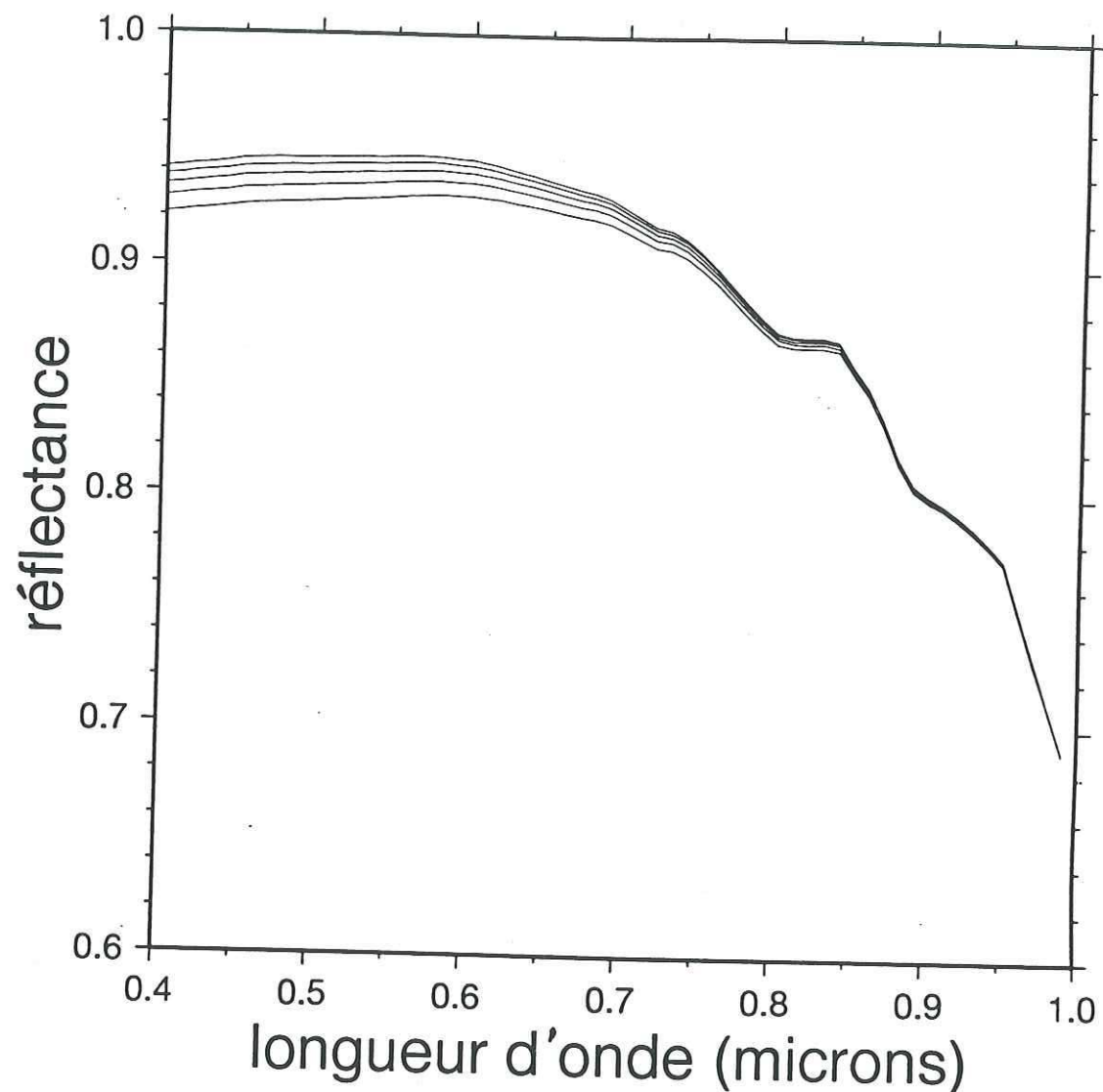


Figure 34 : Effet de la masse volumique du carbone-suie : la taille des grains de neige est de $100\mu\text{m}$, l'éclairement est diffus, la concentration en polluant est de 0.1 ppmw et la masse volumique vaut, de bas en haut : $1000, 1250, 1500, 1750$ et 2000 kg/m^3

valeur de 2.05kg/m^3 . Mais, dans une note de bas de page, ils ajoutent que des mesures plus récentes indiqueraient plutôt 1 kg/m^3 . Ce paramètre est apparemment assez mal connu, car même H. Cachier n'a pas pu me donner plus de précision. Si l'on fait osciller la masse volumique entre 1 et 2 kg/m^3 pour un même échantillon, on retrouve autant de courbes théoriques que de valeurs utilisées. L'effet d'une variation de mv_{soot} est un déplacement global de quelques pour-cent de la courbe théorique dans le visible, la réflectance augmentant avec la masse volumique (figure 34): ceci est logique, car pour une masse volumique qui augmente, une même concentration massique conduit à une concentration volumique inférieure, et donc une réflectance supérieure, la neige étant "moins polluée". J'ai essayé de déterminer la masse volumique nécessaire à la superposition des courbes mesurée et calculée (avec c_{soot} et r_{ww}) pour un grand nombre d'échantillons. Aucune valeur n'est apparue dominante dans cette tentative. Il fallait pratiquement une masse volumique pour chaque échantillon : ceci est peut être vrai, et pour les raisons que j'ai évoquées plus haut - histoire de la masse d'air, mélanges de plusieurs polluants, carbone-suie recouvert de sulfates.

d) Autres polluants :

D'autre part, on essaye d'attribuer au carbone-suie (au travers de c_{soot}) toute la responsabilité de la pollution de la neige. Or, il est clair qu'il y a aussi des poussières continentales et autres polluants atmosphériques, sans oublier les fréquents micro-organismes qui y vivent, que ce soient des animaux microscopiques ou des petits végétaux (Eyheralde, 1991). Et on ne connaît bien évidemment pas leur indice de réfraction, ni leur concentration ! Certains échantillons ont une réponse spectrale que l'on pourrait qualifier de "rouge" ou de "jaune" et il me paraît clair qu'ils contiennent des poussières sahariennes.

Conclusions sur l'effet de la pollution :

Les résultats obtenus par Claude Sergent montrant une différence entre les concentrations de carbone-suie mesurées c_{soot} et les concentrations calculées (soit c_{th} , soit c_{ww}) peuvent donc s'expliquer :

- d'une part, le carbone-suie est mal connu en lui-même, que ce soit sa masse volumique, la taille des ses particules ou son indice de réfraction.
- d'autre part, dans la neige naturelle telle que l'a étudiée Claude Sergent, il n'y a pas que du carbone-suie, et celui-ci n'apparaît jamais à l'état de particules sphériques isolées.

Malgré toutes les lacunes dans la connaissance des données d'entrée à utiliser pour les calculs, il faut noter que les courbes calculées par le modèle théorique de Warren et Wiscombe se comportent bien par rapport aux mesures. Il prend bien en compte les effets dominants : variations de l'indice de réfraction de la glace, influence de la taille des grains et de la pollution. Il me semble donc que le modèle de Warren et Wiscombe peut servir à décrire la réalité, au moins dans le cas d'un éclaircissement totalement diffus. Le plus difficile est finalement de bien connaître la pollution de la neige naturelle dont on mesure la réflectance.

D. Conclusion :

On a vu dans ce chapitre la difficulté qu'on rencontre dès que l'on essaye de déterminer la taille des grains de la neige. Pour toutes les raisons que j'ai évoquées plus haut, je nommerai la taille des grains dans la suite de cet exposé le rayon de la sphère utilisée dans le calcul de la diffusion de Mie pour retrouver la réflectance d'une neige à l'aide des modèles de Wiscombe et Warren ou de Stamnes et al.

La collaboration avec le Centre d'Etudes de la Neige a permis de mettre en évidence la difficulté que l'on rencontre lorsqu'en travaillant avec des neiges naturelles on est confronté au problème de la pollution. En l'état actuel des connaissances, il faut appliquer la méthode de détermination de la taille des grains dans les Alpes sans utiliser de canal visible pour éviter les problèmes liés à la pollution.

Enfin, le lien entre les divers rayons décrits plus haut et la taille des grains utilisée par le modèle CROCUS reste à développer.

CHAPITRE III

**APPLICATIONS EN ANTARCTIQUE ET
DANS LES ALPES**

<p style="text-align: center;">APPLICATIONS EN ANTARCTIQUE ET DANS LES ALPES</p>

Landsat	microns
TM1	0.45-0.52
TM2	0.52-0.60
TM3	0.63-0.69
TM4	0.76-0.90
TM5	1.55-1.75
TM7	2.08-2.35

SPOT	microns
XS1	0.50-0.59
XS2	0.61-0.68
XS3	0.79-0.89

Tableau 35 : longueurs d'ondes des canaux du capteur TM de Landsat et du capteur HRV de SPOT.

A. L'Antarctique :

Introduction :

Pour ce travail, on dispose d'une image LANDSAT TM (Thematic Mapper) et d'une image SPOT (XS) multispectrale. Elles sont centrées toutes les deux sur la Terre Adélie, et plus précisément sur la base française de Dumont d'Urville (DDU : 140°Est; 66°5 Sud). Rappelons que l'image Landsat couvre une surface de 180 km de côté avec une résolution de 30 mètres, tandis que SPOT fournit des mesures dans une zone de 60 km de côté, mais avec une résolution de 20 m. Le tableau 35 rappelle les longueurs d'ondes des canaux des capteurs Landsat TM et SPOT HRV. Landsat dispose de 3 canaux infrarouges différents (TM4, TM5 et TM7) tandis que SPOT n'en a qu'un, noté XS3, et correspondant à TM4. Pour l'image Landsat, seul le canal visible TM2 est utilisable, les deux autres canaux visibles TM1 et TM3 étant saturés sur la neige. L'image Landsat date du 14 janvier 1989 à 9h locales, et l'image SPOT du 09 février 1987 vers 8h. Dans les deux cas, c'est le plein été et il fait jour en permanence (DDU se trouve juste au delà du cercle polaire antarctique). Près de la côte, en raison de cet ensoleillement et de la proximité de la mer, la fonte est fréquente, et des zones

de glace vive apparaissent. Une autre caractéristique des régions côtières est le fort vent qui y souffle, parfois jusqu'à 200km/h. Ce vent est appelé catabatique : il vient des hauteurs de la calotte et dévale la pente, venant -à DDU- d'une direction Sud-Est. Il faut savoir que la calotte antarctique est très plate à l'intérieur (pente de 10⁻³), mais qu'en régions côtières, les pentes sont plus importantes.

1. Rappel de la méthode de détermination de la taille des grains :

Elle s'effectue selon plusieurs étapes :

a- calcul de la luminance apparente L_{sat} , puis de la réflectance apparente ρ_{app} au niveau du satellite à partir du niveau de gris Nc fourni pour un pixel selon :

$$\begin{aligned}
\text{Pour Landsat : } L_{sat} &= a_0 + a_1 Nc \\
\text{Pour SPOT : } L_{sat} &= \frac{Nc}{A_k G_{mk}} \\
\rho_{app} &= \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \cos \theta_i}
\end{aligned}
\tag{39}$$

où a_0 , a_1 , A_k et G_{mk} sont les coefficients d'étalonnage du capteur considéré, E_0 est l'éclairement exo-atmosphérique solaire et θ_i est l'angle local d'incidence.

b- correction des effets atmosphériques à l'aide du modèle de transfert atmosphérique 5S, et plus exactement de son inversion.

c- comparaison de la réflectance au niveau du sol ainsi obtenue avec les résultats théoriques.

On peut schématiser cette méthode de la façon suivante :

$$\begin{aligned}
&\text{Dans un canal infrarouge} \\
Nc &\rightarrow L_{sat} \rightarrow \rho_{app}(IR) \rightarrow \rho_0(IR) \rightarrow \rho_{th}(r) \rightarrow r
\end{aligned}
\tag{40}$$

avec les notations introduites précédemment, c'est à dire :

Nc est le niveau de gris du pixel étudié dans le canal infrarouge où l'on travaille,

L_{sat} est la luminance correspondante,

$\rho_{app}(IR)$ est la réflectance apparente qui en découle dans ce même canal infrarouge,

$\rho_0(IR)$ est la réflectance au sol après correction atmosphérique,

$\rho_{th}(r)$ est la réflectance théorique en fonction de la taille des grains r .

Dans l'ordre chronologique d'application, cette méthode nécessite de connaître :

a- l'étalonnage des capteurs pour le passage entre le niveau de gris Nc et la luminance mesurée au niveau du satellite L_{sat} .

b- l'angle local d'incidence du rayonnement solaire θ_i , d'une part pour calculer ρ_{app} selon :

$$\rho_{app} = \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \cos \theta_i}
\tag{41}$$

et d'autre part pour calculer la réflectance théorique ρ_{th} en fonction de la taille des grains dans des conditions géométriques correspondant à celles du pixel étudié.

c- le transfert atmosphérique pour effectuer la correction $\rho_{app} \rightarrow \rho_0$.

A priori :

- on connaît les coefficients d'étalonnage des capteurs puisqu'ils sont fournis avec les données.

- on ne connaît pas l'angle local d'incidence du rayonnement, mais seulement l'angle zénithal solaire car la topographie en Antarctique est mal connue.

- on effectue les corrections atmosphériques à l'aide du modèle 5S et des données de la station météorologique de DDU.



Dans la suite, on traitera d'abord du transfert atmosphérique, puis de l'étalonnage des capteurs et enfin de la topographie.

Afin de donner une estimation chiffrée de la sensibilité de la méthode de détermination de la taille des grains à l'un ou l'autre des paramètres, je présenterai à chaque paragraphe un cas particulier représentatif du phénomène. En pratique, les résultats exposés donnent une estimation de la valeur du mode de l'histogramme des tailles de grains déterminées à partir d'une zone de l'image (1024 sur 1024 pixels dans la région de DDU) et de ses variations en fonction de chaque paramètre. Il apparaîtra clairement que le canal TM4 est très sensible à tous les paramètres et que TM5, bien que sensible, réagit moins aux effets atmosphériques et la topographie, ce qui lui confère un avantage certain. Le lecteur trouvera en annexe un résumé de l'étude de sensibilité.

2. Le transfert atmosphérique :

Le modèle 5S 'Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire' du Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille a été décrit dans le chapitre I partie D. Il permet de déterminer une réflectance apparente au niveau du satellite connaissant la composition de l'atmosphère et la réflectance vraie du sol. Pour corriger facilement les données satellitaires, j'ai effectué une "inversion" du modèle 5S pour chaque canal et chaque atmosphère étudiés. Cette inversion prend la forme d'un polynôme du second degré reliant la réflectance apparente mesurée au niveau du satellite ρ_{app} et la réflectance dite vraie du sol ρ_0 . Le modèle 5S propose des atmosphères "standard". Il s'agit :

- d'une part, de la concentration moyenne en ozone et vapeur d'eau, ainsi que la pression et la température, en fonction de l'altitude, auxquelles sont reliées les transmittances des différents composants : vapeur d'eau, ozone, oxygène et gaz carbonique. Dans le cas de la Terre Adélie, on peut envisager d'utiliser la composition gazeuse standard dite Subarctique, soit hiver soit été. On peut bien entendu aussi utiliser dans les calculs des compositions et/ou

pressions et températures mesurées en fonction de l'altitude, et personnaliser ainsi les résultats.

- d'autre part, concernant les aérosols, 5S propose des compositions correspondants à 4 types d'atmosphères dite : urbaine, maritime, continentale ou sans aérosols. On peut à l'inverse décider des pourcentages volumiques respectifs de chaque composant, c'est à dire : carbone-suie, poussières continentales, aérosols solubles dans l'eau et aérosols maritimes. L'utilisateur choisit ensuite la visibilité ou l'épaisseur optique en aérosols à $0.55\mu\text{m}$ de l'atmosphère étudiée.

On peut voir, d'après ce qui précède, que le transfert atmosphérique a de multiples composantes - composition gazeuse, pression, température, contenu en aérosols, visibilité. En pratique, on peut obtenir auprès de MétéoFrance le sondage effectué à Dumont d'Urville au moment du passage du satellite (à une ou deux heures près). Celui-ci nous renseigne sur la pression et la température de l'air en fonction de l'altitude, concernant les 15 premiers kilomètres. Pour le reste, on ne dispose d'aucun renseignement. J'ai donc appliqué la méthode de détermination de la taille des grains dans plusieurs cas de figures pour tester sa sensibilité à l'atmosphère, et plus précisément aux différentes composantes de l'atmosphère.

Pratiquement, j'ai travaillé avec :

- soit l'atmosphère standard subarctique d'hiver, sans aérosols.
- soit l'atmosphère standard subarctique d'été, sans aérosols.
- soit avec les profils de pression, de température et de vapeur d'eau mesurés à DDU au passage du satellite, en gardant le profil d'ozone égal à celui du cas subarctique hiver, et sans aérosols.

Le fait de ne pas utiliser d'aérosols s'explique par la grande pureté atmosphérique en Antarctique. J'ai aussi fait ce choix car je n'ai aucun renseignement quant à la nature et la

quantité desdits aérosols, et j'ai préféré ne rien mettre plutôt que d'introduire des éléments qui n'apporteraient pas forcément plus de justesse aux résultats. Si l'on suppose qu'il y a un peu d'aérosols, alors les tailles de grains déterminées à l'aide du canal TM4 ou XS3 seraient différentes, tandis que celles déterminées à partir de TM5 et TM7 dans le proche infrarouge ne devraient pas changer, puisqu'à ces longueurs d'ondes, les aérosols n'ont aucun effet tangible. Par contre, on verra au paragraphe 4 que les aérosols peuvent changer les résultats par leur influence sur la topographie telle qu'on la détermine à l'aide d'un canal visible, dans lequel les aérosols sont très importants.

La figure 36 montre les profils de pression, de température et de vapeur d'eau sur les 20 premiers kilomètres pour les deux cas standards subarctiques et les profils mesurés lors du sondage atmosphérique du jour de l'image Landsat. On remarque que les profils de pression sont très proches et l'on ne pourra donc tirer aucune conclusion sur l'influence de la pression. Par contre, les profils de températures sont plus contrastés, et l'on a par endroits des différences pouvant atteindre 20K. De même, les profils de contenu en ozone sont assez proches, mais les profils en vapeur d'eau sont très différents. J'ai donc fait une étude de sensibilité des résultats de la détermination de la taille des grains pour chaque canal de l'image Landsat du 14.01.89 pour 4 cas différents, permettant de tester l'influence des différents paramètres :

- les trois cas cités ci-dessus, que j'appellerai respectivement SW (Subarctique hiver), SS (Subarctique été), L (Landsat : profils température et pression mesurés à DDU le 14.01.89, profils d'ozone et vapeur d'eau du cas SW).
- une atmosphère ayant un profil de pression et température correspondant au standard subarctique été SS, mais avec des profils en ozone et vapeur d'eau correspondants au cas hiver SW. Ce dernier cas mixte (noté M) a pour but de mettre en évidence l'influence de la température (la pression étant quasiment identique) et aussi l'influence de la différence entre

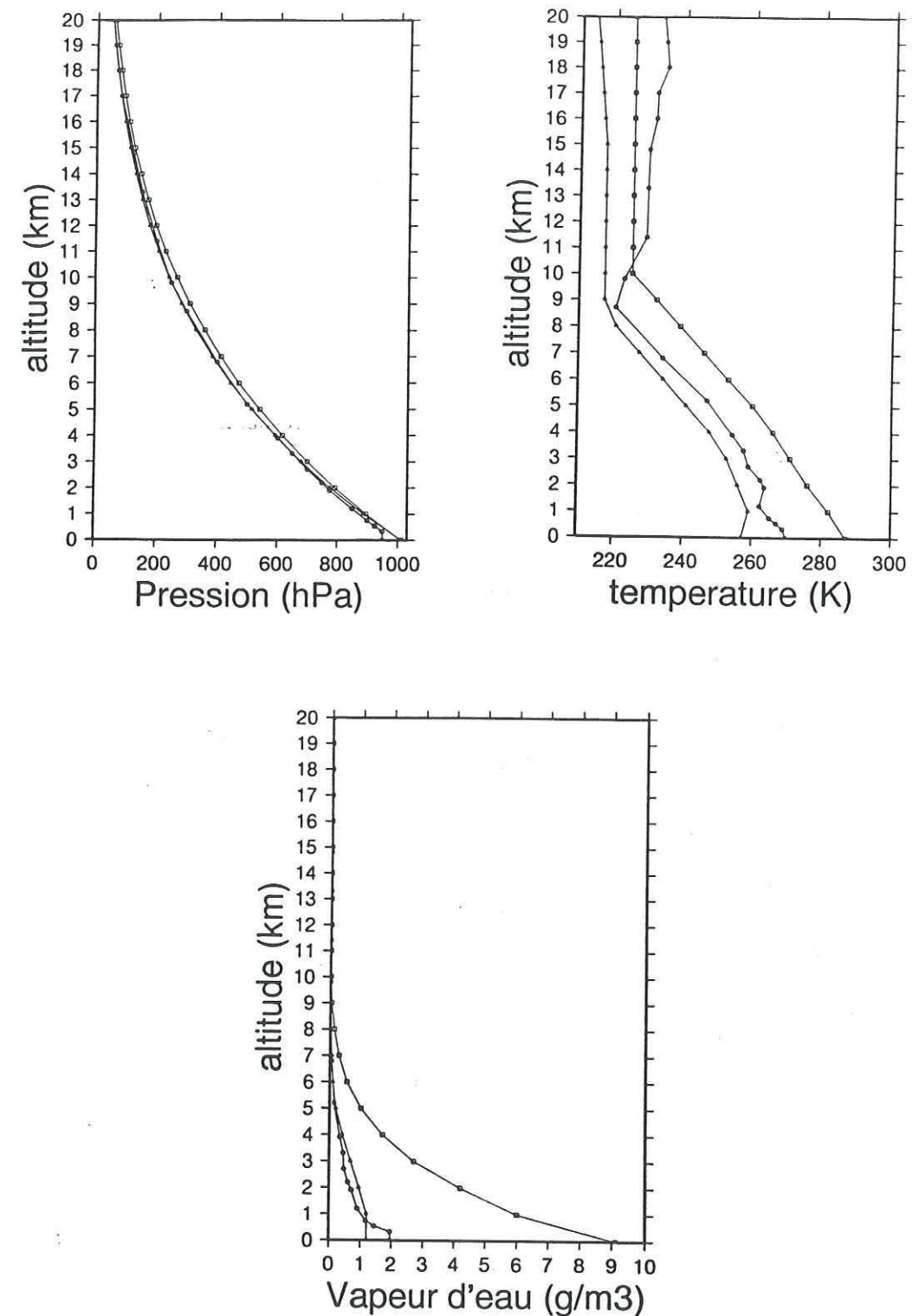


Figure 36 : Profils de température, pression et vapeur d'eau, mesurés à Dumont d'Urville au passage du satellite Landsat (image du 14.01.89) (rond) ainsi que les profils standards des atmosphères subarctique d'hiver (carré) et d'été (triangle).

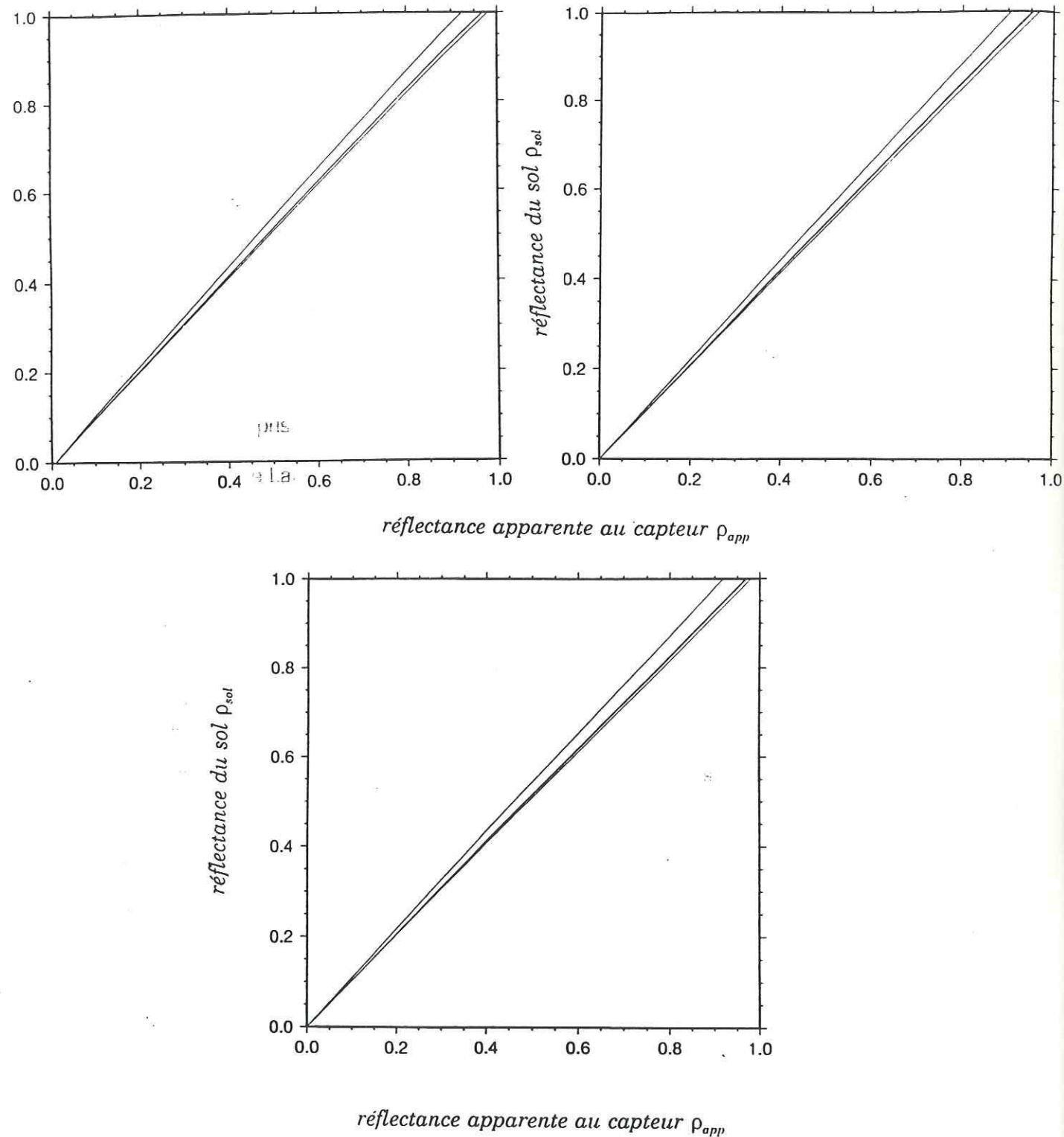


Figure 37 : Effet atmosphérique pour les 4 atmosphères étudiées et les canaux TM2, TM4 et TM5:

- L : construite avec les mesures de DDU (courbe de droite)
- M : Mixte (cf SW)
- SW : Subarctique d'hiver (Courbe du milieu)
- SS : Subarctique d'été (Courbe de gauche)

les profils d'ozone et de vapeur d'eau des deux atmosphères standards.

La figure 37 montre la relation entre la réflectance apparente au niveau du satellite et la réflectance du sol pour les 4 atmosphères. Il apparaît nettement que l'atmosphère mixte M se comporte comme l'atmosphère SW dans tous les canaux, c'est à dire à la fois dans le visible et dans l'infrarouge. Or, leur point commun est le contenu en ozone et en vapeur d'eau. Les profils en ozone étant peu différents, c'est la connaissance du contenu en vapeur d'eau qui est donc crucial car il a une influence dans tous les canaux. Ainsi, le profil de température semble moins important, mais son effet n'est pas négligeable puisque le transfert atmosphérique est différent entre le cas Landsat L et le cas SW.

En conclusion, les paramètres importants sont la vapeur d'eau et la température, mais il est difficile de juger de l'effet des profils d'ozone et de pression, car ils diffèrent assez peu dans les 4 cas.

Dans l'étude de sensibilité qui suit, on ne parlera plus des résultats du cas mixte M qui recourent ceux du cas SW.

Etude de sensibilité à l'atmosphère dans les canaux infrarouges :

On se place dans un cas de figure qui correspond à peu près aux pics des histogrammes de l'image Landsat du 14 janvier 1989 (figure 38), c'est à dire aux niveaux de gris suivants :

- pour TM4 Nc4=193
- pour TM5 Nc5=38
- pour TM7 Nc7=19

Dans la suite, les résultats du canal TM7 ne seront pas exposés, car ils se comportent comme ceux du canal TM5.

Pour étudier l'influence propre de l'atmosphère, on suppose que la topographie et l'étalonnage sont fixés. En pratique, on utilisera l'étalonnage fourni par EOSAT et on prendra l'angle local d'incidence de l'éclairement solaire θ_i égal à l'angle d'incidence solaire sur terrain plat $\theta_s = 57.8^\circ$. On a donc une réflectance apparente au niveau du satellite de :

- pour TM4, $\rho_{app}=0.86$
- pour TM5, $\rho_{app}=0.09$

On obtient une réflectance au niveau du sol dépendant de l'atmosphère, soit :

canal	SS	SW	L
TM4	0.93	0.89	0.88
TM5	0.093	0.094	0.099

d'où les tailles de grains correspondantes :

canal	SS	SW	L
TM4	60 μm	152 μm	184 μm
TM5	139 μm	145 μm	148 μm

On peut donc en conclure qu'entre les cas extrêmes SS et L, les tailles de grains obtenues varient du simple au triple dans TM4, et de seulement 6% dans TM5. Si l'on compare les résultats des cas SW et L, où les profils de température et de vapeur d'eau sont assez différents, on obtient une variation de 30 μm - soit 17 à 21 % - pour TM4 et des résultats similaires dans TM5.

L'influence propre de la composition atmosphérique est donc très importante dans TM4, et plutôt négligeable dans TM5. Cet effet atmosphérique serait amplifié dans le cas où l'on introduirait des aérosols, puisqu'on a vu que ceux-ci agissent dans le canal très proche infrarouge TM4, mais pas du tout dans les canaux plus éloignés comme TM5 et TM7.

3. L'étalonnage des capteurs :

Les données satellitaires sont fournies codées selon un format caractère pour gagner de la place en mémoire. Cette présentation limite les valeurs possibles aux entiers de l'intervalle [0;255]. Pour déterminer la valeur d'énergie mesurée réellement par le capteur, il faut connaître le lien entre ce niveau de gris et la luminance L_{sat} .

a) Dans le cas de SPOT, la relation est la forme : $L_{sat} = Nc / A_k G_{mk}$. Les coefficients A_k et G_{mk} sont fournis sur la bande magnétique avec les données. Toutefois, le CNES effectue des étalonnages réguliers de capteurs et nous avons pu obtenir les coefficients les plus justes pour le jour de la prise de l'image (09.02.87). C'est donc ceux-ci que j'ai utilisés (Tableau 39).

b) Dans le cas de Landsat, la relation entre le niveau de gris et la luminance est de la forme : $L_{sat} = a_0 + a_1 Nc$. Plusieurs jeux de coefficients a_0 et a_1 sont disponibles. Les premiers sont ceux fournis par EOSAT avec les données, et qui ont été déterminés avant le lancement du satellite. Mais, avec la sortie de l'atmosphère et le vieillissement des capteurs, ceux-ci ne semblent plus être exacts. Un travail d'étalonnage a été effectué à l'INRA de Montfavet (X.F. Gu, communication personnelle) et un nouveau jeu de coefficients a été déterminé. Toutefois, dans le cas de l'image Landsat de Terre Adélie du 14.01.89, ces coefficients -INRA comme EOSAT- ne permettent pas de retrouver la réflectance apparente de la mer dans les canaux infrarouges -les coefficients d'EOSAT pour le canal TM2 sont satisfaisants. Dans le cas du canal TM7, on obtient même des valeurs de luminance négatives pour les faibles niveaux de gris rencontrés.

Le modèle de transfert atmosphérique 5S fournit la réflectance "vraie" de la mer et permet de calculer la réflectance apparente correspondant à l'atmosphère du jour. J'ai ainsi estimé de nouveaux coefficients d'étalonnage. Trois remarques s'imposent :

- ces coefficients sont déterminés à l'aide de la réflectance apparente calculée par 5S avec la composition atmosphérique correspondant aux mesures de pression et de

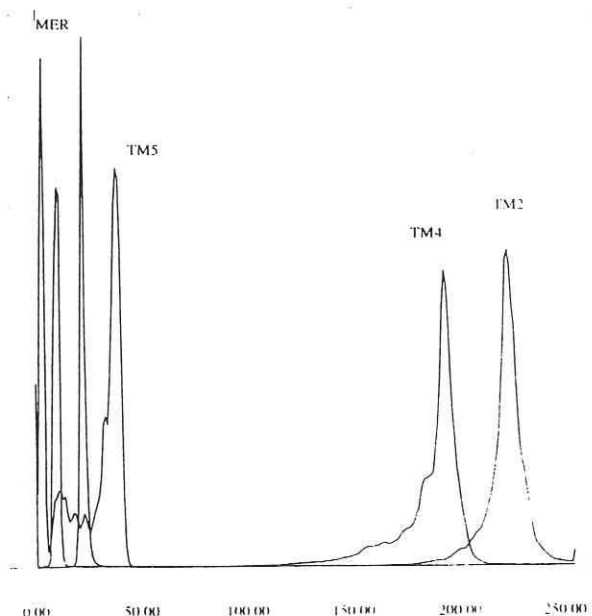


Figure 38 : Histogrammes des niveaux de gris pour les canaux TM5, TM4 et TM2 pour une partie de l'image Landsat du 14.01.89, ayant servi à l'étude de sensibilité.

SPOT	Gain	A_1
XS1	5	0.514271047
XS3	5	0.567805

Tableau 39 : Etalonnage utilisé pour SPOT, image du 09.02.87

	EOSAT	INRA	THIS WORK
TM1	$a_0 = 1.50$ $a_1 = 0.602$	$a_0 = 1.37$ $a_1 = 0.746$	
TM2	$a_0 = 2.80$ $a_1 = 1.175$	$a_0 = 2.77$ $a_1 = 1.464$	$a_0 = 2.80$ $a_1 = 1$
TM3	$a_0 = 1.12$ $a_1 = 0.806$	$a_0 = 2.08$ $a_1 = 1.100$	
TM4	$a_0 = 1.50$ $a_1 = 0.815$	$a_0 = 2.08$ $a_1 = 0.926$	$a_0 = -5.75$ $a_1 = 0.815$
TM5	$a_0 = 0.37$ $a_1 = 0.108$	$a_0 = 0.44$ $a_1 = 0.133$	$a_0 = -0.30$ $a_1 = 0.108$
TM7	$a_0 = 0.15$ $a_1 = 5.7 \cdot 10^{-2}$	$a_0 = 0.19$ $a_1 = 6.0 \cdot 10^{-2}$	$a_0 = -0.06$ $a_1 = 5.7 \cdot 10^{-2}$

Tableau 40 : Différents étalonnages possibles pour Landsat, image du 14.01.89

température du 14 janvier 1989 (notée L au paragraphe précédent). Ils sont donc intrinsèquement liés à cette composition atmosphérique.

- la valeur de réflectance "vraie" de la mer fournie dans 5S est une valeur moyenne et dans chaque cas particulier elle peut différer légèrement, influant ainsi sur l'étalonnage déterminé.
- Ne disposant que d'une valeur de réflectance pour déterminer les coefficients d'étalonnage a_0 et a_1 , j'ai essayé de changer soit l'un, soit l'autre par rapport aux coefficients initiaux d'EOSAT.

* Pour le canal TM2, aucun problème ne se posait, les coefficients d'EOSAT permettant de retrouver la réflectance apparente de la mer. Ceci permet aussi d'accorder un certain crédit au choix atmosphérique noté L, c'est à dire pression et température mesurées, ozone et vapeur d'eau du cas subarctique d'hiver, et pas d'aérosols. L'hypothèse qu'il n'y a pas d'aérosols paraît donc assez juste.

* pour le canal TM4, c'est le coefficient a_0 qui est changé. En effet, si l'on essaye de le conserver et d'adapter a_1 pour obtenir la réflectance de la mer, alors les réflectances calculées sur les pixels enneigés à l'aide du couple correspondant sont irréalistes (de l'ordre de 40%). Le nouveau coefficient a_0 a donc la valeur -5.75.

* pour les canaux infrarouges TM5 et TM7, on peut changer aussi bien a_0 que a_1 , car les réflectances de la mer et de la neige sont faibles, et que dans les deux cas, on retrouve des valeurs acceptables de réflectance des pixels enneigés. Toutefois, si l'on essaye d'étudier le comportement de la luminance en fonction du niveau de gris, on s'aperçoit qu'en changeant a_1 , les réflectances correspondant aux niveaux élevés (250 à 255) sont très faibles et

irréalistes pour d'autres surfaces que la neige. C'est donc le coefficient a_0 qui a été changé pour ces deux canaux.

Le tableau 40 résume les couples de coefficients d'étalonnage pour les canaux Landsat TM.

Etude de sensibilité à l'étalonnage dans les canaux infrarouges :

L'existence de plusieurs jeux de coefficients d'étalonnage pour un même capteur amène à étudier la sensibilité de la méthode de détermination de la taille des grains à ce paramètre. Je me suis donc placée dans le cas correspondant aux pics ($Nc4=193$ et $Nc5=38$), avec un angle local d'incidence θ_i de 58° et la composition atmosphérique précédemment notée L. Les réflectances apparentes calculées avec chaque ensemble de coefficients d'étalonnage sont :

canal	EOSAT	INRA	ce travail
TM4	0.859	0.973	0.835
TM5	0.100	0.121	0.100

L'effet atmosphérique est le même et l'on obtient des réflectances au sol :

canal	EOSAT	INRA	ce travail
TM4	0.876	0.993	0.852
TM5	0.103	0.125	0.103

D'où les tailles de grains correspondantes :

canal	EOSAT	INRA	ce travail
TM4	198 μ m	impossible	290 μ m
TM5	134 μ m	109 μ m	134 μ m

Là encore, les résultats dans le canal infrarouge TM5 sont stables, et mêmes identiques avec EOSAT et les coefficients que j'ai déterminés (notons-les LTA comme Landsat Terre Adélie).

Cette égalité est normale puisque les deux jeux de coefficients sont quasiment identiques. On peut noter une variation d'environ 20% entre les résultats obtenus avec les coefficients de l'INRA et les deux autres jeux, mais les calculs effectués avec ces coefficients dans le canal TM4 permettent de les éliminer puisque les réflectances estimées sont trop grandes pour être réalistes.

Dans ce canal TM4, les résultats des calculs effectués avec les coefficients LTA sont supérieurs de 46% à ceux utilisant les coefficients EOSAT. Les deux jeux de coefficients sont pourtant peu différents : la variation entre les réflectances apparentes respectives n'est que de 0.02 !

De façon générale, l'étalonnage a une grande influence : une différence de $\Delta\rho=0.02$ sur la réflectance, qui correspond à une imprécision habituelle sur l'étalonnage des capteurs, a des effets dramatiques. On a vu ci-dessus le cas du canal TM4. Pour TM5, l'effet est moins marqué, mais il reste très marqué ($\Delta\rho=0.02 \Rightarrow \Delta r=20\%$). Il est donc indispensable de disposer d'un étalonnage extrêmement précis. Une tendance se dessine parmi les utilisateurs de données satellitaires : de plus en plus, ils travaillent en réflectance et non plus en niveaux de gris, et le besoin d'étalonnage fiable leur est crucial. Il se développe donc une pression dans ce sens au niveau du constructeur, qui permet d'espérer une précision meilleure dans les années à venir.

4. La topographie :

En Antarctique, la topographie exacte de la calotte est très mal connue, et même inconnue par endroits, surtout à l'échelle qui nous intéresse dans cette étude (20 à 30 mètres). Or, il est indispensable de connaître l'angle local d'incidence du rayonnement solaire pour appliquer la méthode de détermination de taille des grains. En effet, cet angle intervient d'une part dans le calcul de la réflectance apparente ρ_{app} à partir du niveau de gris Nc d'un pixel, et d'autre part dans le calcul de la réflectance théorique en fonction de la taille des grains $\rho_{th}(r)$ pour la

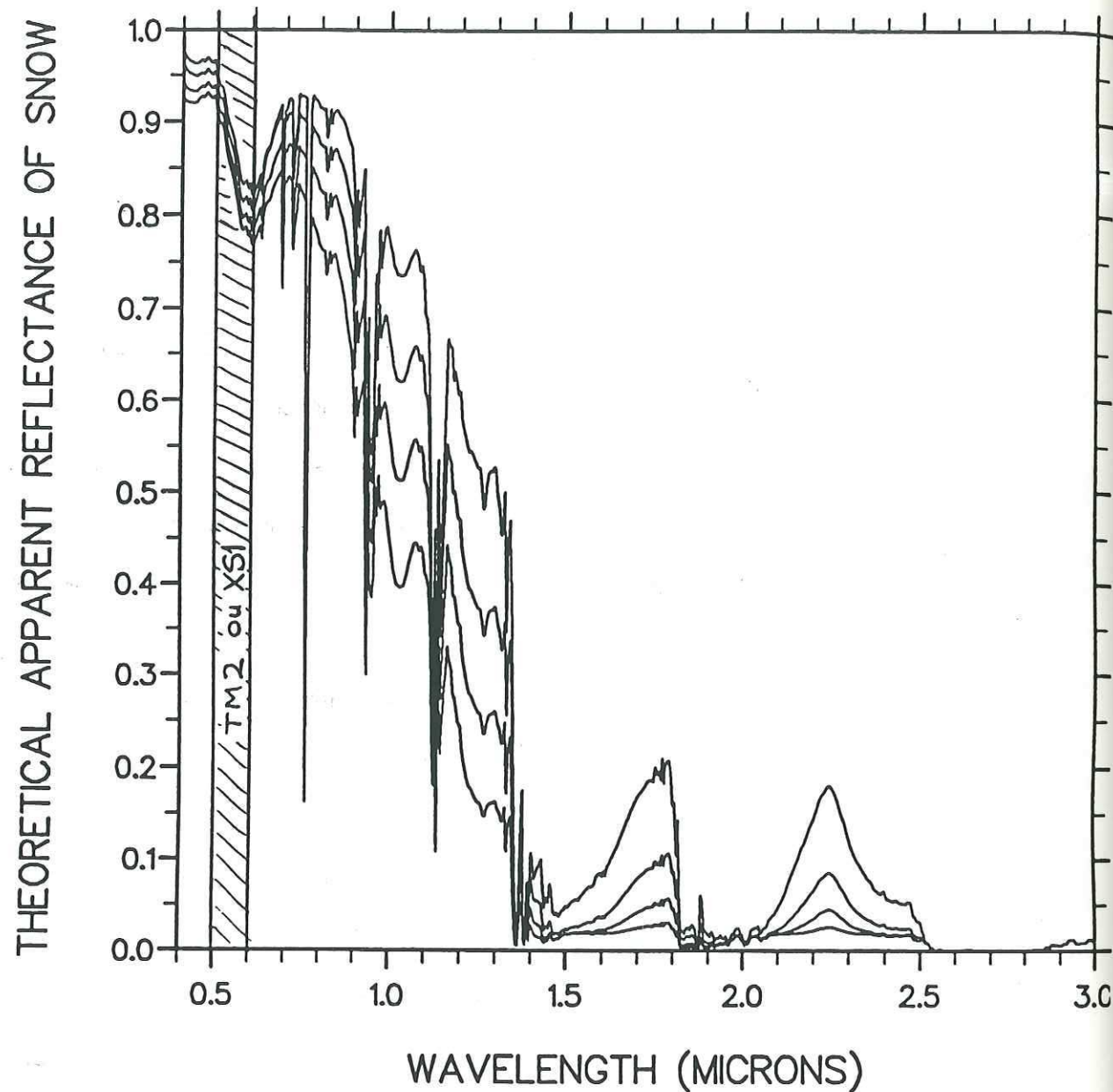


Figure 41 : Réflectance apparente théorique en fonction de la longueur d'onde pour une taille des grains de 100, 200, 500 et 1000 μm . Effet de l'atmosphère sur les calculs de Wiscombe et Warren.

comparaison finale. J'ai donc déterminé, pour chaque pixel de l'image, cet angle θ_i à l'aide du canal visible TM2 (ou XS1). J'ai par ailleurs aussi effectué une étude de sensibilité de la méthode à cet angle local d'incidence pour estimer l'effet propre de cet angle sur les tailles calculées à partir d'un canal infrarouge.

Détermination de l'angle local d'incidence à l'aide d'un canal visible :

La figure 41 montre la réflectance apparente théorique de la neige en fonction de la longueur d'onde, chaque courbe étant calculée pour une taille de grains. On a utilisé pour cela le modèle de Wiscombe et Warren (1980) et le modèle 5S pour la simulation du transfert atmosphérique. Il apparaît nettement que dans les longueurs d'ondes correspondant au canal TM2 (ou XS1), cette réflectance apparente ne dépend pas de la taille des grains puisque les courbes sont quasiment superposées. Cette valeur unique théorique de réflectance apparente dans TM2, obtenue par une intégration sur les longueurs d'ondes du canal, permet de déterminer l'angle local d'incidence pour chaque pixel. En effet, si l'on note $\rho_{app, TM2}$ cette valeur théorique unique, alors :

$$\rho_{app, TM2} = \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \cos \theta_i} \rightarrow \cos \theta_i = \frac{L_{sat} \pi}{E_0 \rho_{app, TM2}} \quad (42)$$

On détermine ainsi l'angle local d'incidence θ_i pour chaque pixel de l'image, et c'est cette valeur d'angle qui est utilisée dans chaque canal infrarouge pour calculer la réflectance apparente ρ_{app} et la réflectance théorique $\rho_{th}(r)$.

On comprend donc que les erreurs engendrées dans cette détermination auront une influence sur la taille des grains calculée dans l'infrarouge.

Cette détermination de l'angle local d'incidence à l'aide d'un canal visible suppose que le sol est plan à l'échelle d'un pixel. Ce n'est pas le cas dans la réalité mais on ne tient pas compte

des variations topographiques à l'intérieur du pixel (rugosité de surface, présence de sastruggis) par manque de connaissance de ces dernières. La valeur d'angle local d'incidence que l'on calcule peut être vu comme une valeur effective qui résume toutes ces variations.

Sensibilité à la topographie dans les canaux infrarouges :

a) Effet sur la taille des grains d'une variation de l'angle local d'incidence dans le calcul de la réflectance théorique pour une réflectance apparente fixée :

Soit une réflectance apparente égale à 0.86 dans le canal TM4 et à 0.09 dans TM5. On retrouve ici le cas de l'étude de sensibilité à l'atmosphère. Supposons que l'on travaille avec l'atmosphère L, et évaluons l'effet de l'angle θ_i .

Si l'angle θ_i vaut 57.8° dans un premier cas, alors les tailles de grains correspondantes sont celles déterminées plus haut. Si l'angle θ_i vaut 60°, ce qui signifie une variation d'environ 3.8% en θ , on détermine de nouvelles tailles de grains. La différence joue uniquement au niveau du calcul de la réflectance théorique $\rho_{th}(r)$. Les résultats des deux cas de figures sont :

canal	$\theta_i = 57.8^\circ$	$\theta_i = 60^\circ$
TM4	184 μ m	194 μ m
TM5	148 μ m	155 μ m

La variation de 3.8% sur l'angle local d'incidence, qui est représentative des pentes de la zone étudiée, se traduit donc par une variation de la taille des grains de 5.5% dans le canal TM4 et de 4.5% dans le canal TM5. Ceci montre qu'on introduit une erreur systématique si l'on compare la réflectance apparente calculée $\rho_{app}(\theta_i)$ calculée avec θ_i et la réflectance théorique $\rho_{th}(r, \theta_s)$ calculée avec l'angle d'incidence solaire correspondant à un sol plat. D'où l'intérêt

d'utiliser la méthode de Lagrange qui permet de calculer, pour chaque pixel, la réflectance théorique avec l'angle θ_i correspondant.

L'ordre de grandeur des changements sur la taille des grains dus à une variation de l'angle est identique quelle que soit l'atmosphère utilisée.

D'autre part, l'hypothèse que la taille des grains n'intervient pas du tout dans le canal TM2 n'est pas complètement juste, puisqu'il y a malgré tout une légère différence entre les courbes de la figure 41. Mais cette variation est très faible, et l'exemple ci-dessus montre qu'une petite variation de θ_i implique une variation du même ordre sur la taille des grains. On peut donc penser que cette source d'erreur est largement négligeable devant les autres, surtout dans le canal TM4.

b) Effet sur la taille des grains d'une variation de l'angle local d'incidence pour un niveau de gris fixé :

Supposons un autre cas de figure : soit un cas t1 où l'on connaîtrait l'angle $\theta_i = 55^\circ$ par un moyen extérieur à l'image utilisée (une carte par exemple), et soit le cas t2 correspondant au θ_i déterminé avec le canal visible, prenons $\theta_i = 58^\circ$. On a donc seulement 3° d'écart entre les deux cas de figures, ce qui sur le terrain est difficile à évaluer. Cela fait une variation de 5% environ. Plaçons-nous comme précédemment dans le cas correspondant aux pics des histogrammes, à savoir $Nc4=193$ et $Nc5=38$. Alors, avec l'étalonnage LTA et l'atmosphère L, on obtient les réflectances apparentes suivantes :

canal	$\theta_i = 58^\circ$	$\theta_i = 55^\circ$
TM4	0.835	0.771
TM5	0.1000	0.0925

d'où les tailles de grains estimées avec la réflectance théorique calculée avec l'angle θ_i exact correspondant :

canal	$\theta_i = 58^\circ$	$\theta_i = 55^\circ$
TM4	290 μm	600 μm
TM5	134 μm	137 μm

On voit clairement que dans le canal TM4, la variation engendrée sur les tailles de grains par une mauvaise estimation de l'angle θ_i (à 5% près) par la méthode utilisant un canal visible, est considérable.

Par contre, dans le canal TM5, l'effet est absolument négligeable.

5. Effets conjugués de la topographie, de l'atmosphère et de l'étalonnage

Dans les paragraphes précédents, on a estimé la sensibilité des canaux infrarouges à chacun des paramètres intervenant dans la méthode de détermination de la taille des grains. Mais le fait de ne pas connaître la topographie réelle de la calotte et de l'estimer à l'aide d'un canal visible entraîne des erreurs liées aux variations de l'effet atmosphérique et de l'étalonnage de ce canal visible. En pratique, lorsqu'on se place dans un cas de figure, on a un jeu de coefficients d'étalonnage et une atmosphère fixés. Les sous-paragraphes suivants sont une étude de sensibilité des résultats aux effets conjugués de la topographie et de l'atmosphère d'une part, et de la topographie et de l'étalonnage d'autre part.

Topographie et atmosphère :

On travaille dans le cas correspondant aux valeurs des pics des histogrammes de l'image, c'est à dire : $N_{c2}=223$, $N_{c4}=193$ et $N_{c5}=38$, et on utilise l'étalonnage que j'ai déterminé avec la mer. Pour chacune des trois atmosphères considérées (SW, SS et L selon les notations

établies précédemment), la valeur théorique unique de réflectance apparente $\rho_{app, TM2}$ dans le canal TM2 sera différente. On aura, pour $N_{c2}=223$:

$\theta_i(SS)$	$\theta_i(SW)$	$\theta_i(L)$
59.7°	58.78°	58.28°

Ces angles vont intervenir dans le calcul de la réflectance apparente ρ_{app} et dans le calcul de la réflectance théorique $\rho_{th}(r)$. Pour chaque atmosphère, on aura une réflectance apparente différente à cause de l'angle θ_i qui dépend de l'atmosphère, et le transfert atmosphérique permettant de retrouver la réflectance dite vraie du sol ρ_o est lui-même différent. Chacun de ces ρ_o sera comparé à la réflectance théorique $\rho_{th}(r)$ correspondant à l'atmosphère considérée, et utilisant donc un θ_i différent. Le but de ces calculs est de voir si les effets se compensent, ou au contraire s'amplifient. Les tailles de grains obtenues pour les trois atmosphères sont les suivants :

canal	SS	SW	L
TM4	16 μm	181 μm	263 μm
TM5	122 μm	133 μm	136 μm

Ces chiffres sont à comparer à ceux calculés plus haut dans l'étude de sensibilité des canaux infrarouges à l'atmosphère, où l'on supposait l'angle local d'incidence connu et donc identique quelle que soit l'atmosphère. Rappelons qu'alors, pour le canal TM4, les tailles variaient du simple au triple du cas SS au cas L et d'environ 20% entre les cas SW et L. Pour TM5, la stabilité des résultats étaient bonnes, avec des résultats similaires pour les cas SW et L, et 6% de variation entre les cas extrêmes SS et L.

Dans l'étude présentée ici, les variations s'amplifient. Pour TM5, les cas SW et L restent similaires, et la variation entre SS et L passe à 10%. Dans le canal TM4, les variations sont largement amplifiées : ainsi, le rapport de taille entre le cas SS et le cas L est de 16, et varie d'environ 38% entre les cas SW et L.

Ainsi, les effets conjugués de l'atmosphère et de la topographie amplifient les variations constatées entre les tailles de grains calculées pour différentes atmosphères.

Topographie et étalonnage :

On se place comme précédemment dans le cas des pics de l'histogramme : $N_{c2}=223$, $N_{c4}=193$ et $N_{c5}=38$. On travaille avec l'atmosphère construite L.

On dispose des trois jeux de coefficients d'étalonnage EOSAT, INRA et LTA.

Ainsi, comme dans le cas de l'influence de l'atmosphère, on obtient trois angles θ_i différents à partir d'une même réflectance théorique visible $\rho_{app, TM2}$. Précisément, on aura :

$\theta_i(\text{EOSAT})$	$\theta_i(\text{INRA})$	$\theta_i(\text{LTA})$
58.28°	49°	58.28°

Les angles sont identiques pour les cas EOSAT et LTA, car l'étalonnage est le même dans le canal visible TM2.

De même que pour l'étude topographie et atmosphère, l'angle local d'incidence joue en deux endroits, le calcul de la réflectance apparente ρ_{app} et de la réflectance théorique $\rho_{th}(r)$. Les tailles de grains obtenues sont :

canal	EOSAT	INRA	LTA
TM4	176 μm	454 μm	263 μm
TM5	136 μm	117 μm	136 μm

Comme on l'a vu déjà plusieurs fois, le canal TM5 est stable et assez peu sensible en comparaison du canal TM4 qui réagit dans tous les cas de figures. Les résultats ci-dessus sont à comparer à ceux du paragraphe sur l'effet de l'étalonnage dans les canaux infrarouges : on avait 31 à 46% de variations sur les tailles obtenues dans TM4 avec EOSAT ou LTA, et les coefficients de l'INRA ne donnaient aucun résultat. Pour TM5, les résultats d'EOSAT et LTA étaient égaux, et ceux du cas INRA variaient d'environ 20%. Ici, les effets conjugués de

la topographie et de l'étalonnage permettent de compenser l'étalonnage de l'INRA dans TM4 et d'obtenir une taille de grains. Toutefois celle-ci est sans comparaison avec celles des cas EOSAT et LTA. Ces deux dernières tailles de grains diffèrent dans des proportions similaires à celles de l'étude sur l'effet propre de l'étalonnage. Aucune tendance nette ne se dessine. Pour le canal TM5, les cas EOSAT et LTA sont toujours identiques, et la variation de taille avec le cas INRA passe à 15% au lieu de 20. L'amélioration est légère.

Le cas des coefficients d'étalonnage de l'INRA est intéressant par les valeurs d'angle local d'incidence θ_i qu'il permet de déterminer à l'aide du canal visible. L'angle θ_i obtenu est nettement inférieur à l'angle commun EOSAT-LTA : 49° contre 58.28°. Les pentes nécessaires pour obtenir un tel angle local d'incidence devraient être très importantes, sachant que l'angle d'incidence solaire est $\theta_s=57.8^\circ$. Si l'on suppose que la pente est face au soleil, il faut un angle de 10° au minimum. Or, cette valeur est déjà trop importante pour la Terre Adélie. On peut donc penser que les coefficients d'étalonnage INRA peuvent être écartés pour notre étude.

Conclusions :

Dans les paragraphes qui précèdent, on a effectué une étude de sensibilité de la méthode de détermination de la taille des grains aux effets conjugués des différents paramètres : atmosphère, étalonnage et topographie. On peut résumer cette étude de la façon suivante. Si l'on écarte volontairement l'atmosphère subarctique d'été (SS) en raison de sa forte concentration en vapeur d'eau et sa température élevée, et par ailleurs les coefficients d'étalonnage de l'INRA en raison des fortes pentes qu'ils supposent, il reste :
 - deux atmosphères différentes : Subarctique d'hiver SW et l'atmosphère L construite avec les profils de température, pression et vapeur d'eau mesurés au passage du satellite à DDU.

- deux jeux de coefficients d'étalonnage : ceux d'EOSAT, déterminés avant le lancement du satellite, et ceux que j'ai déterminés avec la réflectance de la mer et notés LTA.

En appliquant la méthode de détermination de la taille des grains au cas unique correspondant aux pics de l'histogramme (Nc2=223, Nc4=193, Nc5=38), on obtient les résultats suivants :

canal TM4	EOSAT	LTA
SW	107µm	182µm
L	176µm	263µm

canal TM5	EOSAT	LTA
SW	133µm	133µm
L	136µm	136µm

On retrouve dans ces tableaux récapitulatifs toute l'essence des résultats des paragraphes précédents :

- le canal TM4 est sensible à tous les paramètres. C'est dans ce canal -qui correspond d'ailleurs au seul canal infrarouge de SPOT- que les résultats sont le plus contrastés. On passe de 107 à 263µm selon l'atmosphère et l'étalonnage utilisés. Or, entre ces deux cas extrêmes, on a une différence du coefficient d'étalonnage a_0 de $4.25W/m^2/str/\mu m$ (il vaut -5.75 avec LTA et -1.5 avec EOSAT), et on passe d'une atmosphère standard SW à une atmosphère construite L. Pourtant, les variations qui apparaissent entre ces deux atmosphères ne sont pas très grandes (figure 36) : les profils de pression sont quasiment identiques, les profils de vapeur d'eau diffèrent d'1 g/m³ au plus dans le premier kilomètre d'altitude et d'environ 0.3g/m³ jusqu'au 4ème kilomètre, les profils de température sont les plus nettement différents que ce soit par la forme ou par les valeurs rencontrées (on a souvent 20K d'écart).

Pour un étalonnage donné (une colonne du tableau), on a une variation d'environ 80µm sur la taille des grains calculée avec chacune des atmosphères, et réciproquement, pour chaque atmosphère fixée, on observe aussi une variation d'environ 80µm selon l'étalonnage utilisé. Sur les tailles observées, ces 80µm de variations représentent 30 à 75%.

- pour le canal TM5, les résultats sont très stables. Toutefois, il faut noter que l'étalonnage est quasiment identique dans les deux cas, puisque a_0 vaut 0.3 ou 0.37 et le coefficient a_1 est constant. Ceci explique que pour une atmosphère donnée, les résultats soient identiques quel que soit l'étalonnage. Les variations qui apparaissent entre les deux atmosphères ne semblent pas avoir autant d'effet que dans le canal TM4. Les aérosols ne jouant pas et les autres paramètres (température et vapeur) ayant peu d'effet, on peut penser que le canal TM5 est plus fiable dans la détermination de la taille des grains de la neige à partir de données de télédétection. Il a aussi l'avantage de permettre de différencier les nuages de la neige, ceux-ci ayant une très forte réflectance dans ce canal. On peut toutefois se demander si les résultats sont très fiables en valeur absolue, car la courbe de réflectance en fonction de la taille des grains (figure 20) est très plate à partir de $r=200\mu m$. La convergence nécessite de travailler avec une précision que l'on n'a pas réellement en raison de tous les problèmes qui se posent (atmosphère, étalonnage et topographie), et le processus est un peu artificiel. De plus, les gammes de variation des différents paramètres qui ont été utilisés dans cette étude ne me semblent pas permettre de conclure sur l'efficacité absolue de TM5, mais uniquement de dire que ce canal est moins sensible que le canal TM4. Par contre, un résultat important doit être noté : même si, en absolu, beaucoup de problèmes se posent, d'un point de vue relatif, la méthode est fiable. Donc, en utilisant un point de calage, dans les cas où il existe, on peut espérer retrouver ensuite tous les autres.

6. Autres paramètres : éclairage et précision des calculs

a) l'éclairage :

Rappelons que la réflectance apparente au niveau du satellite est calculée, à partir du niveau de gris N_c , selon :

$$\rho_{app} = \frac{L_{sat}(N_c)\pi}{E_0 \cos\theta_i} \quad (43)$$

Il apparaît le terme E_0 qui représente l'éclairage exo-atmosphérique arrivant sur une surface normale à sa direction d'incidence. Cet éclairage dépend bien sur du canal considéré. On dispose de tables de valeurs de cet éclairage en fonction de la longueur d'onde. Le tableau 42 donne la valeur moyenne (en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}$) pour chaque canal Landsat. Toutefois, il faut tenir compte de la distance Terre-Soleil, car elle varie au cours de l'année. Ainsi, on peut noter : $E_0 = SI.D$, où SI est la valeur moyenne donnée dans le tableau 42 et D est un facteur de distance (en Unités Astronomiques). Ce terme varie dans l'année de 0.9673618 (le 6/07) à 1.03432 (le 4/01). Ainsi, si l'on se place dans le cas de figure "classique" correspondant aux pics des histogrammes, avec un angle $\theta_i = 57.8^\circ$, l'étalonnage LTA et l'atmosphère construite L , on obtient :

D	TM5	TM4
1	133 μm	213 μm
1.03432	138 μm	330 μm
0.9673618	129 μm	123 μm

Là aussi, TM4 est très sensible aux variations de ce paramètre (3.5% sur D entraîne 55% environ de variation sur la taille obtenue. Pour TM5, les 3.5% de variation sur le facteur D entraîne à peu près la même variation sur la taille des grains. Toutefois, ce phénomène n'apparaît que dans un cas où l'on connaît l'angle local d'incidence solaire. En effet, si l'on doit déterminer θ , à l'aide d'un canal visible, alors on aura :

Canal	Eclairage ($W.m^{-2}.\mu m^{-1}$)
TM1	1957
TM2	1829
TM3	1557
TM4	1047
TM5	219.3
TM7	74.52

Tableau 42 : Eclairage exo-atmosphérique pour les canaux Landsat.

* si $E_0=SI$, alors on obtient une valeur θ_i

* si $E_0=SI.D$, alors le θ_i' déterminé sera lié à θ_i par : $\cos(\theta_i')=\cos(\theta_i)/D$.

Donc, les deux angles seront différents, mais cet effet se compense ensuite, car dans le canal infrarouge, on aura :

$$\rho'_{app} = \frac{L_{sat}\pi}{E_0\cos\theta_i} = \frac{L_{sat}\pi}{SI.D \frac{\cos\theta_i}{D}} = \frac{L_{sat}\pi}{SI\cos\theta_i} = \rho_{app} \quad (44)$$

et par conséquent, la taille des grains calculée sera la même.

Toutefois, je tenais à parler de ce facteur de distance, car il intervient :

- dans le calcul des angles avec un canal visible. Or, ces angles sont intéressants en soi si l'on veut faire la topographie d'une zone à partir de plusieurs images.
- dans le calcul de la taille des grains de la neige à partir d'un canal infrarouge dans un cas où l'on connaît la topographie par un moyen extérieur à l'image étudiée (carte topographique sur les Alpes par exemple).

b) la précision des calculs :

La méthode de Lagrange utilisée dans ce travail pour déterminer la taille des grains de la neige à partir de sa réflectance est une méthode itérative, et elle a besoin d'une condition d'arrêt. En l'occurrence, on arrête le calcul dès que l'on a :

$$\rho_{th}(x_n) - \rho_0 \leq precision \quad (45)$$

où ρ_0 est la valeur de réflectance "vraie", $\rho_{th}(x_n)$ est la réflectance théorique au point d'itération x_n , et la précision est à fixer. J'ai testé l'effet de la valeur choisie sur les résultats des calculs.

Les tailles de grains obtenues sont les suivantes :

précision	TM4	TM5
10^{-1}	449	786.9
10^{-2}	357.1	152.0
10^{-3}	331.8	138.7
10^{-4}	328.2	137.6
10^{-5}	327.9	137.5
10^{-6}	327.8	137.5
10^{-7}	327.8	137.5
10^{-8}	327.8	boucle

En pratique, pour avoir déjà un bon ordre de grandeur, il suffit d'une précision de 10^{-3} , c'est à dire de 0.1% d'écart entre la réflectance "vraie" et la réflectance calculée.

7. Application à l'image Landsat du 14.01.89 :

Conditions de travail :

On dispose d'une image Landsat centrée sur la base de Dumont d'Urville, et qui couvre un carré d'environ 180 km de côté. Les canaux visibles TM1 et TM3 étaient totalement saturés sur la neige, c'est à dire que tous les pixels avaient un niveau de gris N_c égal à 255, et donc inutilisables. Au vu de l'étude de sensibilité présentée ci-dessus, on a travaillé dans les conditions suivantes :

- ATMOSPHERE construite avec les profils de pression, température et vapeur d'eau mesurés une heure avant le passage du satellite à DDU, et profil d'ozone de l'atmosphère standard SW (subarctique d'hiver).
- ETALONNAGE établi (LTA) à l'aide de la réflectance apparente de la mer.
- TOPOGRAPHIE calculée avec le canal visible TM2.

- ECLAIREMENT tenant compte de la distance Terre-Soleil selon un facteur $D=1.0338$.

- PRECISION de la méthode de Lagrange fixée à 10^{-5} .

Le choix ci-dessus est fait pour avoir une bonne cohérence du système. En particulier, les coefficients d'étalonnage LTA et l'atmosphère construite L sont étroitement liés l'un à l'autre, et l'on peut même penser que l'étalonnage compense les imperfections de l'atmosphère utilisée, en particulier l'absence totale d'aérosols.

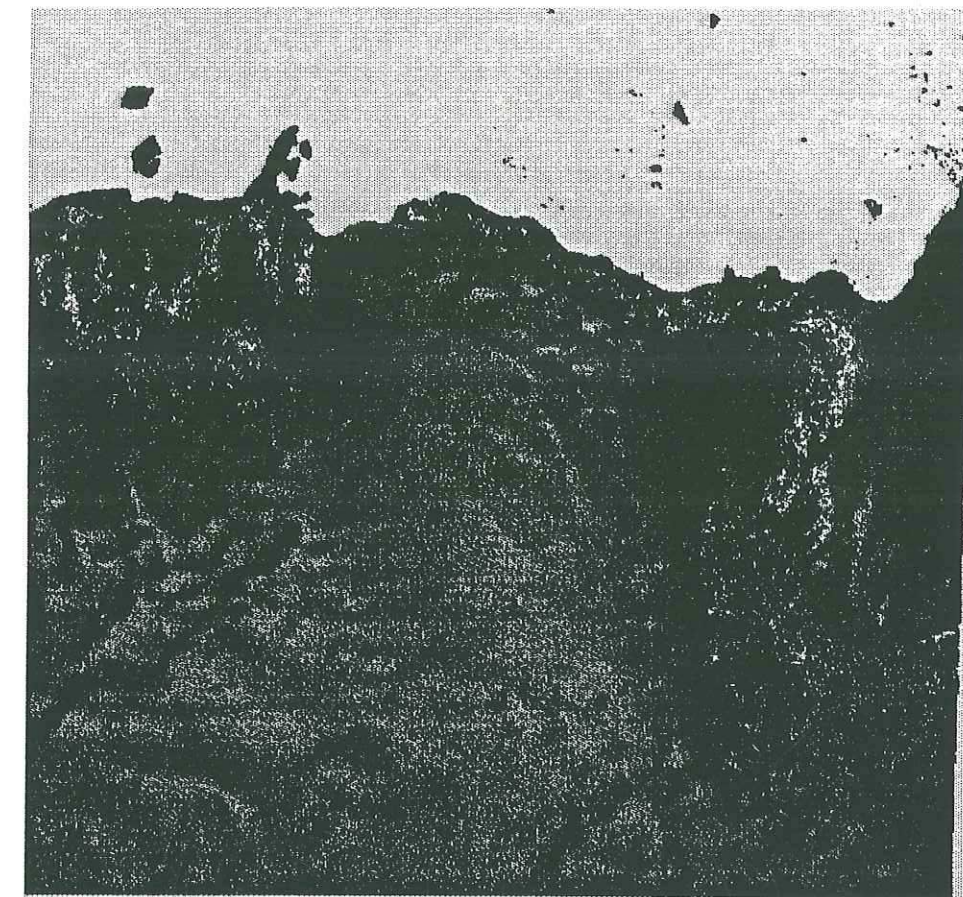
L'effet atmosphérique est corrigé à l'aide d'un polynôme d'inversion de la forme :

$$\rho_0 = a \cdot (\rho_{app} - \rho_{min}) \cdot (\rho_{app} - z) \quad (46)$$

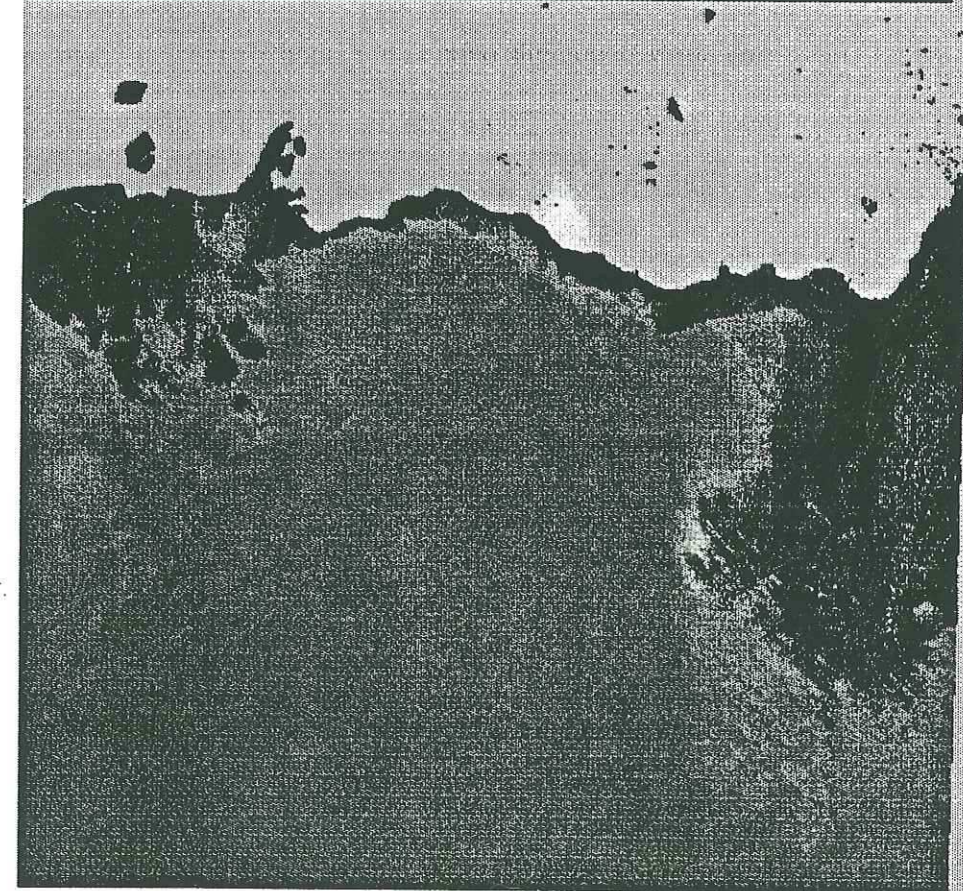
pour chaque canal. Les termes a , ρ_{min} et z sont :

TM2	$a = -0.128385$ $\rho_{min} = 0.0364$ $z = 10.3936$
TM4	$a = -0.02064$ $\rho_{min} = 0.00883$ $z = 50.89$
TM5	$a = -0.0013159$ $\rho_{min} = 0.000539$ $z = 785.95$
TM7	$a = -0.000417$ $\rho_{min} = 0.000176$ $z = 2448.4$

Pour les canaux TM5 et TM7, il est clair qu'un polynôme du second degré est inutile, et on aurait pu se contenter d'une droite. Par contre, étant donné l'importance de la répercussion des moindres variations, notamment dans le cas de TM2 au travers de la topographie, il est préférable d'utiliser une approximation du second degré pour les canaux TM2 et TM4. Par suite, j'ai utilisé le même degré dans tous les canaux pour des raisons de cohérence.



TM4



TM5

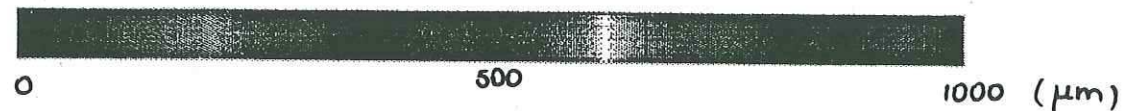


Figure 43 : Tailles des grains déterminées à partir des canaux TM4 et TM5 de Landsat, image du 14.01.89, avec une atmosphère et un étalonnage construits.

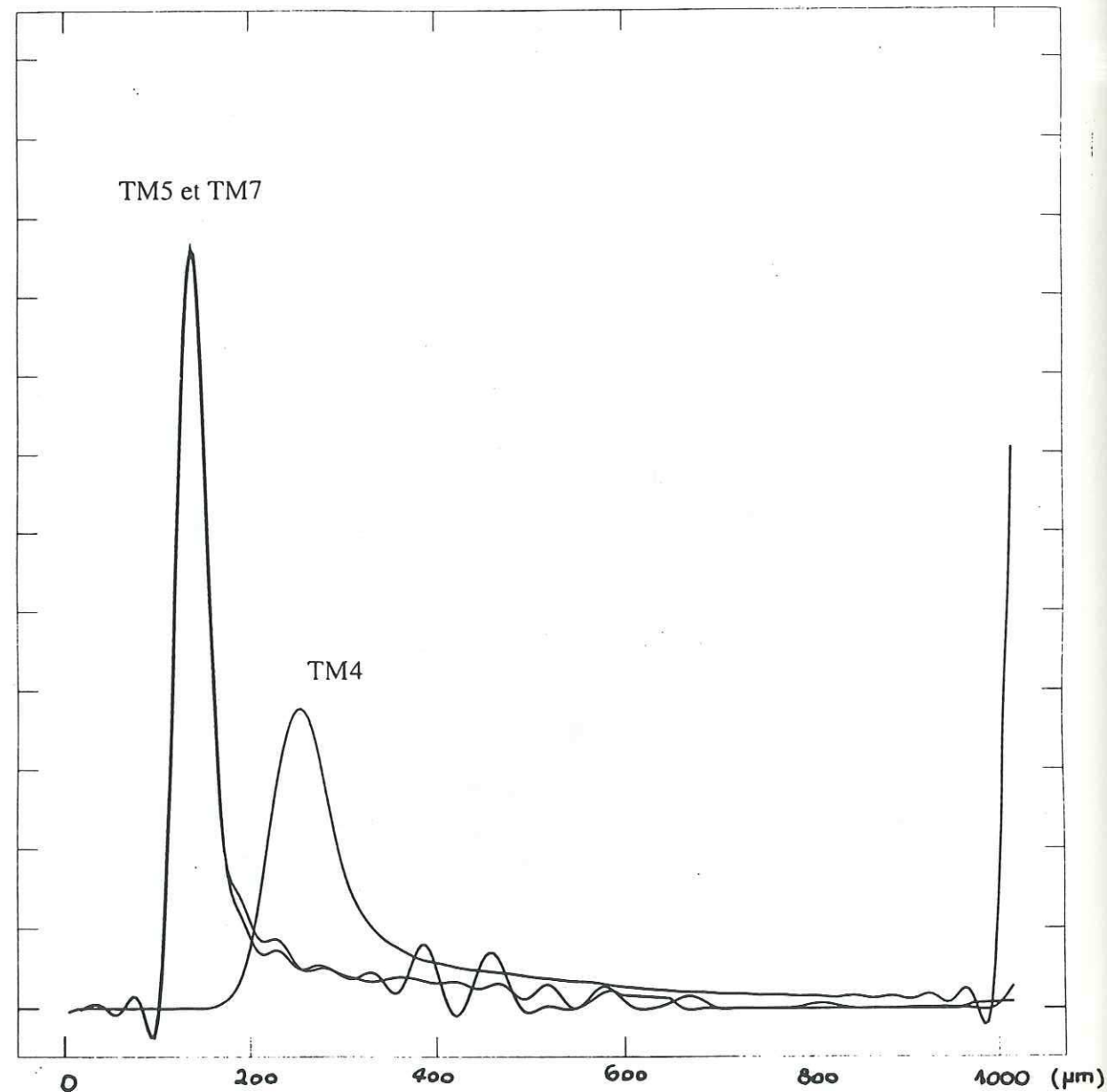


Figure 44 : histogrammes des tailles de grains calculées à partir de l'image Landsat du 14.01.89 avec les canaux TM4, TM5 et TM7.

Résultats :

La figure 43 donne les résultats de tailles de grains pour les canaux TM4 et TM5. Les résultats du canal TM7 sont semblables à ceux du canal TM5 et ne sont pas représentés ici. L'histogramme des valeurs de tailles de grains calculées à l'aide des trois canaux est donné figure 44. On s'aperçoit immédiatement que les tailles de grains déterminées avec le canal TM4 sont supérieures à celles calculées à l'aide des deux canaux infrarouges TM5 et TM7. Ce phénomène pouvait déjà être remarqué dans l'étude de sensibilité des paragraphes précédents.

Une explication possible est liée à la profondeur de pénétration de l'onde dans le manteau neigeux. Le canal TM4 est situé à la frontière entre le visible et le proche infrarouge (0.76 à 0.9 µm), et l'on reçoit des informations en provenance d'une couche de neige de 15 à 30 cm d'épaisseur, selon la taille des grains et la densité (S.G. Warren, communication personnelle à Mr Marbouty du CEN, 1986). Or, sur cette épaisseur, les tailles de grains varient avec la profondeur, et l'on a même des croûtes de regel, en raison de la proximité de la mer qui entraîne des phénomènes de fontes. Ainsi, la valeur de taille de grains déterminée est une valeur moyenne correspondant à une intégration de la réalité multicouche des 30 premiers centimètres. L'accumulation de neige sur les 30 premiers kilomètres depuis la côte vers l'intérieur est de l'ordre du mètre par an. Avec le tassement et le métamorphisme, la couche de laquelle provient l'information mesurée dans TM4 correspond à peu près à la neige d'une demi-année. Ceci permet d'expliquer les tailles de grains plus grandes que dans TM5 et TM7, et aussi les disparités de répartition que l'on peut voir sur la figure 43. En effet, la zone étudiée est soumise à de forts vents de direction Est-Sud-Est : ainsi, la répartition et la transformation de la neige est très influencée par le relief.

A l'inverse, la profondeur de pénétration des canaux infrarouges TM5 et TM7 est très petite, et les tailles de grains calculées à l'aide de ces deux canaux ne concernent que la couche

de surface (le premier centimètre). Or, trois jours avant la prise d'image, il avait neigé pendant trois heures, et le vent était faible à modéré dans l'intervalle. La couche de neige fraîche a dû rester assez homogène, et ne pas trop se transformer. Les tailles de grains plus petites que l'on détermine sont donc cohérentes.

Comparaison avec des données de terrain :

Les mesures de tailles de grains de neige sur les premiers centimètres de neige sont quasiment inexistantes. La seule référence que j'ai trouvée concerne des mesures effectuées pendant la campagne d'été 1961-62 ! (Lorius, 1963). Il s'agit de tailles de grains estimées à l'oeil nu sur les premiers kilomètres du raid DDU-Dôme C. Les mesures montrent une croissance des grains avec la profondeur. L'avantage de ces mesures, outre le fait que ce sont les seules, est qu'elles donnent des tailles de grains assez semblables à celles que l'on calcule à l'aide de l'image. L'idéal aurait été d'effectuer des mesures sur le terrain au moment du passage du satellite. Ceci a été impossible, mais des échantillons de surface ont été prélevés sur les 15 premiers kilomètres en février 1992, et analysés en laboratoire (V.Chasson, 1992) selon la méthode développée au Centre d'Etudes de la Neige. Il est bien entendu impossible de faire une comparaison point par point des mesures et des résultats de l'image, puisque l'on s'intéresse à de la neige de surface et que trois ans séparent les mesures de l'image. La figure 45 donne l'histogramme des valeurs calculées (image du 14.01.89, canal TM5) et des valeurs mesurées (échantillons de février 1992). Pour les tailles correspondant aux mesures, il s'agit du rayon théorique r_{th} directement comparable aux rayons déterminés dans notre étude.

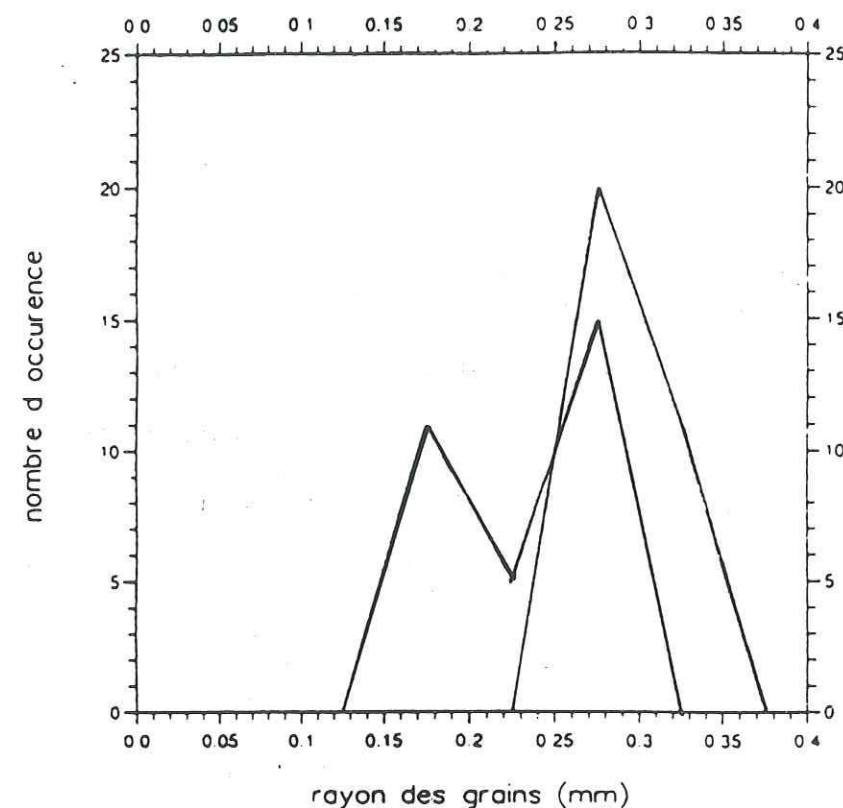


Figure 45 : Histogrammes des rayons convexes moyens et des tailles de grains calculées à partir de l'image pour la zone de mesures de terrain en Terre Adélie.

Rappelons que l'on détermine le rayon théorique r_{th} à partir du rayon convexe moyen r_{CM} mesuré de l'échantillon selon :

$$(2r_{th}) = 0.706.(2r_{CM})^2 + 0.736.(2r) - 0.038 \quad (47)$$

Il apparaît deux pics de valeurs pour les tailles de grains calculées, qui correspondent sur l'image l'une à la frange côtière, et l'autre aux kilomètres suivants vers l'intérieur de la calotte. En discutant avec les personnes ayant effectué les prélèvements sur le terrain (notamment G. Marec du LGGE), j'ai appris que la fonte était très importante dans la zone de mesures, occasionnant des croûtes de fonte-regel en surface au cours de la journée -bien que le soleil brille en permanence, il est plus ou moins haut, et les températures varient au cours des 24 heures. Le temps avait été très dégagé pendant au moins dix jours avant les mesures. On peut supposer que le jour de la prise de l'image Landsat, la zone de fonte était moins étendue, puisqu'il avait neigé quelques jours plus tôt, ce qui permet d'expliquer le pic d'histogramme correspondant aux valeurs les plus petites (neige fraîche).

8. Application à l'image SPOT du 09.02.87 :

Conditions de l'étude :

On dispose d'une image SPOT multispectrale du 09 février 1987. Elle est centrée sur la base Dumont d'Urville et couvre une zone de 60 km de côté. Une moitié de l'image est sur la mer, et n'est pas intéressante pour notre étude. On a donc extrait le reste de l'image (1500x3200 pixels). Dans le cas de SPOT, on dispose de deux canaux visibles XS1 et XS2 (correspondant à peu près à TM2 et TM3) et d'un seul canal infrarouge XS3 (équivalent à TM4). On peut donc déduire de l'étude de sensibilité ci-dessus que les résultats de la méthode de détermination de la taille des grains seront sensibles à tous les paramètres.

- Concernant l'étalonnage, le CNES établit régulièrement de nouveaux coefficients pour tenir compte de l'évolution des capteurs au cours du temps. On peut donc espérer que les valeurs proposées pour le jour de mesure sont bonnes. Il est de toute manière impossible d'effectuer un étalonnage à l'aide de la réflectance apparente de la mer, car le vent était extrêmement violent ce jour-là, et la mer devait être couverte d'écume.

- Les données météorologiques du jour de prise de vue de l'image sont inutilisables, et MétéoFrance n'a pu nous les fournir. On ne dispose que des profils de la veille, et des tableaux mensuels qui donnent la température, l'humidité, le vent et la pression de surface à la station. Or, les conditions météorologiques étaient totalement différentes entre ces deux jours : temps très nuageux, chaud (+1.2°C) et humide la veille, contre ciel entièrement dégagé, avec vent très violent (27m/s soit 97 km/h) et température plus normale (-3.6°C) le jour de la prise de vue. On peut d'ailleurs voir des traces orientées dans la direction du vent sur l'image SPOT. Il est donc impossible d'utiliser les profils atmosphériques de la veille pour effectuer les calculs de tailles de grains à l'aide du canal XS3.

On se trouve donc dans un cas de figure qui résume assez bien ce qui peut se passer généralement lorsqu'on veut déterminer la taille des grains à partir d'une image prise en Antarctique loin de la mer et/ou d'une station météorologique : on ne peut ni vérifier l'étalonnage, ni construire l'atmosphère du jour.

Pour cette image SPOT, on peut tenter de calculer la taille des grains en utilisant l'étalonnage fourni par le CNES et l'atmosphère construite pour l'image Landsat. Le fait de travailler avec cette atmosphère construite plutôt que l'atmosphère standard est motivée par les valeurs mesurées au sol au moment de la prise de l'image SPOT : les pressions, températures et humidités relatives sont égales, et seul diffère le vent (27m/s direction 140° pour SPOT, 12 m/s direction 100° pour Landsat). Les conditions au sol sont plus proches de celles de Landsat que de celles du cas SW (subarctique d'hiver), et au vu de l'étude de sensibilité

menée plus haut, il est préférable d'être au plus près de la réalité. Il ne s'agit bien sûr que des conditions au sol, et il faut espérer qu'en altitude les conditions météorologiques du 09.02.87 ne soient pas trop différentes de celles rencontrées le 14.01.89 (image Landsat).

Résultats :

La figure 46 donne les résultats des calculs de détermination de la taille des grains dans les conditions précisées ci-dessus. Deux remarques s'imposent :

- les tailles observées sont très importantes (pic vers $720\mu\text{m}$) : ceci peut s'expliquer par la météo des jours précédents. La chute de neige qui a eu lieu 48 heures avant, avec vent très fort (plus de 100km/h) a été suivie d'un jour et demi de ciel entièrement couvert, avec des températures positives (!) pendant plus de 12 heures. Il a dû se produire énormément de fonte, et donc une métamorphose de type humide de la neige, conduisant à des gros grains ronds. La "nuit" précédant l'image le temps s'est entièrement dégagé et la température est redevenue normale, c'est à dire de l'ordre de -4°C . Il n'est donc pas surprenant de trouver de grandes valeurs de tailles de grains.

- les rayures dans le sens du vent restent visibles : le fait qu'il y ait beaucoup de vent peut être à l'origine d'erreurs que je ne saurais quantifier. En effet, le soulèvement et le déplacement de la neige dûs au vent, le chasse-neige, peut induire des alternances d'ombres et de zones éclairées. Ainsi, l'hypothèse faite d'une réflectance unique dans le visible n'est plus valide et l'on détermine des angles locaux d'incidence faux, uniquement à cause du vent. Bien sûr, ces erreurs se transmettent au canal XS3 et la détermination de la taille des grains s'en trouve faussée. Si l'on regarde les valeurs qui apparaissent dans et entre les bandes de tailles de grains, on a typiquement des valeurs de 750 contre $570\mu\text{m}$. Ceci peut être aussi bien un phénomène réel de types de neige différents qu'une erreur induite par l'effet du vent sur les angles calculés.



Figure 46 : Taille des grains calculées avec le canal XS3 de SPOT, image du 09.02.87.

En conclusion, dans le cas de l'image SPOT du 09 février 1987, on détermine des tailles de grains importantes, qui sont plausibles au vu de la météo des jours précédents, mais le fort vent qui soufflait au moment de la prise de l'image peut induire des erreurs difficilement quantifiables. D'autre part, le transfert atmosphérique est simulé avec une atmosphère construite avec les données du 14 janvier 1989, dont on sait seulement que les valeurs au sol sont identiques. Il peut y avoir des différences en altitude entre les deux atmosphères, qui là encore peuvent fausser les résultats en valeur absolue.

9. Conclusions :

Ce chapitre propose tout d'abord une étude de sensibilité de la méthode de détermination de la taille des grains que j'ai exposée au chapitre I. Celle-ci a permis de mettre en évidence, à travers quelques exemples significatifs, l'extrême variabilité possible des résultats lorsque l'on change, même peu, certains paramètres. Ceci est surtout vrai pour le canal TM4 (très proche infrarouge, 0.76 à 0.90 μm) et son équivalent XS3, qui est sensible à l'étalonnage, à l'atmosphère et à la topographie. Le canal TM5 semble moins sensible au premier abord, mais les variations des paramètres étudiés sont moins fortes dans ce canal que dans TM4, et il est difficile de conclure que TM5 est beaucoup plus stable. Toutefois, l'effet propre de l'atmosphère est moins sensible, ce qui lui confère un avantage certain.

On a ensuite appliqué la méthode de détermination de la taille des grains à une image Landsat et à une image SPOT.

Pour l'image Landsat, on a construit une atmosphère à l'aide des profils de température, pression et vapeur d'eau mesurés à Dumont d'Urville une heure après le passage du satellite. On a ensuite établi un étalonnage dépendant de cette atmosphère, basée sur la réflectance

apparente de la mer, et donc on espère qu'il corrige les erreurs commises sur la composition atmosphérique. Tout ceci a permis de travailler avec un ensemble cohérent de paramètres, et d'avoir une certaine confiance dans les résultats. Ces derniers exhibent une différence de réponse entre le canal TM4 d'une part et les canaux TM5 et TM7 d'autre part. Ceci peut être dû à une différence de profondeur de pénétration de l'onde entre ces canaux, et les tailles de grains déterminées ne concerneraient pas la même épaisseur de manteau neigeux. Il est donc cohérent dans ces conditions de calculer des tailles de grains supérieures avec le canal TM4 qu'avec les canaux TM5 et TM7, puisque les grains grossissent avec la profondeur.

Pour l'image SPOT, on dispose d'un étalonnage fourni par le CNES et établi régulièrement. On ne peut pas le vérifier dans le cas de notre image car le fort vent soufflant ce jour-là crée des vagues et de l'écume sur la mer. On ne dispose pas non plus des profils atmosphériques au moment de la prise de l'image, mais seulement des valeurs au sol, similaires à celles du jour de l'image Landsat. On donc utilisé l'atmosphère construite pour l'image Landsat afin d'appliquer la méthode à l'image SPOT. Les tailles de grains calculées sont plausibles, mais il reste bien des inconnues, notamment l'effet du vent, et la réalité de l'atmosphère utilisée. Or, le canal infrarouge de SPOT est le plus sensible à toutes les erreurs commises le long du processus de détermination de taille des grains de la neige.

Ainsi, il est nécessaire de bien garder en mémoire que des variations faibles des paramètres intervenant dans la méthode de détermination de la taille des grains sont amplifiées sur les tailles calculées. Ceci est vrai surtout dans le canal TM4 (ou XS3) et dans une moindre mesure dans TM5 et TM7. Pour avoir une certaine confiance dans les résultats, il faut disposer d'une atmosphère bien connue et d'un étalonnage fiable, ou dans une moindre mesure, d'un ensemble cohérent (atmosphère-étalonnage). Le premier cas est quasiment impossible à obtenir, et le deuxième nécessite de pouvoir vérifier la cohérence du système.

La méthode utilisée ici de calage sur la mer est très restrictive et limite le champ de ses applications. Toutefois, les résultats mis en évidence par l'application à l'image Landsat sont plausibles et laissent espérer des développements possibles. En conclusion, je pense que la méthode de détermination de la taille des grains peut donner de bons résultats si l'on dispose d'un point de mesure au sol permettant de déduire toutes les autres tailles de grains relativement.

10. Les données AVHRR des satellites NOAA :

Dans les paragraphes qui précèdent, on a travaillé sur des petites zones et à fine résolution, à l'aide d'images Landsat et SPOT. Toutefois, ce genre d'étude peut difficilement être généralisée à tout l'Antarctique, dont la surface est immense et nécessiterait un nombre impressionnant d'images. C'est pourquoi le capteur AVHRR a des caractéristiques idéales pour des études à large échelle de l'Antarctique. En effet, une image AVHRR couvre une surface d'environ 2000 km de côté avec une très bonne résolution (environ 1km). Ainsi, quelques images suffisent à couvrir tout le continent. Quant à la résolution, elle est très supérieure à celle des capteurs passifs travaillant dans les micro-ondes, laquelle est plutôt de l'ordre de 15 à 150 km selon la fréquence.

On dispose de plusieurs images AVHRR qui englobent toutes la Terre Adélie. Le capteur AVHRR dispose de 4 ou 5 canaux selon les satellites, dont deux canaux visible et proche infrarouge et 2 ou 3 canaux dans l'infrarouge. Le balayage est fait selon un angle variant de -55 à +55°, ce qui permet une fauchée au sol de plus de 2000 kilomètres. Ces grandes dimensions entraînent une distorsion de l'image, surtout pour les pixels extérieurs, et cette distorsion est amplifiée par la proximité du Pôle. Il est donc nécessaire de procéder à des redressements géométriques si l'on veut présenter les résultats selon un format comparable aux cartes classiques.

Les canaux du capteur AVHRR sont de deux sortes :

- les deux premiers canaux sont dans le visible et le proche infrarouge, et les phénomènes physiques sont les mêmes que pour les capteurs Landsat et SPOT. D'ailleurs, le canal 1 équivaut aux canaux TM2 et TM3 réunis, et le canal 2 (0.725-1.1µm) est plus large que TM4 surtout parce qu'il couvre plus de longueurs d'ondes dans l'infrarouge. On peut donc envisager des études de détermination de la taille des grains avec ces deux canaux, tout en

conservant à l'esprit la sensibilité du processus dans cette gamme d'onde. Dans ce cas d'étude à large fauchée, on ne peut plus se permettre d'utiliser le modèle de Wiscombe et Warren, supposant que le sol est lambertien. On devra utiliser un modèle de réflectance bidirectionnelle (par exemple Stamnes et al., 1988) car les pixels sont vus sous des angles très variables et parfois très grands. On pourra supposer le sol plat pour se soustraire des problèmes de connaissance de la topographie : cette hypothèse est d'ailleurs justifiée à l'intérieur de la calotte et à l'échelle du kilomètre, car la surface est réellement très plate. Quant à l'analyse des résultats, elle devra tenir compte de la présence d'une bande d'absorption de vapeur d'eau dans le canal 2, ce qui peut influencer beaucoup les tailles de grains obtenues.

- les deux (ou trois) canaux suivants sont dans l'infrarouge thermique et les phénomènes physiques sont différents. En effet, dans ces longueurs d'ondes, la variable principale est la température. L'énergie reçue par le capteur est celle émise par la surface observée selon sa température réelle, et en inversant la loi de Planck, on détermine une température dite de brillance. Toutefois, le canal AV3 (3.55-3.93 μm) est à la frontière entre les deux cas : il dépend de la température du sol, mais une partie de l'énergie reçue par le capteur est due à la réflexion de l'énergie solaire. Ainsi, pour une image de jour, on aura une "température de brillance" dans le canal AV3 artificiellement supérieure à celle mesurée dans AV4 (10.3-11.3 μm), si la réflexion est importante : c'est le cas pour les nuages, qui ont une réflectance élevée dans cette gamme d'onde, mais pas de la neige dont la réflectance est presque nulle. Il semble donc possible de discriminer la neige des nuages à l'aide de la différence entre les températures de brillance des canaux AV3 et AV4 (Yamanouchi et Kawaguchi, 1992).

J'ai travaillé sur les images AVHRR dont on dispose, mais je ne présenterai pas de résultats ici. J'ai en effet rencontré plusieurs problèmes (de lecture de certaines bandes au format inconnu, d'étalonnage, de localisation des images, et de correction atmosphérique), et pour des raisons de temps et d'engagements sur les Alpes, je n'ai pas continué.

11. Perspectives :

A l'avenir, il sera intéressant d'effectuer des études à l'échelle du continent Antarctique, afin de détecter la présence éventuelle de zones typées comme il en apparaît dans les études utilisant les capteurs micro-ondes passifs (Fily et Benoist, 1990). D'autre part, certains auteurs pensent qu'il est possible de retrouver la topographie du sol à partir des données AVHRR (Seko et al., 1993), ce qui serait extrêmement intéressant pour ce continent peu connu. De telles études à large échelle peuvent être actuellement menées avec le capteur AVHRR, mais celui-ci a l'inconvénient de ne pas avoir le canal à 1.6 μm (TM5). Par contre, l'embarquement de nouveaux capteurs mieux adaptés est prévu pour les années à venir :

- le nouveau capteur AVHRR aura le canal à 1.6 μm . Il deviendra intéressant pour les études de tailles de grains à large échelle.
- le capteur végétation qui sera à bord de SPOT4 : il aura une résolution de 4 km, une large fauchée et le canal à 1.6 μm
- le capteur POLDER : outre sa la fauchée et sa résolution similaire aux deux autres, ce capteur mesure la polarisation du signal reçu et sa conception en mosaïque de détecteurs permettra de voir un même point sous 11 angles différents. Cette dernière caractéristique permettra des comparaisons avec les modèles de réflectance bidirectionnelle. Mais ce capteur n'a pas le canal à 1.6 μm .

B. Les Alpes :

La majeure partie de cette thèse a porté sur le travail exposé plus haut concernant la Terre Adélie. Il est toutefois extrêmement difficile d'organiser des mesures de terrain en Antarctique, d'autant que l'évolution rapide de la surface du manteau neigeux oblige à faire des mesures au sol simultanément au passage du satellite. C'est pourquoi nous avons également travaillé dans les Alpes dont la proximité de Grenoble rend la logistique plus simple. L'idée est de valider le travail effectué sur la Terre Adélie par une étude similaire dans les Alpes, mais avec une caractérisation in situ du manteau neigeux et une collecte d'échantillons de neige en divers points de l'image au passage du satellite.

Ce travail a été l'objet d'une collaboration entre trois laboratoires grenoblois : le LAMA (Laboratoire de la Montagne Alpine, Institut de Géographie Alpine), le CEN (Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance) et le LGGE. Les compétences des trois laboratoires sont complémentaires.

Trois campagnes de mesures ont été menées en avril 1992, décembre 1992 et avril 1993. Elles font intervenir différents capteurs. En effet, la collaboration initiale était liée à l'avion ARAT (Avion de Recherche Atmosphérique et Télédétection). Les premières réunions sur ce thème entre les trois laboratoires ont eu lieu en 1989, mais pour des raisons de logistique et de répartition des heures de l'avion, les missions ARAT sur la neige n'ont eu lieu qu'en décembre 1992 et avril 1993. Dans l'intervalle, nous avons donc décidé de faire des mesures de terrain simultanément au passage d'un des satellites SPOT et LANDSAT. Cela suppose de bénéficier d'un très beau temps sans nuages le jour d'hiver où passe un des satellites. Or,

Landsat a une répétitivité de 16 jours, et SPOT peut être programmé pour obtenir une image tous les 5 jours environ. Il faut en outre déplacer sur le terrain une quinzaine de personnes pour faire les mesures en 5 ou 6 sites d'altitude et d'exposition différentes. En raison de toutes ces contraintes, les déplacements sur le terrain ont eu lieu finalement le 9 et le 24 avril 1992. L'image SPOT du 9 avril s'est avérée inutilisable car il y avait beaucoup de cirrus. L'image Landsat du 24 avril est par contre sans nuage et des mesures de terrain ont été effectuées en 6 sites.

Le 11 décembre 1992, quelques cirrus voilaient le ciel à très haute altitude par moments, mais il faisait globalement très beau. L'avion ARAT était équipé de l'ISM (Infrared SpectroMeter) et du radiomètre Push-Broom (identique à SPOT). De plus, à la fois LANDSAT et SPOT passaient ce jour-là au dessus des 6 sites de mesures. On dispose ainsi d'un ensemble de mesures radiométriques variées, qui permettra de faire des inter-comparaisons de capteurs, que ce soit au niveau des mesures radiométriques ou des résultats déduits.

Le 19 avril 1993, l'ARAT était uniquement équipé du spectromètre ISM.

1. Taille des grains de la neige à partir des données LANDSAT :

On dispose de deux images Landsat : une datant du 24 avril 1992, et l'autre du 11 décembre de la même année. Elles sont prises à 9h45 heure TU, soit 10h45 le 11 décembre et 11h45 le 24 avril.

Deux types d'études ont été effectuées avec ces images :

- La première est basée sur la méthode de détermination de la taille des grains que j'ai exposée plus haut et appliquée en Terre Adélie. Toutefois dans le cas des Alpes, on dispose de la topographie par un moyen extérieur à l'image et on utilise le modèle de réflectance bidirectionnelle de Stamnes et al., 1988.
- Le deuxième type de travail est une étude à la fois théorique et appliquée de rapports de canaux et de comparaison avec les mesures de taille de grains effectuées sur les échantillons récoltés sur le terrain. L'idée de ce type de traitement est d'avoir des moyens opérationnels et faciles à mettre en oeuvre pour estimer la taille des grains de la neige à l'échelle de toute une image, en s'affranchissant des problèmes de topographie et éventuellement d'atmosphère.

La méthode de détermination de la taille des grains :

- Pour le transfert atmosphérique, on utilise les sondages atmosphériques effectués à l'aéroport de Lyon-Bron. Notons que la masse d'air n'est pas forcément la même sur les sites, car Lyon-Bron est plus de 100 km des massifs de mesures. Pour les aérosols, on a utilisé la composition proposée dans 5S pour une atmosphère continentale.
- L'étalonnage fourni sur les bandes magnétiques est différent de celui qu'il y avait sur la bande de l'image Landsat de Terre Adélie. Il ne s'agit donc plus des coefficients établis avant le lancement du satellite, mais de nouveaux coefficients dont j'ignore l'origine.
- La topographie est prise en compte à l'aide de MNT (Modèles Numériques de Terrain) qui fournissent l'altitude d'un point tous les 30 mètres. Ces MNT ont été générés au LAMA à partir de cartes au 1/10000.
- La précision de la méthode de Lagrange est fixée à 10^{-5} .
- La distance Terre Soleil est prise en compte.

- Le modèle de réflectance de la neige utilisé est bidirectionnel (Stamnes et al., 1988 décrit chapitre I Partie C.3).

Les deux principales différences avec le cas d'application à l'Antarctique sont imbriquées. Il s'agit :

- 1) de la connaissance de la topographie qui permet
- 2) l'utilisation d'un modèle bidirectionnel.

Les 6 sites d'études du 24 avril ont les caractéristiques suivantes :

Nom	Altitude	Exposition	Niveaux de gris	Rayon convexe moyen
Girose Haut	3250 m	N	Nc2=208 Nc4=196 Nc5=59	160µm
Pic Bayle	3320 m	SE	Nc2=241 Nc4=210 Nc5=34	275µm
Lac de La Fare	2640 m	Horizontal	Nc2=201 Nc4=169 Nc5=23	365 µm
Girose Bas	2680 m	N	Nc2=235 Nc4=200 Nc5=25	380 µm
Lautaret	2050 m	S	Nc2=233 Nc4=206 Nc5=19	600µm
Valmorel	1850 m	N	Nc2=207 Nc4=173 Nc5=14	590µm

Où Nc2, Nc4 et Nc5 sont respectivement les niveaux de gris des canaux TM2, TM4 et TM5 pour le site étudié, et le rayon convexe moyen est mesuré selon la méthode mise au point par le CEN et décrite au chapitre II.

Alp	a_0	a_1
TM1	-0.667	0.419
TM2	-1.573	1.035
TM3	-1.127	0.649
TM4	-2.329	1.170
TM5	-0.864	0.273
TM7	-0.511	0.169

Tableau 47 : Etalonnage proposé sur la bande magnétique de l'image du 24.04.92 pour le capteur Landsat TM.

Changement de repère :

L'utilisation d'un modèle bidirectionnel nécessite de connaître les directions locales d'incidence du rayonnement et de la mesure. Sur un terrain plat, il s'agit tout simplement des directions du soleil et du satellite. Par contre, quand le sol n'est pas plat, ce qui est majoritairement le cas, il faut effectuer un changement de repère pour déterminer ces directions locales nécessaires au modèle.

Si la topographie du terrain est repérée par le vecteur N (θ_n, Φ_n) par rapport à la verticale du lieu, alors avec : (θ_s, Φ_s) la direction d'incidence du rayonnement solaire et (θ_m, Φ_m) la direction de mesure par rapport à la verticale du lieu, on aura les directions locales d'incidence (θ_i, Φ_i) et de mesures (θ_v, Φ_v) selon :

$$\begin{cases} \sin\phi_i \sin\theta_i = \sin\theta_s \sin(\phi_s - \phi_n) \\ \cos\phi_i \sin\theta_i = -\sin\theta_n \cos\theta_s + \cos\theta_n \sin\theta_s \cos(\phi_s - \phi_n) \\ \cos\theta_i = \cos\theta_s \cos\theta_n + \sin\theta_s \sin\theta_n \cos(\phi_s - \phi_n) \end{cases} \quad (48)$$

et de même en remplaçant respectivement les indices i par v et s par m.

On a vérifié que l'angle entre les directions d'incidence et de mesure est bien respecté par ce changement de repère.

Détermination de la taille des grains sur les sites :

La méthode utilisée est donc celle que j'ai exposée au premier chapitre. J'ai tout d'abord travaillé en utilisant l'étalonnage de la bande magnétique (tableau 47).

Les résultats de tailles de grains en microns (c'est à dire rayon de la sphère du modèle de Stamnes et al., 1988 pour obtenir la réflectance de la neige calculée à partir du niveau de gris et après correction atmosphérique) sont les suivants :

sites	TM4	TM5	rayon convexe moyen
Girose haut (GH)	181	24	160
Pic Bayle (PB)	312	54	275
lac de La Fare (Laf)	411	86	365
Girose Bas (GB)	452	110	380
Lautaret (Lau)	479	114	600
Valmorel (Val)	495	174	590

Pour les deux canaux, l'ordre des tailles de grains déterminées est le même que celui des rayons convexes moyens des échantillons prélevés sur les sites (figure 48). La seule exception est le site de Valmorel, mais j'ai une incertitude sur son positionnement. Or, d'une part la topographie a une influence sur les résultats, et d'autre part les rayons convexes du Lautaret et de Valmorel sont similaires. On peut donc conclure qu'en relatif, les tailles de grains déterminées à partir des niveaux de gris et du modèle de Stamnes et al., 1988 sont bonnes, bien que les valeurs absolues soient franchement différentes, sauf peut-être pour TM4. Toutefois le lien entre les rayons convexes moyens et les tailles que l'on détermine ici, et que l'on pourrait noter r_{ks} par analogie avec les notations du chapitre II, n'est pas connu. En effet, seul a été effectué le lien entre les rayons convexes moyens et les rayons r_{ww} nécessaires au modèle de Warren et Wiscombe pour obtenir une même réflectance. Ceci a été exposé au chapitre II.

Sensibilité à l'étalonnage :

On peut malgré tout se poser des questions sur la réalité de grains de neige représentés par des sphères de tailles si petites. J'ai donc refait les calculs de détermination de la taille des grains en utilisant les coefficients d'étalonnage de Markham et Barker (1984) qui sont ceux proposés sur la bande de l'image Landsat de Terre Adélie. Dans ce second cas, les calculs

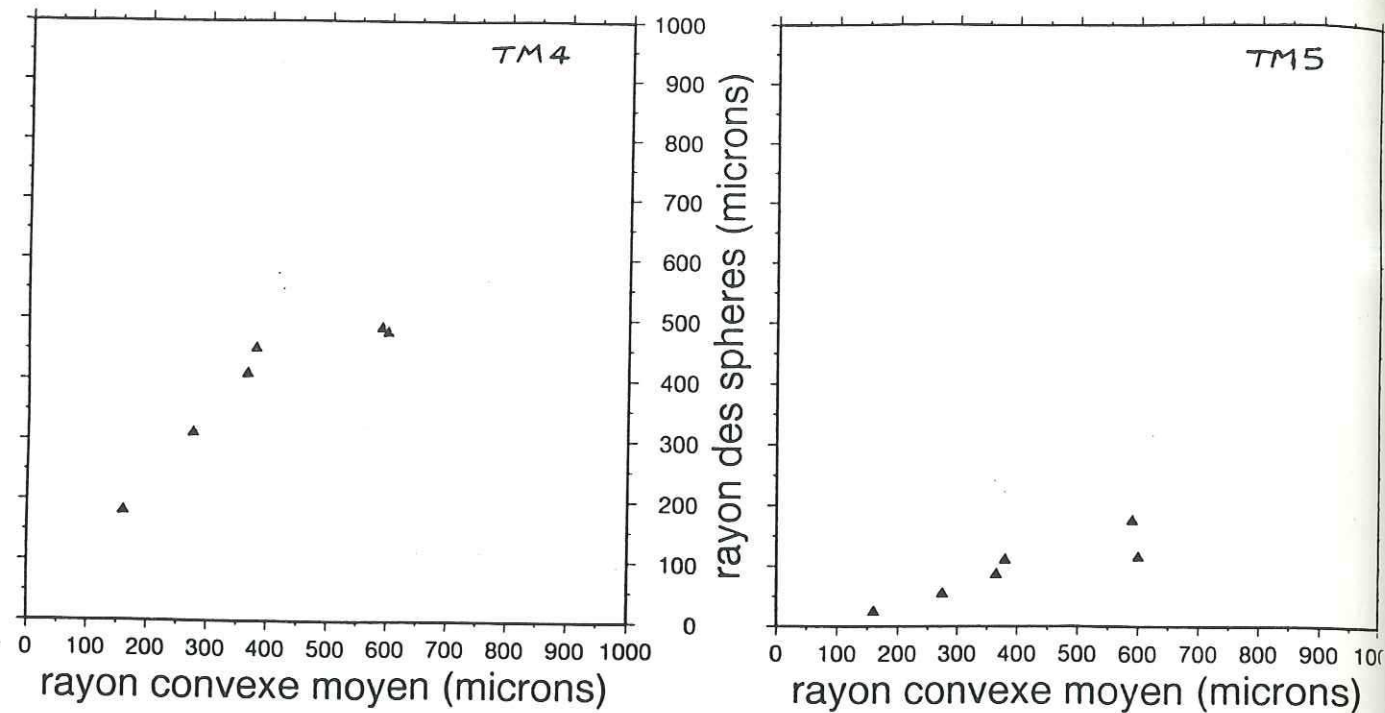


Figure 48 : Graphes des rayons calculés à partir de TM4 et TM5 avec l'étalonnage Alp de la bande magnétique, en fonction des rayons convexes moyens des échantillons de neige collectés sur les sites.

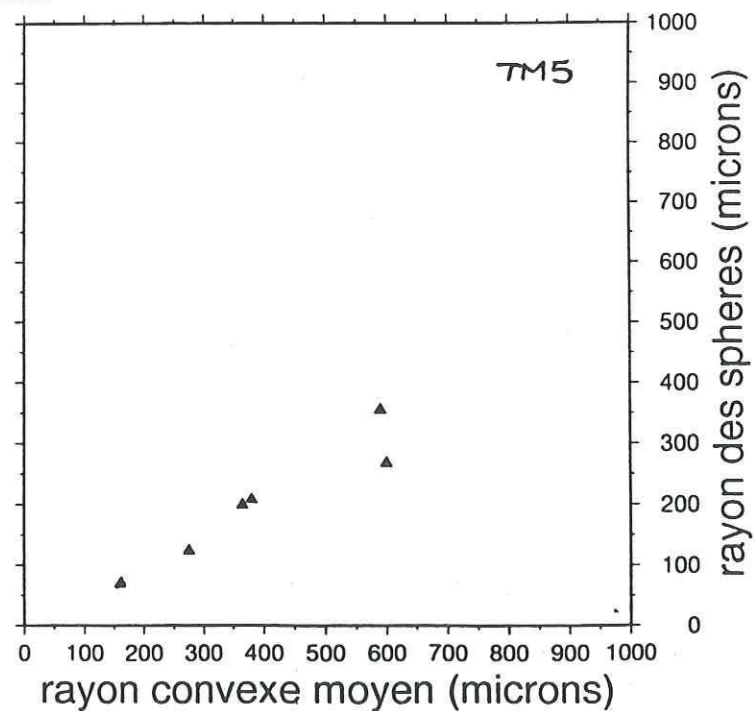


Figure 49 : Rayons calculés avec le canal TM5 et l'étalonnage établi avant le lancement du satellite (MB) en fonction des rayons convexes moyens des échantillons de neige collectés sur les sites.

sont impossibles avec le canal TM4, car les réflectances bidirectionnelles au sol que l'on calcule sont trop faibles, quelle que soit la taille des grains. Par contre, pour TM5, on obtient les résultats suivants : (figure 49)

sites	TM5
Girose Haut	69
Pic Bayle	124
Lafare	199
Girose Bas	208
Lautaret	268
Valmorel	355

Ces tailles de grains ressemblent plus aux valeurs auxquelles on est habitué. Toutefois, l'utilisation de cet étalonnage rend impossible la détermination de la taille des grains dans le canal TM4. On a vu dans l'étude de sensibilité de la partie précédente sur l'Antarctique que ce canal était sensible à tous les paramètres. Il n'est donc pas étonnant de rencontrer des problèmes à son sujet. Les bons résultats apparents de la figure 48 obtenus avec l'étalonnage de la bande magnétique peuvent donc aussi être mis en doute.

Sensibilité à la topographie :

Comme dans le cas du modèle de WW, j'ai essayé de faire une étude très rapide de l'effet de la topographie sur la détermination de la taille des grains. J'ai par exemple fait varier respectivement l'angle zénithal et l'azimut de la normale N pour évaluer les variations engendrées sur la tailles des grains. Il apparaît, d'après quelques exemples qu'il faudra confirmer par une étude plus rigoureuse qu'une variation donnée de l'angle azimutal Φ_n engendre moins de variations sur la taille des grains que la même variation sur l'angle zénithal θ_n de la normale. Par exemple, 10° de variation sur θ_n font passer d'une taille de grains de

263 à 450 microns, tandis que 10° sur l'angle azimutal Φ_n ne font varier la taille que de quelques microns. Les chiffres ci-dessus sont donnés pour le canal TM4. Le canal TM5 est un peu moins sensible et 10° de variation sur θ_n font varier la taille des grains de 194 à 210µm par exemple.

Notons que l'on ne peut utiliser le canal TM2 pour déterminer la topographie, car le modèle bidirectionnel nécessite 2 angles de pente et l'on n'a qu'une mesure pour chaque pixel. Par ailleurs, dans les Alpes, la neige est souvent polluée et l'on ignore la quantité et la nature de la pollution. On a d'ailleurs vu au chapitre II précédent les difficultés liées à la pollution.

2. Les "ratios" entre canaux :

Dans la suite de ce chapitre on appellera "ratio" un rapport de la forme :

$$R_{ij} = \frac{\rho_i - \rho_j}{\rho_i + \rho_j} \tag{49}$$

où
*i et j sont des numéros de canaux
et ρ la réflectance dans un canal.*

L'idée de base de ce genre d'étude est de limiter l'effet de la topographie, et de disposer d'une méthode facile à mettre en oeuvre à l'échelle d'une image entière. Lorsqu'on calcule une réflectance apparente à partir d'un niveau de gris, on introduit l'angle local d'incidence dans le calcul. Or, on a vu tous les problèmes que pose la topographie qui n'est pas connue dans certains cas, et peut être erronée dans les cas où on pense la connaître, car la variabilité d'un site alpin est telle qu'une petite erreur de positionnement peut créer une grande variation sur la pente du terrain.

Si l'on effectue un ratio de réflectances apparentes, on voit clairement que le facteur $\cos\theta$ s'élimine et il ne reste plus que les luminances mesurées et les éclairagements respectifs des deux canaux :

$$R_{ij} = \frac{\frac{L_i}{E_i \cos\theta} - \frac{L_j}{E_j \cos\theta}}{\frac{L_i}{E_i \cos\theta} + \frac{L_j}{E_j \cos\theta}} = \frac{L_i E_j - L_j E_i}{L_i E_j + L_j E_i} \tag{50}$$

On espère ainsi s'affranchir en partie des difficultés inhérentes à la topographie

- sensibilité de la méthode à ce paramètre
- erreurs de positionnement
- impossibilité de connaître la topographie des Alpes à la résolution de 30 mètres et pour toute une image Landsat.

On s'est cantonné dans notre étude aux ratios les plus simples qui soient, mais rien ne s'oppose à en étudier de plus complexes. Il faut toutefois garder à l'esprit que, si une méthode de ratios permet de diminuer l'effet de la topographie, elle introduit une dépendance de type spectral qui peut s'avérer compliquée.

On a effectué des ratios de réflectances apparentes à l'aide des canaux TM2, TM4 et TM5 sur les 6 sites de mesures. On a fait de même avec des réflectances apparentes corrigées de l'effet atmosphérique. D'autre part, on a calculé les ratios théoriques correspondants à l'aide du modèle de Stamnes.

Ratios théoriques :

Avec le modèle de Stamnes, on calcule les Ratios Théoriques RT_{25} , RT_{45} et RT_{24} en fonction de la taille des grains r_{ks} . Pour couvrir des gammes de pentes raisonnables pour les sites, on fait varier l'angle azimutal Φ_n de 0 à 315° par pas de 45° pour les deux angles zénithaux θ_n 0 et 20°. On couvre ainsi les situations géométriques des sites où l'on a fait des mesures. On obtient ainsi des séries de graphes pour chaque ratio. Les figures 50 montrent les résultats de ces calculs théoriques. On voit immédiatement que les ratios RT_{25} et RT_{45} sont similaires en forme et en valeurs, tandis que le ratio RT_{24} est très différent : il prend des valeurs très faibles (moins de 0.1) et il ne s'incurve pas.

Ratios de réflectances mesurées :

Pour chacun des sites on a calculé les ratios R_{25} , R_{45} et R_{24} à partir des niveaux de gris donnés dans le tableau donné plus haut et avec les deux étalonnages disponibles, c'est à dire celui de la bande magnétique et celui effectué avant lancement du satellite (Markham et Barker, 1984). Pour quantifier l'effet de l'atmosphère, on a aussi corrigé chaque réflectance apparente de l'effet atmosphérique dans son canal, puis calculé les ratios correspondants.

On a tracé ensuite tous les graphes : ratio en fonction du rayon convexe moyen mesuré (figure 51).

- Pour les ratios R_{25} et R_{45} :

* La forme des courbes obtenues pour les ratios R_{25} et R_{45} est du même type que celle des ratios théoriques RT. calculés avec le modèle de Stamnes, quelque soit l'étalonnage utilisé.

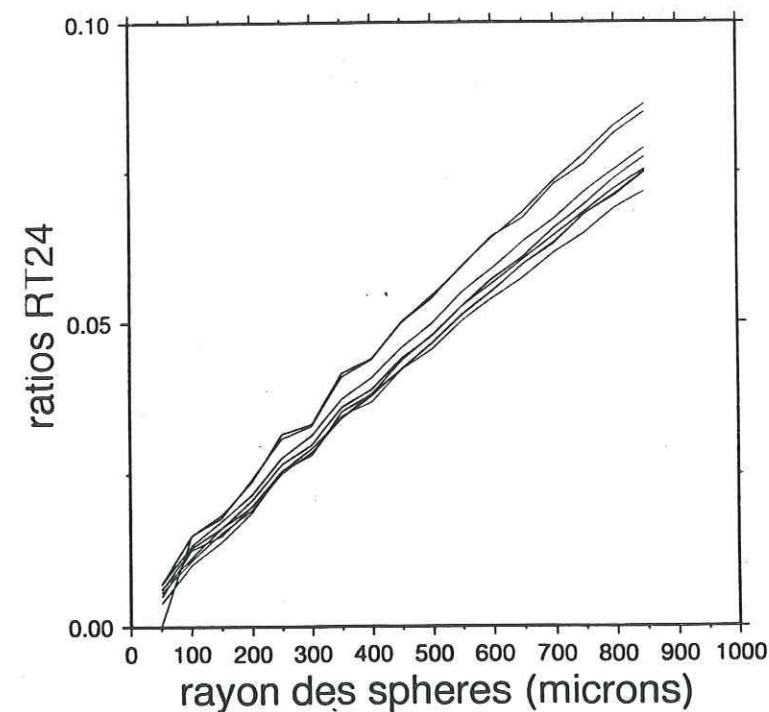
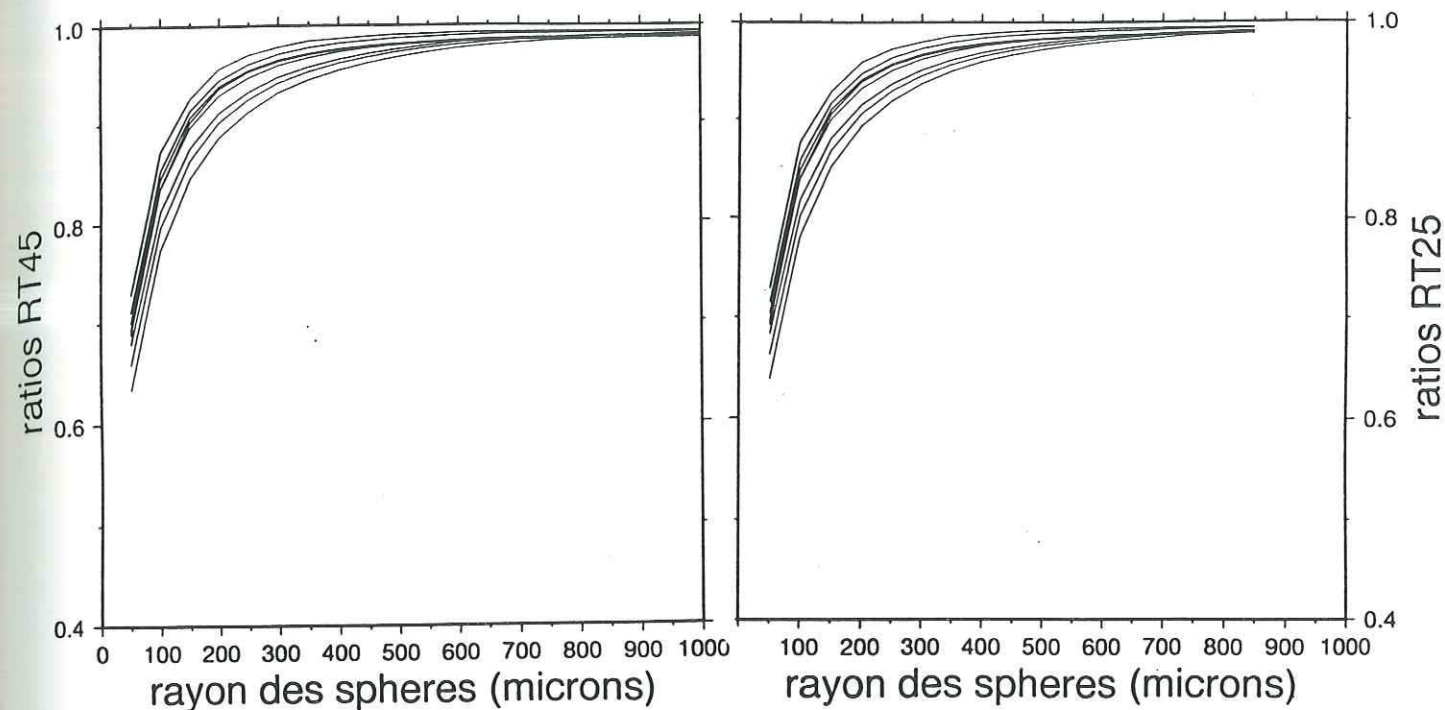


Figure 50 : Ratios théoriques calculés avec le modèle de Stamnes un azimut de pente variant de 0 à 315° par pas de 45°, pour des pentes de 0 et 20°.

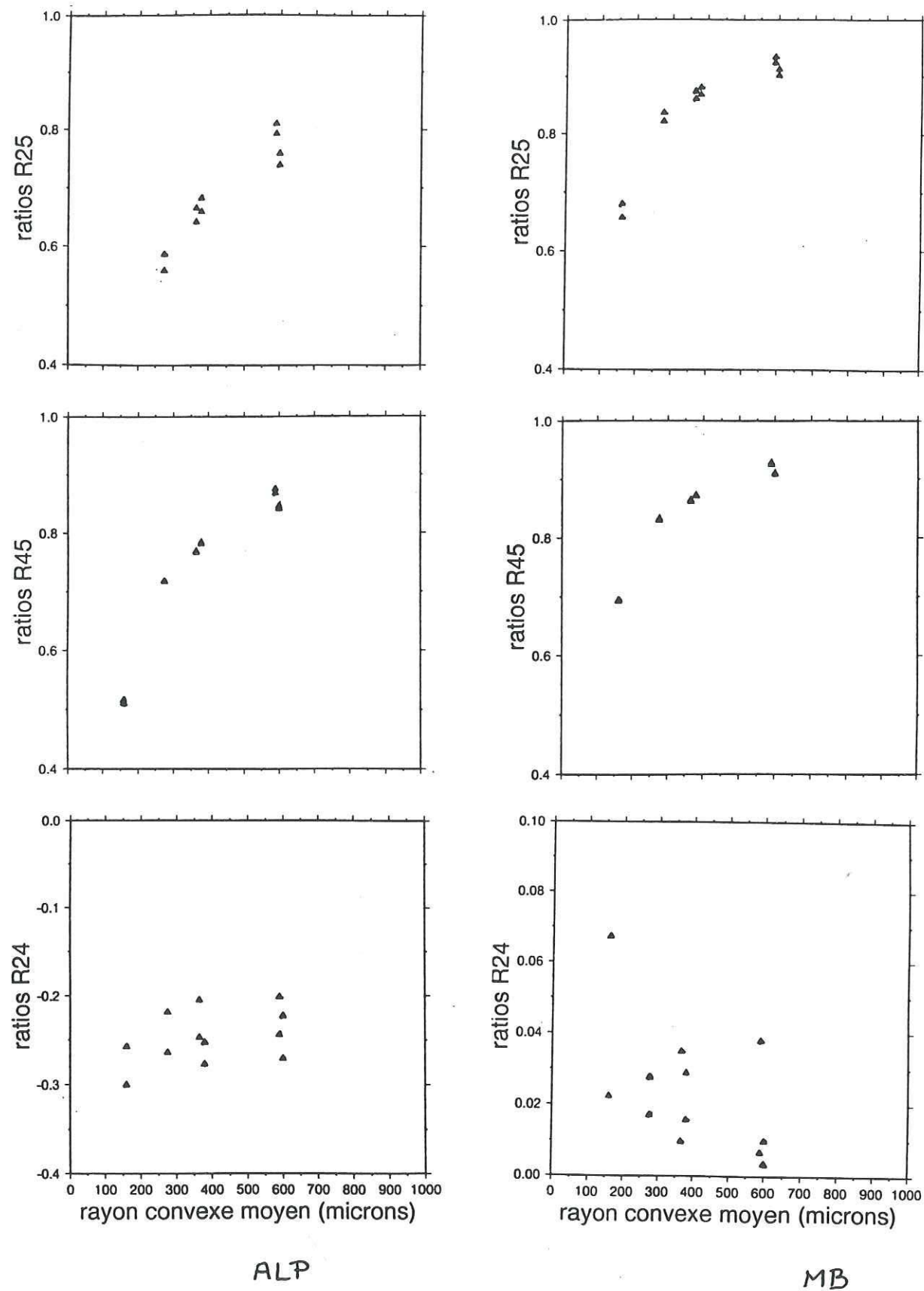


Figure 51 : Ratios calculés avec les données de l'image Landsat du 24.04.92 en fonction des rayons convexes moyens des échantillons collectés sur le terrain. Les points les plus bas sont calculés sans corriger l'effet atmosphérique, tandis que les points les plus hauts corrigent cet effet. On a utilisé l'étalonnage de la bande (Alp : à gauche) ou celui établi avant lancement (MB : à droite).

* L'effet de l'atmosphère est plus important pour les ratios R_{25} faisant intervenir le canal visible TM2. Les ratios de réflectances corrigées prennent des valeurs supérieures.

* Les ratios du type R_{45} ne sont pas sensibles à l'atmosphère.

* Les valeurs obtenues avec l'étalonnage de Markham et Barker (1984) (MB) sont plus proches des valeurs théoriques que celles calculées avec l'étalonnage de la bande (Alp), surtout pour les ratios R_{25} .

En résumé, le ratio R_{45} calculé avec l'étalonnage MB me paraît le plus adapté à ce genre d'étude, car il n'est pas sensible à l'atmosphère et prend des valeurs comparables aux valeurs théoriques. On ne peut pour le moment faire de conclusion plus forte sur les tailles de grains obtenues, car le lien entre les rayons convexes moyens et les tailles des sphères nécessaires au modèle de Stamnes n'est pas connu. Seul le lien entre les rayons convexes moyens et les sphères du modèle de Warren et Wiscombe a été fait (Chapitre II).

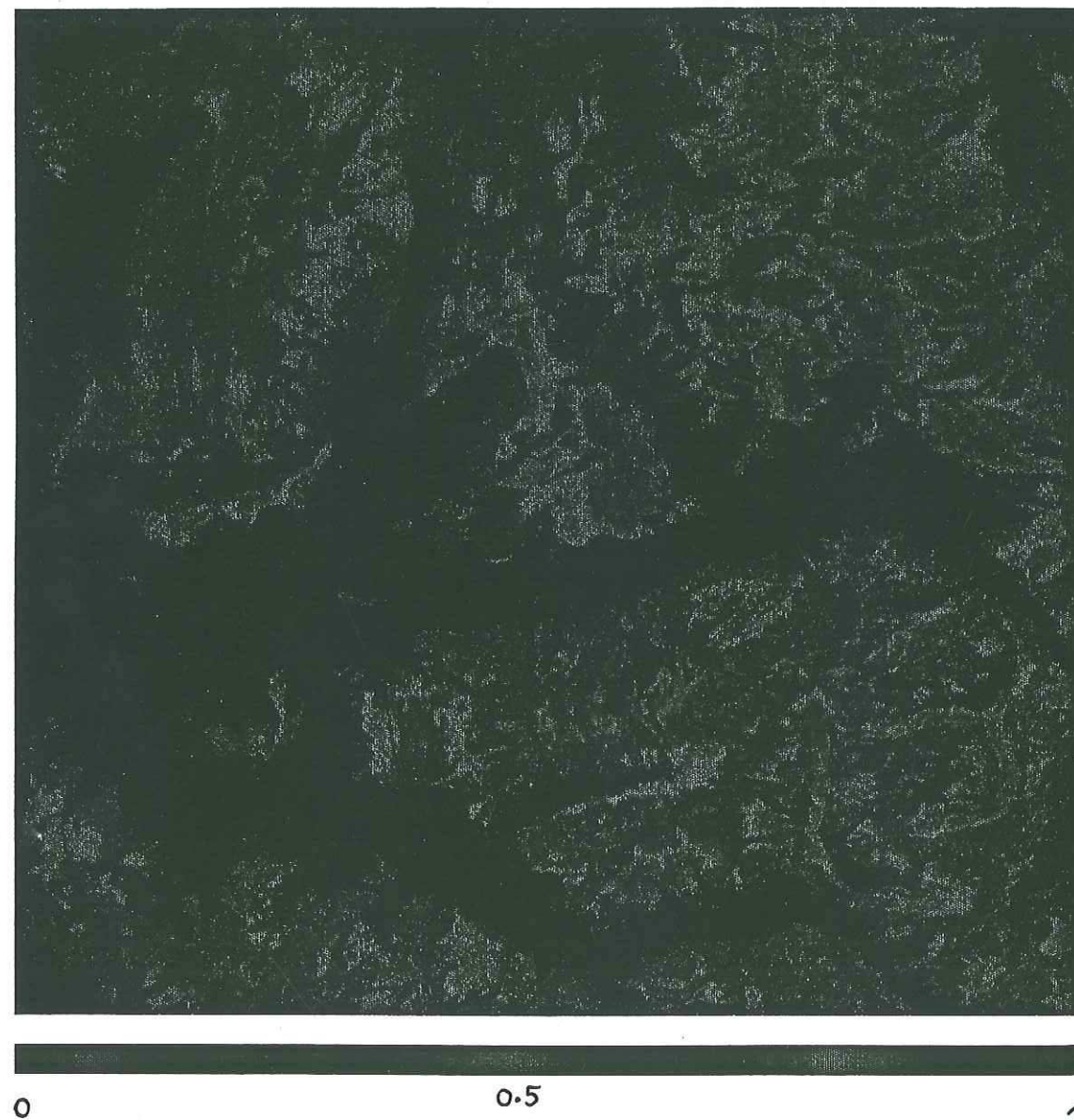
- pour les ratios R_{24} :

* les valeurs obtenues avec l'étalonnage de la bande sont négatives de l'ordre de 0.3. La correction atmosphérique n'y change rien.

* les valeurs obtenues avec l'étalonnage de MB sont plus proches des valeurs théoriques (intervalle [0;0.1]). Mais il y a une extrême dispersion.

En résumé, ce ratio n'est pas utilisable, car il prend des valeurs très faibles, nécessitant une grande précision, et il fait intervenir les deux canaux les plus sensibles au transfert atmosphérique.

Figure 52 : Ratio R45 utilisant les canaux TM4 et TM5 de l'image du 24.04.92, l'étalonnage établi avant lancement (MB) et sans correction atmosphérique.



Calcul de la taille des grains à l'aide des ratios :

L'étude préliminaire proposée ci-dessus laisse penser que l'on peut espérer être suffisamment affranchi de la topographie par l'utilisation de ratios. En effet, les courbes théoriques calculées pour des situations géométriques variées sont proches. Toutefois, si l'on se fixe une valeur de ratio RT_{25} par exemple à 0.87, alors on aura une taille de grains (r_{KS}) variant entre 80 et 160 μ m. En fait, pour tout ratio, on s'aperçoit qu'il en est de même et que l'on peut avoir une taille variant du simple au double. Il paraît donc difficile d'obtenir quelque chose de précis ! Par contre, si l'on applique le calcul d'un ratio de réflectances apparentes à une image, on obtient des résultats relatifs très encourageants (figure 52). En effet, l'échelle de couleur donne visuellement les zones à gros ou petits grains. Ces grains semblent indépendants des variations d'éclairement, et leur répartition est plutôt logique : on obtient de plus gros grains aux basses altitudes qu'aux hautes pour une exposition donnée, et des grains grossissants avec l'exposition pour une altitude donnée.

Conclusions :

Une fois encore, les résultats relatifs sont satisfaisants, mais on ne peut rien obtenir d'absolu. Les points sensibles que l'on a évoqués au paragraphe A. sur la Terre Adélie restent vrais, même si on s'affranchit en partie de la topographie avec cette méthode des ratios. En pratique, si l'on veut utiliser une image satellite pour estimer la taille des grains, il me semble que le calcul des ratios de réflectances apparentes est le moyen le plus simple d'obtenir un résultat relatif. Quelques points de calage peuvent ensuite aider à déduire une répartition absolue de grains. De plus, il n'est pas nécessaire de connaître l'atmosphère ni la topographie, ce qui représente un énorme avantage !

Cette étude sur les ratios n'ayant été faite qu'en fin de thèse et lors de l'étude sur les Alpes, j'ai essayé a posteriori de l'utiliser pour l'image de Terre Adélie du 14.01.89. J'ai donc appliqué le ratio R_{45} sans correction atmosphérique et avec l'étalonnage de Markham et Barker à cette image. La structure des images de tailles de grains de la figure 43 ressort très clairement. Si l'on utilise comme abaque le graphe de la figure 51 correspondant au cas testé, alors la valeur du ratio R_{45} le plus fréquent sur la calotte correspond à un rayon convexe moyen d'environ $150\mu\text{m}$. Or, cela correspond aux valeurs de tailles de grains déterminées à l'aide du canal TM5 avec la méthode mise au point dans cette thèse et appliquée à l'image avec étalonnage et atmosphère construits.

3. Conclusions et perspectives.

Cette étude sur les Alpes n'en est qu'à ses débuts, et il faudra l'approfondir. On dispose aussi de données du spectromètre ISM dans l'infrarouge (128 canaux de 0.8 à $3. \mu\text{m}$) et d'images du radiomètre push-Broom. Ce dernier est identique à SPOT, mais avec une résolution au sol de 2 mètres dans les conditions de vol de l'ARAT. Des études avec ces capteurs, et aussi entre capteurs sont envisagées, et certaines sont déjà commencées. Rien n'est assez avancé pour être exposé ici.

Concernant les données Landsat, il me semble, au vu des résultats préliminaires que je viens d'exposer, que les ratios R_{25} et R_{45} sont les voies les plus prometteuses pour un travail à l'échelle d'un massif montagneux ou d'une image. L'utilisation d'une méthode plus complexe comme celle que j'ai proposée dans cette thèse, utilisant la comparaison des données satellitaires et des résultats d'un modèle demande de connaître précisément les paramètres intervenant dans le processus et elle s'est avérée trop sensible à chacun d'entre eux. Le travail avec des valeurs relatives donnera de meilleurs résultats que celui avec des chiffres

absolus. Ainsi, il faut s'orienter vers des études utilisant des comparaisons de canaux bien étalonnés entre eux, et pourquoi pas vers des manipulations plus "complexes" que les ratios ci-dessus, à l'aide de trois canaux par exemple. La comparaison directe des résultats de ces manipulations avec des données de terrain me paraît être une voie à développer, car elle évite l'utilisation de modèles dont les paramètres sont souvent abstraits (r_{KS} par exemple) et nécessitent d'être eux-mêmes reliés à la neige naturelle. La connaissance de ce dernier lien est par ailleurs tout aussi indispensable, et devra être développé de son côté, tant en ce qui concerne des sphères qu'en introduisant dans les modèles des grains de forme plus complexes.

**CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES**

**CONCLUSIONS GENERALES
ET PERSPECTIVES**

Conclusions :

L'idée de départ était simple : déterminer la taille des grains de la neige à partir de données satellitaires dans le proche infrarouge, sachant que dans ces longueurs d'ondes, sa réflectance dépend de la taille de ses grains.

Une méthode de travail a donc été mise au point, et appliquée à des images Landsat et SPOT, que ce soit en Antarctique ou dans les Alpes. Cette méthode nécessite un modèle théorique de réflectance de la neige, un étalonnage des données satellitaires, une connaissance de la topographie du sol pour tenir compte des variations de l'éclairement incident, et la prise en compte de l'effet atmosphérique sur les mesures. Muni de tout ses éléments, il est théoriquement possible de déterminer la taille des grains de la neige dont le capteur mesure l'énergie qu'elle renvoie. La mise en application de cette méthode de détermination de la taille des grains a mis à jour peu à peu les difficultés pratiques que pose la nécessité de travailler avec des valeurs absolues de réflectance. C'est pourquoi j'ai été amenée à faire une étude de sensibilité de cette méthode aux différents paramètres qui interviennent dans le processus : étalonnage, atmosphère et topographie. Des variations assez faibles de chaque paramètre induisent une erreur sur la taille des grains calculée, et les effets des différents paramètres se conjuguent. Il est apparu alors nécessaire de travailler avec un système cohérent atmosphère-étalonnage-topographie. Le plus simple est de construire une atmosphère au mieux, avec des profils de température, pression et vapeur d'eau mesurés au moment du passage du satellite, puis d'"établir" un étalonnage cohérent

à l'aide de points de référence dont la réflectance est connue. La topographie est le paramètre qui pose alors le plus de problème : soit elle est connue parfaitement par un moyen extérieur, soit il faut la déterminer à partir d'un des canaux de l'image. Dans tous les cas des problèmes se posent, et une faible erreur sur la topographie engendre une erreur sur la taille des grains calculée. Toutefois, la répartition relative des tailles est respectée.

Lors de l'application aux Alpes, on a utilisé des ratios de canaux pour s'affranchir des problèmes topographiques. La comparaison des ratios de réflectances mesurées par le satellite avec les mesures de tailles de grains au sol est prometteuse : la forme des courbes obtenues, avec ou sans prise en compte de l'atmosphère, ressemble à celle des courbes théoriques obtenues à l'aide d'un modèle de réflectance bidirectionnelle (Stamnes et al., 1988). Cette étude a mis en évidence que le ratio faisant intervenir deux canaux infrarouges du satellite Landsat (TM4 : 0.76-0.9 μm et TM5 : 1.55-1.75 μm) est le moins sensible à l'effet atmosphérique. Un rapport assez simple de canaux, qui nécessite 5 minutes de travail pour un logiciel de traitement d'images, permet d'obtenir une carte de répartition relative de la taille des grains. Pour le moment, rien d'absolu n'est possible, en raison des problèmes d'étalonnage et de non-connaissance du lien entre le rayon des sphères utilisées dans le modèle de Stamnes et la taille des vrais grains de neige. Mais à l'aide de quelques points de calage, il est possible de déterminer la taille des grains de la neige de tous les points de l'image. Ceci est vrai aussi pour la méthode de détermination de la taille des grains qui a été proposée dans cette thèse mais qui est beaucoup plus longue à mettre en oeuvre.

Après ces études des données des satellites opérationnels SPOT et Landsat, il me paraît clair qu'une détermination absolue de la taille des grains de la neige est impossible actuellement : trop de paramètres entrent en jeu et engendrent des erreurs qui s'accumulent. Le moyen le plus simple et le plus rapide d'obtenir alors une répartition relative des tailles de grains de la neige sur une image est d'effectuer un ratio de deux canaux infrarouges : notons

qu'actuellement seul le satellite Landsat dispose des deux canaux ad hoc, mais le satellite SPOT 4 (1998 ?) sera aussi équipé de capteurs dans ces longueurs d'ondes.

Une autre partie de cette thèse a concerné l'étude de la neige polluée par des particules atmosphériques. Claude Sergent du Centre d'Etudes de la Neige de MétéoFrance a mesuré en laboratoire la réflectance d'une centaine d'échantillons de neige qu'il a caractérisés en taille, type des grains et quantité de polluant carbone-suie. La comparaison de ses mesures avec le modèle théorique de réflectance de la neige polluée de Warren et Wiscombe (1980) m'a amenée à faire une étude de sensibilité de ce modèle à la pollution. Il en ressort qu'il est difficile de connaître précisément la pollution réelle d'une neige et qu'attribuer au seul carbone-suie la cause de cette pollution l'oblige à changer de caractéristiques physiques (taille des particules, masse volumique, indice de réfraction) à chaque échantillon.

Perspectives :

Pour l'avenir, de nombreuses études peuvent être faites pour améliorer la connaissance des propriétés optiques de la neige dans le visible et le proche infrarouge, et des liens avec les mesures qu'en font les satellites :

1. Introduire des formes plus complexes que des sphères dans les modèles théoriques de réflectance de la neige, pour se rapprocher de la forme des vrais grains de neige. Tenir compte de la compacité du matériau en utilisant la diffusion dans les milieux optiquement denses.
2. Comparer les mesures de laboratoire avec les résultats de ces modèles évolués et essayer de trouver un lien entre les tailles modélisées et réelles.

3. Travailler avec des données spectrométriques (par exemple ISM) bien inter-étalonnées afin de déterminer plusieurs paramètres de taille pour une neige à partir d'une mesure spectrale de sa réflectance.
4. Faire des mesures de réflectance bidirectionnelle en laboratoire et sur le terrain.
5. Etudier la polarisation de la neige de façon théorique et en lien avec les données du capteur POLDER.
6. Développer l'étude des ratios de canaux, à la fois empiriquement par comparaison avec des mesures au sol simultanées et théoriquement en lien avec des modèles de réflectance.
7. Pour l'Antarctique, travailler à grande échelle et avec des archives d'images (AVHRR par exemple, et POLDER ou VEGETATION dans l'avenir) pour étudier une éventuelle stabilité de la répartition des caractéristiques de surface de la calotte.

ANNEXE

Annexe

Résumé de l'étude de sensibilité du chapitre 3 Partie 1

Dans le chapitre 3 partie 1 on a mené une étude de sensibilité de la méthode de détermination de la taille des grains aux divers paramètres qui interviennent au cours du processus. Ici, on résume les effets propres et conjugués de l'atmosphère, de la topographie et de l'étalonnage. On se place dans un cas de figure fictif, correspondant aux pics des histogrammes de l'image Landsat du 14.01.89 sur la Terre Adélie, c'est à dire $Nc4=193$ et $Nc5=38$. Rappelons que l'on dispose de :

- trois atmosphères : Subarctique d'été (SS), subarctique d'hiver (SW) et celle construite avec les mesures de MétéoFrance à Dumont d'Urville (L)
- trois étalonnages : celui fourni par le constructeur (EOSAT), celui effectué depuis par l'INRA (INRA), et celui que j'ai calculé pour l'image du 14.01.89 (LTA).
- pour la topographie, on n'a pas de données de terrain, donc on utilise un canal visible.

Les figures de cette annexe se lisent de la manière suivante: à gauche, les résultats pour le canal TM4, à droite ceux du canal TM5. Pour chaque graphe on met en abscisse le paramètre dont on étudie la sensibilité, et en ordonnée les tailles de grains calculées dans chaque cas de figure.

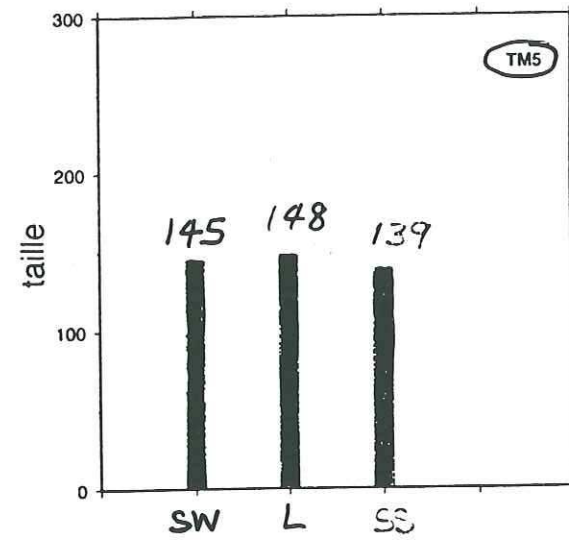
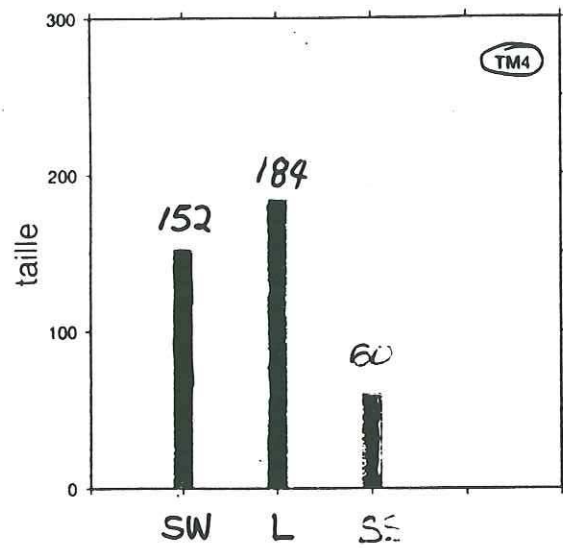
Sensibilité à l'atmosphère :

Les trois atmosphères dont on dispose sont deux atmosphères standards fournies dans le programme de transfert atmosphérique 5S (Subarctique d'hiver SW et d'été SS), et une atmosphère construite L avec les sondages effectués à DDU en pression, température et

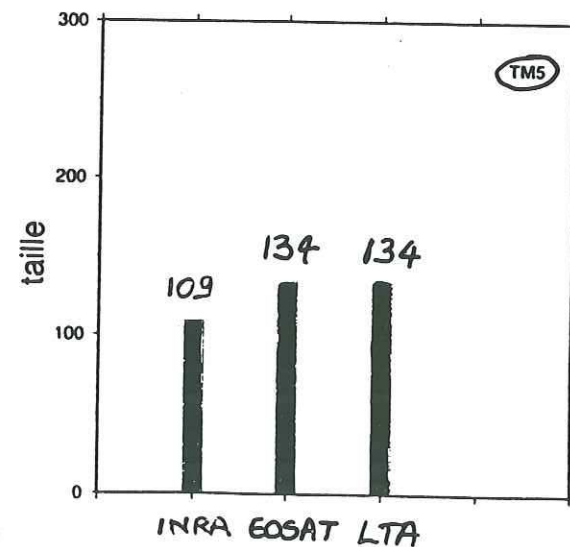
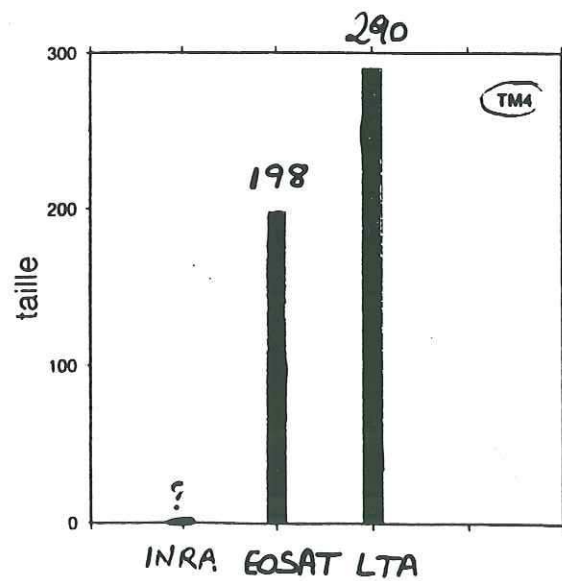
Etude de sensibilité

$N_4 = 193$
 $N_5 = 38$

Atmosphère



Etalonnage



vapeur d'eau. Les deux atmosphères SW et L sont peu différentes, seule la température change vraiment. Par contre les profils de température et vapeur d'eau de l'atmosphère SS sont éloignés de ceux des deux autres cas.

La méthode de détermination de la taille des grains est très sensible à l'atmosphère dans le canal TM4 : pour deux cas presque semblables (SW et L) la taille des grains passe de 152 à 184. Par contre, les résultats du canal TM5 sont moins sensibles à l'effet atmosphérique, ce qui est logique a posteriori, car l'atmosphère joue moins dans ces longueurs d'ondes : dans les trois cas les résultats sont similaires.

Sensibilité à l'étalonnage :

On dispose de trois étalonnages : EOSAT, effectué avant le lancement du satellite, INRA déterminé par l'INRA en 1990, et LTA que j'ai calculé à l'aide de l'image du 14.01.89. Deux d'entre eux, EOSAT et LTA sont assez semblables : dans le cas de TM4, on a une variation de $4.5 \text{ W.M}^{-2}.\mu\text{m}^{-1}$ en luminance, et dans TM5 on peut considérer que l'étalonnage est le même. Par contre, les valeurs calculées avec INRA sont franchement différentes.

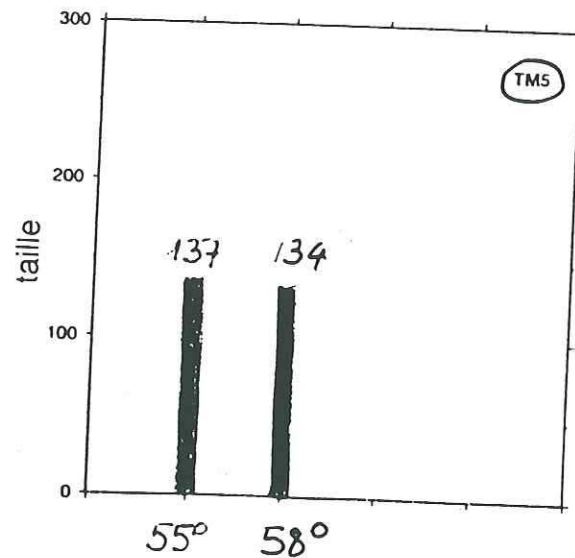
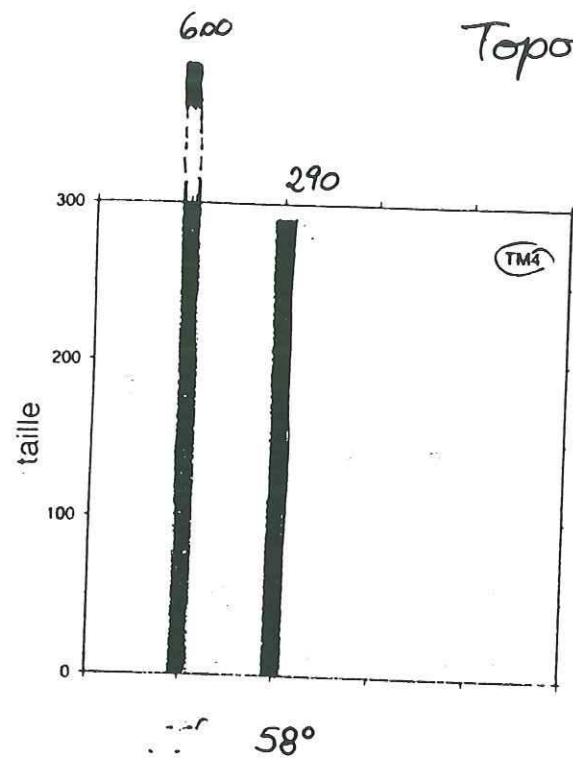
Là encore; le canal TM4 est très sensible, puisque l'on passe de 198 à 290 μm entre EOSAT et LTA, et qu'il est impossible de calculer une taille des grains avec INRA, car les réflectances apparentes calculées dans ce cas sont incomparables aux résultats du modèle.

Par contre, TM5 est moins affecté par les différents étalonnages, mais la variation observée entre les cas égaux EOSAT-LTA et le cas INRA est loin d'être négligeable !

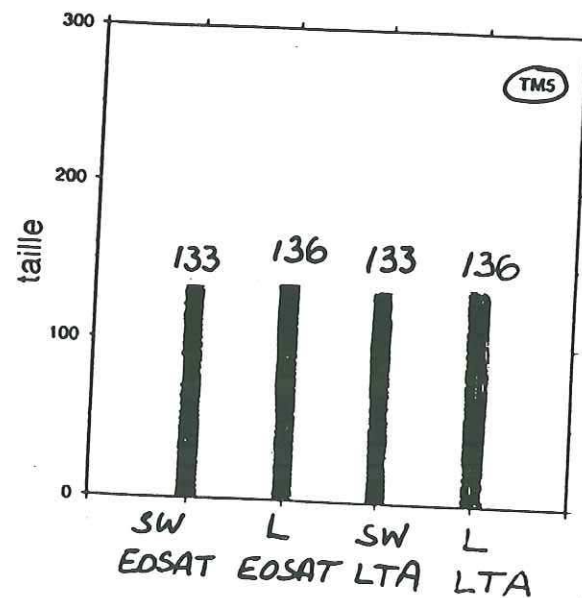
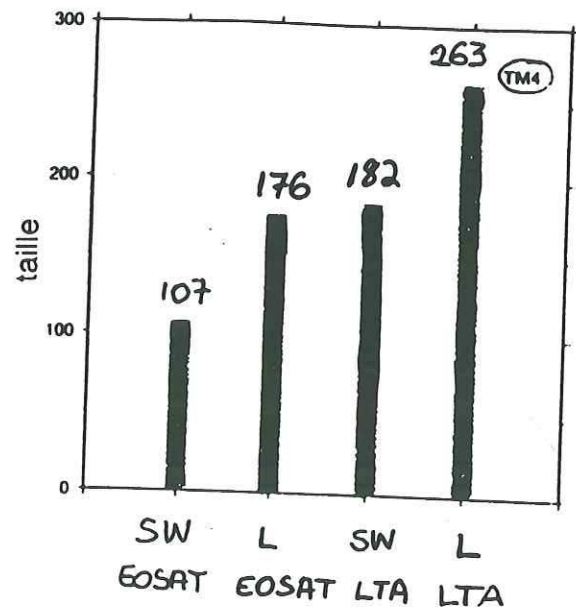
Sensibilité à la topographie :

Pour ce résumé, on étudie l'effet d'une variation de 3° dans l'angle local d'incidence du rayonnement. Cela correspond par exemple à une erreur dans la détermination de la topographie à l'aide d'un canal visible (mauvaise atmosphère ou étalonnage trop imprécis de ce canal visible). Cela peut être aussi la comparaison des résultats entre un cas où l'on

Topographie



Effets conjugués



connaît la topographie par un moyen extérieur (carte) et un cas où on la calcule avec un canal visible. Ici, on a pris deux angles locaux d'incidence de 55° et 58°, ce qui est une gamme très plausible pour l'image du 14.01.89 pour la Terre Adélie. On voit clairement que dans le canal TM4 l'effet de cette variation de 3° sur l'angle local d'incidence est dramatique puisque les tailles de grains calculées passent du simple au double !! Par contre, les résultats avec le canal TM5 sont très stables.

Effets conjugués des trois paramètres :

On travaille avec les deux étalonnages EOSAT et LTA, et avec les deux atmosphères SW et L. On a volontairement écarté les autres étalonnage et atmosphère en raison des résultats décrits plus haut. On a donc 4 cas de figures possibles en couplant les deux étalonnages et les deux atmosphères. La topographie est calculée dans chaque cas à l'aide d'un canal visible : elle est donc directement liée à l'atmosphère et à l'étalonnage choisis et intervient implicitement au cours du processus. On teste donc bien tous les effets par ce couplage. Les résultats dans ces quatre cas de figures passent du simple à plus du double dans le canal TM4, tandis que le canal TM5 reste extrêmement stable.

Conclusion :

Il apparaît clairement dans l'étude sensibilité résumée dans cette annexe que le canal TM4 est très sensible à tous les paramètres et que TM5, bien que sensible, réagit moins aux effets atmosphériques et la topographie, ce qui lui confère un avantage certain.

Références Bibliographiques

BECKER, F. 1979 : Physique fondamentale de la télédétection, pp 1-107, in Principes physiques et mathématiques de la télédétection, Ecole de Physique Spatiale, Strasbourg 1978, CNES éditeur.

BOHREN C.F. et B.R. BARKSTROM, 1974 : Theory of the optical properties of snow, JGR Vol 79 N° 30, pp 4527-4535.

BOURDELLES B. et M. FILY, 1992 : Utilisation des données Landsat-5 TM : signature spectrale de la glace bleue et taille des grains de la neige en Antarctique, Photointerprétation N°1991-1992/2 Vol 30, pp83-87.

BOURDELLES B. et M. FILY, 1993 : Snow grain-size determination from Landsat imagery over Terre Adélie, Antarctica, Annals of Glaciology, Vol 17, pp 86-92

BRUN E., E. MARTIN, V. SIMON, C. GENGRE et C. COLEOU, 1989 : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, J. of Glacio., Vol 35 N° 121, pp 333-342.

BRUN. E et E. PAHAUT, 1991 : An efficient method for a delayed and accurate characterization of snow grains from natural snowpacks, J. of Glacio., Vol 37 N° 127, pp 420-422.

BRUN E., P. DAVID, M. SUDUL et G. BRUGNOT, 1992 : A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, *J. of Glacio.*, Vol 38 N° 128, pp 13-22.

CASSANET J., 1988 : *Satellites et Capteurs*, Collection Télédétection Satellitaire, Paradigme éditeur.

H. CACHIER et al., 1989 : Determination of atmospheric soot carbon with a simple thermal method, *Tellus*, 41 B pp 379-390.

CHASSON V., 1992 : Mesures de tailles de cristaux sur des échantillons de neige. Rapport de Stage de Licence. LGGE. 14 pages.

CHOUDHURY B.J., T. MO, JR WANG et ATC CHANG, 1981 : Albedo and flux extinction coefficients of impure snow for diffuse short-wave radiation, *Cold Regions Science and technology*, Vol 5, pp 119-125.

EYHERALDE F., 1991 : Les neiges colorées. Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, 126 pages.

FILY M. et JP BENOIST, 1991 : Large-scale statistical study of scanning multichannel microwave radiometer (SMMR) data over Antarctica. *J. of Glacio.*, Vol 37, N° 125, pp 129-139.

HANSEN J.E. et L.D. TRAVIS, 1974 : Light scattering in planetary atmospheres. *Space Science Reviews*, Vol 16, pp 527-610.

HAPKE B., 1981 : Bidirectional reflectance spectroscopy, 1. Theory. *JGR Vol 86 N° B4*, pp 3039-3054.

JOSEPH J.H, W.J. WISCOMBE et J.A. WEINMEN, 1976 : The Delta Eddington approximation for radiative flux transfer, *J. Atmos. Sci.*, 33, pp 2452-2459

LENOBLE J. éditeur, 1985 : *Radiative transfert in scattering and absorbing atmospheres : standard computational procedures*. ADEEPAK, Hampton Virginie, 300 pages.

LORIOUS C., 1963 : *Glaciologie. Terre Adélie, campagne d'été 1961-1962, Expéditions Polaires Françaises*, Vol 241.

MARBOUTY D., 1980 : an experimental study of temperature-gradient metamorphism. *J. of Glacio.*, Vol 26 N° 94, pp 303-312.

MARKHAM B.L. et J.L. BARKER, 1985 : Spectral characterization of the Landsat Thematic Mapper sensor, *Int. J. Remote Sens.*, Vol 6, pp 697-716

MISHCHENKO M.I., 1992 a : The angular width of the coherent back-scatter opposition effect: an application to icy outer planet satellites, *Astrophysics and Space Science*, Vol 194, pp 327-33.

MISHCHENKO M.I., 1992 b : Polarization characteristics of the coherent backscatter opposition effect. *Earth, Moon and Planets*, Vol 58, pp 127-144.

SAGAN C. et J.B POLLACK, 1967 : Anisotropic Nonconservative Scattering and the Clouds of Venus, JGR, Vol 72 N° 2 pp 469-477.

STAMNES K, SC TSAY, WJ WISCOMBE et K. JAYAWEERA, 1988 : Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. Applied Optics, Vol 27 N° 12 pp 2502-2509.

SEKO K, T. FURUKAWA, F. NISHIO et O. WATANABE, 1993 : Undulating topography on the Antarctic ice sheet revealed by NOAA AVHRR images. Annals of Glaciology, Vol 17 pp 55-62.

SERGEANT C., 1993 : Interaction rayonnement-neige. Analyse des mesures de contenu en carbone-suie des neiges étudiées au cours des campagnes 1989/1990 et 1990/1991. Publication du Centre d'Etudes de la Neige, 34 pages.

SERGEANT C., E. POUATCH, M. SUDUL et B. BOURDELLES, 1993 : Experimental investigation of optical snow properties. Annals of Glaciology, Vol 17 pp 281-287.

TANRE D., C. DERRO, P. DUHAUT, M. HERMAN, J.J. MORCLETTE, J. PERBOS et P.Y. DESCHAMPS, 1986 : Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum. Guide de l'utilisateur.

WARREN S.G. et W.J. WISCOMBE, 1980 : A model for the spectral lbedo of snow. II : Snow containing atmospheric aerosols, J. ATmos. Sci., Vol 37 pp 2734-2745.

WISCOMBE W.J., 1992 : Documentation fournie par l'auteur par réseau (ftp) avec les codes de la diffusion de Mie, et du modèle de Stamnes (1988).

WISCOMBE W.J et S.G. WARREN, 1980 : A model for the spectral albedo of snow. I: Pure snow. J. Atmos. Sci., Vol 37, pp 2712-2733.

YAMANOUCHI T. et S. KAWAGUCHI, 1992 : Cloud distribution in the Antarctic from AVHRR data and radiation measurements at the surface. Int. J. Remote Sens., Vol 13, N° 1 pp 111-127.

Liste des figures et tableaux

Figure 1 : Réflectance de la neige dans le visible et le proche infrarouge, pour plusieurs tailles de grains et éclairage solaire dans ces mêmes longueurs d'ondes.

Tableau 2 : Calcul de l'albédo pour deux angles d'incidence solaire, et pour trois tailles de grains.

Figure 3 : Energie solaire reçue en haut de l'atmosphère et au niveau du sol.

Figure 4 : Directions d'incidence (θ_i, Φ_i) et de réflexion (θ_r, Φ_r)

Figure 5 : Facteurs intervenant dans la mesure satellitaire (d'après Becker, 1979).

Figure 6 : Relations possibles entre les mesures satellitaires, la modélisation et la réalité.

Tableau 7 : Caractéristiques orbitales du satellite Landsat, caractéristiques et dispositif optique du capteur Thematic Mapper (Cassanet, 1988).

Tableau 8 : Caractéristiques orbitales du satellite SPOT, caractéristiques et dispositif optique du capteur HRV (Cassanet, 1988).

Tableau 9 : Caractéristiques orbitales des satellites NOAA, caractéristiques optiques du capteur AVHRR (Cassanet, 1988).

Figure 10 : Comparaison des indices de réfraction respectifs de l'eau et de la neige dans le visible et proche infrarouge.

Figure 11 : Effet d'une variation du paramètre d'anisotropie g sur le calcul de la réflectance selon le modèle de Wiscombe et Warren (1980).

Figure 12 : Effet de l'angle d'incidence du rayonnement θ sur la réflectance (Wiscombe et Warren, 1980).

Figure 13 : Réflectance de la neige en fonction de la longueur d'onde pour plusieurs tailles de grains. L'angle d'incidence est constant. (Wiscombe et Warren, 1980)

Figure 14 : Réflectance de la neige en fonction de la taille des grains pour plusieurs longueurs d'ondes : TM4=0.849 μ m, TM5=1.678 μ m, TM7=2.180 μ m.

Figure 15 : Configuration de travail utilisée par les auteurs du modèle de Stamnes et al.(1988). τ est l'épaisseur optique, T la température, ω et P les propriétés de diffusion du milieu (albédo de diffusion simple et fonction de phase) (d'après Stamnes et al, 1988).

Figure 16 : Courbes de réflectance bidirectionnelle d'après le modèle Stamnes et al.(1988).

a : Effet de la taille des grains : réflectance en fonction de la longueur d'onde pour une géométrie fixée ($\theta_i=60^\circ, \Phi_i=0^\circ, \theta_v=0^\circ, \Phi_v=0^\circ$), la taille des grains étant 100, 200 et 500 μ m de haut en bas.

b, c, et d : Effet de la direction de mesure : réflectance en fonction de la longueur d'onde pour une taille de grains fixée $r=200\mu$ m, une direction d'incidence fixée : $\theta_i=60^\circ, \Phi_i=180^\circ$ et pour plusieurs directions de mesure :

b. $\Phi_v=0^\circ$ (rétrodiffusion) et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.

c. $\Phi_v=90^\circ$ et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.

d. $\Phi_v=180^\circ$ (diffusion vers l'avant) et $\theta_v=20, 40$ et 60° de bas en haut.

e et f : Effet de la géométrie pour un angle de phase constant (40°) : on travaille dans le plan soleil-sol-satellite, et l'on fait varier les angles zénithaux et de mesures selon de sorte que l'angle de phase reste égal à 40° . En pratique, $\theta_i=0, 20, 40^\circ$ avec $\Phi_i=180^\circ$ et respectivement $\theta_v=40, 20, 0$ avec $\Phi_v=180^\circ$. Réflectance en fonction de la taille des grains. La longueur d'onde est de 0.6 μ m pour e et de 1.8 μ m pour f.

Figure 17 : Composantes de l'éclairage incident au niveau du sol (a à c) et de la luminance reçue au niveau du capteur (d à f) (5S User's guide).

Figure 18 : Forme du transfert atmosphérique inversé : réflectance du sol ρ_{sol} en fonction de la réflectance apparente au capteur ρ_{app} pour le cas du canal TM2 de Landsat (canal visible) et l'atmosphère L. Le polynôme d'approximation est superposé à la courbe des valeurs calculées par 5S. La droite joint les points d'ordonnées 0 et 1 pour mettre en valeur la forme polynomiale du transfert atmosphérique.

Figure 19 : Effet de l'altitude sur le transfert atmosphérique pour les canaux TM2 (visible) et TM5 (infrarouge) du capteur de Landsat. Pour TM2, on a les altitudes suivantes (de droite à gauche) : 0, 1000, 2200, 3000, 3750 mètres, et pour TM5, les altitudes 0 et 3000 mètres. Dans ce dernier cas, les courbes sont superposées.

Figure 20 : Réflectance en fonction de la taille des grains pour trois longueurs d'ondes (0.849, 1.678 et 2.180 μm). La courbe est celle d'une fonction bijective.

Figure 21 : Méthode de Lagrange pour résoudre une équation $F(r)=0$.

Figure 22 : Réponse spectrale des capteurs HRV de SPOT et TM de Landsat.

Tableau 23 : Longueurs d'ondes efficaces pour les canaux ayant été utilisés dans ce travail.

Figure 24 : Schéma récapitulatif du métamorphisme de la neige.

Figure 25 : Grain du type gobelet

Figure 26 : Dispositif de mesures de la réflectance de la neige en laboratoire mis au point et utilisé par le Centre d'Etudes de la Neige (Sergent, 1993).

Figure 27 : Schéma de détermination des tailles de grains optique r_{ww} et théorique r_{th} .

Figure 28 : Ensemble des points rayon convexe moyen- rayon théorique ayant servi à déterminer le polynôme d'ajustement (Sergent, 1993).

Figure 29 : Schéma de détermination des concentrations en carbone-suie optique et théorique (Sergent, 1993).

Figure 30 : Ensemble des points concentration en carbone-suie mesurée c_{soot} en fonction de la concentration optique (en haut) ou théorique (en bas) (Sergent, 1993).

Figure 31 : Comparaison entre les réflectances mesurées en laboratoire et les calculs théoriques du modèle de Warren et Wiscombe. Les courbes expérimentales sont en tirets, et les courbes calculées en trait plein. Dans tous les cas, les calculs sont faits avec le rayon théorique, calculé à l'aide du polynôme d'approximation de la page 81. La concentration en carbone-suie CS est la concentration mesurée c_{soot} . (Sergent, 1993)

Figure 32 : Indices de réfraction du carbone-suie.

Figure 33 : Effet de la taille des particules de carbone-suie.

Figure 34 : Effet de la masse volumique du carbone-suie : la taille des grains de neige est de $100\mu\text{m}$, l'éclairement est diffus, la concentration en polluant est de 0.1 ppmw et la masse volumique vaut, de bas en haut : 1000, 1250, 1500, 1750 et 2000 kg/m^3

Tableau 35 : longueurs d'ondes des canaux du capteur TM de Landsat et du capteur HRV de SPOT.

Figure 36 : Profils de température, pression et vapeur d'eau, mesurés à Dumont d'Urville au passage du satellite Landsat (image du 14.01.89) (rond) ainsi que les profils standards des atmosphères subarctique d'hiver (carré) et d'été (triangle).

Figure 37 : Effet atmosphérique pour les 4 atmosphères étudiées et les canaux TM2, TM4 et TM5:

L : construite avec les mesures de DDU (courbe de droite)

M : Mixte (cf SW)

SW : Subarctique d'hiver (Courbe du milieu)

SS : Subarctique d'été (Courbe de gauche)

Figure 38 : Histogrammes des niveaux de gris pour les canaux TM5, TM4 et TM2 pour une partie de l'image Landsat du 14.01.89, ayant servi à l'étude de sensibilité.

Tableau 39 : Etalonnage utilisé pour SPOT, image du 09.02.87

Tableau 40 : Différents étalonnages possibles pour Landsat, image du 14.01.89

Figure 41 : Réflectance apparente théorique en fonction de la longueur d'onde pour une taille des grains de 100, 200, 500 et 1000 μm . Effet de l'atmosphère sur les calculs de Wiscombe et Warren.

Tableau 42 : Eclairement exo-atmosphérique pour les canaux Landsat.

Figure 43 : Tailles des grains déterminées à partir des canaux TM4 et TM5 de Landsat, image du 14.01.89, avec une atmosphère et un étalonnage construits.

Figure 44 : histogrammes des tailles de grains calculées à partir de l'image Landsat du 14.01.89 avec les canaux TM4, TM5 et TM7.

Figure 45 : Histogrammes des rayons convexes moyens et des tailles de grains calculées à partir de l'image pour la zone de mesures de terrain en Terre Adélie.

Figure 46 : Taille des grains calculées avec le canal XS3 de SPOT, image du 09.02.87.

Tableau 47 : Etalonnage proposé sur la bande magnétique de l'image du 24.04.92 pour le capteur Landsat TM.

Figure 48 : Graphes des rayons calculés à partir de TM4 et TM5 avec l'étalonnage Alp de la bande magnétique, en fonction des rayons convexes moyens des échantillons de neige collectés sur les sites.

Figure 49 : Rayons calculés avec le canal TM5 et l'étalonnage établi avant le lancement du satellite (MB) en fonction des rayons convexes moyens des échantillons de neige collectés sur les sites.

Figure 50 : Ratios théoriques calculés avec le modèle de Stamnes un azimut de pente variant de 0 à 315° par pas de 45°, pour des pentes de 0 et 20°.

Figure 51 : Ratios calculés avec les données de l'image Landsat du 24.04.92 en fonction des rayons convexes moyens des échantillons collectés sur le terrain. Les points les plus bas sont calculés sans corriger l'effet atmosphérique, tandis que les points les plus hauts corrigent cet effet. On a utilisé l'étalonnage de la bande (Alp : à gauche) ou celui établi avant lancement (MB : à droite).

Figure 52 : Ratio R45 utilisant les canaux TM4 et TM5 de l'image du 24.04.92, l'étalonnage établi avant lancement (MB) et sans correction atmosphérique.

TABLE DES MATIERES

Préambule	4
Résumé	7
Abstract	9
Introduction	11
Chapitre I : Les outils dont on dispose et les méthodes de travail :	13
A. Rappels de télédétection.	15
B. Présentation des satellites et des données.	23
C. Les modèles de réflectance de la neige :	
Introduction.	31
1) La diffusion	32
2) Le modèle de Wiscombe et Warren	40
3) Le modèle de Stamnès et al.	49
D. Le modèle atmosphérique 5S .	59
E. Présentation de la méthode de détermination de la taille des grains.	65
Chapitre II: Comparaison entre la modélisation et les mesures du Centre d'Etudes de la Neige :	71
A. Le Centre d'Etudes de la Neige.	73
B. Les mesures expérimentales du CEN.	77
1. Mesures radiométriques	77
2. La mesure de la taille des grains	77

3. La mesure de la pollution	78
C. Comparaison mesures-modèle :	
1. Etude sur la taille des grains.	79
2. Etude sur les effets de la pollution.	84
D. Conclusion.	93
Chapitre III : Applications à l'Antarctique et aux Alpes :	95
A. L'Antarctique.	97
Introduction	97
1. Rappel de la méthode de détermination de la taille des grains	98
2. Le transfert atmosphérique	100
3. L'étalonnage des capteurs	107
4. La topographie	111
5. Effets conjugués de la topographie, de l'atmosphère et de l'étalonnage	116
6. Autres paramètres: éclaircissement et précision des calculs.	123
7. Application à l'image LANDSAT du 14.01.89	125
8. Application à l'image SPOT du 09.02.87	132
9. Conclusions	136
10. Les données AVHRR des satellites NOAA.	139
11. Perspectives	141
B. Les Alpes.	
Introduction	143
1. Taille des grains de la neige à partir des données Landsat	144

2. Les ratios entre canaux.	152
3. Conclusions et perspectives.	160
Conclusion générale et Perspectives	162
Annexe : résumé de l'étude de sensibilité	168
Références bibliographiques	175
Liste des figures et tableaux	180
Table des matières	185



Table des matières