



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services Branch

395 Wellington Street
Ottawa, Ontario
K1A 0N4

Bibliothèque nationale
du Canada

Direction des acquisitions et
des services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa (Ontario)
K1A 0N4

Your file - Votre référence

Our file - Notre référence

NOTICE

The quality of this microform is heavily dependent upon the quality of the original thesis submitted for microfilming. Every effort has been made to ensure the highest quality of reproduction possible.

If pages are missing, contact the university which granted the degree.

Some pages may have indistinct print especially if the original pages were typed with a poor typewriter ribbon or if the university sent us an inferior photocopy.

Reproduction in full or in part of this microform is governed by the Canadian Copyright Act, R.S.C. 1970, c. C-30, and subsequent amendments.

AVIS

La qualité de cette microforme dépend grandement de la qualité de la thèse soumise au microfilmage. Nous avons tout fait pour assurer une qualité supérieure de reproduction.

S'il manque des pages, veuillez communiquer avec l'université qui a conféré le grade.

La qualité d'impression de certaines pages peut laisser à désirer, surtout si les pages originales ont été dactylographiées à l'aide d'un ruban usé ou si l'université nous a fait parvenir une photocopie de qualité inférieure.

La reproduction, même partielle, de cette microforme est soumise à la Loi canadienne sur le droit d'auteur, SRC 1970, c. C-30, et ses amendements subséquents.

Canada

LA RÉFLECTANCE ET L'ALBÉDO DE LA NEIGE DANS LA CHAÎNE DES
MONTS KLUANE: UNE MÉTHODE D'ESTIMATION UTILISANT DES DONNÉES
SATELLITAIRES ET UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ÉLEVATION

Yves Crevier

B.Sc., Université de Montréal, 1990

MÉMOIRE DE MAÎTRISE

Déposé au département de géographie
de l'Université d'Ottawa.

Septembre 1993



Yves Crevier, Ottawa, Canada, 1993



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services Branch

395 Wellington Street
Ottawa, Ontario
K1A 0N4

Bibliothèque nationale
du Canada

Direction des acquisitions et
des services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa (Ontario)
K1A 0N4

Your file *Votre référence*

Our file *Notre référence*

The author has granted an irrevocable non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of his/her thesis by any means and in any form or format, making this thesis available to interested persons.

L'auteur a accordé une licence irrévocable et non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de sa thèse de quelque manière et sous quelque forme que ce soit pour mettre des exemplaires de cette thèse à la disposition des personnes intéressées.

The author retains ownership of the copyright in his/her thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without his/her permission.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège sa thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

ISBN 0-315-93569-3

Canada



UNIVERSITÉ D'OTTAWA
UNIVERSITY OF OTTAWA



RÉSUMÉ

Le couvert nival possède une influence prépondérante sur la plus part des éléments constitutifs d'un environnement subarctique alpin. Cette influence se manifeste au niveau du climat local et régional, sur la distribution des écosystèmes, sur le cycle hydrologique, sur la géomorphologie, sur la dynamique glaciaire, etc.. L'albédo de la neige est un des paramètres physique de la neige qui nous renseigne sur les propriétés intrinsèques du couvert. Ainsi, la connaissance et l'analyse de la distribution spatiale de l'albédo de la neige sont d'une très grande importance pour les études portant sur ce type d'environnement. Les difficultés reliées à l'estimation de l'albédo des surfaces nivales en région montagneuse sont principalement dues à la géométrie variable entre le soleil et les surfaces à l'intérieur de la région à l'étude, à la présence de la topographie environnante, et finalement à la présence de l'atmosphère entre la source et les surfaces.

Les travaux de cette thèse proposent une méthode d'estimation à distance de l'albédo de la neige pour une région topographiquement complexe (îlot montagneux des monts Cairnes, Vulcan et Outpost). Cette méthode d'estimation est basée sur l'utilisation des données de réflectance du capteur THEMATIC MAPPER à bord de LANDSAT-5, acquises le 21 juin 1988, et d'un modèle numérique d'élévation. Nous avons utilisé un modèle de transfert radiatif (LOWTRAN-7) en correspondance avec des données de sondage atmosphérique afin d'éliminer les distorsions

radiométriques du rayonnement incident et réfléchi engendrées par la présence de l'atmosphère. Finalement, pour modéliser la topographie complexe de la région à l'étude, nous avons utilisé les algorithmes d'extractions des caractéristiques géométriques des surfaces du logiciel PRODEM.

Les résultats de chacune des étapes de traitement ont été comparés à des données de contrôle (données acquises *in situ* pendant la campagne de terrain de juin 1991 et données tirées de la littérature). Les valeurs estimées du rayonnement incident et de l'albédo sont en étroite correspondance avec les données de contrôle. Cependant, nous pouvons observer certains problèmes d'estimation de ces deux paramètres pour des surfaces qui présentent des caractéristiques géométriques extrêmes. Ces problèmes d'estimations peuvent être attribués à deux éléments du modèle. D'abord, nous soupçonnons qu'une sous-évaluation du rayonnement diffus serait à l'origine d'une sur-estimation de l'albédo. Ensuite, nous remarquons qu'une superposition imprécise des données satellitaires aux données du rayonnement incident entraîne une sur-estimation des données d'albédo.

De plus, les différences entre les données estimées et les données de contrôle sont imputables aux différentes approximations des modèles de la méthode, aux limites techniques de la méthode, ainsi qu'aux limites méthodologiques des modèles.

Néanmoins, La représentation continue des données satellitaires TM permet de faire une analyse des patrons de distribution de l'albédo de la neige qui aurait été impossible d'observer à partir de méthodes d'échantillonnages

traditionnelles. De plus, à l'analyse de l'image d'albédo, nous observons que le patron de distribution des types de neige est directement influencé par les caractéristiques topographiques (l'orientation, l'inclinaison et l'élévation) et physiques (nature) de la surface.

ABSTRACT

Snow cover greatly affects regional climate of mountainous region. The high reflectivity properties of snow influence the radiative interactions and feedbacks between the surface and the atmosphere. Also, snow reflectance is a good indicator of the snow condition (i.e., dusts content, granulometry, water content, density, etc.) permitting the prediction of phenomena like snowmelt runoff, glacier growth and ablation that affect the water cycle of a mountainous region. The problem of estimating ground snow reflectance of highly accidented surfaces using remote sensing data are related to the varying geometry between the sun and the surfaces within a scene, to the presence of the environmental topography and to the presence of the atmosphere in between the source, the surface and the sensor.

This paper proposes an estimating method of snow reflectance based on Landsat-5 Thematic Mapper (TM) data (june 21 1988) and a 30-meter resolution digital terrain model that correct and adjust the problems mentionned above. A radiative transfert model (LOWTRAN-7) in conjunction with radiosonde data was used to eliminate the radiometric distorsion on the signal created by the presence of the atmosphere. A software package called PRODEM was use to model the terrain shape from the digital elevation data. PRODEM was also very helpful for integrating the digital elevation model to the digital analysis of the remote sensing data.

The results were compare to a serie of data extracted from

the literature. The estimated values of reflectance and albedo are in good correspondance with the values in the literature. However, we observed various problems to estimate the reflectance and albedo of surfaces that present extreme topographic characteristics. First, we think that those problems can be related to an under evaluation of the diffuse component of the incident radiation. Second, it can also be attributed to an unperfect match between the satellite data and the incident solar radiation image. Also, the differences between the estimated and the observed snow reflectance values (literature) can be imputed coarsely to the approximation of the different model constituents and the spatial and temporal correspondence of satellite and in situ data.

REMERCIEMENTS

J'aimerais remercier, de façon particulière, mon directeur de recherche Claude Duguay pour son travail soutenu et méticuleux dans la supervision de ce projet. Je lui dit toute ma gratitude pour la pertinence de ces commentaires, pour sa très grande disponibilité.

Ma reconnaissance aussi aux membres du comité d'évaluation pour avoir lus, relus, et commentés, toujours de façon constructive, ce texte.

J'aimerais remercier également le Fond de Chercheurs et de l'Aide à la Recherche (FCAR) pour son support financier pendant les deux premières années de ce projet. J'en profite aussi pour souligner le support financier du "Northern Scientific Training Program" (NSTP) sans qui les campagnes de terrain auraient été impossible. Ce projet de recherche a aussi été grandement financé par le budget d'opération du Conseil de Recherche en Science Naturelle et Génie (CRSNG) de Claude Duguay.

I would also like to thank Phil Wilson for his helpful presence during the terrain campaign in June 1991.

J'aimerais souligné également la contribution des cartographes Marc Patry et François Sarrazin pour l'appui qu'ils ont apporté à la réalisation de plusieurs cartes et figures.

Enfin, je remercie ma compagne Élisabeth pour sa patience, son enthousiasme, et surtout, ses encouragements pendant la réalisation de ce projet.

LISTE DES FIGURES

Figure 1	Réception du rayonnement solaire en fonction de la latitude (Trewartha, 1968).	9
Figure 2	La distribution spectrale de l'irradiance solaire (Iqbal, 1983).	11
Figure 3	Absorption du rayonnement solaire par les principaux gaz de l'atmosphère (Wolfe et Zissis, 1978 adapté par Bonn et Rochon 1992).	15
Figure 4	Les notions de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse (Bonn et Rochon; 1992).	19
Figure 5	Le rayonnement incident reçu par une surface en terrain montagneux (Proy et al. 1989) (E_s : rayonnement direct; E_d : rayonnement diffus; E_r : rayonnement réfléchi par les versants environnants).	24
Figure 6	Modèle géométrique déterminant la position solaire par rapport à la pente (Teillet et al. 1982).	26
Figure 7	Effet d'ombrage porté et d'ombrage propre (Proy et al. 1989).	30
Figure 8	Effet des pentes adjacentes dans la diminution du rayonnement hémisphérique (Proy et al. 1985). Seul la portion A de l'hémisphère doit être considéré comme recevant du rayonnement diffus par l'atmosphère.	32
Figure 9	Éclairement réfléchi par le relief environnant (Proy et al. 1989).	33
Figure 10	Les phénomènes qui interviennent lors de l'acquisition de la réflectance spectrale par une plateforme satellitaire (Richards, 1986).	37

Figure 11	Variation de l'albédo de la neige en fonction du temps (Gray et al. 1981). . .	41
Figure 12	Variation de la réflectance de la neige en fonction de la granulométrie (Warren et Wiscombe, 1980).	43
Figure 13	Ilot montagneux des monts Cairne, Vulcan et Outpost.	64
Figure 14	Modèle d'estimation de la réflectance spectrale de la neige à partir de données satellitaires et d'un modèle numérique de terrain.	69
Figure 15	Image composée couleur des bandes TM2,4,7 de la région à l'étude.	76
Figure 16	Modèle numérique d'élévation de la région à l'étude (ilôt montagneux des mont Cairne (A), Vulcan (B) et Outpost (C). Le noir représentant les surfaces les plus basses et le blanc les surfaces les plus élevées). .	80
Figure 17	Position des instruments de mesure sur la tour portative (A: Pyranomètre réfléchi et incident; B: sonde de température et d'humidité relative; C: enregistreur de données Campbell 21X).	82
Figure 18	Profils atmosphériques au-dessus de la région à l'étude pour différentes variables extraites des données radiosondes (21 juin 1988) et de LOWTRAN-7.	86
Figure 19	Localisation des sites d'échantillonnages au Mont Vulcan.	89
Figure 20a	Images des pentes de l'ilôt montagneux calculées à partir des algorithmes de PRODEM (le noir représente les pentes les plus douces et le blanc les pentes les plus abruptes).	98
Figure 20b	Images des angles d'incidence des surfaces	

	de l'ilôt montagneux calculées à partir des algorithmes de PRODEM (le noir représente les angles d'incidence les plus faibles et le blanc les angles d'incidence les plus fortes. Zénith solaire 40°01', azimut solaire 149°51').	99
Figure 21	Énergie transmise par une atmosphère en fonction de la longueur d'onde (Bonn et Rochon, 1992).	112
Figure 22	Variation du rayonnement solaire direct et diffus en fonction de l'altitude pour le 21 juin 1988; latitude 60°59'; élévation solaire 49°59'. :	115
Figure 23	La distribution spatiale du rayonnement incident au dessus de l'ilôt montagneux au moment de l'acquisition de l'image par le capteur (azimut solaire 149°51'; élévation solaire 49°59').	116a
Figure 24	Image d'albédo (21 juin 1988) de l'ilôt montagneux créée à partir du modèle (le noir représente les valeurs d'albédo les plus faibles et le blanc représente les valeurs d'albédo les plus élevées).	120
Figure 25	Distribution spatiale des classes de neige pour l'ilôt montagneux.	135

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Principales fenêtres atmosphériques des régions du visible et de l'infrarouge (Bonn et Rochon, 1992).	13
Tableau 2	Équivalent en eau (mm) pour un couvert de neige semi-infini.	46
Tableau 3	Principales caractéristiques des capteurs MSS, TM et HRV.	72
Tableau 4	Description des modèles numériques d'élévation.	79
Tableau 5	Description des sites d'échantillonnages.	88
Tableau 6	Coefficient d'étalonnage pour TM à bord de LANDSAT-5 TM.	91
Tableau 7	Les statistiques descriptives de la correction géométrique.	95
Tableau 8	Distribution spectrale du rayonnement solaire direct et diffus pour une surface plane à 1500m d'altitude et du rayonnement solaire exoatmosphérique (21 juin 1988; latitude 60°59'; élévation solaire 50°) (Wm-2).	110
Tableau 9	Coefficients des équations linéaires mettant en relation le rayonnement incident direct et diffus et l'altitude des surfaces. . .	114
Tableau 10	Rayonnement solaire total défini pour les bandes spectrales du capteur THEMATIC MAPPER (Wm-2)	118
Tableau 11	Statistiques descriptives des pixels présentant une valeur estimée du rayonnement incident supérieure au rayonnement exoatmosphérique.	119
Tableau 12	Résultats de l'estimation du rayonnement solaire total entre 0.28µm et 2.80µm pour	

	odifférents sites d'échantillonnages. . .	124
Tableau 13	Les valeurs estimées de réflectance et d'albédo de la neige.	127
Tableau 14	Les valeurs d'albédo de la neige dégradée tirées de Duguay et LeDrew (1992).	131

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
REMERCIEMENTS	vii
LISTE DES FIGURES	viii
LISTE DES TABLEAUX	xi
INTRODUCTION	1
1.0. Introduction	1
1.1. Importance de la recherche sur la neige en terrain montagneux	2
1.2. Objectifs	4
1.3. Structure de la thèse	5
ÉLÉMENTS QUI INTERVIENNENT DANS L'ESTIMATION DE LA RÉFLECTANCE DES SURFACES TERRESTRES À PARTIR DE DONNÉES SATELLITAIRES: CADRE THÉORIQUE	7
2.0. Introduction	7
2.1. La radiation solaire et l'atmosphère	8
2.1.1. L'énergie solaire à l'extérieur de l'atmosphère	10
2.1.2. L'influence de l'atmosphère sur les radiations solaires	12
2.2. Le rayonnement réfléchi	17
2.2.1. La réflectance bidirectionnelle	18
2.2.2. L'albédo	20
2.3. L'influence des effets topographiques sur le rayonnement solaire incident	22
2.3.1. Les sources de rayonnement pour une surface inclinée	23

2.3.3.	Le rayonnement solaire diffus et l'orientation du terrain	27
2.3.4.	Le rayonnement solaire et les facteurs topographiques externes	29
2.4.	La réflectance au satellite	35
2.5.	Estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige	39
2.5.1.	Les paramètres physiques de la neige . . .	40
2.5.2.	Modèles d'estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige à partir de données <i>in</i> <i>situ</i> et satellitaires	49
2.5.3.	Sommaire et apport de la méthode	60
MÉTHODOLOGIE		62
3.0.	Introduction	62
3.1.	Le cadre naturel	63
3.1.1.	La physiographie	63
3.1.2.	Le climat	65
3.2.	Description du modèle	67
3.3.	Les données	70
3.3.1.	L'image satellitaire	70
3.3.2.	Le modèle numérique d'élévation	75
3.3.3.	Les données <i>in situ</i>	81
3.4.	Le choix des sites d'échantillonnages	85
3.5.	Les pré-traitements	87
3.5.1.	La restauration des données radiométriques	90
3.5.2.	La correction des distorsions géographiques	92
3.6.	Les étapes de traitements.	94
3.6.1.	Le modèle d'intégration des données numériques de terrain	96
3.6.2.	Modèle de transfert radiatif	100
3.6.3.	L'estimation de la réflectance	102
3.6.4.	L'intégration des données spectrales pour le calcul de l'albédo	105

RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	108
4.0. Introduction	108
4.1. Le rayonnement solaire incident aux surfaces . . .	108
4.1.1. Le rayonnement solaire direct et diffus .	109
4.1.2. Le rayonnement incident total reçu à la surface	116
4.1.3. L'étalonnage du modèle de transfert radiatif à partir des données mesurées <i>in situ</i> . . .	122
4.2. La réflectance et l'albédo de la neige	125
4.2.1. Comparaison entre les données estimées et les données de contrôles (données <i>in situ</i> et données de la littérature)	126
4.2.2. La distribution spatiale de l'albédo . . .	133
4.3 Évaluation de l'image d'albédo	137
CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS	141
5.1. Conclusion	141
5.2. Recommandations	146
5.2.1. Recommandations liées à l'acquisition des données à distance	146
5.2.2. Recommandations liées à l'acquisition des données <i>in situ</i>	148
5.2.3. Recommandations liées au développement et à l'application de la méthode	150
BIBLIOGRAPHIE	153
ANNEXES	159
A. Liste des données de sondage atmosphérique	159
B. Liste des symboles	160

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.0. Introduction

Plus que tout autre élément, le relief modifie et influence le climat d'une façon remarquable. Cette action s'exerce, sous différentes formes, sur les températures, la vitesse et la direction des vents, les précipitations et aussi sur les radiations solaires. L'influence du relief sur les paramètres du climat se manifeste en fonctions des variations de l'altitude, de l'orientation et de l'inclinaison des versants. Les paramètres descriptifs du climat ci haut mentionnés influence la distribution ainsi que les propriétés physiques intrinsèques du couvert nival d'une région subarctique alpine. L'ensemble forme un environnement complexe difficile à modéliser.

Le but de cette thèse est de développer une méthode permettant l'estimation de la réflectance au dessus des surfaces nivales pour une région montagneuse du sud-ouest du Yukon, à partir des données satellitaires du capteur THEMATIC MAPPER à bord de LANDSAT-5 et d'un modèle numérique d'élévation. Ce projet est restreint à la région couverte par les six bandes du spectre solaire du capteur, soit de $0.45 \mu\text{m}$ à $2.35 \mu\text{m}$ en terme de longueur d'onde.

Tel que mentionné précédemment, les difficultés reliées à l'estimation de la réflectance des surfaces nivales en région

montagneuse sont principalement dues à l'inclinaison et à l'orientation des versants, et donc à l'obliquité variable du rayonnement solaire incident. Elles sont aussi attribuées au comportement complexe du rayonnement solaire lors de son passage à travers l'atmosphère.

1.1. Importance de la recherche sur la neige en terrain montagneux

Le couvert nival possède une influence prépondérante sur la plus part des éléments constitutifs d'un environnement subarctique alpin. Ainsi, la neige joue un rôle important sur le cycle hydrologique de ce type d'environnement en retenant d'énormes quantités d'eau pendant la période la plus froide de l'année et les libérant rapidement pendant la période de fonte (Simard et al. 1990). De plus, la couverture de neige constitue un excellent isolant durant les longs mois d'hiver. La neige protège le sol de la pénétration du gel et abrite les espèces végétales des intempéries (Isard, 1986). Par conséquent, la couverture de neige exerce une influence déterminante sur l'occurrence et la distribution des écosystèmes caractéristiques aux régions subarctiques alpines et sur la distribution du pergélisol en zone discontinue. Également, le couvert de neige hivernal qui persiste pendant l'été au-dessus de la ligne de neige permanente contribue, au fil des années, au dynamisme des glaciers alpins (Wood, F.B. 1988). En plus son importance au niveau hydrologique, écologique, et géomorphologique, la

présence du couvert neigeux joue un rôle important au niveau des échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère car celui-ci possède un albédo supérieur à tout autre surfaces naturelles (Nolin et Dozier, 1991) . Cette influence se traduit par une diminution de la quantité d'énergie solaire absorbée par les surfaces. En fait, selon Simard et al. (1990), le couvert nival est l'élément principal causant un écart entre la température moyenne annuelle du sol et la température moyenne annuelle de l'air.

Particulièrement, l'albédo est un paramètre intrinsèque de la surface utile pour décrire, caractériser, et analyser les effets de la neige sur son environnement. Selon les principaux chercheurs de la section neige du projet CRYSYS (Simard et al. 1990), l'albédo de la neige est une des variables les plus utile à la compréhension des interactions qui surviennent entre la couverture de neige et le climat. Selon ces mêmes auteurs, l'albédo sert à caractériser les propriétés de la neige et de la glace à la surface d'un glacier afin d'en estimer la croissance et l'ablation. De plus, l'albédo de la neige est un excellent indicateur des modifications qui surviennent à la surface du couvert de neige. En effet, les variations de l'albédo de la neige peuvent être directement reliées aux modifications des propriétés physiques du couvert tel que la taille des grains et le contenu en particules polluantes.

De façon conventionnelle, l'albédo est mesuré *in situ* à des stations micro-climatologiques. Ce type d'échantillonnage offre

une bonne estimation locale de l'albédo des surfaces seulement si les caractéristiques de celles-ci sont homogènes (type de couvert, inclinaison et orientation de versants, etc). Cependant, ce type de méthode est inadéquat pour l'estimation régionale de l'albédo en terrain montagneux en raison de la complexité de la topographie. Par contre, ce paramètre de surface peut être estimé, avec la résolution spatiale et temporelle nécessaire, à partir des données de capteurs provenant de plate-formes satellitaires (Duguay et LeDrew, 1992) afin de palier aux problèmes liés à un échantillonnage traditionnel et résoudre les problèmes d'estimation régionale.

1.2. Objectifs

L'objectif principal de cette recherche est d'extraire, à partir de données satellitaires et d'un modèle numérique d'élévation, la réflectance de la neige d'une région montagneuse faisant partie de la chaîne des monts Kluane au sud ouest du Yukon. La réflectance estimée sera par la suite intégrée pour tout le spectre des radiations solaires afin d'estimer l'albédo des surfaces nivales. Voici les sous-objectifs à atteindre:

- 1- Comprendre les mécanismes qui influencent et modifient la radiation solaire incidente et réfléchi: estimer le rayonnement solaire incident et isoler le rayonnement réfléchi

par une cible en fonction du type d'atmosphère présent lors de la prise de données;

2- Comprendre et modéliser la relation géométrique entre la source des radiations, la surface et le capteur: modéliser le rayonnement solaire incident pour des surfaces inclinées;

3- Évaluer la qualité des corrections radiométriques en comparant les valeurs du rayonnement incident, de la réflectance et de l'albédo estimées à des données de contrôle (données acquises *in situ*, et données tirées de la littérature).

4- Démontrer et expliquer la provenance des variations subtiles de l'albédo du couvert nival (i.e. variations liées aux caractéristiques physiques de la surface, liées aux variations topographiques des surfaces, ou liées aux limites de la méthode).

1.3. Structure de la thèse

La thèse est divisée en quatre chapitres principaux: le cadre théorique, la méthodologie, la présentation et l'évaluation des résultats, la conclusion et les recommandations. Le cadre théorique consiste en une revue de littérature qui traite des aspects théoriques qui interviennent dans l'estimation de la réflectance des surfaces terrestres à partir d'images satellitaires. Les points qui seront traités au second chapitre sont: l'interaction entre la radiation

solaire et l'atmosphère; les relations qui existent entre la source, les surfaces et le capteur en ce qui a trait au rayonnement réfléchi; et l'influence des effets topographiques sur l'estimation du rayonnement solaire tant incident que réfléchi. Une brève revue des principaux modèles d'estimation de la réflectance de la neige viendra clore ce second chapitre.

Le troisième chapitre fait l'objet d'une description détaillée de la méthodologie employée pour l'estimation de la réflectance et de l'albédo des surfaces nivales en région montagneuse. Ce chapitre contiendra, premièrement, un portrait du cadre naturel décrivant le choix et la localisation des sites d'échantillonnages; deuxièmement, une description des données utilisées à la réalisation de ce projet et finalement une description précise des étapes du traitement des données.

Les résultats sont présentés et évalués au quatrième chapitre. La présentation et l'évaluation des résultats se fait de façon respective pour le rayonnement incident, la réflectance des bandes TM et l'albédo. Les résultats de l'estimation de l'albédo seront comparés avec les données tirées de la littérature.

Enfin, le cinquième chapitre contient les conclusions du projet de recherche. De plus, une série de recommandations concernant les avantages et les limites de la méthode sera énumérée.

CHAPITRE 2

ÉLÉMENTS QUI INTERVIENNENT DANS L'ESTIMATION DE LA RÉFLECTANCE DES SURFACES TERRESTRES À PARTIR DE DONNÉES SATELLITAIRES: CADRE THÉORIQUE

2.0. Introduction

En télédétection satellitaire passive, pour les portions visible et infrarouge du spectre électromagnétique, la réponse spectrale reçue au capteur est régie par le flux solaire et est directement reliée à l'état intrinsèque des surfaces. En terrain montagneux, un troisième élément vient influencer cette réponse: la topographie. En effet, celle-ci, caractérisée par des variations d'élévation, d'inclinaison et d'orientation des pentes (exposition des versants), joue un rôle essentiel sur la quantité de rayonnement solaire reçue, absorbée, et réfléchi par les surfaces.

La complexité de l'environnement liée à la technique d'acquisition à distance des données rendent l'estimation de la réflectance de la neige difficile. Pour bien comprendre les éléments qui interviennent dans l'estimation de la réflectance des surfaces nivales à partir de données satellitaires, ce chapitre contient une description des constituants de l'environnement essentiels à l'élaboration du modèle. Les points qui sont examinés à l'intérieur de ce chapitre sont: 1) les propriétés essentielles du rayonnement solaire ainsi que les modifications de son état lors de son passage à travers

l'atmosphère, 2) Les notions de réflectance et d'albédo (définition, caractéristiques et estimation), 3) le modèle géométrique définissant la relation entre la source et la surface, qui influence directement la quantité de rayonnement solaire reçu pour une surface en terrain montagneux, 4) les éléments qui interviennent dans le processus d'estimation de la réflectance au satellite. De plus, pour bien établir l'avancement de la recherche dans ce domaine, ce chapitre contient une revue et une analyse des principaux modèles d'estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige.

2.1. La radiation solaire et l'atmosphère

La distribution spectrale des radiations solaires qui atteignent la surface terrestre est fonction de la distribution exo-atmosphérique des radiations et de la composition de l'atmosphère (Iqbal, 1983). La distribution exo-atmosphérique des radiations est reliée à l'activité solaire ainsi qu'à l'obliquité du rayonnement (latitude terrestre). La Figure 1 résume la relation entre position solaire et la latitude de la cible à la surface de la terre. Cette relation introduit les paramètres à considérer lors de l'estimation du rayonnement solaire à la surface. Premièrement, l'obliquité du rayonnement par rapport à la surface terrestre, qui répartit l'énergie solaire sur une plus grande surface que si le rayonnement était vertical. Deuxièmement, l'atténuation du rayonnement solaire passant à travers une couche plus épaisse

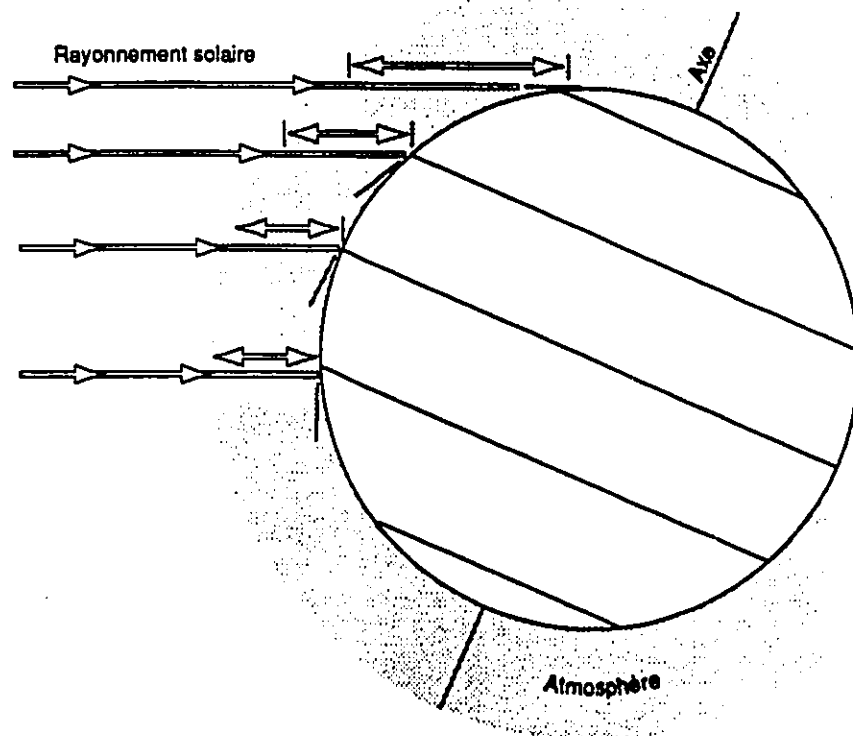


Figure 1 Réception du rayonnement solaire en fonction de la latitude (Trewartha, 1968).

de l'atmosphère où les phénomènes de diffusion et d'absorption de l'énergie sont présents.

2.1.1. L'énergie solaire à l'extérieur de l'atmosphère

L'énergie provenant du soleil est quantifiée par la constante solaire qui se définit comme la portion de l'énergie solaire totale, intégrée pour toutes les longueurs d'onde du spectre solaire, qui atteint une surface perpendiculaire au rayonnement incident localisée à 1 unité astronomique. La valeur recommandée de la constante solaire est de 1367 Wm^2 . Elle fut adoptée par la "Commission for Instruments and Methods of Observation" (CIMO) de la "World Meteorological Organization" (WMO) en 1981. Cette valeur représente l'irradiance totale intégrée pour le spectre de courtes longueurs d'onde allant de $0.25 \mu\text{m}$ à $25.00 \mu\text{m}$. La distribution spectrale de l'irradiance solaire est fortement concentrée vers la gauche atteignant sa valeur maximum à $0.48 \mu\text{m}$ (Figure 2). On retrouve 8.03% de la constante solaire dans la région spectrale inférieure à $0.40 \mu\text{m}$, 46.41% entre $0.39 \mu\text{m}$ et $0.77 \mu\text{m}$ et 46.40% pour les longueurs d'onde supérieures à $0.77 \mu\text{m}$. En fait, près de la moitié de l'énergie solaire est comprise dans la région visible du spectre et l'autre moitié dans la région infrarouge. De plus, selon la table de distribution spectrale des radiations solaires du WMO, il y a 99% des radiations solaires qui sont comprises entre 0.25 et $4.00 \mu\text{m}$. Afin d'obtenir les données les plus justes possibles, la constante solaire est

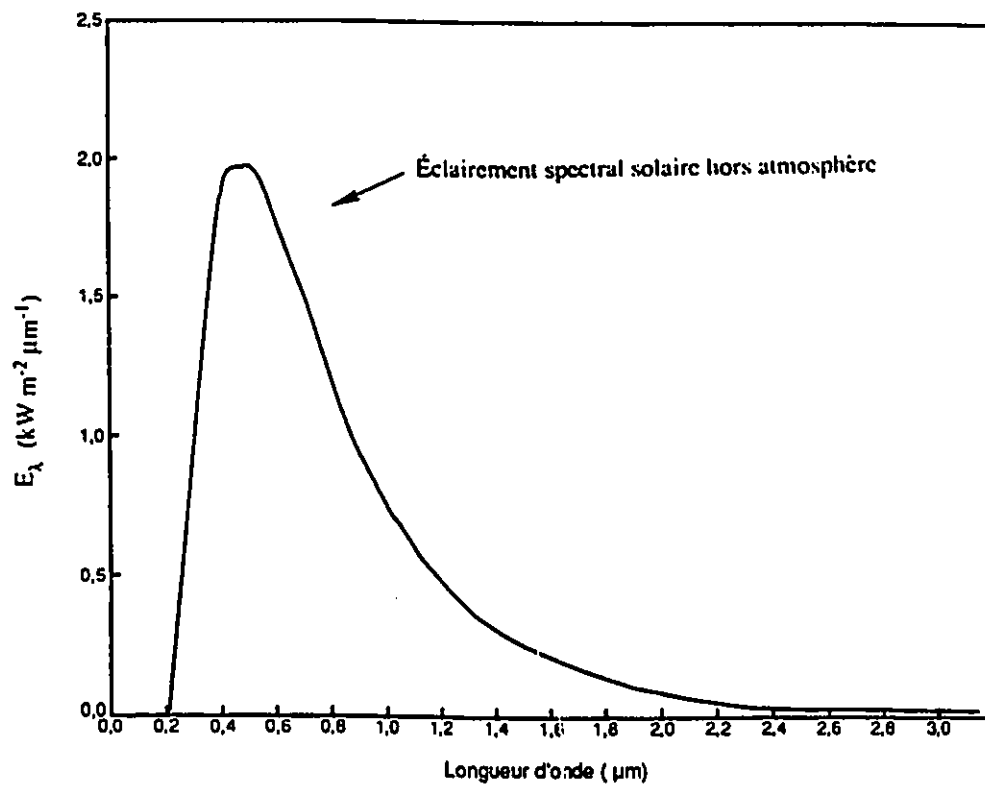


Figure 2 La distribution spectrale de l'irradiance solaire (Iqbal, 1983).

estimée à l'extérieur de l'atmosphère en raison de l'atténuation des radiations solaires avant d'atteindre la surface.

2.1.2. L'influence de l'atmosphère sur les radiations solaires

L'atmosphère terrestre se divise en plusieurs couches concentriques possédant chacune leurs propres caractéristiques en terme de températures, de pression, de composition gazeuse, et de concentration en particules contaminantes. L'atmosphère terrestre est composée de différents gaz, de vapeur d'eau et d'aérosols en concentration variable et distribués inégalement dans le temps et dans l'espace. Les activités industrielles et agricoles, l'environnement et la localisation ainsi que le comportement général de l'atmosphère influence la variabilité de la composition de l'atmosphère (Iqbal, 1983). Lorsque les radiations solaires entrent dans l'atmosphère, le rayonnement incident est diminué par les phénomènes de dispersion et d'absorption inhérents à l'opacité relative de l'atmosphère.

L'absorption des radiations solaires soit par les particules ou par les molécules gazeuses est fonction de la longueur d'onde du rayonnement incident. L'atmosphère est opaque au rayonnement électromagnétique depuis les plus courtes longueurs d'onde correspondant aux rayons X jusqu'à environ $0.35\mu\text{m}$ dans l'ultraviolet très proche du visible. À partir de $0.40\mu\text{m}$ l'atmosphère présente plusieurs zones de transmission avant de redevenir opaque de $14.00\mu\text{m}$ à 1.00mm . Le Tableau 1

Tableau 1 Principales fenêtres atmosphériques des régions
du visible et de l'infrarouge (Bonn et
Rochon, 1992) .

Fenêtre	de	à
ultraviolet et visible	0.35 μ m	0.75 μ m
proche infrarouge	0.77 μ m	0.91 μ m
	1.00 μ m	1.12 μ m
	1.19 μ m	1.34 μ m
infrarouge moyen	1.55 μ m	1.75 μ m
	2.05 μ m	2.40 μ m
infrarouge thermique	3.35 μ m	4.16 μ m
	4.50 μ m	5.00 μ m
	8.00 μ m	9.20 μ m
	10.20 μ m	12.40 μ m
	17.00 μ m	22.00 μ m

illustre les différentes fenêtres atmosphériques (régions spectrales où l'influence de l'atmosphère est minime) présentes à l'intérieur du spectre des radiations solaires.

Les molécules gazeuses qui composent les différentes couches de l'atmosphère absorbent l'énergie à des longueurs d'onde spécifiques du spectre électromagnétique. Par exemple, l'ozone stratosphérique absorbe une grande partie du rayonnement ultraviolet; la vapeur d'eau, présente surtout dans la troposphère, absorbe le rayonnement à plusieurs longueurs d'onde mais elle est surtout active dans la portion infrarouge du spectre électromagnétique, etc. (Figure 3). Ainsi, comme l'atmosphère est divisée en couches concentriques de compositions gazeuses différentes, l'absorption du rayonnement solaire n'est pas constante mais néanmoins, contribue à atténuer la quantité d'énergie disponible à la surface.

Ce déficit s'exprime par la transmittance atmosphérique qui permet de quantifier les pertes d'énergie dues à l'absorption. La transmittance est une valeur entre 0 et 1 et s'exprime par le rapport entre l'énergie incidente à la surface et l'énergie solaire exoatmosphérique.

Contrairement à l'absorption, toutes les particules ou molécules gazeuses en suspension dans l'atmosphère atténuent en partie le rayonnement solaire à toutes les longueurs d'onde par l'effet de **dispersion**. L'origine, la taille des particules, les concentrations en gaz, en vapeur d'eau et en particules ainsi que l'épaisseur de la masse optique contrôlent

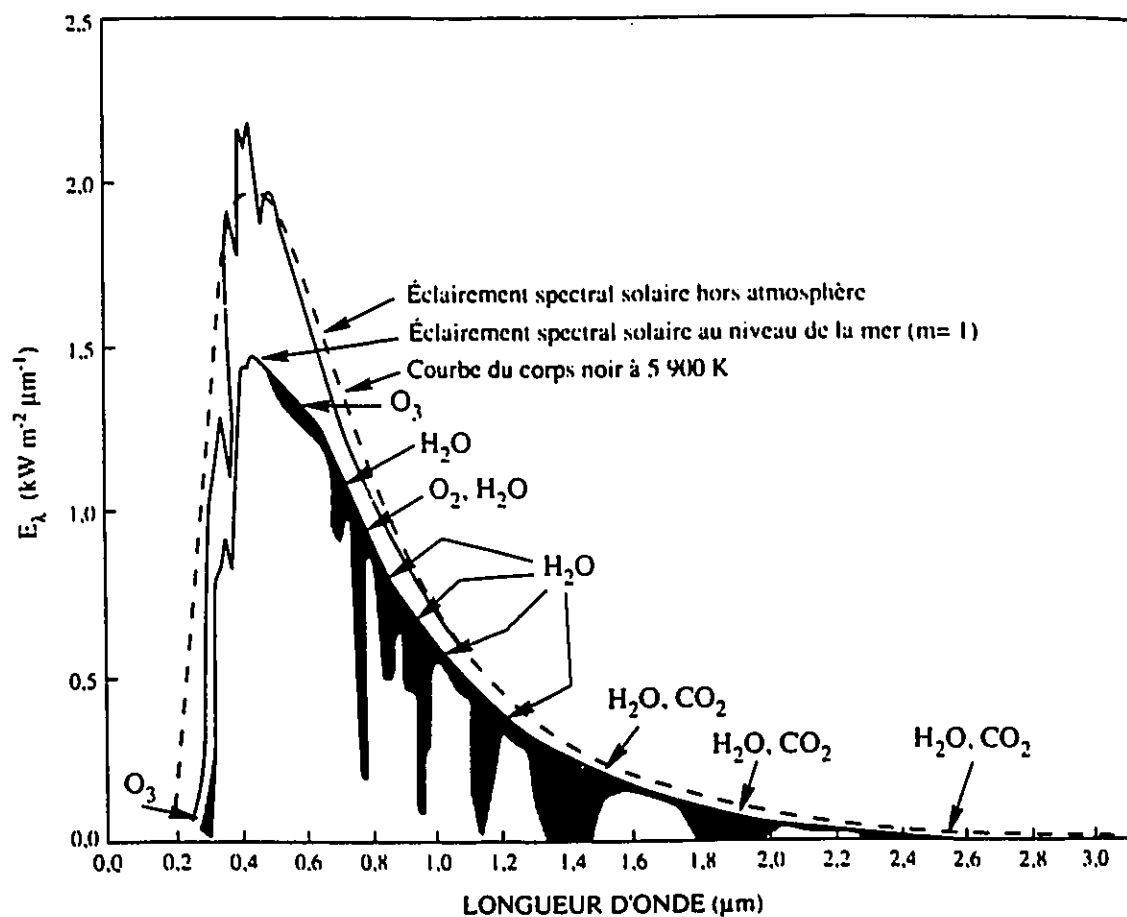


Figure 3 Absorption du rayonnement solaire par les principaux gaz de l'atmosphère (Wolfe et Zissis, 1978 adapté par Bonn et Rochon 1992).

l'intensité de la dispersion. Cette dispersion peut être caractérisée en fonction de deux théories: 1) la théorie de Rayleigh pour les molécules gazeuses et 2) la théorie de Mie pour les particules solides et la vapeur d'eau. La théorie de Rayleigh est utile pour définir la dispersion des radiations par des molécules dont le diamètre est inférieur aux longueurs d'onde du rayonnement incident. Cette théorie assume que les molécules gazeuses sont sphériques et inférieures à un diamètre de $0.2\mu\text{m}$. La théorie de Rayleigh définit la dispersion comme étant égale tant vers l'avant que vers l'arrière et étant minimale à un angle de 90° du rayonnement incident.

Lorsque les particules ont un diamètre supérieur à la longueur d'onde du rayonnement incident (particules solides et vapeur d'eau), la théorie de Mie doit être utilisée pour caractériser la dispersion. Cette théorie définit la dispersion du rayonnement comme étant prédominante vers l'avant; celle-ci augmentant proportionnellement avec la taille des particules. La difficulté avec la théorie de Mie est de caractériser l'atmosphère pour plusieurs types de particules ayant des formes et des tailles différentes.

Selon ces deux théories, pour une atmosphère claire et sèche, la moitié de la radiation dispersée retourne vers l'espace et l'autre moitié atteint la surface. Pour une atmosphère qui contient des particules en suspension et de la vapeur d'eau, il y a plus de radiations qui atteignent la surface en raison de la plus grande proportion du rayonnement

dispersé vers l'avant.

L'atténuation de la radiation solaire est régie par la composition de l'atmosphère qui varie en fonction de l'altitude. Les concentrations en particules et vapeur d'eau ainsi que la densité de l'atmosphère sont maximum au niveau du sol. Selon Iqbal (1983), ces paramètres diminuent exponentiellement jusqu'à 5 km d'altitude environ et deviennent constant pour les 10 à 15 km supérieurs. Il est donc important lors de la détermination du rayonnement solaire incident de tenir compte des variations de l'élévation du terrain. Une description détaillée des facteurs topographiques influençant la radiation nette de courtes longueurs d'onde sera donnée ultérieurement dans ce chapitre.

2.2. Le rayonnement réfléchi

Tout corps qui reçoit une certaine quantité d'énergie rayonnante d'une source extérieure peut en réfléchir une partie. La réflexion du rayonnement solaire par les surfaces terrestres dépend de plusieurs facteurs tel que: les propriétés intrinsèques des surfaces, la longueur d'onde du rayonnement incident, la géométrie source/surface, etc. La grande quantité de variables qui interviennent dans la réflexion du rayonnement solaire rendent ce paramètre difficile à caractériser. Cependant, il existe trois concepts qui définissent globalement la réflexion du rayonnement solaire par les surfaces: 1) la réflexion spéculaire et 2) la réflexion lambertienne et 3)

l'anisotropie.

La réflexion d'une surface qui est dirigée entièrement dans une seule direction est appelée réflexion spéculaire. La réflexion spéculaire se fait selon un angle égal opposé à l'angle d'incidence. Ce type de réflexion des surfaces n'est que très peu utilisé en télédétection passive à partir de plates-formes satellitaires.

La réflexion lambertienne est caractérisée par une diffusion totale du rayonnement incident, réfléchi de façon égale dans toutes les directions. La réflexion lambertienne est une façon utile et courante de caractériser la réflectance d'une surface en télédétection en raison des problèmes reliés à la géométrie entre la source, la surface et le capteur.

Comme la plupart des réflecteurs que l'on retrouve à la surface de la terre sont des cas intermédiaires entre les deux types de réflexions (surfaces anisotropiques), il existe une façon de résumer la réflectivité de ceux-ci: lorsque la longueur d'onde du rayonnement incident est beaucoup plus courte que les variations d'amplitudes de la surface ou de la taille des particules qui la composent, la surface est considérée comme étant diffuse (Figure 4).

2.2.1. La réflectance bidirectionnelle

Les propriétés directionnelles de la réflexion du rayonnement solaire sont décrites et quantifiées en télédétection par la réflectance bidirectionnelle. Celle-ci se

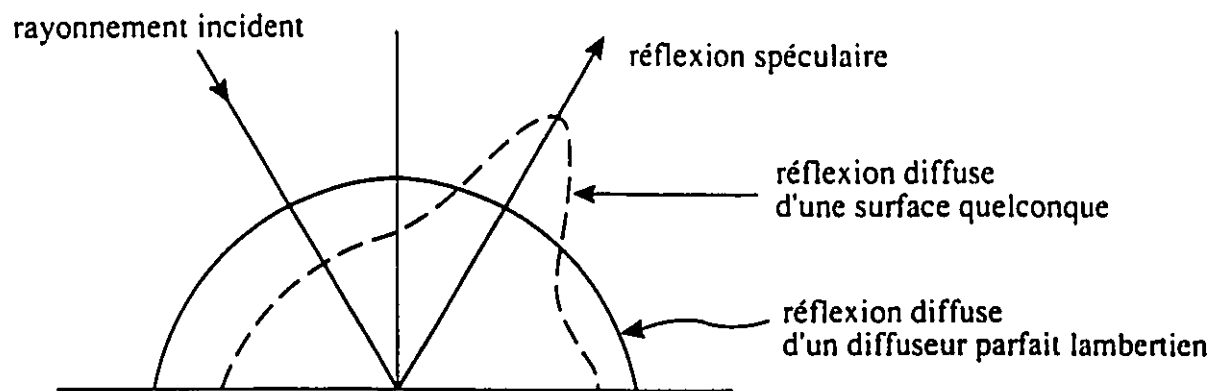


Figure 4 Les notions de réflexion spéculaire et de réflexion diffuse (Bonn et Rochon, 1992).

définie comme étant le rapport entre l'énergie réfléchie par une surface (acquise au nadir par le capteur) et le rayonnement incident dont la directionnalité est définie par les angles zénithal et azimutal solaire. La réflectance bidirectionnelle s'exprime mathématiquement ainsi:

$$\rho = \frac{L}{E_T} \quad (1)$$

où L la luminance réfléchie par la surface, mesurée au satellite;

E_T le rayonnement incident total.

En télédétection, la réflectance est non seulement définie angulairement mais elle est aussi définie de façon spectrale. C'est-à-dire que la réflectance, ainsi que les paramètres qui la composent, sont estimés en fonction d'une longueur d'onde (λ) ou d'une bande spectrale précise (i).

2.2.2. L'albédo

Lorsque le coefficient de réflexion d'une surface n'est défini ni angulairement, ni spectralement il se caractérise par l'albédo, qui est en fait le rapport entre l'énergie réfléchie dans toutes les directions et l'énergie incidente. L'albédo est un indice de la réflectivité hémisphérique des radiations solaires de courtes longueurs d'ondes pour une surface. Ce paramètre peut être échantillonné au niveau du sol, à l'aide

d'appareils sensibles aux radiations solaires, ou évalué à partir des valeurs de réflectances captées par le satellite en les intégrant pour le spectre d'onde courtes (0.28 à 5.00 μ m) et aussi pour l'hémisphère.

Aussi, pour estimer l'albédo d'une surface, à partir de la réflectance acquise à partir d'un capteur satellitaire, on assume en général que la surface est un réflecteur isotrope, c'est-à-dire que celle-ci réfléchit l'énergie également dans toutes les directions (surface lambertienne). Cette hypothèse est liée aux techniques d'acquisition d'images des capteurs qui ne permettent pas de détecter la directionnalité de la réflexion. Le signal acquis par le satellite, pour une direction donnée (nadir), est considéré comme étant le même pour toutes les directions hémisphériques. Ainsi, l'albédo s'exprime avec la formule suivante:

$$\alpha = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} r_{\lambda}(\theta_0, \phi_0) H_{\lambda} d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} H_{\lambda} d\lambda} \quad (2)$$

$$r(\theta_0, \phi_0) = 1/\pi \int_{\theta=0}^{\theta=2\pi} \int_{\phi=0}^{\phi=\pi} (\theta_0, \phi_0, \theta_r, \phi_r) d\theta_r d\phi_r$$

où θ angle zénithal;
 ϕ angle azimutal.

Cette équation démontre dans un premier temps qu'il faut

d'abord intégré la réflectance en fonction de l'hémisphère (pour tous les angles azimutaux et zénithaux solaires et du capteur). Et dans un second temps, qu'il faut intégrer la réflectance hémisphérique pour toutes les longueurs d'onde du spectre des radiations solaires (λ_1 à λ_2).

La détermination précise de la quantité de rayonnement solaire disponible pour une surface et de la quantité exacte d'énergie réfléchie par la surface sont essentielles pour l'estimation de la réflectance. En télédétection satellitaire ces données sont altérées par la présence de l'atmosphère. Dans une section ultérieure nous verrons comment estimer ce paramètre de surface à partir de données acquises à distance.

2.3. L'influence des effets topographiques sur le rayonnement solaire incident

En terrain montagneux, la quantité des radiations solaires reçue par une surface ne dépend pas seulement de l'altitude mais aussi de l'inclinaison et de l'orientation des pentes ainsi que de la position relative de la surface par rapport aux surfaces avoisinantes (Duguay, 1989). Il est important de tenir compte de la topographie pour l'estimation des paramètres de surface à partir des données satellitaires car la géométrie entre le soleil, la cible et le capteur est variable pour chaque pixel.

2.3.1. Les sources de rayonnement pour une surface inclinée

Pour toutes les surfaces, planes ou inclinées, la radiation solaire incidente qui atteint le sol est composée de rayonnement solaire direct et diffus. En terrain montagneux, la réflexion des radiations par les surfaces avoisinantes doit aussi être considérée comme une source de rayonnement incident.

Le rayonnement solaire direct se définit comme étant la portion des radiations solaires, atténuée par l'atmosphère, qui atteint directement la surface. Le rayonnement diffus est la portion de la radiation solaire qui dans sa course est diffusée par l'atmosphère. S'ajoute à cela, la portion du rayonnement qui est réfléchi par les surfaces et qui interagit avec l'atmosphère. Le rayonnement solaire diffus forme une source de radiation hémisphérique où existe une composante anisotrope du rayonnement autour du disque solaire et au-dessus de l'horizon. Finalement, en terrain montagneux, le rayonnement provenant de la réflexion des surfaces avoisinantes constitue une troisième source de radiation qui éclaire la cible. Ce dernier a tendance à augmenter la portion des radiations solaires diffuses. La Figure 5 illustre les différentes sources de rayonnement incident reçu par une surface en terrain montagneux. Dans cette figure, E_s est le rayonnement solaire direct, E_D est le rayonnement solaire diffus, et finalement E_R est le rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes.

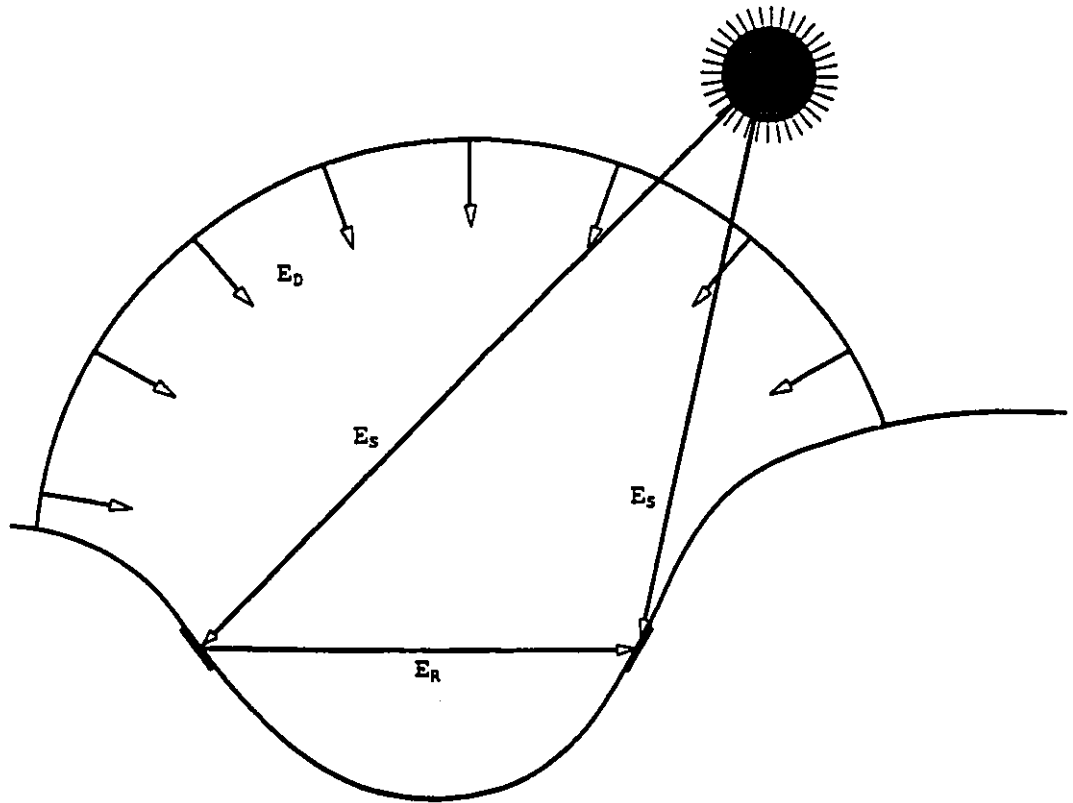


Figure 5 Le rayonnement incident reçu par une surface en terrain montagneux (Proy et al. 1989) (E_s : rayonnement direct; E_D : rayonnement diffus; E_R : rayonnement réfléchi par les versants environnants).

2.3.2. Le rayonnement solaire direct et l'orientation du terrain

Le rayonnement solaire direct reçu pour une surface inclinée et non-obstruée dépend essentiellement de l'angle d'incidence entre le soleil et une perpendiculaire à la surface (Proy et al., 1989). Selon Olyphant (1986), le rayonnement solaire direct en terrain montagneux s'exprime ainsi:

$$E_s = \phi E_{s,h} (\cos I / \cos I_h) \quad (3)$$

où ϕ coefficient binaire qui possède la valeur zéro lorsque la surface est ombragée ou orientée dos au soleil;

$E_{s,h}$ rayonnement solaire direct pour une surface horizontale acquis par échantillonnage in situ ou estimé à l'aide d'un modèle de transfert radiatif;

I angle d'incidence du rayonnement direct;

I_h angle d'incidence du rayonnement direct pour une surface de référence horizontale.

L'angle d'incidence du rayonnement solaire direct dans cette équation introduit directement les notions d'inclinaison et d'orientation des pentes et d'inclinaison solaire. Les effets topographiques sur le rayonnement direct sont définis par le modèle géométrique déterminant la position solaire par rapport à une pente (Figure 6). L'équation décrivant l'angle d'incidence solaire par rapport à une surface inclinée s'exprime

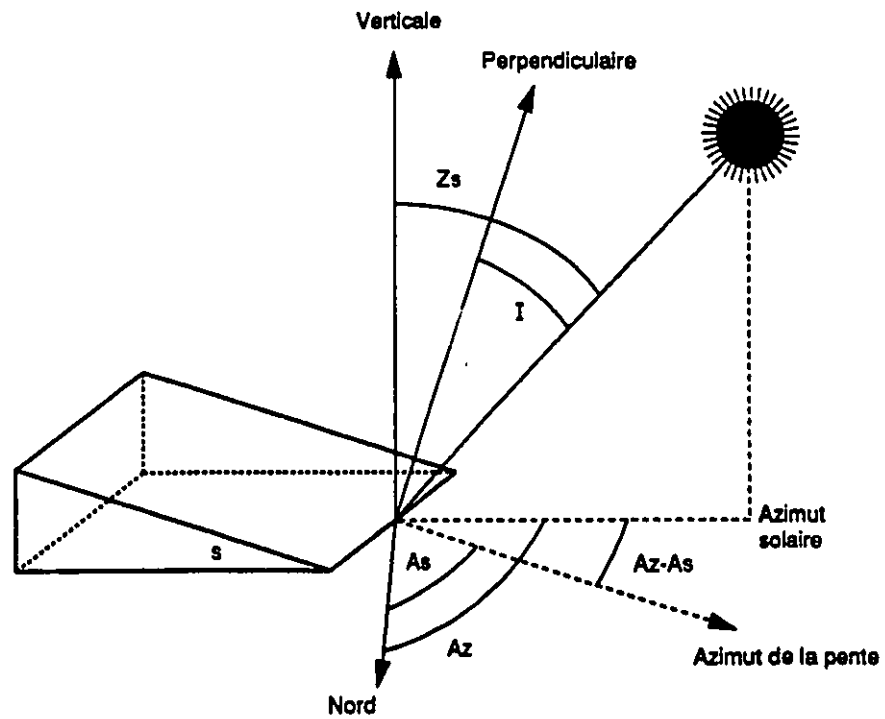


Figure 6 Modèle géométrique déterminant la position
solaire par rapport à la pente (Teillet et al.
1982).

ainsi:

$$I = \cos^{-1}(\cos(s)\cos(\theta) + \sin(s)\sin(\theta)\cos(A_s - A_z)) \quad (4)$$

où θ l'angle zénithal solaire;
 s la pente ou l'inclinaison de la surface;
 A_s azimut de la pente;
 A_z azimut solaire.

Selon Proy et al. (1989), l'angle d'incidence représente un des facteurs les plus importants pour l'estimation des paramètres de surface à partir de la télédétection satellitaire en terrain montagneux car il décrit la quantité de rayonnement direct reçue pour une surface. Notons que lorsque l'angle d'incidence est supérieur à 90° ($\cos I < 0$), la surface ne reçoit aucun rayonnement direct; on appelle ce phénomène l'effet d'ombrage propre.

2.3.3. Le rayonnement solaire diffus et l'orientation du terrain

Le rayonnement solaire diffus est une source de radiation hémisphérique dû à la dispersion de la lumière par l'atmosphère. La mesure du rayonnement solaire diffus pour une surface dépend de la position de la surface par rapport au soleil ainsi qu'à son environnement. Ce type de rayonnement est anisotrope, c'est à dire que la distribution de son intensité est variable pour le dôme atmosphérique. Selon Iqbal

(1983), l'intensité maximale des radiations solaires diffuses est mesurée près du disque solaire et près de la ligne d'horizon. Elles sont causées par la présence d'aérosols dans l'atmosphère où la dispersion du rayonnement est prédominante vers l'avant (théorie de Mie). La forte intensité des radiations solaires diffuses près de la ligne d'horizon est causée par l'épaisseur optique de l'atmosphère qui est maximale à cet endroit. Par conséquent, l'estimation du rayonnement diffus pour une surface inclinée doit tenir compte de la distribution anisotrope des radiations solaires pour le dôme atmosphérique. Ainsi, le rayonnement solaire diffus s'exprime par l'équation suivante (Hay, 1983):

$$E_{D,s} = E_{D,h}[i,z] \{ k' [z] (\cos I / \cos I_h) + 0.5 (1 - k' [i,z]) (1 + \cos s) \} \quad (5)$$

où $E_{D,s}$ la radiation solaire diffuse pour une surface inclinée;

$E_{D,h}$ la radiation solaire diffuse pour une surface horizontale non-obstruée;

I l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct;

I_h l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct pour une surface horizontale non-obstruée;

$k' [i,z]$ facteur d'anisotropie du rayonnement atmosphérique diffus.

Cette équation implique la caractérisation du rayonnement

solaire hémisphérique en dessous de l'atmosphère. Elle tient compte de la masse optique et des paramètres topographiques tels que l'inclinaison et l'orientation des pentes.

On remarque dans cette équation que le rayonnement solaire diffus est calibré en fonction de deux composantes. Le premier terme de cette équation représente la composante circumsolaire du rayonnement diffus pour une surface inclinée. Le second terme représente la composante isotrope du rayonnement diffus aussi calibré en fonction de l'inclinaison de la surface.

2.3.4. Le rayonnement solaire et les facteurs topographiques externes

De façon complémentaire à l'effet d'orientation du terrain, il existe des facteurs topographiques externes qui influencent la quantité de rayonnement solaire reçue par une surface en terrain montagneux. Ces facteurs sont dus à l'effet des pentes avoisinantes qui diminuent et/ou augmentent la quantité de radiation incidente aux surfaces. Ces facteurs sont l'ombrage porté, l'effet des pentes adjacentes dans la diminution du rayonnement hémisphérique diffus et finalement l'éclairement réfléchi par le relief environnant.

L'ombrage porté se définit comme étant l'ombrage projeté sur une surface d'intérêt par l'obstruction de la radiation solaire direct par un élément topographique adjacent. Une surface est ombragée (Figure 7) lorsque la trajectoire directe entre le soleil et la cible est obstruée par un élément

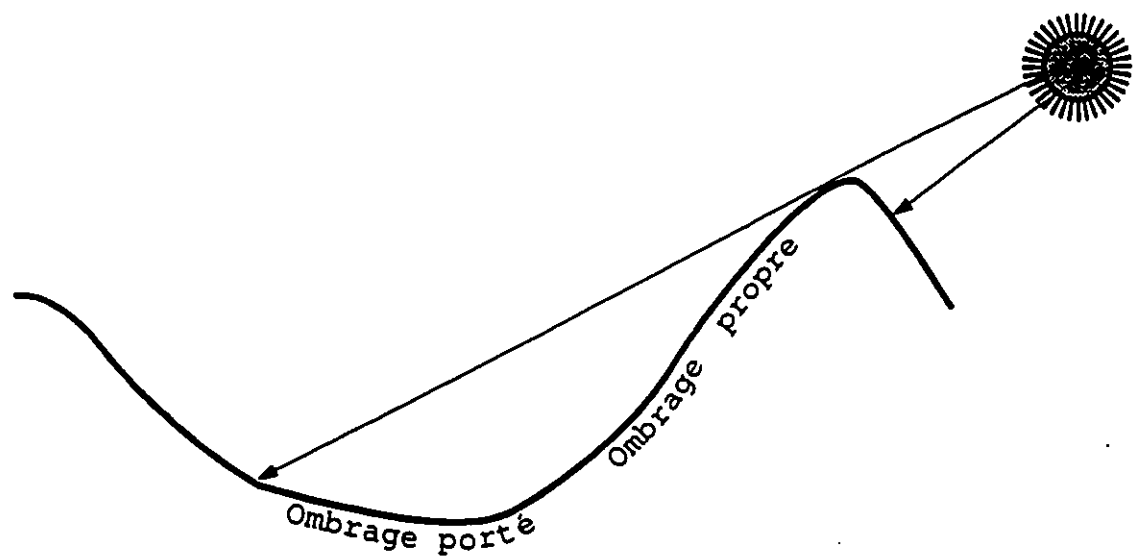


Figure 7

Effet d'ombrage porté et d'ombrage propre (Proy et al. 1989).

topographique avoisinant (Proy et al. 1989) . A ce moment là, la surface obstruée ne reçoit que du rayonnement solaire diffus et réfléchi par le relief environnant.

L'ombrage porté dépend de la topographie environnante ainsi que de la position solaire. Tel que défini par Duguay et al.(1989), il existe deux approches de base pour déterminer l'ombre portée. Chacune de ces approches établie si un objet est interposé entre la source et la cible. La différence majeure entre celles-ci réside dans le point de vue. Une première approche propose une vue de la cible à partir de la position du soleil et la seconde propose une vue de la source à partir de la cible.

Les effets d'ombrages neutralisent le rayonnement solaire direct aux surfaces. De plus, les effets des pentes adjacentes contribuent de façon importante à la diminution du rayonnement hémisphérique diffus qui atteint la surface. Comme le calcul de l'intégration du rayonnement diffus se fait sur tout l'hémisphère, la partie d'hémisphère sous laquelle on voit le ciel peut être limitée par le relief avoisinant (Proy et al. 1985) (Figure 8). L'intégration doit alors se faire sur une partie de l'hémisphère seulement, diminuant ainsi la quantité de radiation solaire diffuse.

Contrairement à l'ombre portée et à l'effet des pentes adjacentes qui diminuent la radiation solaire incidente, le rayonnement réfléchi par le relief environnant augmente cette dernière parfois de façon significative (Figure 9). Celui-ci

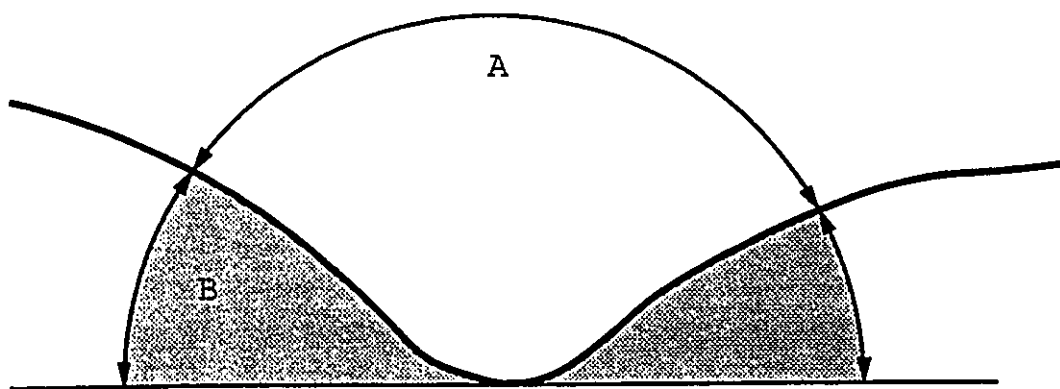


Figure 8 Effet des pentes adjacentes dans la diminution du rayonnement hémisphérique (Proy et al. 1985). Seul la portion A de l'hémisphère doit être considéré comme recevant du rayonnement diffus par l'atmosphère.

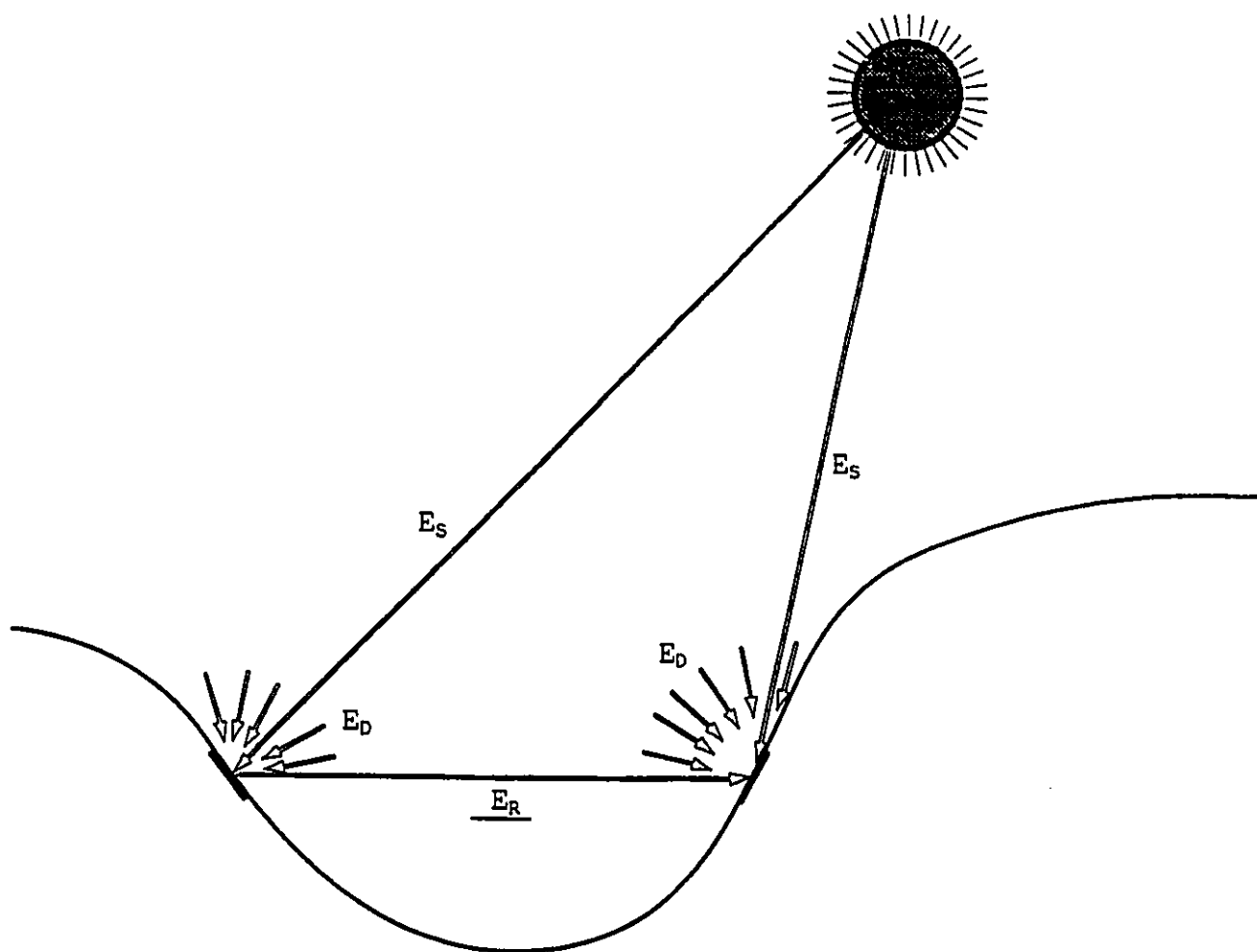


Figure 9 Éclairement réfléchi par le relief environnant
(Proy et al. 1989).

est fonction de l'exposition des versants environnants, de la distance entre les versants qui réfléchissent et la surface d'intérêt, de l'orientation et de la pente de la surface d'intérêt par rapport à l'environnement topographique et finalement à la réflectance des versants avoisinants (dépend du type de couvert et de la longueur d'onde du rayonnement). Ce paramètre est difficile à évaluer car il faut connaître l'albédo des surfaces environnantes avant d'estimer l'albédo de la surface d'intérêt. Dozier et Marks (1987) ont défini une méthode pour évaluer ce type de radiation incidente en terrain montagneux.

Ces auteurs considèrent le rayonnement incident réfléchi et/ou émis provenant des versants environnants (E_R) comme étant une source de radiation anisotrope. Toujours selon Dozier et Marks (1987), la distribution du rayonnement varie en fonction de la géométrie entre le soleil et les versants environnants et la géométrie entre les versants environnants et la surface d'intérêt. Le calcul de E_R demande un traitement rigoureux considérant la quantité de paramètres à examiner. Cependant, Dozier et Marks (1987) ont défini une équation qui approxime E_R :

$$E_R = 0.5 \alpha E_{T,h}(1 - \cos s) \quad (6)$$

où $E_{T,h}$ la radiation solaire totale pour une surface horizontale non-obstruée;
 α albédo moyen de la surface d'intérêt.

Cette équation tient compte du rayonnement solaire total calibré en fonction de la réflectivité des versants environnants.

2.4 La réflectance au satellite

Tel que mentionné, la réflectance au satellite se définit par le rapport entre l'énergie réfléchie par un objet à une longueur d'onde donnée et l'énergie incidente sur l'objet à la même longueur d'onde. La présence de l'atmosphère entre la source et la cible ainsi qu'entre la cible et le capteur altère le rayonnement tant incident que réfléchi complexifiant l'estimation à distance de ce paramètre. L'atténuation du rayonnement solaire par absorption et diffusion est, en télédétection, un phénomène perturbateur prédominant. En plus de diminuer le rayonnement incident, l'atmosphère joue un double rôle sur le rayonnement réfléchi. Premièrement, l'atmosphère ajoute un rayonnement parasite au rayonnement réfléchi par un objet, et deuxièmement, l'atmosphère atténue une partie du rayonnement réfléchi. La réponse au capteur d'une surface lambertienne, modifiée par la présence de l'atmosphère, s'exprime ainsi (Lillesand et Kiefer, 1987):

$$L = 1/\pi(\rho E_T T_v) + L_p \quad (7)$$

où L la luminance mesurée au satellite;
 E_T l'éclairement total incident mesuré au sol;
 T_v transmissivité atmosphérique;

ρ la réflectance;
 L_p luminance de parcours.

Le premier terme de cette équation représente l'information concernant la réflectance de la surface calibrée en fonction de l'atténuation du rayonnement incident lors de son passage au travers l'atmosphère. Le second terme, pour sa part, exprime la luminance de parcours qui définit l'interaction entre le rayonnement réfléchi et l'atmosphère. La luminance de parcours se manifeste par l'augmentation au capteur de la réflectivité de la surface d'intérêt par des phénomènes d'absorption et de dispersion du rayonnement réfléchi (L_{p1}). Une seconde composante de la luminance de parcours provient de la réflectivité des surfaces voisines qui augmente le signal de la surface d'intérêt (L_{p2}). La luminance de parcours intervient entre la cible et le capteur lors de l'acquisition des données. La géométrie source/cible/capteur et les phénomènes qui interviennent lors de l'acquisition de la réflectance par une plate-forme satellitaire sont illustrés à la Figure 10.

Comme la diffusion atmosphérique affecte le rayonnement solaire de manière différente pour les diverses bandes spectrales, l'atmosphère pose un obstacle majeur à l'extraction et l'analyse de paramètres de surfaces par la télédétection. Cependant, l'utilisation d'algorithmes de transfert radiatif simulant le passage du rayonnement solaire à travers

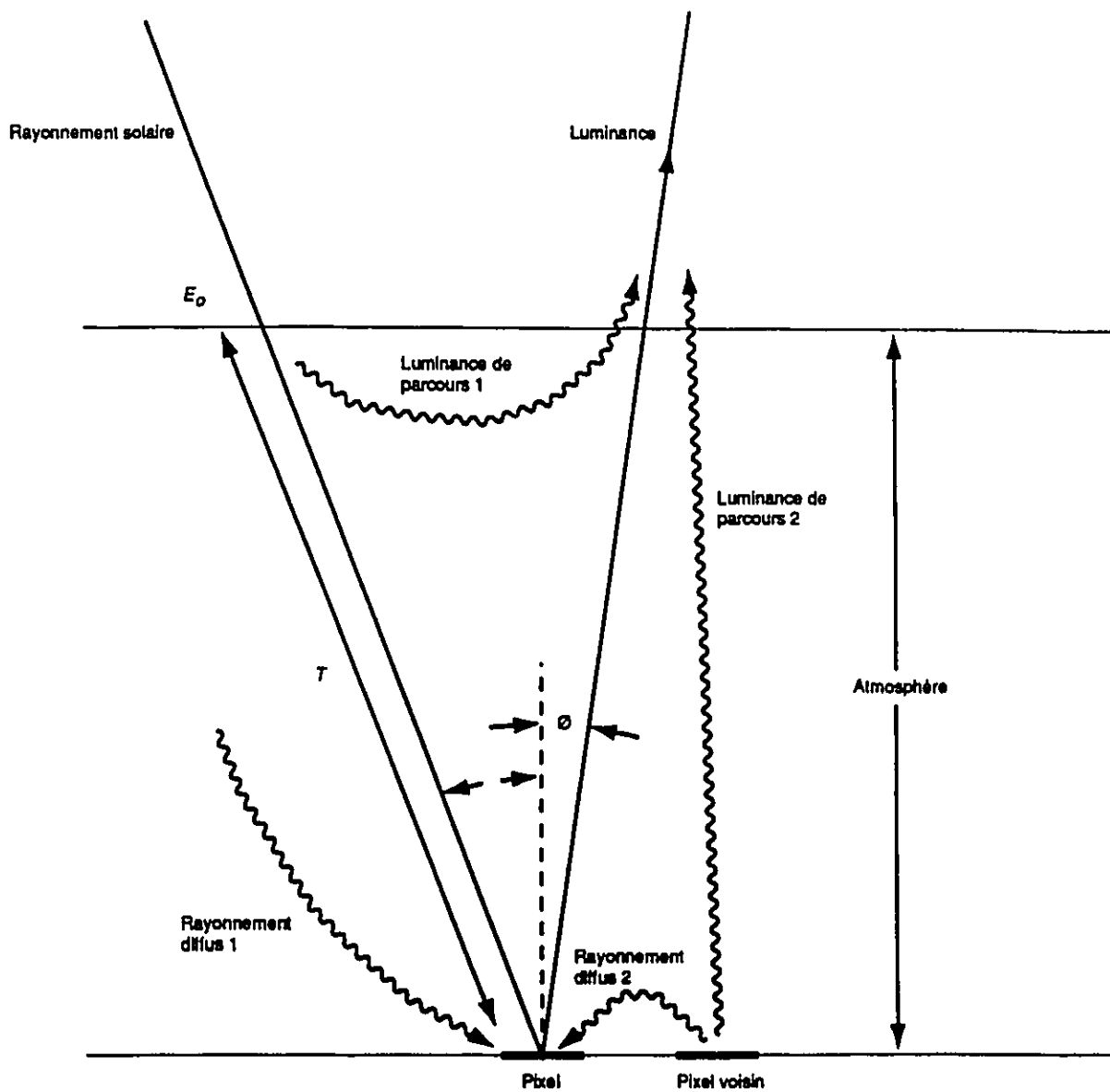


Figure 10 Les phénomènes qui interviennent lors de l'acquisition de la réflectance spectrale par une plateforme satellitaire (Richards, 1986).

l'atmosphère corrige ce problème.

En télédétection, l'utilisation de modèles de correction des effets atmosphériques établissent, de la manière la plus précise possible, les paramètres atmosphériques pour chacune des longueurs d'onde considérées. Les corrections radiométriques reliées à l'atmosphère peuvent être effectuées à l'aide d'un modèle pour la prédiction de la transmittance atmosphérique et de la luminance de parcours tel LOWTRAN-7. Ce modèle peut simuler l'atténuation du rayonnement solaire à différentes altitudes, pour une colonne atmosphérique située au-dessus de la surface d'intérêt. Ce modèle peut être calibré à partir de données provenant de ballons-sondes ou à partir de paramètres atmosphériques empiriques (représentatifs de la région) définis à l'intérieur du modèle. LOWTRAN 7 sera détaillé à l'intérieur du chapitre sur la méthodologie.

En plus de la présence de l'atmosphère, les problèmes liés à la topographie complexifient l'estimation de la réflectance spectrale à partir d'imagerie satellitaire. Cavayas (1987) propose une variante de l'équation de l'estimation de la réflectance (eq. 7) qui tient compte non seulement des paramètres atmosphériques mais aussi des éléments topographiques qui influencent la réponse des surfaces acquise au capteur.

$$L = 1/\pi (E_0 T \cos I \rho + E_{D,h} V_d \rho_{HD}) T_s + L_p \quad (8)$$

où L la luminance mesurée au satellite;

E_0	le rayonnement incident à l'extérieur de l'atmosphère;
$E_{D,h}$	le rayonnement solaire diffus pour une surface horizontale;
T	la transmissivité atmosphérique entre le soleil et la cible;
T_s	la transmissivité atmosphérique entre la cible et la surface;
ρ	la réflectance bidirectionnelle;
ρ_{HD}	la réflectance directionnelle hémisphérique;
I	l'angle d'incidence;
V_d	facteur qui tient compte de la portion de l'hémisphère qui ne contribue pas à l'éclairement diffus hémisphérique;
L_p	la luminance de parcours.

2.5. Estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige

Un certain nombre de facteurs externes à la surface (atmosphère et topographie) influencent l'estimation de la réflectance et l'albédo de la neige à partir de données satellitaires. Combiné à l'influence des facteurs externes, l'état intrinsèque de la surface possède aussi une incidence directe sur la réponse acquise au capteur.

Ainsi, à l'intérieur de cette section nous examinerons quels sont les paramètres physiques de la neige qui possèdent une influence sur sa réflectivité. De plus, nous examinerons, à partir de l'analyse des principaux modèles d'estimation de la réflectivité de la neige, comment certains auteurs sont arrivés à modéliser (isoler par les mathématiques) les paramètres internes et externes qui interviennent dans l'estimation de la

réflectance et l'albédo de la neige à partir de données *in situ* et satellitaires.

2.5.1. Les paramètres physiques de la neige

La neige possède des caractéristiques qui influencent la réflexion des radiations solaires tant directes que diffuses. La neige au sol est composée de grains de glace de taille et de forme différente, d'air et à 0°C elle contient un pourcentage significatif d'eau. La neige contient aussi des impuretés prises en charge lors de sa chute ou déposées par l'action des vents (poussières, suies, pollens, etc.). Les propriétés optiques de la neige dépendent des propriétés optiques de l'ensemble des composantes, du contenu en eau, de la géométrie des grains de glace et de la quantité en impuretés (Dozier, 1989). L'influence de ces paramètres sur la réflectance de la neige augmente avec l'âge du couvert nival (Figure 11). Ces transformations sont aussi accélérées par la vitesse des vents, les températures douces et les cycles gel/dégel (quotidiens, saisonniers, etc.) (Gray et Male, 1981). Wiscombe et Warren (1980) et Warren et Wiscombe (1980) ont évalué l'influence de plusieurs variables environnementales sur la réflectivité de la neige. Ces variables sont:

- la taille des grains de glace qui composent la neige;
- le contenu en eau liquide;
- la densité du couvert neigeux;
- le contenu en impuretés
- la géométrie angle d'incidence/angle de visée.

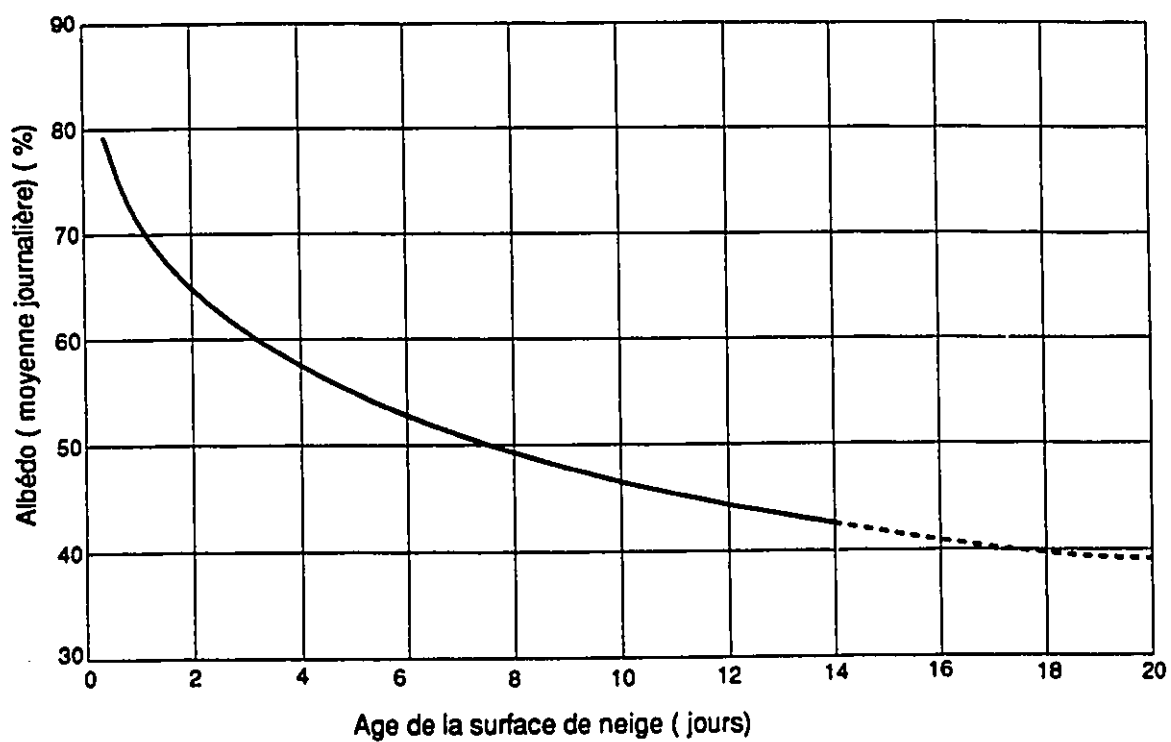
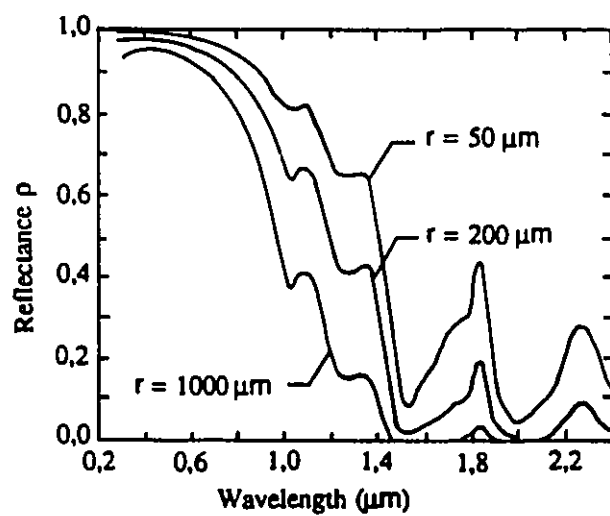


Figure 11 Variation de l'albedo de la neige en fonction du temps (Gray et al. 1981).

L'effet de chacune de ces variables sur la réflectivité de la neige est décrit ci-dessous:

La taille des grains de glace: Wiscombe et Warren (1980) associent ce paramètre à l'âge du couvert neigeux. En effet, la taille des grains de glace qui composent la neige augmente avec l'âge du couvert neigeux. Ces auteurs ont démontré que la réflectance de la neige diminue sur toutes les longueurs d'onde avec l'augmentation de la taille des grains ($50\mu\text{m}$ à $1000\mu\text{m}$) (Figure 12). Cette diminution de la réflectivité est causée par l'augmentation du coefficient d'absorption et du coefficient de dispersion vers l'avant (théorie de Mie) qui augmente avec la taille des grains. Malgré la réduction de la réflectance de la neige pour toutes les longueurs d'onde, suite à l'augmentation de la taille des grains, cet effet demeure surtout important pour la région du proche infrarouge où l'absorption de la glace est significative.

Le contenu en eau liquide: La réflectance de la neige diminue avec l'augmentation du contenu en eau (Wiscombe et Warren, 1980). En effet, l'eau qui remplace l'air entre les grains de glace augmente le coefficient d'absorption de la neige. Warren et Wiscombe (1980) ont établi que cette diminution est reliée au processus d'agrégation des grains de glace accéléré par la présence d'eau dans les interstices. Ce paramètre a été testé et confirmé par Dozier (1984). Notons aussi que les propriétés



Source: Wiscombe and Warren 1980
From Presented Model.

Figure 12 Variation de la réflectance de la neige en fonction de la granulométrie (Warren et Wiscombe, 1980).

optiques de la glace sont similaires à celles de l'eau pour les longueurs d'onde inférieures à $5\mu\text{m}$. Il n'y a donc pas de changement pour la valeur de l'albédo d'un couvert neigeux regelé comparativement à un couvert neigeux humide.

L'épaisseur du couvert neigeux: L'influence de l'épaisseur du couvert neigeux sur sa réflectivité est importante seulement pour la portion visible du spectre ($0.4\mu\text{m}$ à $0.7\mu\text{m}$) où les ondes électromagnétiques possèdent une meilleure pénétration que le rayonnement infrarouge. À ces longueurs d'onde, l'épaisseur pour laquelle le couvert neigeux semble semi-infini (épaisseur du couvert neigeux pour laquelle la surface en dessous ne possède aucune influence sur la réflectivité de la neige) dépend du coefficient d'extinction de la neige, de la densité de la neige, du diamètre des grains et de l'équivalence en eau de la neige. L'épaisseur optique du couvert neigeux s'exprime ainsi (Dozier, 1989):

$$t_0(\text{neige}) = \frac{3\delta_{\text{neige}}dQ_{\text{ext}}}{4r\delta_{\text{glace}}} \quad (9)$$

où $3\delta_{\text{neige}}d$ l'équivalence en eau de la neige;

δ densité;

Q_{ext} coefficient d'extinction;

d épaisseur du couvert neigeux;

r diamètre des grains.

On remarque dans cette équation que plus la taille des

grains de glace (au dénominateur) sera grande plus la pénétration du rayonnement solaire dans le couvert de neige sera profonde.

L'albédo d'une couverture de neige mince est certainement influencé par l'albédo de la surface sous-jacente. L'épaisseur minimale d'un couvert neigeux semi-infini s'exprime en terme d'équivalence en eau de la neige (Warren et Wiscombe, 1980, Nolin et Dozier, 1991). L'équivalent en eau (mm) pour lequel un couvert de neige est semi-infini est représenté dans le Tableau 2 (Nolin et Dozier, 1991).

Ce tableau confirme l'excellente pénétration du rayonnement incident de courtes longueurs d'onde comparativement au rayonnement infrarouge. De plus, le tableau démontre bien la tendance de la pénétration du rayonnement en fonction du diamètre des grains.

La densité du couvert neigeux: Wiscombe et Warren (1980) ont démontré que la densité du couvert neigeux, en soit, n'influence pas sa réflectivité. Comme ce paramètre est souvent associé aux facteurs liés au vieillissement du couvert neigeux (augmentation du contenu en eau, augmentation du diamètre des grains, etc.), il peut être facilement corrélé à la diminution de la réflectivité de la neige.

Le contenu en impuretés: Warren et Wiscombe (1980) ont démontré que la réflectivité de la neige diminue avec la

Tableau 2 Équivalent en eau (mm) pour un couvert de neige
semi-infini.

	50 μ m rayon	300 μ m rayon	1000 μ m rayon
0.45 μ m	17	63	145
0.70 μ m	10	37	80
0.90 μ m	5	15	30
1.6 μ m	<1	<1	1

présence de particules contaminantes seulement pour les courtes longueurs d'onde du spectre couvert par les radiations solaires. La réflectivité du couvert neigeux est sensible au contenu en contaminants du fait que la neige est très peu absorbante dans cette partie du spectre par rapport aux différents polluants. Il y aura plus d'énergie absorbée à la surface par une neige souillée que par une neige pure.

La géométrie angle d'incidence / angle de visée: La réponse spectrale de la neige dépend non seulement des propriétés physiques de la neige tel que décrites précédemment mais aussi des conditions d'éclairement et d'acquisition des données. La réflectivité de la neige à toutes les longueurs d'onde augmente proportionnellement avec l'angle zénithal solaire (confirme les propriétés anisotropiques de la neige). Cependant, il faut faire attention dans l'interprétation de cette règle car l'épaisseur de la masse optique augmente avec l'angle zénithal. Cela a pour effet d'augmenter la proportion de rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct et ainsi modifier l'angle zénithal réel. Du même coup la réflectivité de la neige s'en trouve diminuer.

De plus, la géométrie angle d'incidence/angle de visée, où intervient l'angle zénithal et l'angle azimutal de visée par rapport au soleil, influence la magnitude de la réponse au capteur. En effet, selon Nolin et Dozier (1991) pour un angle azimutal de visée face au soleil (0°), les valeurs de

réflectance de la neige sont maximales pour un angle zénithal élevé et minimales pour un angle zénithal nul (nadir). De plus, ces auteurs ont noté que pour un angle azimutal de visée perpendiculaire au rayonnement incident (90°), la réflectance de la neige est significativement inférieure aux valeurs acquises face au soleil (0°). Les résultats de leur recherche confirment les propriétés anisotropes de la neige, ce qui aura comme effet de nuancer la comparaison entre les données satellitaires et les données acquises *in situ*.

Brièvement, il existe plusieurs propriétés du couvert nival qui influencent la luminance de la neige. Ces propriétés sont résumées, entre autres, par le contenu en polluants qui affecte la réflectivité pour les courtes longueurs d'onde, le diamètre des grains de neige pour les longues longueurs d'onde et l'épaisseur du couvert neigeux. Ces facteurs sont de loin les plus importants dans la diminution de l'albédo du couvert neigeux. L'influence de ces paramètres sur la luminance de la neige augmente avec l'âge du couvert nival. Au fur et à mesure que la saison avance et que les températures s'adoucissent, l'état de la congère de neige se modifie. On assiste en surface, à une concentration des matières polluantes, à une augmentation de la taille des grains qui évolue parallèlement avec le contenu en eau. L'épaisseur minimale pour laquelle le couvert neigeux est considéré comme semi-infini est aussi fonction des phénomènes de métamorphose de la neige. Bref, tous les paramètres qui modifient les propriétés optiques de la

neige, peuvent être résumés par un seul phénomène: la modification du coefficient d'absorption du couvert neigeux.

Les paramètres liés à la géométrie angle d'incidence/angle de visée ont aussi une influence considérable sur la magnitude de la réflectance de la neige acquise au capteur.

2.5.2. Modèles d'estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige à partir de données *in situ* et satellitaires

La description des modèles d'estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige est importante à cette étape car elle permet de constater le développement des travaux sur le sujet, d'examiner l'évolution des techniques d'estimation et d'observer le perfectionnement et l'augmentation de la précision pour la modélisation de l'environnement. L'évolution des modèles d'estimation de la réflectance et de l'albédo de la neige sera détaillée à partir des travaux de Wiscombe et Warren (1980), Warren et Wiscombe (1980), Dozier (1989), Hall et al. (1989; 1990) et Duguay et LeDrew (1991; 1992). Il faut préciser que les modèles de Wiscombe et Warren (1980), Warren et Wiscombe (1980) sont basés sur des études théoriques appuyées par des données de terrains. De leur côté, Dozier (1989), Hall et al. (1989; 1990) et Duguay et LeDrew (1991; 1992) ont élaboré leurs modèles à partir de données radiométriques provenant d'imageries satellitaires.

Warren et Wiscombe (1980) et Wiscombe et Warren (1980)

Il existe plusieurs travaux sur l'estimation de la réflectance de la neige avant Wiscombe et Warren (1980). Par contre, selon ces deux auteurs, pas un de ces modèles ne tient compte du calcul de l'albédo pour tout le spectre des radiations solaires ainsi que des proportions variables de rayonnement incident direct et diffus disponible pour les surfaces de neige. Wiscombe et Warren ont élaboré un modèle qui tient compte de la variabilité de l'absorption de la glace en fonction de la longueur d'onde, de la forte propension des grains de glace à diffuser le rayonnement vers l'avant ainsi que de la quantité arbitraire de rayonnement tant direct que diffus qui arrive aux surfaces enneigées. Leur modèle dépend de variables qui sont directement observables comme:

- l'indice complexe de réfraction de la glace;
- la longueur d'onde;
- le diamètre moyen des grains de glace;
- l'angle zénithal solaire;
- le rapport entre l'énergie incidente diffuse et l'énergie incidente totale;
- le contenu en contaminants.

Ce modèle se base sur la caractérisation des propriétés optiques de la neige en fonction de la longueur d'onde, tel que l'indice de réfraction de la neige, la dispersion simple et multiple du couvert neigeux ainsi que l'absorption de la neige (utilisation du modèle delta-Eddington détaillé dans Wiscombe

et Warren, (1980)).

Les variables liées aux radiations solaires définissent la quantité d'énergie solaire qui atteint la surface. Ces données combinées aux paramètres propres du couvert neigeux servent à déterminer l'épaisseur optique de la neige (équivalent à la masse optique pour l'atmosphère) et à caractériser la dispersion simple et multiple à l'intérieur du couvert neigeux. Ce modèle détermine l'albédo de la neige à partir des paramètres propres au couvert neigeux et aux radiations solaires; les paramètres qui influencent l'albédo de la neige ont été décrits à la section 2.5.1.

Dozier (1989)

Comparativement à Wiscombe et Warren (1980) et Warren et Wiscombe (1980), Dozier (1989) propose un modèle d'estimation de la réflectance de la neige basé sur l'utilisation des données satellitaires Thematic Mapper à bord de Landsat-5. Le modèle utilise les données radiométriques TM pour mesurer ou estimer les caractéristiques de la neige qui sont nécessaires au calcul du bilan radiatif. Dozier suppose, à l'intérieur de son modèle, que les surfaces sont lambertiennes et ainsi calcule la réflectance hémisphérique directionnelle de la neige. Cette dernière se définit comme étant la réflectance d'une surface qui réfléchit l'énergie également dans toutes les directions (hémisphérique), captée au satellite pour une direction angulaire donnée. La réflectance de la neige est

calculée à partir d'un modèle de transfert radiatif à l'intérieur du couvert neigeux qui tient compte de la dispersion et de l'absorption pour les grains de glace ainsi que du contenu en particules (modèle delta-Eddington développé par Wiscombe et Warren, 1980). Ce modèle est efficace pour des données acquises *in situ* et de préférence en terrain plat. Toutefois, selon Dozier (1989), l'estimation des caractéristiques de la neige par la télédétection satellitaire en terrain montagneux nécessite des corrections radiométriques pour l'atmosphère ainsi que pour la topographie.

À partir des données satellitaires, Dozier (1989) estime la réflectance planétaire (exoatmosphérique) au-dessus des surfaces nivales. Celui-ci caractérise l'atmosphère comme étant uniforme pour toute sa profondeur, en terme de concentration et de type de molécules gazeuses, de contenu en particules, etc. Cette hypothèse justifie l'utilisation du modèle de transfert radiatif à deux trains développé par Meador et Weaver (1980) qui estime la réflectance au-dessus d'un médium homogène.

En ce qui concerne la topographie, Dozier (1989) a développé son modèle en fonction du rayonnement solaire incident qui arrive à la surface. Il caractérise les trois types de rayonnements incidents possible en terrain montagneux soit: le rayonnement direct provenant du soleil, le rayonnement diffus provenant de l'atmosphère ainsi que le rayonnement direct et diffus provenant de la réflexion des radiations

solaires par les surfaces environnantes. Selon Dozier (1989), le rayonnement direct (E_s) qui arrive sur une pente s'exprime ainsi:

$$E_s = \cos I \ E_{0,i} \ e^{-t_0/\cos I, h} \quad (10)$$

où $\cos I$ cosinus de l'angle d'incidence pour une surface inclinée;

$E_{0,i}$ la constante solaire définie spectralement;

$\cos I, h$ cosinus de l'angle d'incidence pour une surface horizontale;

t_0 masse optique.

On remarque ici que l'énergie reçue pour une surface inclinée dépend directement de l'angle d'incidence du rayonnement solaire ainsi que de l'atténuation de celui-ci par l'atmosphère. Le rayonnement diffus dispersé par l'atmosphère s'exprime ainsi:

$$E_D = V_d \ E_m \quad (11)$$

où V_d portion du ciel vue par la surface d'intérêt;

E_m le rayonnement incident moyen pour une surface horizontale non obstruée, atténué pour l'atmosphère (t_0).

Le paramètre important pour le rayonnement diffus en

terrain montagneux est V_d qui détermine les effets des pentes adjacentes qui diminuent le rayonnement hémisphérique.

Et finalement, le rayonnement direct et diffus provenant de la réflexion des radiations solaires par les surfaces environnantes s'exprime par la formule suivante:

$$E_R = C_i V_i \quad (12)$$

où C_i le facteur qui détermine l'anisotropie des surfaces environnantes ainsi que la géométrie entre la surface d'intérêt et toutes les autres surfaces qui modifient son rayonnement incident;

V_i la réflexion moyenne provenant des versants environnants.

Le terme C_i tient compte de la distance entre les versants réfléchissants et la surface d'intérêt, de l'exposition des versants environnants ainsi que de l'orientation et de l'inclinaison de la surface d'intérêt par rapport à la topographie environnante. De plus, ce terme régie l'anisotropie des surfaces environnantes. Les détails et la formule décrivant ce terme sont décrits dans Dozier (1989). V_i défini, pour sa part, la réflectance des versants environnants qui est fonction du type de couvert et de la longueur d'onde. E_R peut être estimé par cette équation. Cependant, il est très difficile d'en faire une estimation précise pour une scène complète en raison du nombre et de la complexité des variables qui amplifient le temps de traitement.

À partir de ces paramètres, Dozier (1989) définit la réflectance de la neige en terrain montagneux par l'équation suivante:

$$\rho(\text{neige}) = [\rho_0 \cos s (V_d + C_i \rho_0 + (1/\cos I E_{0,i} e^{-10/\cos I, h}) (1/\cos I, h \cos I - V_d))] \quad (13)$$

Le premier terme $\rho_0 \cos s$ représente la réflectance de la surface pour une pente s calibrée pour un rayonnement $(V_d + C_i \rho_0 + (1/\cos I E_{0,i} e^{-10/\cos I, h}) (1/\cos I, h \cos I - V_d))$.

Selon Dozier (1989), ce modèle ne peut être utilisé que pour la simulation en raison de la pauvre qualité des modèles numériques de terrains (MNT) disponibles. Il fait référence à l'effet de bandes linéaires, créées lors de la production des MNT, visible sur les images des pentes et de l'angle d'incidence. Cette affirmation semble discutable car selon les travaux de Duguay (1989), l'erreur maximale due à l'effet de bandes linéaires du MNT sur l'estimation de l'albédo est au plus de 5% et donc non significative pour justifier l'abandon des MNT.

En bref, le modèle de Dozier (1989) se base sur la caractérisation des paramètres de la neige pour l'estimation de l'albédo de surface. Pour différents types de neige, de profils atmosphériques et de conditions d'illuminations, le modèle de Dozier peut générer des signatures spectrales typiques pour le capteur THEMATIC MAPPER. L'utilisation d'images satellitaires pour l'extraction des propriétés

radiométriques de la neige l'a obligé à utiliser ou développer des modèles de corrections pour l'atmosphère ainsi que pour la topographie. Cependant, Dozier rejette l'utilisation de modèles numériques de terrain; son modèle de correction pour la topographie reste théorique. De plus, l'estimation de l'albédo planétaire par son modèle démontre des lacunes au niveau de la caractérisation de l'atmosphère.

Hall et al. (1989; 1990)

Les travaux de Hall et al. (1989; 1990) ont comme objectif d'estimer la réflectance de la neige et de la glace à partir de données satellitaires THEMATIC MAPPER (TM) à bord de Landsat-5. Ce qui distingue les travaux de Hall et al. (1989; 1990) des modèles décrits précédemment, c'est l'approche avec laquelle ils abordent le problème. Wiscombe et Warren (1980) ainsi que Dozier (1989) caractérisent les paramètres intrinsèques de la neige afin d'en estimer la réflectance; à l'aide des propriétés optiques du couvert neigeux, ceux-ci déterminent la réflectance de la neige. De leur côté, Hall et al. (1989; 1990) utilisent les données de réflectance hémisphérique directionnelle de TM pour estimer la réflectance et ainsi caractériser les différents stades de métamorphose permettant d'identifier divers types de neige.

Hall et al. (1989; 1990) proposent un modèle d'estimation de la réflectance de la neige qui utilise la réflectance planétaire au-dessus de ces surfaces. La réflectance

planétaire de la neige est extraite des données satellitaire TM. Les données numériques (DN) de TM sont d'abord transformées en valeurs de luminance spectrale ($L[i]$) et ensuite en données de réflectances planétaires (ρ) par une méthode élaborée par Markham et Baker (1986) et utilisée par Hall et al. (1988). Cette méthode s'exprime ainsi:

$$\rho = \frac{\pi L[i] D^2}{E_0 \cos \theta} \quad (14)$$

où D la distance entre la terre et le soleil;
 E_0 le rayonnement solaire exo-atmosphérique moyen;
 θ l'angle zénithal solaire.

La réflectance estimée à partir de cette équation nécessite certaines suppositions. Premièrement, les surfaces d'intérêts doivent être lambertiennes. Deuxièmement, l'atmosphère est considérée comme étant uniforme et non-stratifiée. Finalement, la surface d'intérêt doit être plane et non-inclinée. Ce modèle comporte sans aucun doute certaines lacunes pour l'estimation de la réflectance spectrale de la neige en terrain montagneux. Celui-ci ne tient pas compte de la stratification de l'atmosphère, surtout importante pour les couches inférieures (près du sol) où les concentrations en gaz et particules varient fortement avec l'altitude. Ce modèle ne tient pas compte non plus de l'inclinaison et de l'orientation des pentes; ces variables

sont essentielles pour l'estimation des paramètres de surface à partir de données satellitaires en terrain montagneux. Hall et al. (1990) se basent sur les travaux de Dozier et Marks (1987) pour rejeter l'utilisation d'un modèle numérique de terrain pour leur méthode.

Duguay et LeDrew (1991; 1992)

Duguay et LeDrew (1991; 1992) ont développés une méthode d'estimation de la radiation nette en terrain montagneux utilisant les images du capteur TM et un modèle numérique de terrain. Ces auteurs proposent, entre autre, une méthode où l'emphase est portée sur la correction des effets topographiques et atmosphériques pour l'estimation de la réflectance de surface à partir d'une plate-forme spatiale (Landsat-5 TM). Tout comme les autres modèles, celui-ci nécessite certaines suppositions concernant l'atmosphère, l'état des surfaces, et aussi sur la géométrie entre la source, la surface et le capteur.

Dans ce modèle, la correction des effets topographiques s'effectue à partir des caractéristiques de la surface (orientation et inclinaison des versants) extraits du modèle numérique d'élévation. Les traitements appliqués sur le modèle numérique d'élévation sont tirés du logiciel PRODEM développé par Duguay et al. (1989). Ce logiciel permet, entre autres, l'extraction de paramètres tels que l'élévation, l'inclinaison et l'orientation des pentes, l'angle d'incidence, les effets

d'ombrages, tous utiles pour l'estimation de l'irradiance solaire aux surfaces en terrain montagneux. La description des algorithmes inclus dans PRODEM sera élaboré au chapitre sur la méthodologie.

La correction des effets atmosphériques s'est effectué à partir de deux modèles de transfert radiatif: le modèle de transfert radiatif à deux trains PIFM développé par Zdunkowski et al. (1982) pour une large résolution spectrale; et le modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7 (Kneizys et al. 1988) pour une fine résolution spectrale. Ces modèles permettent l'estimation des flux d'énergie radiative et thermique de façon assez précise pour une surface horizontale et non-obstruée. Ce qui distingue ces modèles de transfert radiatif de ceux utilisés par Dozier et al. (1989) et Hall et al. (1989; 1990) c'est qu'ils tiennent compte de la variabilité des transferts radiatifs à travers les différentes couches de l'atmosphère.

Duguay et LeDrew (1991; 1992) calculent la réflectance spectrale des surfaces à partir de l'équation de Sjöberg et Horn (1983). Cette équation exprime le rapport entre l'énergie réfléchie (luminance acquise au satellite et la luminance de parcours) et l'énergie incidente (la transmittance atmosphérique et le rayonnement solaire total) toutes deux corrigées pour l'atmosphère.

Comme le modèle développé par Duguay et LeDrew (1991; 1992) fait l'estimation de la réflectance à partir d'images satellitaires, ces auteurs ont développés une technique

d'intégration des données spectrales pour le calcul de l'albédo. Cette technique tient compte de la réflectance de la surface, de la distribution spectrale du rayonnement solaire et des régions spectrales des bandes du satellite (i.e. visible, proche infrarouge et moyen infrarouge). La considération de ces trois facteurs est essentiel dans le calcul de l'albédo de la neige à partir des données spectrales du capteur TM en raison de la forte luminance de celle-ci dans certaines bandes spectrales. Les équations calculant le rayonnement incident pour une surface inclinée, la réflectance corrigée pour l'atmosphère ainsi que l'albédo des surfaces nivales seront détaillées au chapitre de la méthodologie.

2.5.3. Sommaire et apport de la méthode

En résumé, l'approche satellitaire pour l'estimation des paramètres de surfaces commande certaines conditions préalables telles que la caractérisation de l'atmosphère et de la topographie afin de déterminer la quantité et la qualité du rayonnement solaire incident à la surface, tenir compte de l'anisotropie des surfaces ou assumer que celles-ci sont lambertiennes et finalement avoir une bonne méthode d'interpolation de la réflectance pour les portions du spectres qui ne sont pas couvertes par les bandes spectrales du satellite. Les modèles présentés par Dozier (1989) et Hall et al. (1990), qui s'apparentent le plus à la méthode décrite dans ce projet de recherche dans la mesure où l'estimation de

l'albédo se fait à partir des données de luminances acquises par le satellite, présentent certaines lacunes en ce qui concerne la modélisation des paramètres décrits précédemment.

Pour le modèle présenté dans ce projet de recherche, il y aura une emphase particulière portée sur la caractérisation de l'atmosphère afin de prédire l'atténuation du rayonnement incident et réfléchi ainsi que sur la caractérisation de la topographie. Ces derniers s'avèrent essentiels pour l'estimation des paramètres de surface qui pourront être inclus à l'intérieur de modèles climatologiques. Ce modèle possède aussi une méthode d'estimation de l'albédo basée sur l'intégration des données de réflectance des bandes TM. La méthodologie décrivant les différentes étapes du modèle est décrite au chapitre suivant.

CHAPITRE 3

MÉTHODOLOGIE

3.0. Introduction

Pour la portion réfléchie du spectre solaire, le signal acquis par un capteur spatial au-dessus d'un terrain montagneux dépend fortement des effets topographiques, de l'illumination solaire ainsi que des paramètres atmosphériques. De façon à estimer l'albédo de la neige en terrain montagneux à partir d'images satellitaires, nous avons développé une méthodologie tenant compte des multiples facteurs environnementaux énumérés au chapitre précédent. Ainsi, suite aux objectifs élaborés précédemment, ce chapitre contiendra la méthodologie de recherche proposée. Il est divisé en six sections présentant: 1) une description du cadre naturel où une emphase toute particulière est portée sur la physiographie et le climat de la région étudiée; 2) la description du modèle d'estimation de la réflectance et de l'albédo des surfaces nivales en terrain montagneux, 3) une description des données nécessaires au modèle 4) les explications concernant le choix, la localisation et la description des sites d'échantillonnages; 5) le détail de la série d'étapes de pré-traitements appliquées aux données brutes avant de débiter les phases de traitements; 6) les étapes de traitements où sont détaillées les modèles de correction atmosphérique et d'intégration des données numériques de terrain aux données satellitaires ainsi que les

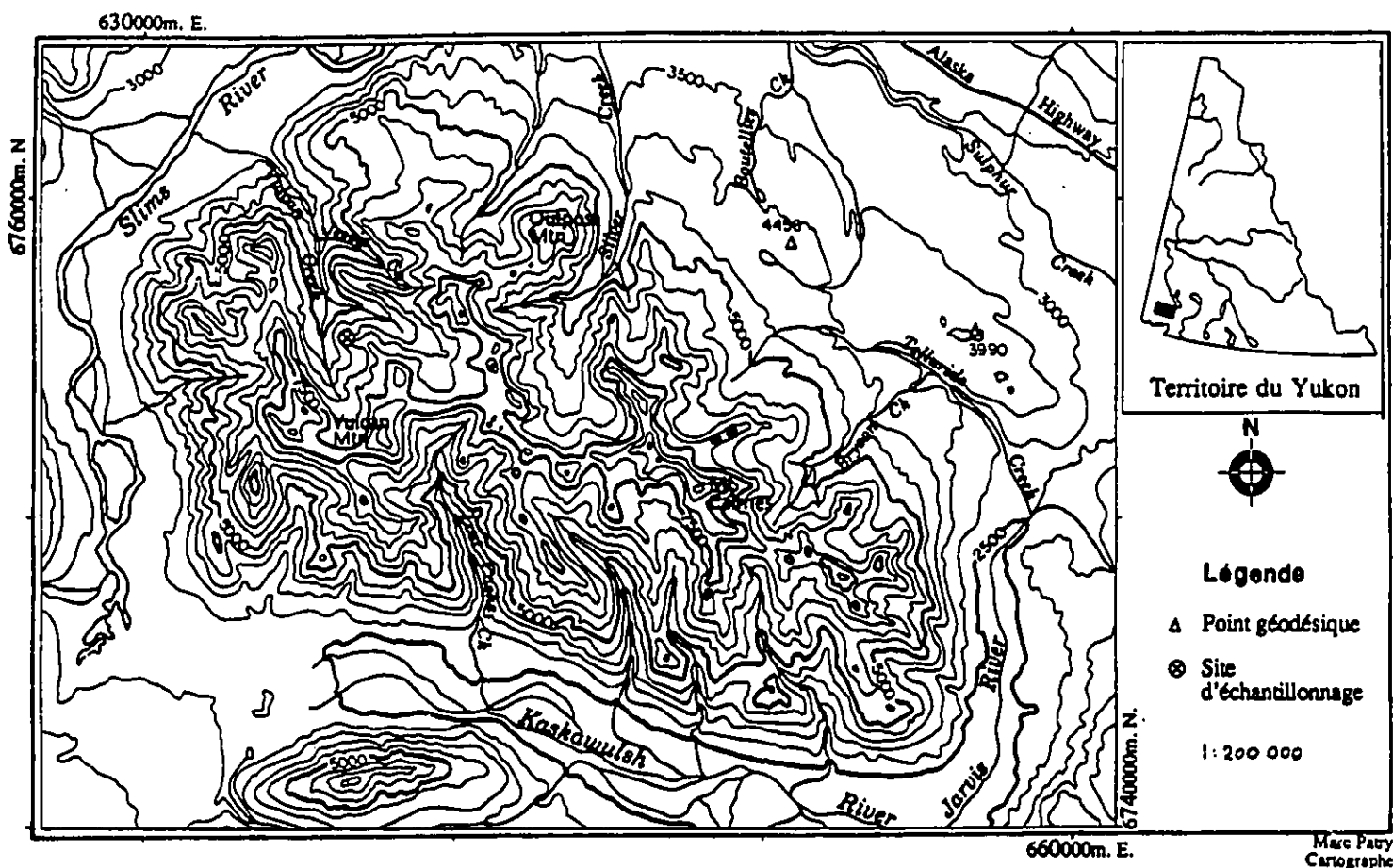
équations nécessaires à l'estimation de la réflectance spectrale à partir de données radiométriques satellitaires.

3.1. Le cadre naturel

La région montagneuse choisie pour cette étude fait partie du Parc National de Kluane, localisé au sud ouest du Territoire du Yukon. Le centre de cette région est situé précisément à 138°59'W et 60°59'N. Elle est bordée à l'est par la rivière Jarvis, à l'ouest par la zone terminale du glacier Kaskawulsh et la rivière Slims, au nord par le Shikwak Trench et au sud par la rivière Kaskawulsh. Cet îlot montagneux couvre une superficie d'environ 600 km². L'altitude minimale de la région à l'étude est de 800m et l'altitude maximale de 2770m au dessus du niveau moyen de la mer.

3.1.1. La physiographie

Localisée à la limite nord-nord-est des Champs de Glace, la région étudiée fait partie de la subdivision physiographique de la chaîne des monts Kluane qui s'intègre à l'ensemble orographique des monts Saint-Elias (Figure 13). Comme pour les monts Saint-Elias, la topographie de la région est très accidentée. Celle-ci se caractérise par une série de crêtes effilées, distribuées presque de façon radiale autour des trois principaux monts qui forment l'îlot montagneux: le mont Cairnes qui culmine avec ses 2770m d'altitude, le mont Vulcan et le mont Outpost. Les profils des versants démontrent par leurs



morphologie que certains semblent avoir été entaillés par l'érosion fluviatile ou par l'érosion glaciaire. Les plus abrupts de ceux-ci démontrent une activité géomorphologique toujours dynamique (talus d'éboulis actifs, cônes de déjection, cryoclastie, avalanche, etc.).

Les principaux versants orientés sud et ouest sont très escarpés. Ils ont un profil raide caractérisé par une dénivellation maximale d'environ 2000m sur une distance horizontale de 1000m. De leurs cotés, les versants nord et est ont un profil plus doux. Ils sont caractérisés par une pente faible qui s'étend entre 800m et 2000m d'altitude (piedmont). Au delà de cette limite, les versants redeviennent escarpés et retrouvent leurs profils abrupts. Les sommets sont recouverts de neige permanente et de petits glaciers alpins (glaciers de cirques). La topographie liée à la présence de la neige et de la glace témoigne d'une activité glaciaire passée et contemporaine.

3.1.2. Le climat

Les principaux facteurs physiques et géographiques qui influencent le climat sont la latitude, le relief, la proximité d'un grand plan d'eau ainsi que les propriétés intrinsèques des surfaces (Wahl et al. 1987). Ces facteurs ont une influence marquée, à différentes échelles, sur le climat de la région à l'étude.

Comme la région étudiée se trouve à 60° de latitude nord,

celle-ci bénéficie de longues heures d'ensoleillement pendant l'été. Cependant, en raison du faible angle d'élévation solaire, la quantité de radiation solaire reçue par les surfaces est limitée. L'angle d'élévation solaire peut atteindre un maximum de 54° le 22 juin à 13:00 (H.A.L.) et un minimum de 6° le 22 décembre à 12:00 (H.N.L.).

Les chaînes de montagnes composées des monts Saint-Elias (jusqu'à 6000m d'altitude), de la chaîne Côtière (jusqu'à 2500m) et du Alaskan Range forment une barrière aux masses d'air humide provenant du golfe de l'Alaska. Les précipitations essentiellement solides, liées à l'altitude de ces montagnes, sont à l'origine des nombreux glaciers des Icefields (Wahl et al., 1987). Le climat général qui prévaut dans ces montagnes est caractérisé par des étés froids et humides et des hivers neigeux et venteux. La présence permanente de neige et de glace dans les Icefields possède une influence prépondérante sur le climat régional. Le facteur ensoleillement lié au relief et aux propriétés intrinsèques des surfaces ne favorise aucunement les échanges énergétiques entre la surface et l'atmosphère.

La région du lac Kluane localisée au nord-est de ces montagnes profite d'un climat continental sec caractérisé par de faibles précipitations. Celle-ci reçoit entre 200mm et 300mm de précipitations annuellement dont 75% sont neigeuses et 25% sont pluvieuses. Les températures d'été sont modérées et parfois entrecoupées de périodes chaudes pouvant dépassées

27°C. Les hivers sont froids mais sont parfois marqués de périodes plus douces générées par l'influence du Pacifique.

La région à l'étude est directement localisée à la frontière entre les deux régions décrites précédemment. Les paramètres descriptifs du climat (température, précipitation, vent etc.) sont difficiles à caractériser. Cependant, sur plusieurs facteurs qui contrôlent la distribution du climat de cette région montagneuse, la topographie possède une influence dominante sur la distribution des températures et des précipitations (quantité, état). Il n'existe aucune donnée climatique échantillonnée à long terme pour la région qui regroupe les monts Cairnes, Vulcan et Outpost. Néanmoins, il est logique d'affirmer que: 1) les températures les plus élevées sont distribuées sur les versants exposés au soleil; 2) que la nature du couvert des surfaces influence la température locale; 3) qu'il existe un gradient de température important lié à la dénivellation; 4) que ce gradient de température influence aussi l'état des précipitations; 5) que la vitesse et la direction des vents sont influencées par l'orientation et l'inclinaison des versants, etc. Tous ces paramètres climatiques ont une influence plus ou moins directe sur la distribution et l'état du couvert neigeux.

3.2. Description du modèle

Le modèle élaboré dans le cadre de ce projet de recherche simule les relations qui existent entre les différents

paramètres environnementaux qui interviennent dans l'estimation de l'albédo de la neige en terrain montagneux à partir de données satellitaires (Figure 14).

Le modèle d'estimation de la réflectance de la neige en terrain montagneux nécessite l'utilisation de trois types de données provenant de sources distinctes: image satellitaire, modèle numérique d'élévation et données radiosondes. L'extraction des paramètres utiles aux corrections radiométriques et géométriques se fait à partir de noyaux de traitements appliqués sur le modèle numérique d'élévation ainsi que sur les données radiosondes. Une série d'opérations est aussi appliquée à l'image satellitaire pour que la matrice soit en référence avec les données numériques de terrain. Le modèle d'estimation de la réflectance utilisé pour ce projet de recherche est illustré à la Figure 14. Le bloc A illustre les étapes de traitement appliquées sur les données radiosondes dans le but d'estimer les composantes du rayonnement solaire total. Le bloc B illustre, pour sa part, les étapes de traitements nécessaires pour extraire les éléments descriptifs de la topographie à partir du modèle numérique d'élévation. Le rayonnement incident total corrigé en fonction de la topographie est estimé dans un bloc de traitement qui intègre les données atmosphériques aux données descriptives du terrain (bloc C). L'estimation de la réflectance fait l'objet du bloc de traitements D où celui-ci met en relation les données satellitaires (le rayonnement réfléchi) aux données du

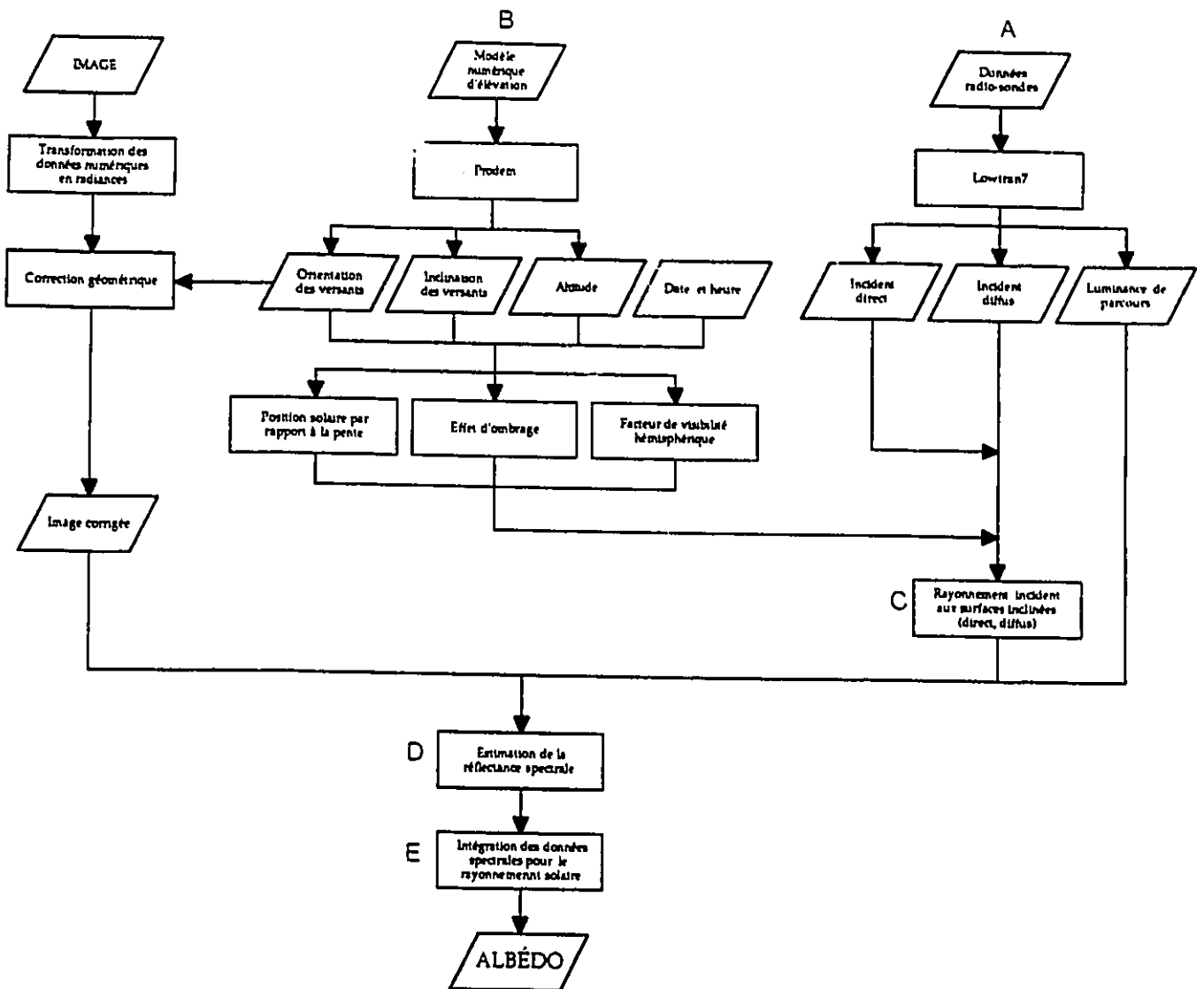


Figure 14

Modèle d'estimation de la réflectance spectrale de la neige à partir de données satellitaires et d'un modèle numérique de terrain.

rayonnement incident. L'opération finale est l'intégration des données de réflectance pour tout le spectre couvert par les bandes du capteur (bloc E).

Ce modèle se doit d'être représentatif de l'environnement et fidèle à la réalité. Cependant, en raison de limites techniques et méthodologiques (liées aux paramètres environnementaux, à la représentation numériques des données ainsi qu'aux méthodes de traitements) le modèle nécessite certaines hypothèses pour l'estimation de la réflectance à partir d'imagerie satellitaire. Les données, les traitements ainsi que les hypothèses concernant le modèle seront détaillées dans les sections suivantes.

3.3. Les données

Les données nécessaires pour développer un modèle d'estimation de la réflectance et de l'albédo en terrain montagneux sont: une image satellitaire, un modèle d'élévation de terrain et une série de données acquises *in situ* incluant les données radiosondes. Dans ce chapitre chaque type de données ci-haut mentionné fait l'objet d'une description exhaustive.

3.3.1. L'image satellitaire

Les capteurs à bord de satellites de télédétection qui opèrent dans la portion visible et infrarouge du spectre électromagnétique fournissent une quantité énorme de données sur les caractéristiques spatiales et spectrales des surfaces

terrestres. Les avantages de ceux-ci comparativement à un autre système d'acquisition des données à distance sont: 1) une fréquence de couverture de la surface terrestre et océanique accrue, ce qui est un atout pour l'étude des phénomènes dynamiques; 2) la couverture par une seule image d'une surface étendue avec une fidélité radiométrique et géométrique constante permettant une analyse à la fois locale et régionale; 3) la couverture des régions éloignées et difficilement accessibles.

Il existe de nombreux satellites civils équipés de capteurs passifs ayant chacun des caractéristiques différentes (Tableau 3). Ainsi, la sélection du capteur approprié se veut un compromis entre la résolution spatiale, spectrale et temporelle de l'instrument à bord du satellite (Lillesand et Kiefer, 1987). Celle-ci dépend aussi nécessairement de l'application de la recherche où des facteurs tels que les objectifs, l'échelle de l'étude, les contraintes financières et temporelles deviennent déterminantes.

Les points qui seront présentés dans cette section sont essentiellement reliés aux caractéristiques physiques des capteurs pour le choix d'une image.

3.3.1.1. Choix du capteur en fonction des trois types de résolution

La principale utilité des données de la neige acquises au moyen de la télédétection était, jusqu'à il y a 10 ans, la

Tableau 3 Principales caractéristiques des capteurs MSS, TM et HRV.

		LAND SAT-5		SPOT
		MSS	TM	HRV
R é s o l u t i o n	Orbite	héliosynchrone 98,2°	héliosynchrone 98,2°	héliosynchrone 98,7°
	Altitude	705 km	705 km	822 km
	Angle de visée	14,92°	14,92°	4,13° *
	Trace	185 km	185 km	2 x 60 km **
	Spatiale	82 m	30 m 120 m IR Ther.	20 m MLA 10 m PLA
	Spectrale µm	0.5 - 0.6 0.6 - 0.7 0.7 - 0.8 0.8 - 1.1	0.45 - 0.52 0.52 - 0.60 0.63 - 0.69 0.76 - 0.90 1.55 - 1.75 10.4 - 12.5 2.10 - 2.35	MLA 0.50 - 0.59 0.61 - 0.69 0.79 - 0.90 PLA 0.51 - 0.73
	Radiométrique	128 et 64	256	256
	Temporelle	16 jours	16 jours	26 jours ***

*Les capteurs HRV sont dépointable de 27° de chaque coté du nadir.

** Lorsque l'angle de visée est de 27°, la trace au sol est de 80 km.

*** Accessibilité en tout point du globe en 5 jours maximum

cartographie des étendues et l'estimation des volumes de neige pour des applications hydrologiques. Aujourd'hui, la fine résolution spatiale des trois capteurs décrits au Tableau 3 serait hautement suffisante pour ce genre d'application à l'échelle locale et régionale. Cependant, l'estimation de la réflectance de la neige en terrain montagneux demande plus qu'une fine résolution spatiale, il faut aussi avoir une fine discrimination spectrale et une bonne résolution radiométrique (bruits, écart dynamique, facteurs d'étalonnages). Le choix de l'image pour ce projet de recherche s'est effectué en fonction de la meilleure combinaison des caractéristiques du capteur. MSS n'est pas un bon capteur pour ce genre d'application. Les bandes spectrales de MSS sont larges et ne tiennent pas compte des multiples zones d'absorption atmosphérique du rayonnement électromagnétique dans le visible et l'infrarouge. De plus, l'étendue spectrale du capteur limite l'intégration des réflectances spectrales pour l'estimation de l'albédo. Cependant, selon Dozier (1989) les données radiométriques provenant du capteur MSS à bord de Landsat permettent de cartographier la neige (discrimination nuage/neige) pour des bassins ayant une surface supérieure à 10 km² (fonction de la résolution spatiale).

Le capteur HRV possède une très bonne résolution spatiale tant en mode multispectral que panchromatique. De plus, la possibilité d'orientation du capteur est un avantage marqué sur la fréquence de couverture d'une scène par rapport à Landsat.

Cependant, l'angle de visée oblique du capteur HRV crée un effet de parallaxe important en terrain montagneux influençant la position planimétrique et altimétrique des objets. En ce qui concerne la résolution spectrale du capteur MLA, celle-ci n'est définitivement pas assez étendue dans la portion infrarouge du spectre pour pouvoir estimer l'albédo de la neige. Comme pour le capteur MSS, les données extraites du capteur HRV sont intéressantes pour la cartographie de la neige, d'autant plus que celles-ci possèdent une excellente résolution spatiale (10m et 20m).

Le capteur TM à bord de Landsat se veut un excellent compromis entre la résolution spatiale et la résolution spectrale. Le plus grand avantage de TM étant sans aucun doute sa résolution spectrale. Celle-ci est à ce point fine qu'elle permet l'extraction de paramètres physiques de la neige à partir des réflectances spectrales. Par exemple, les mesures de réflectance de la bande TM4 permettent l'estimation de la taille des grains de glace qui composent la neige (Dozier, 1989). Toujours selon Dozier (1989), la bande TM5 permet de faire la discrimination entre la neige et le couvert nuageux. De plus, les bandes visibles du capteur TM nous permettent d'estimer la proportion de la réflectance de la neige qui est dégradée par le contenu en impureté. Cependant, la forte sensibilité de ces bandes (particulièrement TM1 et TM2), liée à la forte réflectance de la neige dans cette portion du spectre, rendent leur utilisation difficile en raison de la

saturation du capteur (Dozier, 1989). Finalement, la présence d'une bande réflective dans le moyen infrarouge (TM7) permet de couvrir une portion plus large du spectre des radiations solaires facilitant l'estimation de l'albédo à partir des données spectrales.

3.3.1.2. Description de l'image.

L'image satellitaire de la région à l'étude (Figure 15) est un quart de scène TM dont les coordonnées du pixel central sont 138°59'W, 60°59'N. Cette image fut acquise le 21 juin 1988 à 19:55 08 GMT soit 11:55 08 heure locale (H.A.E.). L'élévation solaire lors de l'acquisition de l'image est de 49°59', et l'azimut solaire au centre de l'image est 149°51' par rapport au nord géographique. Cette image n'est pas corrigée géométriquement (i.e. elle n'est pas en correspondance avec un système de référence cartographique).

3.3.2. Le modèle numérique d'élévation

La luminance spectrale mesurée par un capteur satellitaire varie selon les caractéristiques topographiques du terrain (Teillet, 1985). C'est pourquoi, en terrain accidenté, il est important d'intégrer aux données satellitaires des données descriptives de la topographie sous la forme d'un modèle numérique d'élévation. Un modèle numérique d'élévation est une représentation numérique de l'élévation d'une partie de la surface terrestre qui suscite de l'intérêt, où chaque point

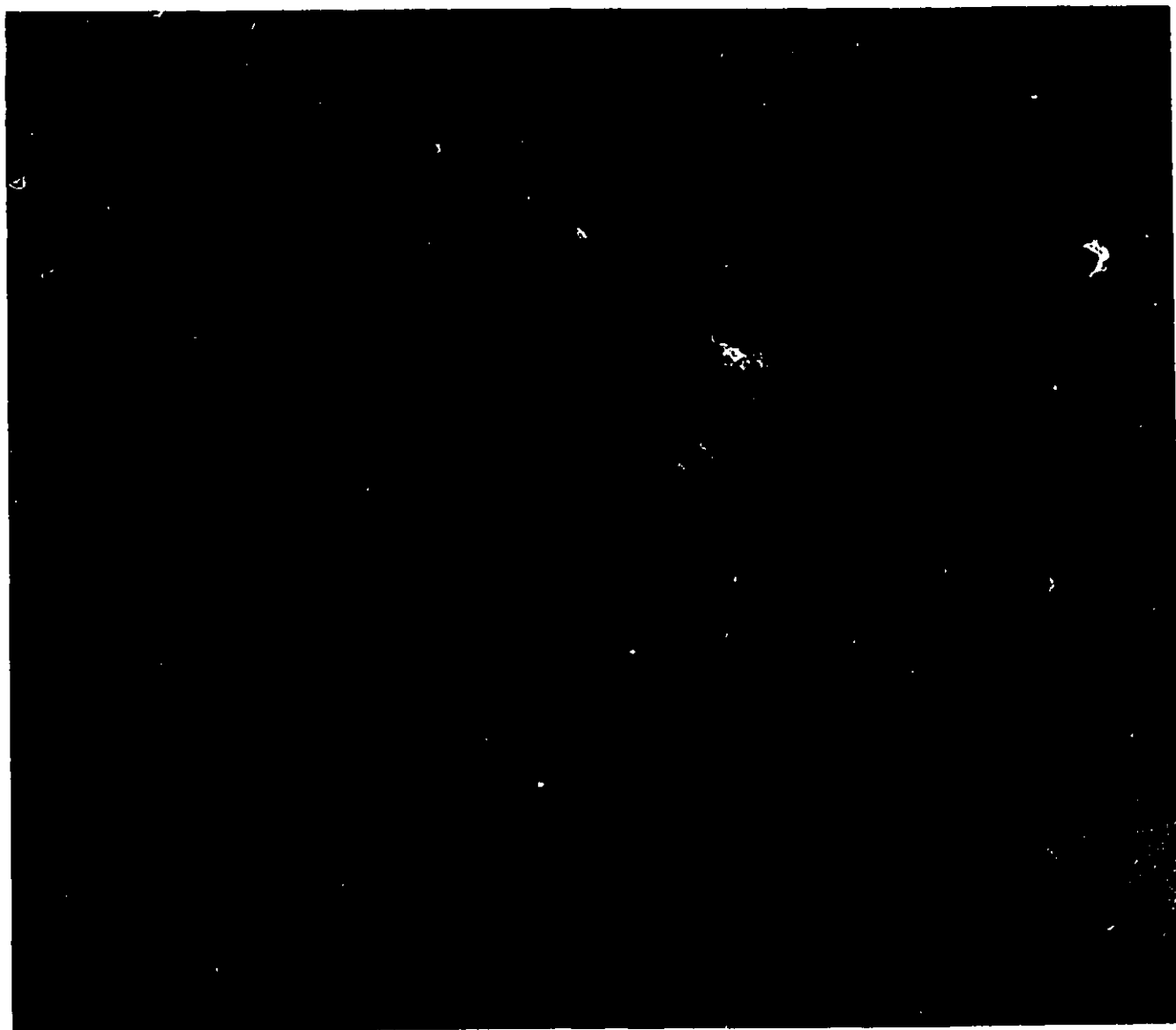


Figure 15 Image composée couleur des bandes TM2,4,7 de la
région à l'étude.

peut être relié à une entité géographique (système de coordonnées) (Dozier et Strahler, 1983). Ils sont généralement représentés en format matriciel où la valeur du pixel correspond à l'élévation.

3.3.2.1. Création du modèle d'élévation

Le modèle numérique d'élévation de cette étude a été créé par la division cartographique du ministère Énergie, Mines et Ressources (EMR), Canada. Ce modèle a été généré à partir de données cartographiques (courbes de niveau) balayées.

Les courbes de niveau numérisées forment la base des données cartographiques numériques au Canada. Elles sont très utiles pour la visualisation générale des formes du terrain mais inefficaces pour les opérations de modélisation des caractéristiques de la surface (Weibel et Heller, 1992). Cette limite est liée à la discontinuité dans la représentation de la topographie (présence excessive de points d'élévations sur les courbes de niveau et absence de ceux-ci entre les courbes). La représentation matricielle des données topographiques propose quant à elle plusieurs avantages liés à la structure des données. Selon Weibel et Heller (1992), la structure de la matrice enregistre de façon implicite la relation topologique entre chaque cellule. De plus, celle-ci présente un format à deux dimensions qui s'apparente à la structure numérique des données satellitaires facilitant les manipulations et la modélisation. Cependant, ce type de représentation de la

topographie implique des erreurs de précision qui seront définies ultérieurement.

La transformation des courbes de niveau en format matriciel s'est effectuée à partir d'un algorithme d'interpolation bivarié développé au Centre Canadien de Géomatique. Cette méthode utilise la procédure G3GRID présente à l'intérieur du progiciel SAS. C'est à cette étape que l'on doit déterminer la précision du modèle numérique d'élévation. La résolution spatiale du modèle est fixée à 30 m. pour correspondre à la taille des pixels de l'image satellitaire TM.

3.3.2.2. Description et application du modèle d'élévation

Le modèle numérique d'élévation de cette étude est constitué de deux matrices représentant les cartes 115B15 et 115B16 en format numérique. Les caractéristiques du MNE sont décrites dans le Tableau 4. La Figure 16 illustre le modèle numérique d'élévation utilisé dans cette étude.

La matrice du MNE est utilisée à deux fonctions différentes à l'intérieur du modèle d'estimation de la réflectance de la neige. Dans un premier temps, le modèle numérique d'élévation servira d'élément de référence pour la correction géométrique de l'image satellitaire (enregistrement des deux types de données numériques). Dans un deuxième temps, le MNE sera utilisé pour extraction des caractéristiques des surfaces (inclinaison et orientation des pentes, calcul de l'angle d'incidence, élévation, effet d'ombrage) qui seront

Tableau 4 Description des modèles numériques d'élévation.

Données planimétriques

	115B15		115B16	
	Lat/Long	UTM (m)	Lat/Long	UTM (m)
NW	61°00' / 139°00'	6764439/608160	61°00' / 138°30'	6765368/635192
NE	61°00' / 138°30'	6765368/635192	61°00' / 138°00'	6766503/622218
SW	60°45' / 139°00'	6736602/609009	60°45' / 138°30'	6737536/636253
SE	60°45' / 138°30'	6737536/636253	60°45' / 138°00'	6738677/663492

Données altimétriques

	115B15	115B16
Nombre de pixels	894835	910938
Moyenne	1669 m	1296 m
Écart type	571.41 m	457.75 m
Minimum	760 m	640 m
Maximum	3040 m	2781 m

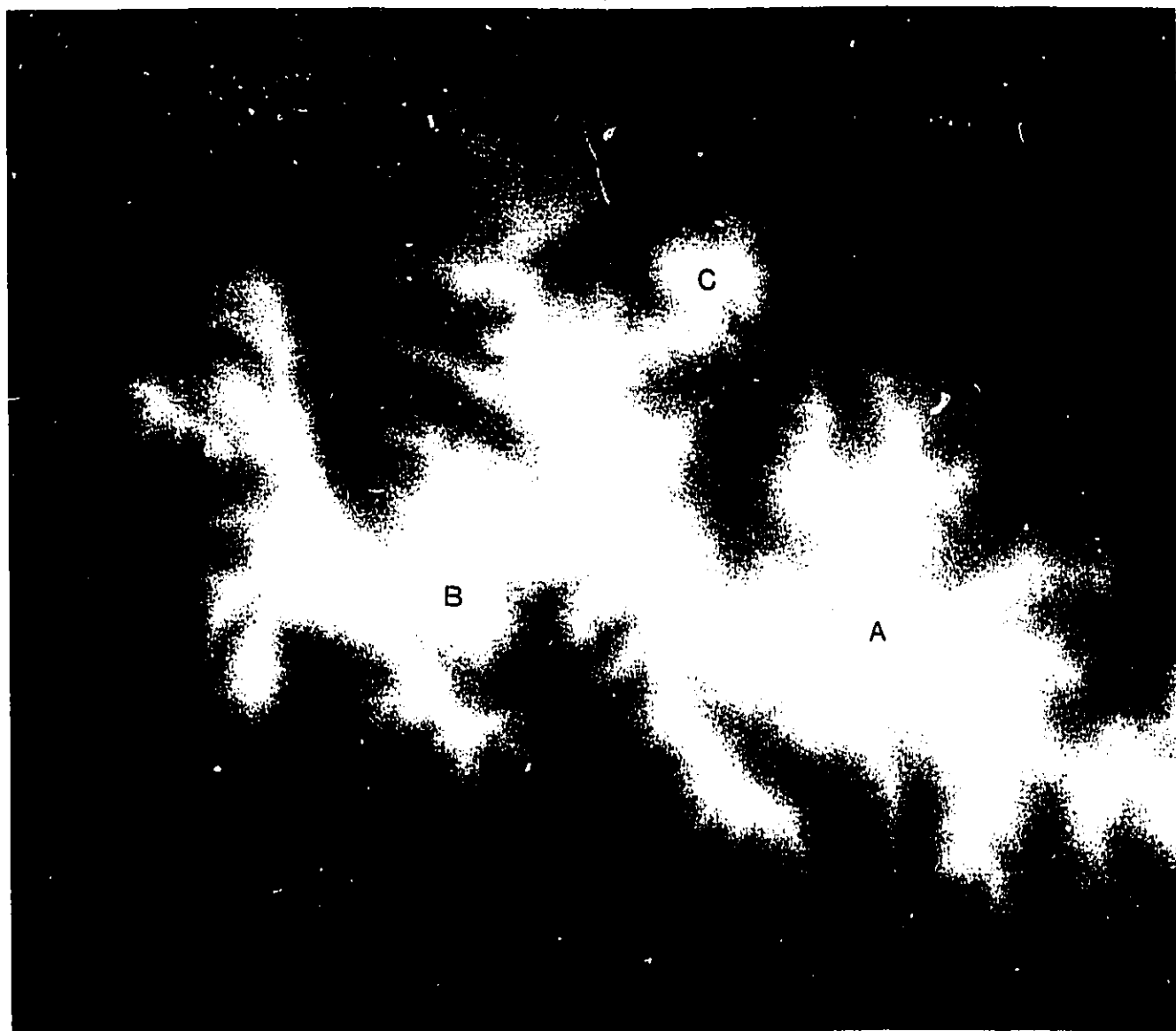


Figure 16 Modèle numérique d'élévation de la région à l'étude (îlot montagneux des mont Cairne (A), Vulcan (B) et Outpost (C). Le noir représentant les surfaces les plus basses et le blanc les surfaces les plus élevées).

intégrées aux étapes de traitements.

3.3.3. Les données *in situ*

L'utilité de la cueillette de données *in situ* en télédétection est d'offrir à l'investigateur une représentation réaliste de la surface d'intérêt (Dozier et Strahler, 1983). Les données recueillies sont utilisées pour vérifier la validité du modèle d'estimation de l'albédo. Les données échantillonnées pour ce projet sont: la réflectivité de la neige et le rayonnement solaire incident. L'altitude, l'orientation et l'inclinaison des pentes, ainsi que l'épaisseur du couvert neigeux pour chaque site d'échantillonnage. De plus, des données radiosondes acquises à Whitehorse sont utilisées pour calibrer le modèle de corrections atmosphériques. Cette section présente la description et les méthodes d'acquisition des données énumérées ci-haut.

3.3.3.1. Le rayonnement solaire incident et réfléchi

Le rayonnement solaire incident et la réflectivité des surfaces de neige ont été acquis à l'aide de pyranomètres noir et blanc de marque Eppley (Figure 17). Le pyranomètre Eppley mesure le rayonnement pour tout l'hémisphère (2π) pour les longueurs d'onde comprises entre $0.28\mu\text{m}$ et $2.80\mu\text{m}$. Le rayonnement solaire acquis par cet instrument inclut la portion directe, la portion diffuse et la portion réfléchi par les



Figure 17 Position des instruments de mesure sur la tour portative (A: Pyranomètre réfléchi et incident; B: sonde de température et d'humidité relative; C: enregistreur de données Campbell 21X).

surfaces environnantes.

Comme l'orientation du pyranomètre n'a aucune influence sur la réponse de l'instrument, l'acquisition des données sur la réflectivité de la neige s'est effectuée avec un pyranomètre en position inversée.

Les deux pyranomètres ont été fixés à une tour portative en position perpendiculaire à la pente afin d'estimer avec le plus d'exactitude possible le rayonnement incident et réfléchi pour une surface inclinée. La Figure 17 illustre le positionnement des instruments sur la tour.

L'acquisition et le stockage des données de rayonnement incident et réfléchi ont été effectués à l'aide d'un enregistreur de données de modèle Campbell, 21X micrologger.

Le choix de ce type d'enregistreur a été motivé par sa grande précision dans l'enregistrement des données, par son potentiel de programmation et de pré-traitement, par ses capacités de stockage et aussi par sa faible consommation d'énergie (alimenté par une pile photovoltaïque). L'enregistreur a été programmé pour ne stocker que les données suivantes: les minima, maxima et les moyennes du rayonnement incident et du rayonnement réfléchi à toutes les tranches de 30 minutes. Le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident échantillonné exprime l'albédo des surfaces de neige.

3.3.3.2. L'altitude, l'orientation et l'inclinaison des surfaces

L'altitude absolue a été mesurée à l'aide d'un altimètre pour chaque site d'échantillonnage. Ce dernier a été calibré à partir de l'altimètre de l'hélicoptère au niveau du camp de base. Par la suite, le calcul de l'altitude pour chaque site s'est effectué par la différence entre la mesure au site d'échantillonnage et la mesure au camp de base, additionnée à l'altitude du camp de base. Ces mesures précises d'altitude ont été vérifiées et corroborées avec les données altimétriques des cartes topographiques à l'échelle 1:50 000.

L'orientation des versants a été mesurée à l'aide d'une boussole selon l'axe majeur de la pente. Cet axe majeur fut déterminé à partir d'une droite perpendiculaire à une ligne horizontale traversant la pente d'un côté à l'autre.

L'inclinaison des versants a été mesurée à l'aide d'un clinomètre le long de l'axe majeur décrit précédemment. La principale difficulté rencontrée pour cette mesure est l'inclinaison variable des versants. Ainsi, l'inclinaison des versants fut donc mesurée entre la base de la pente et le point principal de rupture de pente sur le versant.

3.3.3.3. Les données radiosondes

Les données radiosondes offrent une description générale d'une colonne atmosphérique jusqu'à une altitude d'environ 30km. Ces données, échantillonnées sur une base quotidienne,

caractérisent un profil d'atmosphère en terme de pression, de température et d'humidité. Les données radiosondes utilisées pour ce projet servent à calibrer le modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7. Elles sont aussi utilisées pour évaluer l'amplitude des perturbations liées à la présence de l'atmosphère, qui affectent le rayonnement incident et réfléchi. Les données ont été échantillonnées à Whitehorse, localisé à 200 km à l'est de la région à l'étude. Par conséquent, l'analyse de cartes synoptiques est essentielle pour vérifier la représentativité des données atmosphériques de Whitehorse. Les données radiosondes utilisées pour ce projet de recherche coïncident avec la date d'acquisition de l'image satellitaire. La Figure 18 illustre les profils pour différentes variables descriptives de l'atmosphère à cette date. Ces variables sont utilisées comme intrant à l'intérieur du modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7 et seront utilisées pour caractériser l'atmosphère au-dessus de la région à l'étude. Ces profils illustrent la distribution linéaire de chacune des variables entre 0 et 3500 m, ce qui explique les variations linéaires du rayonnement incident entre ces deux élévations.

3.4. Le choix des sites d'échantillonnages

Les critères importants dans le choix de sites d'échantillonnage pour ce projet de recherche sont d'ordre logistique et méthodologique. Les critères logistiques, d'une part, dépendent principalement: de l'accessibilité au terrain,

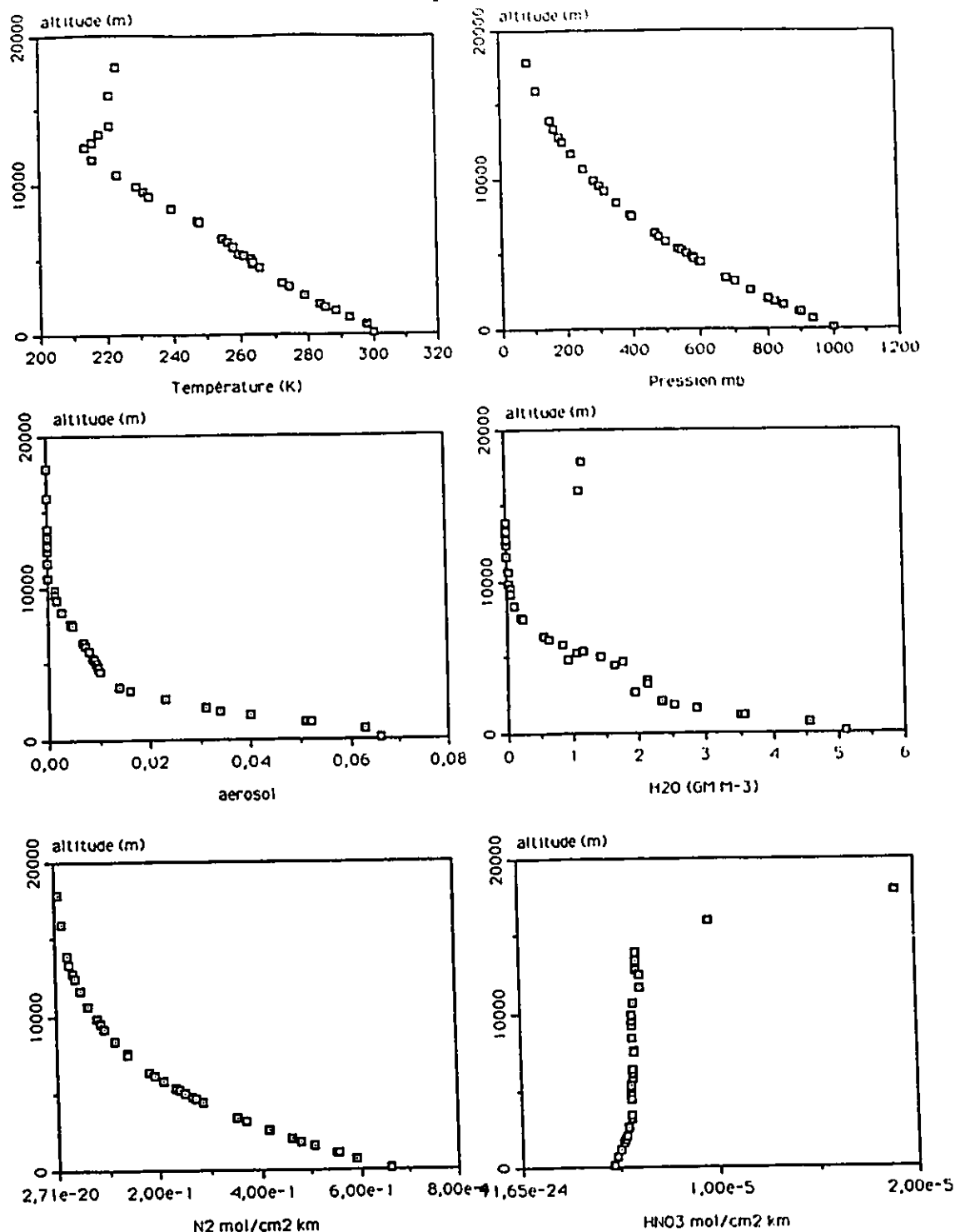


Figure 18 Profils atmosphériques au-dessus de la région à l'étude pour différentes variables extraites des données radiosondes (21juin 1988) et de LOWTRAN-7.

des facilités pour l'établissement d'un camp de base, de la faible amplitude des perturbations de l'environnement liées à la présence d'une équipe de recherche pendant une période de 1 mois, des critères de sécurité, etc. Les critères méthodologiques, d'autre part, dépendent de la diversité topographique (élévation, orientation et inclinaison des surfaces), de la présence de neige au mois de juin, de la superficie des plaques de neige et de la localisation des sites sur le territoire couvert par l'image satellitaire.

La zone choisie pour les sites d'échantillonnages est localisée à proximité du sommet du mont Vulcan dans la vallée de Vulcan Creek. Cette zone localisée à l'intérieur du Parc National de Kluane répond à tous les critères d'ordre logistique et méthodologique élaborés précédemment. Le Tableau 5 présente les caractéristiques physiques des trois sites d'échantillonnages des données radiatives au-dessus de la neige tandis que la Figure 19 illustre la localisation des sites à proximité du sommet du mont Vulcan.

3.5. Les pré-traitements

Les étapes de pré-traitements de ce projet de recherche s'applique directement aux données satellitaires. Ces étapes sont la restauration des données radiométriques et la correction des distorsions géographiques.

Tableau 5 Description des sites d'échantillonnages.

	Site 1	Site 2	Site 3
Orientation *	340°/ 314°40'	355°/ 329°40'	290°/ 264°40'
Inclinaison	24°	20° **	24°
Altitude (m)	1676	1676	2000
Superficie (approx.)	6000m ²	5000m ²	5000m ²
Date	du 6 au 11 juin	du 11 au 14 juin	du 14 au 16 juin

* par rapport au nord magnétique / nord géographique.

** pente concave, inclinaison de la portion inférieure.



Figure 19

Localisation des sites
d'échantillonnages au
Mont Vulcan.

3.5.1. La restauration des données radiométriques

Pour certaines applications de la télédétection il n'est nullement nécessaire d'obtenir des mesures exactes des intensités de rayonnement mesurées (reconnaissance des formes, restitution photogrammétrique, etc.). Cependant, il est essentiel de quantifier cette donnée pour l'estimation de paramètres de surfaces car le signal converti en un niveau de gris n'est qu'un pâle reflet des propriétés intrinsèques des objets visés. La restauration des données radiométriques s'exprime ici par la transformation des données numériques brutes des images en valeurs de luminances apparentes. Les données numériques (DN) de l'image satellitaire sont exprimées en 256 tons de grisé (8 bits) qui représentent la sensibilité du capteur (résolution radiométrique). Ces valeurs seront modifiées en valeur de luminance apparente ayant comme unité $Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$. La conversion des données numériques (DN) TM en valeur de luminance spectrale ($L[i]$) s'exprime par la relation suivante:

$$L[i] = (L_{max}[i] + L_{min}[i] / 255) DN - L_{min}[i] \quad (15)$$

où $L_{max}[i]$ et $L_{min}[i]$ représentent les valeurs maximale et minimale de luminance du capteur.

Cette équation associe une valeur de luminance précise, pour une bande spectrale donnée, à chacun des 256 niveaux de gris du capteur. Cette relation linéaire entre la luminance et

Tableau 6 Coefficient d'étalonnage pour TM à bord de
LANDSAT-5 TM.

Bande TM	Gain	Compensation
bande 1	0.602	-1.500
bande 2	1.175	-2.805
bande 3	0.806	-1.194
bande 4	0.814	-1.500
bande 5	0.108	-0.370
bande 6	0.056	1.238
bande 7	0.057	-0.150
	$W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}\ DN^{-1}$	$W\ m^{-2}\ sr^{-1}\ \mu m^{-1}$

les données numériques peut aussi s'exprimer ainsi:

$$L[i] = A0[i] + A1[i] DN[i] \quad (16)$$

où $A0[i]$ le coefficient de compensation;
 $A1[i]$ le coefficient de gain;
 $DN[i]$ données numériques pour l'intervalle couvert par la bande $[i]$.

Ces coefficients d'étalonnage, différents pour chaque bande spectrale du capteur, sont déterminés au sol avant le lancement du satellite. Le Tableau 6 (page précédente) contient les coefficients d'étalonnage des données numériques en valeurs de luminances pour le capteur TM à bord de Landsat-5.

3.5.2. La correction des distorsions géographiques

Les images créées par les capteurs satellitaires contiennent généralement des distorsions géographiques si évidentes qu'elles ne peuvent être utilisées directement en relation avec une carte (Lillesand et Kieffer, 1987). Selon Bonn et Rochon (1992), les causes des déformations spatiales sont de deux ordres: 1) les distorsions aléatoires (distorsions causées par l'environnement observé, courbure de la terre, variation d'altitude au sol, réfraction atmosphérique, etc.) ; 2) les distorsions systématiques (distorsions dues aux erreurs des systèmes de mesure; les distorsions provenant du mouvement de la plate-forme. Le but des corrections géométriques est

d'éliminer les distorsions introduites par les facteurs mentionnés précédemment pour rendre à l'image les caractéristiques géométriques de la carte. Pour ce projet de recherche, la correction des distorsions géométriques a comme objectif de mettre en référence les données satellitaires aux données numériques de terrain.

Les distorsions systématiques sont éliminées à la source par l'application d'algorithmes modélisant l'origine des déviations. Cette méthode nécessite une connaissance *a priori* des relations complexes entre le terrain, la plate-forme et le capteur. Ce type de distorsion est généralement corrigé avant de recevoir les jeux de données. Les distorsions aléatoires sont difficile à corrigées en raison de la nature variée de leurs provenances. Elles sont corrigées par une méthode qui utilise des points de contrôles connus, disséminés sur tout le territoire couvert par la carte. Ces points sont extraits de données de contrôles où la position X et Y (longitude, latitude, coordonnées UTM) de chaque point est connu.

La correction des distorsions géographiques de l'image satellitaire est effectuée à partir de points de contrôles extraits du modèle numérique d'élévation (correction d'image à image). Celui-ci peut être utilisé comme image maîtresse car il a été produit à partir de cartes topographiques du Système national de référence cartographique.

En terrain montagneux, la difficulté réside dans l'identification de points de contrôle en raison de l'absence

d'éléments précis de la surface (carrefours routiers, édifices, parcelles agricoles, etc.). Les points de contrôle sont identifiés sur le MNE et sur l'image satellitaire le long des lignes de crêtes où l'on remarque des changements brusques de brillance liés à la topographie. Ces changements sont fortement contrastés sur les images d'angle d'incidence et de pentes créées à partir du MNE.

La correction des distorsions géométriques de l'image satellitaire s'est effectuée à partir d'un algorithme d'interpolation linéaire. Ce type d'algorithme calcul la moyenne distance/amplitude des quatres plus proches voisins du pixel et lui assigne cette valeur. Il est important de noter que cette technique altère légèrement la réponse spectrale des pixels de l'image satellitaire. Cependant, elle génère un rééchantillonnage plus précis. Les statistiques descriptives concernant la précision de la correction géométrique sont contenues dans le Tableau 7. On remarque à l'analyse de ce tableau que l'erreur liée à la correction géométrique est inférieure à un pixel. Ces résultats démontrent un enregistrement précis entre l'image et le modèle numérique de terrain.

3.6. Les étapes de traitements.

Les outils nécessaires pour faire l'estimation de la réflectance en terrain montagneux sont: un modèle d'intégration des données d'élévations numériques aux données satellitaires

Tableau 7 Les statistiques descriptives de la correction géométrique.

Erreurs	Pixel	Ligne	Total
point 1	0.872	0.678	1.104
point 2	-0.393	-0.306	0.498
point 3	-0.387	-0.301	0.490
point 4	-0.166	-0.129	0.211
point 5	0.057	0.044	0.072
point 6	0.016	0.013	0.021
point 7	0.001	0.001	0.001
RMS	0.396	0.307	0.501

ainsi qu'un modèle de correction atmosphérique . La première étape consiste à faire l'extraction des données descriptives de l'environnement à partir des données brutes de la topographie et de l'atmosphère. La seconde étape consiste à fusionner les données de sources différentes (image satellitaire, modèle numérique de terrain, données descriptives de l'atmosphère) pour l'estimation de la réflectance de la neige et de l'albédo.

3.6.1. Le modèle d'intégration des données numériques de terrain

Le logiciel utilisé pour l'extraction des paramètres descriptifs de la topographie (PRODEM) a été développé par Duguay et al.(1989). Ce modèle permet, à partir de données numériques d'élévation en format matriciel, d'extraire les données d'inclinaison, d'orientation des surfaces, l'angle d'incidence solaire à la surface, ainsi que l'effet d'ombrage défini par la relation topographie/position solaire.

Les données d'inclinaison et d'orientation des surfaces sont calculées à partir d'une méthode de "différence finie de second ordre" détaillée par Dozier et Strahler (1983). L'inclinaison de la pente est l'angle entre une tangente à la surface et l'horizontale. Celle-ci s'étend entre 0° (horizontale) et 90° (verticale). L'équation du calcul d'inclinaison d'une pente pour un MNE en format matriciel s'exprime ainsi:

$$\tan S = [(\partial Z / \partial X)^2 + (\partial Z / \partial Y)^2]^{1/2} \quad (17)$$

où $(\partial Z / \partial X) = 1/2 h (Z_{i+1,j} - Z_{i-1,j})$ la différence d'altitude en X;

$(\partial Z / \partial Y) = 1/2 h (Z_{i,j+1} - Z_{i,j-1})$ la différence d'altitude en Y;

h le pas du modèle numérique d'élévation;

Z élévation d'un point à une position i,j.

L'orientation de la pente ou l'exposition se calcule à partir du nord de 0° à 359° dans le sens des aiguilles d'une montre. L'équation de l'orientation s'exprime ainsi:

$$\tan A = -(\partial Z / \partial X) / (\partial Z / \partial Y) \quad (18)$$

Tout comme pour l'équation précédente, la formule de l'orientation des pentes utilise les paramètres de positionnement des surfaces (X,Y et Z).

L'angle d'incidence est l'angle compris entre la position solaire et une perpendiculaire à la surface. Cette variable est importante pour l'estimation du rayonnement solaire direct arrivant sur une surface inclinée. L'algorithme utilisé dans PRODEM pour le calcul de l'angle d'incidence emploie l'équation (4) définie à la section 2.3.2.

Les effets d'ombrage sont calculés de deux façons à l'intérieur de PRODEM. Premièrement, une surface est ombragée

(ombrage propre) lorsque l'angle d'incidence du rayonnement solaire est supérieur à 90° . Cette surface sera considérée comme ne recevant que du rayonnement diffus et réfléchi par les surfaces environnantes. Deuxièmement, une surface est ombragée (ombre portée) lorsque la trajectoire directe entre le soleil et la cible est obstruée par un élément topographique avoisinant (Proy et al. 1989). À ce moment là, la surface obstruée ne reçoit que du rayonnement solaire diffus et réfléchi par le relief environnant. Les données extraites du MNE par ce logiciel seront utiles pour estimer le rayonnement solaire incident de courtes longueurs d'onde qui atteint la surface (K_d). De plus, l'image de l'orientation des pentes constituera la carte maîtresse pour corriger la géométrie de l'image satellitaire. Les images de pente, d'orientation et d'angle d'incidence sont illustrées à la Figure 20 (pages précédentes).

3.6.2. Modèle de transfert radiatif

Le modèle de transfert radiatif utilisé pour ce projet est LOWTRAN 7. Ce modèle est utilisé pour prédire les paramètres atmosphériques suivants: la transmittance atmosphérique, le rayonnement solaire exoatmosphérique (basé sur les données de la CIMO), le rayonnement solaire direct et diffus aux surfaces ainsi que la luminance de parcours. Ces paramètres sont estimés à partir de données de température, de pression et d'humidité échantillonnées à différentes altitudes par un ballon-sonde. En l'absence de données radiosondes, les

paramètres descriptifs de l'atmosphère sont estimés à partir d'atmosphères de référence, représentatives de la région, disponibles à l'intérieur de LOWTRAN 7.

La résolution spectrale de LOWTRAN-7 pour l'estimation des paramètres descriptifs de l'atmosphère est de l'ordre du centième de micromètre de longueur d'onde. LOWTRAN 7 permet de modéliser une colonne atmosphérique non-uniforme ayant plusieurs niveaux horizontaux de composition différente. Cet avantage permet de caractériser les données sur les radiations solaires pour des surfaces ayant des altitudes différentes. Toutefois, malgré la grande précision de LOWTRAN-7, ce modèle présente certaines limitations liées à une série d'hypothèses. Telles que définies par Duguay (1989), les suppositions sont les suivantes:

- 1) l'atmosphère est composée de couches horizontales homogènes: l'atmosphère n'étant pas stratifiée de façon parfaitement horizontale, cette supposition est néanmoins nécessaire pour modéliser l'atténuation du rayonnement solaire incident lors de son passage à travers celle-ci;
- 2) les radiations provenant des nuages ne sont pas considérées;
- 3) le capteur est directement au-dessus de la surface d'intérêt: les corrections atmosphériques liées à l'atténuation du rayonnement solaire supposent que la colonne atmosphérique est directement au-dessus de la surface d'intérêt;

- 4) l'atmosphère est une source de radiation hémisphérique uniforme dont la luminance varie exponentiellement avec l'altitude: simplification liée à la complexité de l'atmosphère en terrain montagneux;
- 5) la surface d'intérêt est lambertienne: cette hypothèse est nécessaire en raison des limitations créées par la géométrie entre la source, la surface, et le satellite dont le capteur ne capte que la réflectance hémisphérique directionnelle.

3.6.3. L'estimation de la réflectance

La réflectance se définit comme étant le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident pour une longueur d'onde donnée (voir équation 1). Les méthodes d'estimation des deux éléments distincts qui composent la réflectance sont détaillées dans cette section.

La détermination de la réflectance des surfaces de neige se fera à partir de l'équation de Sjöberg et Horn (1983) modifiée par Duguay (1989):

$$\rho[i] = \pi (L[i] - L_p[i,z]) / (T_v[i,z] E_T[i,z]) \quad (19)$$

où $L[i]$ la luminance spectrale estimée à partir des données numériques;

$L_p[i,z]$ la luminance de parcours pour une longueur d'onde et une altitude précise. Ce paramètre est calculé par LOWTRAN 7;

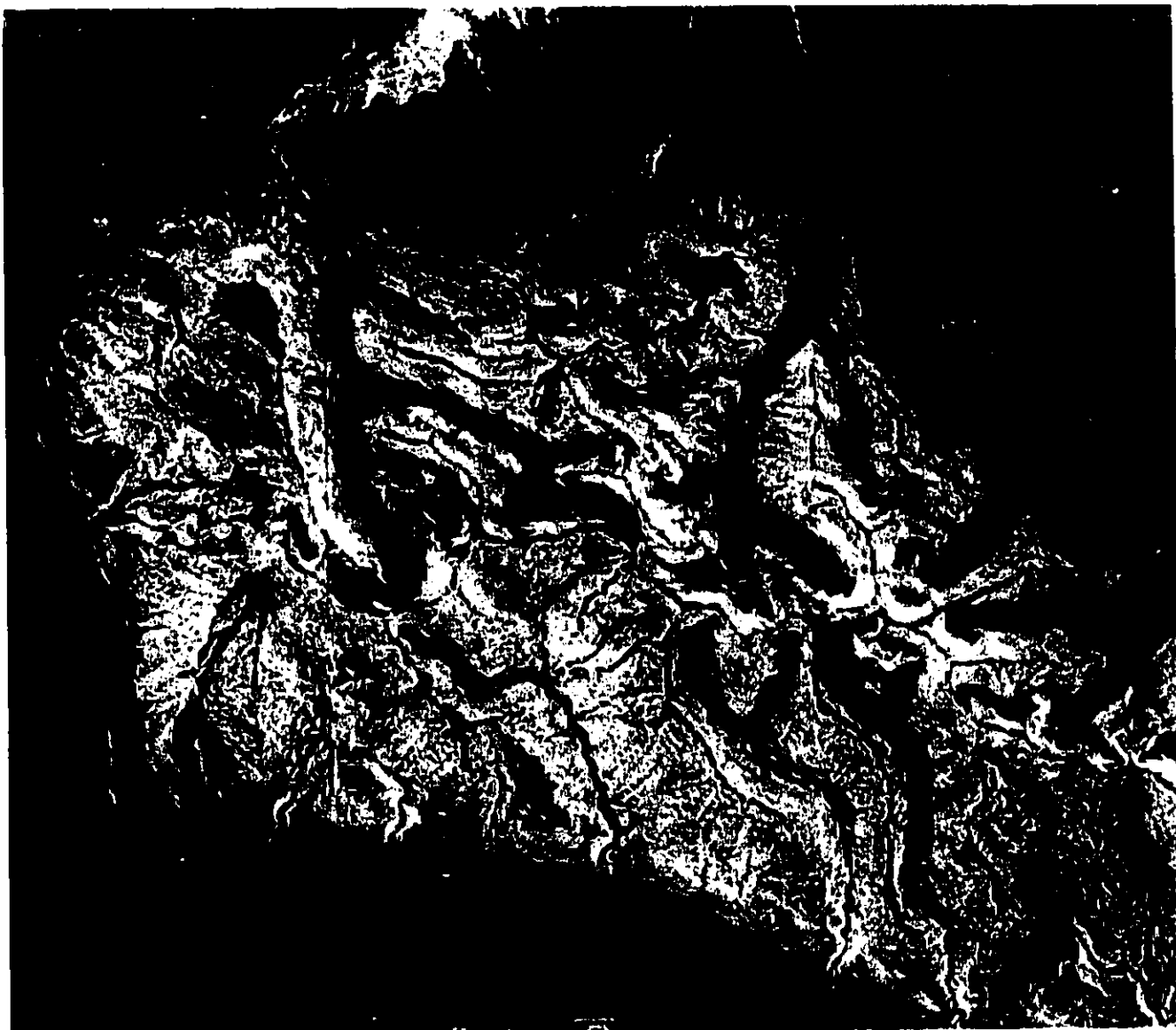


Figure 20a Images des pentes de l'ilôt montagneux calculées à partir des algorithmes de PRODEM (le noir représente les pentes les plus douces et le blanc les pentes les plus abruptes).

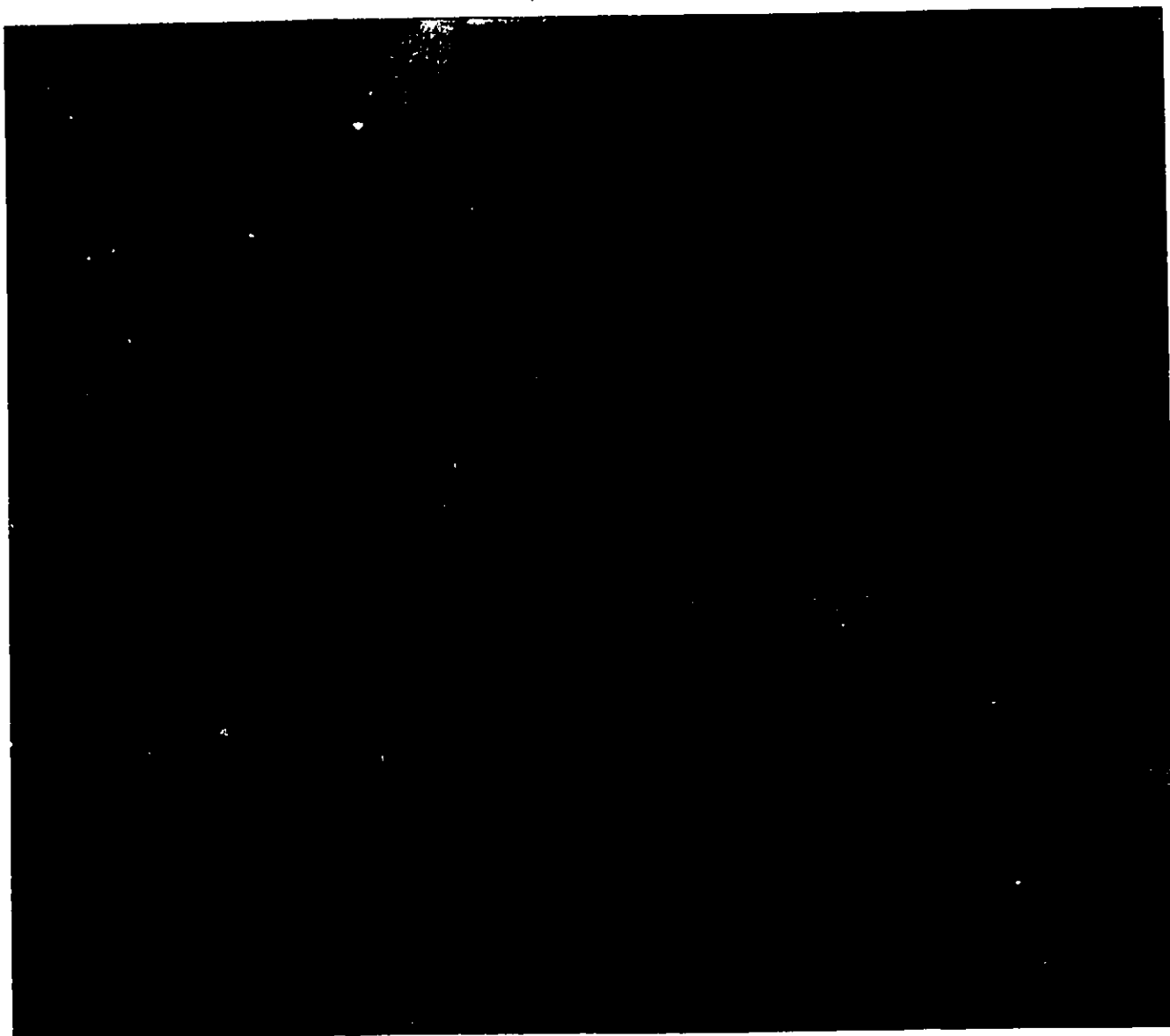


Figure 20b Images des angles d'incidence des surfaces de l'ilôt montagneux calculées à partir des algorithmes de PRODEM (le noir représente les angles d'incidence les plus faibles et le blanc les angles d'incidence les plus fortes. Zénith solaire $40^{\circ}01'$, azimuth solaire $149^{\circ}51'$).

$T_v[i,z]$ la transmittance atmosphérique calculée à partir d'une valeur d'élévation jusqu'au capteur;
 $E_T[i,z]$ le rayonnement solaire incident de courtes longueurs d'onde pour une surface inclinée, défini spectralement et pour une altitude donnée.

Le premier terme de cette équation représente la réflectivité spectrale de la surface calibrée en fonction de la présence de l'atmosphère entre la surface et le capteur. Le rayonnement réfléchi qui sera utilisé dans le calcul de la réflectance provient de la restitution radiométrique du signal acquis par le capteur satellitaire ($L[i]$, équation 16). Le second terme représente le rayonnement incident calibré en fonction de la présence de l'atmosphère entre la source et la surface.

L'estimation du rayonnement solaire total pour une bande spectrale $[i]$ qui atteint une surface inclinée à une altitude $[z]$ sera calculé à partir de paramètres estimés par les deux modèles de correction décrits précédemment et inclus dans l'équation de Hay (1983):

$$ET[i,z] = \phi E_{s,h}[i,z] (\cos I / \cos I_h) + E_{D,h}[i,z] \quad (20)$$

$$\{ k' [z] (\cos I / \cos I_h) + 0.5 (1 - k' [i,z])$$

$$(1 + \cos s) \} + 0.5 a E_{T,h}[i,z] (1 - \cos s)$$

où ϕ coefficient binaire caractérisant l'effet

	d'ombrage (propre ou porté);
$E_{T,h}[i,z]$	rayonnement solaire total pour une surface horizontale non-obstruée;
$E_{D,h}[i,z]$	rayonnement solaire diffus pour une surface horizontale non-obstruée;
$E_{S,h}[i,z]$	rayonnement solaire direct pour une surface horizontale non-obstruée;
i	l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct;
I_h	l'angle d'incidence du rayonnement solaire direct pour une surface horizontale non-obstruée;
$k'[i,z]$	facteur d'anisotropie du rayonnement atmosphérique diffus.

Cette équation englobe les trois composantes du rayonnement incident en terrain montagneux. Ainsi, le premier terme représente le rayonnement solaire directe pour une surface inclinée non obstruée tel que décrit précédemment par l'équation (3) de Olyphant (1986). Les deuxième et troisième termes de l'équation représentent le rayonnement solaire diffus pour une surface inclinée tenant compte de l'anisotropie de la distribution tel que défini par Hay (1979) (équation 5). Enfin, le dernier terme de cette équation représente une approximation de la portion du rayonnement qui est réfléchi par les versants environnant tel que décrit à la section 2.3.4.

3.6.4. L'intégration des données spectrales pour le calcul de l'albédo

L'albédo est défini comme étant le rapport entre le rayonnement réfléchi par une surface et le rayonnement incident qui atteint la surface. À la différence de la réflectance, l'albédo n'est défini ni spectralement ni angulairement. Les mesures d'albédo représentent donc la réflectivité hémisphérique des surfaces pour tout le spectre des radiations solaires. L'estimation de l'albédo à partir des données spectrales TM requiert une méthodologie précise qui doit tenir compte de la distribution du rayonnement solaire en fonction de la longueur d'onde, des caractéristiques spectrales du capteur, et finalement du comportement radiatif de la neige en fonction de la longueur d'onde.

Ainsi, le calcul de l'albédo à partir des données de réflectance implique que la courbe spectrale d'un objet d'intérêt soit divisée en portion représentative des bandes spectrales du capteur. Duguay et LeDrew (1992) ont développé une méthode d'estimation de l'albédo de la neige qui divise le spectre des radiations solaires en quatre portions (0.28-0.725 μ m, 0.725-1.00 μ m, 1.00-1.40 μ m, 1.40-6.00 μ m). Ces auteurs ont ensuite calculé la portion du spectre des radiations solaires incluse à l'intérieur de chacune de ces bandes et ils ont défini l'équation suivante:

$$\alpha = 0.526(\rho[\text{TM2}]) + 0.232(\rho[\text{TM4}]) + 0.130(0.63(\rho[\text{TM4}])) + 0.112(\rho[\text{TM7}]) \quad (21)$$

Comme la bande spectrale qui s'étend de 1.00 à 1.40 μ m n'est pas couverte par les bandes spectrales du capteur TM, ces auteurs ont évalué la réponse spectrale de la neige dans cette portion du spectre à 0.63 fois la réflectance de la neige pour TM4. Cette évaluation a été faite à partir de comparaisons avec des données spectrales de la neige tirées de la littérature.

De plus, il existe un problème lié à la forte réflectivité de la neige dans la portion visible du spectre comparativement à la sensibilité du capteur TM. La réponse de la neige dans cette portion du spectre a tendance à faire saturer le capteur rendant les données inutilisables pour les bandes TM1, TM2, TM3. Ainsi, toujours à partir de signatures spectrales typiques, Duguay et al. (1992) ont évalué la réflectance de la neige dans la bande TM2, 1.12 fois supérieure à la réflectance de la bande TM4. La nouvelle équation d'intégration des valeurs spectrales de TM pour le calcul de l'albédo de la neige s'exprime ainsi:

$$\alpha = 0.526(1.12(\rho[\text{TM4}])) + 0.232(\rho[\text{TM4}]) + 0.130(0.63(\rho[\text{TM4}])) + 0.112(r[\text{TM7}]) \quad (22)$$

On remarque, dans cette équation, l'importance de la réflectance des bandes 4 et 7 de TM pour l'estimation de l'albédo. Il est important de mentionner que l'étendu spectral de TM ne couvre que la portion s'étendant de 0.45 μ m

à $2.35\mu\text{m}$. Cependant, selon la table de la distribution spectrale des radiations solaires (Iqbal,1983), on retrouve près de 99% des radiations comprises entre ces valeurs. Ce qui confirme la représentativité de données d'albédo de la neige calculées à partir de cette formule.

CHAPITRE 4

RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

4.0. Introduction

Ce chapitre renferme les résultats des principales étapes de traitements du modèle d'estimation de l'albédo de la neige à partir d'imagerie satellitaire et de données numériques d'élévation. Les résultats sont présentés sous forme de cartes qui illustrent bien la distribution spatiale du rayonnement incident et de l'albédo de la neige en fonction de la morphologie du terrain. Les résultats sont aussi présentés sous forme de tableaux afin de faciliter la comparaison entre les données estimées et les données de contrôle (données acquises *in situ*, données rapportées dans la littérature). La présentation et la discussion de ceux-ci se fait de façon respective pour 1) le rayonnement incident aux surfaces, 2) la réflectance de la neige pour les bandes TM, et l'albédo. Finalement, ce chapitre contient une discussion sur l'évaluation de l'image finale d'albédo.

4.1. Le rayonnement solaire incident aux surfaces

Le rayonnement incident total en terrain montagneux est la somme des composantes directes et diffuses du rayonnement solaire, ainsi que du rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes. Les composantes directe et diffuse sont estimées à partir du modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7 pour une

surface plane à différentes altitudes. Le rayonnement total est estimé à partir de l'équation de Hay (1983). Celle-ci met en relation les éléments descriptifs de la topographie des surfaces aux composantes du rayonnement incident. Seul le rayonnement incident total fait l'objet d'une comparaison avec les données échantillonnées sur le terrain en raison des caractéristiques du pyranomètre EPPLEY qui limitent la segmentation des composantes du rayonnement solaire (direct, diffus, et spectral).

4.1.1. Le rayonnement solaire direct et diffus

Le rayonnement solaire direct et diffus qui atteint la surface est une fraction du rayonnement exoatmosphérique; celui-ci étant atténué lors de son passage à travers l'atmosphère. L'atténuation du rayonnement solaire incident est estimée à partir du modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7. Ce modèle est calibré à partir des données radiosondes qui caractérisent la composition et l'état de l'atmosphère pour trente-trois (33) niveaux d'altitude entre 0 et 18 000m. Les calculs du modèle sont exécutés séparément pour l'estimation du rayonnement direct, du rayonnement diffus, et du rayonnement exoatmosphérique. Chacune de ces quantités est évaluée pour une fine résolution spectrale ($.001\mu\text{m}$) et est intégrée pour la largeur des bandes spectrales du capteur TM. Les résultats de l'estimation du rayonnement solaire incident direct et diffus pour une surface plane à 1500m d'altitude sont présentés au Tableau 8. On y retrouve aussi les valeurs du rayonnement

Tableau 8 Distribution spectrale du rayonnement solaire direct et diffus pour une surface plane à 1500m d'altitude et du rayonnement solaire exoatmosphérique (21 juin 1988; latitude 60°59'; élévation solaire 50°) (Wm-2).

	Direct	Diffus	Total	Exoatmos- phérique	Transmis- sivité(%)
TM 1	85.50/88	11.93/12	97.43	134.00	72.8
TM 2	103.25/92	9.32/8	112.57	145.80	77.2
TM 3	71.30/94	4.20/6	75.50	92.51	81.6
TM 4	122.61/97	4.40/3	127.01	154.40	82.3
TM 5	45.02/99	0.40/1	45.42	48.64	93.4
TM 7	18.67/100	0.07/0	18.74	21.89	85.6

* valeur / pourcentage du rayonnement incident total

exoatmosphérique tel que calculées par LOWTRAN-7. Ces dernières sont estimées selon un angle perpendiculaire à la limite supérieure de la colonne atmosphérique.

Les valeurs du rayonnement incident présentées au Tableau 8 sont fonctions de l'altitude mais ne tiennent pas comptes des éléments topographiques.

Le rayonnement total est la somme du rayonnement direct et du rayonnement diffus pour chacune des bandes du capteur TM. Il est calculé ici, seulement dans le but d'évaluer les proportions de chacune des composantes du rayonnement solaire.

Comme mentionné précédemment, des limites d'ordre matériels nous empêche de comparer les composantes directe et diffuse estimées aux données acquises *in situ* (limites des pyranomètres). L'utilisation, sur le terrain, d'un radiomètre pouvant mesurer ces composantes de façon spectrale serait appropriée pour ce genre de comparaison.

Néanmoins, à l'analyse de ce tableau, on remarque une augmentation du rayonnement direct en fonction de la longueur d'onde et conséquemment une diminution du rayonnement diffus dans le même sens. Ces variations suivent le comportement typique d'une atmosphère composée principalement de molécules gazeuses O_3 , O_2 , H_2O (diffusion de Rayleigh) où la transmission du rayonnement solaire augmente proportionnellement avec la longueur d'onde jusqu'à devenir totale après $1\mu m$ (Figure 21).

Comme la composition et la densité de l'atmosphère varie en fonction de l'altitude, le rayonnement solaire incident direct

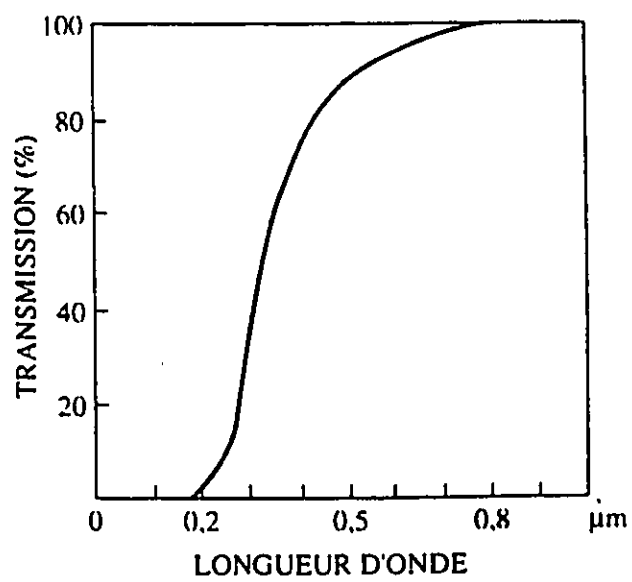


Figure 21 Énergie transmise par une atmosphère en fonction de la longueur d'onde (Bonn et Rochon, 1992).

et diffus fluctuent entre l'élévation minimale (800m) et maximale (2800m) de la région à l'étude. Les variations du rayonnement solaire incident, le long de la colonne atmosphérique, sont estimées à partir de la relation entre les données radiométriques et les changements d'élévation. En raison de la faible dénivellation et des changements réguliers des composantes de l'atmosphère entre les altitudes extrêmes de la région à l'étude, ces variations s'ajustent parfaitement à des courbes linéaires.

Le Tableau 9 contient les coefficients des droites de régression calculés pour chaque bande spectrale, pour le rayonnement direct et diffus. La Figure 22 illustre les variations du rayonnement solaire direct et diffus en fonction de l'altitude. Nous pouvons remarquer que la quantité de rayonnement direct augmente avec l'altitude (pente positive) et inversement, que la quantité de rayonnement diffus diminue avec l'altitude (pente négative). L'augmentation du rayonnement direct entre 800m et 2800m varie de 27 Wm^2 pour TM1 à 1.5 Wm^2 pour TM7. La diminution du rayonnement diffus entre ces deux mêmes altitudes est de 5.9 Wm^2 pour TM1 et de 0.1 Wm^2 pour TM7. Ces variations confirment que l'opacité de l'atmosphère est maximale au niveau du sol et diminue avec l'élévation malgré le faible dénivelé existant entre les altitudes extrêmes de la région à l'étude.

Tableau 9 Coefficients des équations linéaires mettant en relation le rayonnement incident direct et diffus et l'altitude des surfaces.

	Rayonnement direct		Rayonnement diffus	
	direct = m*altitude + b		diffus = m*altitude + b	
TM1	0.0137	64.95	-0.00292	16.30961
TM2	0.0134	83.15	-0.00273	13.41605
TM3	0.007473	60.09	-0.00144	6.356702
TM4	0.010671	106.61	-0.00168	6.895377
TM5	0.001514	42.75	-0.00019	0.686829
TM7	0.000736	17.57	-0.000043	0.138666

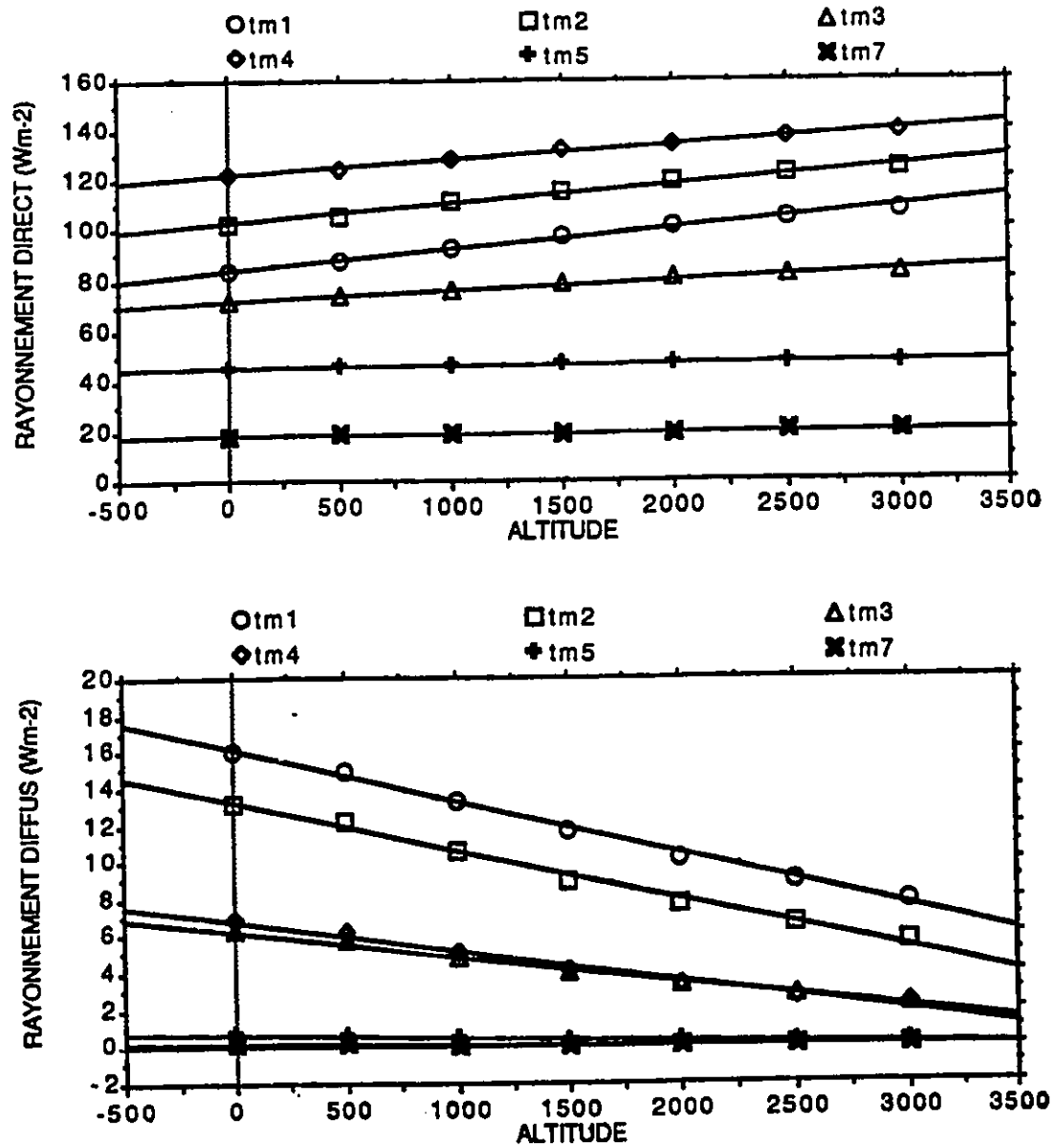


Figure 22 Variation du rayonnement solaire direct et diffus en fonction de l'altitude pour le 21 juin 1988; latitude $60^{\circ}59'$; élévation solaire $49^{\circ}59'$.

4.1.2. le rayonnement incident total reçu à la surface

Le rayonnement incident total pour une surface inclinée est calculé à partir de l'équation 20 élaborée par Hay (1983) et définie au chapitre précédent. Cette équation utilise les valeurs de rayonnement direct et diffus pour des surfaces horizontales calculées par LOWTRAN-7. De plus, celle-ci tient compte des caractéristiques topographiques des surfaces (altitude, orientation, et inclinaison), de l'anisotropie du rayonnement diffus et du rayonnement réfléchi par les surfaces environnantes.

La Figure 23 illustre la distribution spatiale du rayonnement incident au dessus de l'îlot montagneux au moment de l'acquisition de l'image par le capteur (azimut solaire $149^{\circ}51'$ et élévation solaire $49^{\circ}59'$). Les variations des niveaux de gris sont associées aux variations de la quantité d'énergie solaire qui atteint la surface. Ainsi, les teintes pâles sont associées aux versants orientés face au soleil (reçoivent beaucoup d'énergie incidente) et les teintes foncées aux versants faisant dos au soleil (reçoivent peu d'énergie incidente). Ces derniers, localisés dans la zone d'ombrage propre, ne reçoivent que de l'énergie diffuse par l'atmosphère et réfléchi par les versants avoisinants. La couleur rouge localise les pixels dont les valeurs d'irradiance solaire sont supérieures aux valeurs de rayonnement exoatmosphérique. La superficie couverte par ces surfaces représente moins de 1.2% de la superficie totale de la région à l'étude. Ce problème sera



Figure 23 La distribution spatiale du rayonnement incident
au dessus de l'îlot montagneux au moment de
l'acquisition de l'image par le capteur (azimut
solaire $149^{\circ}51'$; élévation solaire $49^{\circ}59'$).

discuté ultérieurement dans ce chapitre.

Les résultats de l'estimation du rayonnement incident total pour une surface inclinée sont présentés au Tableau 10. Après la correction atmosphérique, les écarts entre les valeurs minimales et maximales du rayonnement solaire incident sont directement attribuables aux caractéristiques topographiques de la surface qui contrôlent la quantité de rayonnement incident en terrain montagneux. Ainsi, tel que défini dans le paragraphe précédent, les valeurs maximales d'énergie incidente sont associées aux pixels localisés sur les versants dont l'angle d'incidence est près de zéro. Par opposition, les valeurs minimales d'énergie incidente se retrouvent sur les versants ayant un angle d'incidence, près de, ou supérieur à 90° .

Il est intéressant de constater la faible amplitude du rayonnement diffus par rapport aux valeurs illustrées à la Figure 24. Cet écart souligne l'influence du relief avoisinant dans la diminution du rayonnement diffus hémisphérique reçu aux surfaces ombragées.

Nous observons, au Tableau 10, des valeurs maximales du rayonnement incident total des bandes TM supérieures aux valeurs de rayonnement exoatmosphérique. À l'analyse de la distribution spatiale des surfaces présentant cette anomalie nous remarquons les caractéristiques suivantes (Tableau 11): les versants qui reçoivent une quantité d'énergie incidente supérieure à la quantité d'énergie solaire reçu à l'extérieur de

Tableau 10 Rayonnement solaire total défini pour les bandes spectrales du capteur THEMATIC MAPPER (Wm-2)

Bandes	Minima	Maxima	Exoatmosphérique
TM1	5	151	134.00
TM2	4	170	145.80
TM3	2	112	92.51
TM4	3	185	154.40
TM5	0	62	48.64
TM7	0	25	21.89

Tableau 11 Statistiques descriptives des pixels présentant
une valeur estimée du rayonnement incident
supérieure au rayonnement exoatmosphérique.

	Minima	Maxima	Moyenne	Écart- type	Nombre de pixels
Élévation	1708	2752	2208.4	207.6	7506
Inclinaison	22°	51°	30.06°	4.2°	7506
Incidence	1°	16°	8.4°	4.01°	7506



Figure 24 Image d'albédo (21 juin 1988) de l'îlot montagneux créée à partir du modèle (le noir représente les valeurs d'albédo les plus faibles et le blanc représente les valeurs d'albédo les plus élevées).

l'atmosphère possèdent tous une forte inclinaison, une altitude élevée, et un angle d'incidence faible. Si on se réfère à l'équation de Hay (1983), ces surfaces présentent les caractéristiques optimales pour recevoir un maximum d'énergie incidente.

De plus, la portion du rayonnement réfléchi par le relief environnant est très élevée pour ces surfaces si on considère un albédo moyen de 30% pour la région à l'étude (approximation conservatrice). Par exemple, celle-ci contribue à augmenter le rayonnement incident total jusqu'à 73 Wm^{-2} pour une surface ayant un angle d'inclinaison de 60° à 2600m d'altitude. Il est ainsi possible de rencontrer des surfaces recevant une quantité d'énergie solaire incidente supérieure au rayonnement exoatmosphérique.

Cette technique de modélisation ne présente aucun problème dans le cas où les versants récepteurs font face à des surfaces réfléchives. Cependant, ce terme de l'équation de Hay (1983) sur-estime la contribution du relief environnant pour les versants qui ne font pas face à des surfaces réfléchives car ce terme ne tient compte que de l'inclinaison des versants récepteurs par rapport aux versants réflecteurs.

L'addition, à l'équation de Hay (1983), d'un paramètre tenant compte de la visibilité hémisphérique d'une surface pourrait améliorer la qualité de la modélisation. Ce paramètre représentant la portion de l'hémisphère vu par la surface pourrait calibrer l'influence du rayonnement incident réfléchi

par les surfaces environnantes.

Malgré certaines erreurs liées aux approximations du modèle, les valeurs présentées au Tableau 10 sont représentatives de la réalité. Celles-ci ont fait l'objet d'une étape de vérification et d'étalonnage. La description de ces étapes de traitement fait l'objet de la prochaine section.

4.1.3. L'étalonnage du modèle de transfert radiatif à partir des données mesurées *in situ*.

Le rayonnement incident total a été mesuré à partir d'un pyranomètre EPPLEY sensible au rayonnement visible entre $0.28\mu\text{m}$ et $2.80\mu\text{m}$. Ces mesures ont été acquises, pendant la campagne de terrain de l'été 1991, pour trois sites présentant chacun des caractéristiques topographiques différentes.

Ces mesures servent, d'une part, à vérifier la validité du rayonnement total estimé par l'équation 20 (Hay, 1983). D'autre part, elles sont utilisées pour l'étalonnage du modèle de transfert radiatif. L'étalonnage consiste à équilibrer les résultats de l'estimation du rayonnement total aux données acquises *in situ*. Ce traitement est essentiel en raison des difficultés qui résident dans l'estimation des composantes du rayonnement total à partir de LOWTRAN-7 et de l'impossibilité de vérifier chacune d'entre elle de façon segmentée. L'étalonnage vise à éliminer les différences liées à des facteurs d'ordre spatial (différentes régions) et temporel (différentes dates), et aux approximations inhérentes à la

méthodologie.

La représentativité des données radiosondes est un bon exemple de biais qu'il est indispensable de calibrer. Ces données ont été acquises à l'aéroport de Whitehorse le 21 juin 1988 et sont comparées à des données acquises *in situ* pendant les mois de mai et juin 1991. Malgré le fait que les données radiosondes de Whitehorse offrent une meilleure description des paramètres atmosphériques que les données empiriques descriptives de l'environnement subarctique alpin de LOWTRAN-7, celles-ci nécessitent une étape de correction afin de les rendre plus représentatives.

Les écarts entre les valeurs estimées et les valeurs observées peuvent aussi s'expliquer par les approximations liées à la modélisation des paramètres environnementaux. L'estimation de paramètres tel que la contribution des versants environnants dans l'augmentation du rayonnement incident en région montagneuse, l'anisotropie du rayonnement incident, la modélisation du rayonnement diffus hémisphérique ainsi que les approximations du modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7 peuvent influencer la précision des résultats estimés. Ces approximations sont toutefois indispensables en raison du temps de traitement exigé pour l'estimation de certains paramètres comparativement au niveau de précision non significatif ajouter sur la qualité des résultats.

Le Tableau 12 présente les résultats de l'estimation du rayonnement incident total et des données acquises *in situ*. À

Tableau 12 Résultats de l'estimation du rayonnement solaire total entre 0.28µm et 2.80µm pour différents sites d'échantillonnages.

	Description*	Valeur estimée** (Wm ⁻²)	Valeur observée (Wm ⁻²)	Date et Heure
Site 1	2000/64°40' 24°/5000	690	702	16 juin 11:30
Site 1	2000/264°40' 24°/5000	690	705	17 juin 11:30
Site 2	1710/164°40' 16°/15000	718	732	19 juin 11:30
Site 2	1710/164°40' 16°/15000	718	731	20 juin 11:30

*élévation(m)/orientation(°)/inclinaison(°)/superficie approximative (m²)

**à partir de l'équation de Hay (1983) et des données extraites de LOWTRAN-7

l'analyse de ce tableau, on note une différence autour de 2% entre les valeurs estimées et les valeurs observées pour les sites d'échantillonnage 1 et 2. Malgré ce niveau élevé de précision, une comparaison entre les valeurs estimées et les valeurs observées des différentes composantes de la radiation solaire de courte longueur d'onde permettrait d'évaluer la contribution de chacune des composantes.

4.2. La réflectance et l'albédo de la neige

La réflectance des surfaces en terrain montagneux est calculée par le ratio entre l'énergie réfléchie et l'énergie incidente pour une longueur d'onde ou une bande spectrale donnée. La réflectance de la neige a été estimée à partir de l'équation 19 développée par Sjöberg et Horn (1983) et modifiée par Duguay (1989). Celle-ci tient compte des effets atmosphériques qui modifient tant le signal incident que réfléchi. De plus, les paramètres de l'équation sont aussi corrigés en fonction des effets dus à la topographie. Ainsi, la réflectance estimée représente la réflectivité hémisphérique directionnelle de chacun des pixels pour les régions spectrales couvertes par les bandes du capteurs TM.

L'albédo est aussi le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie solaire incidente qui atteint la surface. Cependant, à la différence de la réflectance des surfaces, cette quantité n'est définie ni de façon spectrale, ni de façon angulaire. Ainsi, l'albédo est décrite comme étant un indice hémisphérique

de la réflectivité des surfaces pour tout le spectre solaire. L'albédo de la neige est calculé à partir de l'équation 22 développée par Duguay (1989) et décrite à la section 3.6.4..

4.2.1. Comparaison entre les données estimées et les données de contrôles (données *in situ* et données de la littérature)

La réflectance des bandes spectrales du capteur THEMATIC MAPPER et l'albédo sont segmentés en quatre classes de neige. Cette segmentation est essentielle en raison des caractéristiques variées de la couverture nivale de la région à l'étude (type de neige, condition du couvert). Elle est basée sur les variations de la réflectivité des divers types de surfaces de neige et des différentes propriétés de ces surfaces observées *in situ*. Il est important de mentionner qu'aucune comparaison entre les données estimées et les données observées n'est possible dans cette section. Cette limite est liée aux différentes caractéristiques physiques des surfaces nivales observées lors de la campagne de terrain comparativement à celles observées lors de l'acquisition de l'image en juin 1988. Le manque de données *in situ* au dessus de surfaces de vieilles neige, en raison des condition de neige fraîche durant la campagne de terrain (juin 1991), restreint la comparaison aux données décrites dans la littérature.

Les résultats illustrant la réflectance et l'albédo des surfaces de neige sont présentés au Tableau 13. Les réflectances de la neige pour les bandes TM1, et TM2, (parfois

Tableau 13 Les valeurs estimées de réflectance et d'albédo de la neige.

Bandes	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4
TM3	0.39/0.06	saturé	saturé	saturé
TM4	0.41/0.06	0.60/0.04	0.71/0.03	0.85/0.06
TM5	0.07/0.02	0.04/0.01	0.045/0.01	0.06/0.01
TM7	0.07/0.02	0.037/0.01	0.06/0.01	0.05/0.01
Albédo	0.39/0.012	0.55/0.02	0.65/0.02	0.78/0.05

TM3) n'ont pas été calculées en raison de la saturation du capteur au dessus de ce type de surface.

Classe 1: La première classe de neige est caractérisée par une granulométrie grossière des cristaux, ainsi qu'un contenu important en eau et en impuretés. Les valeurs de réflectance de la neige de la classe un (1) pour les bandes TM3 et TM4 sont basses, près de la moitié de l'amplitude obtenue au-dessus de surfaces de neige pure et fraîche. Selon des études antérieures conduites par Warren et Wiscombe (1980), Wiscombe (1982), Dozier (1989), etc., la réflectance de la neige pour ces courtes longueurs d'onde est fortement sensible au contenu en impureté. Ces auteurs ont démontré que la réflectance de la neige diminue avec la présence de particules polluantes absorbantes. De plus, l'influence des particules polluantes est plus importante pour un couvert de neige composé de grains grossiers que pour un couvert composé de grains fins. C'est ce qui explique la faible réponse des surfaces de neige, dans ces bandes spectrales.

La réflectance des surfaces de neiges pour les bandes TM5 et TM7 est influencée par la taille des grains. Celle-ci décroît proportionnellement avec l'augmentation de la taille des grains. Ainsi, les valeurs estimées devraient être très faibles en raison des caractéristiques physiques de la neige dans cette classe. Cependant, ces valeurs sont légèrement au-dessus des valeurs observées dans la littérature (Hall, 1988; Hall et al., 1989; 1990); celles-ci étant presque nulles. Cette faible

surestimation peut être attribuée à la réflectance des pixels mixtes en bordure des congères qui augmentent la moyenne de la réflectance de la neige de cette classe.

La valeur moyenne de l'albédo pour cette classe de neige est 0.39. Woo et Dubreuil (1985) ont observés, au dessus d'une couverture de neige humide et souillée, des valeurs d'albédo variant entre 0.354 - 0.415. La valeur estimée de l'albédo de la classe un (1) coïncide avec les valeurs décrites par ces derniers.

Classe 2: La seconde classe de neige est caractérisée par une couverture de vieille neige légèrement souillée. Il est dangereux de comparer directement des résultats basés sur des observations qualitatives des surfaces de neiges. Néanmoins, les valeurs estimées de la réflectance de la neige pour cette classe concordent avec les valeurs de la réflectance retrouvées dans la littérature. Les réflectances de ce type de neige pour les bandes TM4, TM5, TM7 estimées par Duguay et LeDrew (1992) sont respectivement 0.61, 0.02 et 0.02. Hall (1988) a obtenu des valeurs de 0.63, 0.03, et 0.01 pour un même type de neige lors d'une étude réalisée sur trois glaciers en Alaska et en Autriche. La différence entre les valeurs de réflectance estimées et les valeurs des études citées est inférieure à 3% pour les trois bandes.

La valeur moyenne d'albédo estimée pour cette classe de neige est de 0.55. Duguay et LeDrew (1992) ont observé une

valeur moyenne d'albédo de 0.56 au dessus d'un couvert de neige dégradé. Ces auteurs ont aussi rapporté, de plusieurs sources différentes, des valeurs d'albédo variant entre 0.40 et 0.70 au dessus d'un couvert nival présentant les mêmes caractéristiques (Tableau 14). Ainsi, la valeur moyenne d'albédo estimée pour cette classe est en étroite concordance avec les valeurs citées dans la littérature.

Classes 3 et 4: Les troisième et quatrième classes se distinguent respectivement par un couvert de neige propre et récent, et par un couvert propre et frais. Dans ces classes, tout comme dans la classe deux, la forte luminance des surfaces de neige sature les bandes visibles du capteur, rendant les données inutilisables.

Les valeurs de réflectance estimées des bandes TM4, TM5, et TM7 sont respectivement de 0.71, 0.04, et 0.04 pour la classe trois et 0.85, 0.06, et 0.05 pour la classe quatre. Les classes de neige trois et quatre ont une caractéristique commune: celles-ci présentent un faible contenu en particules contaminantes. Cette caractéristique explique l'amplitude élevée des valeurs de réflectance de TM4. Les légères différences observées entre les valeurs de la classe trois et de la classe quatre sont attribuables à un changement de granulométrie entre les deux types de couvert. Tel que défini par Dozier (1989), la réflectance de la neige, dans ces bandes spectrales, est influencée par la taille des grains du couvert. Ainsi, à partir de ces résultats, on peut présumer que les

Tableau 14 Les valeurs d'albédo de la neige dégradée tirées
de Duguay et LeDrew (1992).

Valeurs d'albédo	Auteurs
0.40 - 0.70	Sellers 1965
0.48 - 0.57	LeDrew et Weller 1978
0.40 - 0.60	Barry et Chorley 1982
0.44 - 0.56	Aguado 1985

grains de glace qui composent le couvert nival de la classe trois ont un diamètre plus grand que ceux du couvert nival de la classe quatre. La légère métamorphose des grains de glaces survenue à l'intérieur du couvert de neige de la classe trois nous permet de soupçonner que celui-ci est plus vieux et ou plus exposé à des facteurs érosifs que le couvert de la classe quatre.

La valeur moyenne de réflectance de TM4, pour la classe trois est en étroite concordance avec les valeurs décrites par Hall et al. (1990) pour des couverts de neige possédant les mêmes caractéristiques physiques (i.e. 0.72).

Finalement, seule la valeur d'albédo de la classe quatre est comparée avec les valeurs observées *in situ*. La valeur moyenne d'albédo estimée pour cette classe est de 0.78 comparativement à une valeur observée de 0.84 ± 0.05 . Des effets reliés aux propriétés anisotropiques de la neige peuvent expliquer en partie les différences entre les données estimées et les données observées. Des études antérieures ont démontré que la réflectivité de la neige n'est pas la même dans toutes les directions hémisphériques (Warren 1982, Dozier et al. 1988). Dozier et al. (1988) ont aussi démontré que cet effet est plus important lorsque l'angle d'éclairement solaire décroît. Ainsi, les caractéristiques géométriques des sites d'échantillonnage par rapport à la position solaire au moment de l'acquisition de l'image favorise la réflectivité du rayonnement solaire vers l'avant. Cet effet peut être détecté par l'instrument de mesure

in situ. Cependant, les caractéristiques géométriques du capteur ne permettent pas de détecter de tels effets.

De plus, la différence entre les valeurs d'albédo estimées et observées peuvent aussi être attribuées à un facteur d'agrégation d'échelle. Malgré leurs homogénéités apparentes, des micro-variabilités liées aux caractéristiques de la surface des sites d'échantillonnages (rugosité, forme et taille des grains, contenu en polluant, etc.) peuvent avoir un effet sur le signal acquis *in situ* sans toutefois influencer le signal au capteur. Les variations topographiques inférieures à la taille d'un pixel peuvent également être à l'origine des différences entre les valeurs observées et les valeurs estimées; celles-ci ayant une influence sur l'échantillonnage *in situ* et non sur les données satellitaires.

4.2.2. La distribution spatiale de l'albédo

La figure 24 illustre la distribution spatiale de l'albédo des surfaces en terrain montagneux. L'aspect visuel de cette image nous semble aplati en raison de l'élimination des effets d'ombrage pouvant nous aider à percevoir la troisième dimension. Sur l'image d'albédo, les teintes pâles sont associées aux surfaces les plus réfléchives. Par exemple, les surfaces de neige fraîche ont des valeurs d'albédo estimées entre 0.7 et 1.0. Et inversement, les teintes foncées sont associées aux surfaces les moins réfléchives comme la forêt boréale (albédo moyen de 0.09) et les lacs d'eau clair (albédo près de 0.07).

À partir de l'image d'albédo, nous pouvons, non seulement, détecter des variations directement associées aux changements de surfaces mais aussi les variations associées aux modifications intrinsèques des caractéristiques physiques de la surface.

La Figure 25 illustre la distribution spatiale des quatre classes de neige décrites précédemment. La superposition des classes de neige à l'image du rayonnement incident total offre une bonne visualisation des patrons de distribution. Les surfaces nivales sont de bons exemples de l'influence que possède les caractéristiques physiques de la surface (principalement le contenu en particules polluantes et la taille des grains de glace) sur l'albédo. Les caractéristiques physiques des surfaces de neige sont contrôlées par les éléments descriptifs de la topographie. Ces éléments sont l'orientation et l'inclinaison des versants par rapport à la source d'énergie et par rapport aux surfaces environnantes, la position des surfaces par rapport aux vents dominants, ainsi que l'altitude des surfaces. L'altitude est directement corrélée à la température qui contrôle l'état des précipitations et le rythme de dégradation du couvert. De cette façon, nous pouvons observer des patrons de distribution du couvert nival en fonction de ses caractéristiques physiques.

La classe un (1) est associée au couvert de neige résiduel de l'hiver précédent, et aux moraines latérales et frontales des glaciers alpins. Cette classe de neige inclue aussi la zone de transition en bordure des surfaces enneigées qui correspond



Figure 25 Distribution spatiale des classes de neige pour
l'île montagneux.

transition en bordure des surfaces enneigées qui correspond généralement à des pixels mixtes. Celle-ci couvre environ 64.5% de toute la couverture nivale de la région à l'étude. Cette classe de neige est dominante en raison de la date d'acquisition tardive de l'image satellitaire.

La deuxième classe de neige couvre environ 25.4% de toute la couverture nivale de la région à l'étude. Elle est principalement associée aux surfaces n'ayant pas reçues de précipitations neigeuses récentes. Cependant, cette couverture de neige résiduelle est moins dégradée que dans la classe un (1) car les versants recouverts de ce type de neige se retrouvent dans les zones d'ombrage propre et d'ombrage porté. De plus, l'état des surfaces réceptrices améliore la conservation du couvert. De cette façon, on retrouve ce type de couvert de neige sur la zone de stabilité des glaciers alpins de la région à l'étude (entre la zone d'ablation et la zone d'accumulation).

La deuxième classe de neige est aussi associée aux surfaces ayant reçues des précipitations neigeuses récentes mais dont les caractéristiques géométriques (orientation et inclinaison) et physiques (caractéristiques de la surface réceptrice) ont favorisé la dégradation du couvert.

Les classes de neige trois (6.5%) et quatre (3.6%) sont principalement observées sur des surfaces ayant une altitude élevée. Ces surfaces sont évidemment localisées bien au-delà de la ligne de neige. De plus, ces surfaces peuvent être associées aux zones d'accumulation des glaciers alpins de la région à

l'étude. On retrouve aussi ce type de surface dans les zones d'ombrage profond qui ne reçoivent jamais de rayonnement solaire direct.

4.3 Évaluation de l'image d'albédo

L'image d'albédo représente les variations spatiales de l'albédo de surface au-dessus de la région à l'étude. Cette image est totalement indépendante du système de captage des données et invariante par rapport à la topographie. Pour juger de la qualité d'une image d'albédo, créée à partir d'imagerie satellitaire et d'un modèle numérique de terrain, Sjoberg et Horn (1983) suggèrent une méthode d'évaluation basée sur trois critères subjectifs. Ces critères sont les suivants:

- 1) Il ne devrait y avoir aucune marque ou évidence visible associée aux formes du terrain (topographie) sur une image d'albédo. Il ne faut pas confondre ce critère avec les changements de couverture ou de type de surface en fonction de l'élévation et aussi en fonction de l'orientation des versants.
- 2) Les valeurs estimées d'albédo d'une surface exposée doivent être comparables aux valeurs de cette même surface localisée dans une zone d'ombrage porté. La démarcation entre la zone éclairée et la zone ombragée, visible sur l'image satellitaire, doit être absente sur l'image d'albédo.
- 3) Les valeurs d'albédo de la surface doivent être

comprises entre 0 et 1.

Duguay et LeDrew (1992) ont défini un critère supplémentaire qui tient compte de la mauvaise qualité des modèles numériques d'élévation produit par la Commission Géologique des États Unis (USGS). Ces modèles présentent un effet de bandes linéaires sur les images dérivées de la matrice d'élévation (angle d'incidence, pente, orientation). Ce critère n'est pas retenu dans cette étude en raison de l'absence de ce phénomène. Cependant, un effet linéaire créé par l'assemblage des deux cartes numériques à l'origine du MNE de la région à l'étude doit être considéré lors de l'évaluation de l'image d'albédo. Tout comme l'effet de bandes linéaires, la couture résultante de la jonction entre les deux modèles (115B15 et 115B16) n'est visible que sur les images dérivées de la matrice d'élévation.

À l'analyse de la Figure 24 (page 120), on observe qu'il n'y a aucune évidence associée aux formes du terrain autre que les changements de type de couvert en fonction de l'altitude et de l'orientation. De plus, on ne remarque aucune modification des valeurs d'albédo, pour un même type de surface, pouvant être relié à l'effet d'ombrage. En ce qui concerne les valeurs d'albédo, celles-ci sont en étroite correspondance avec les valeurs théoriques décrites dans la littérature. Malheureusement, un certain pourcentage des surfaces possèdent des valeurs supérieures à l'étendu dynamique de l'albédo (entre 0 et 1). Ces surfaces sont identifiées en rouge sur la Figure

24. Ce phénomène survient sur des versants dont l'inclinaison varie entre 33° et 61° et dont l'angle d'incidence varie entre 72° et 90° . Deux situations peuvent expliquer des résultats supérieurs à 1: premièrement une sous-estimation du rayonnement incident qui est la conséquence directe d'une mauvaise modélisation atmosphérique et deuxièmement une sur-estimation du rayonnement réfléchi reliée à la correspondance imprécise entre les données satellitaires et les données numériques de terrain.

La sous-estimation du rayonnement incident est principalement dû à une modélisation imparfaite de la portion diffuse du rayonnement pour des surfaces présentant des caractéristiques géométriques extrêmes. En effet, le modèle de Hay (1983) sous-estime la portion des radiations diffuses provenant de l'anisotropie des radiations solaires près de la ligne de l'horizon. Par conséquent, les versants qui présentent une géométrie extrême (ombrage propre) reçoivent moins de radiation diffuse qu'ils ne le devraient. Dans ces circonstances, il en résulte une sur-estimation des valeurs d'albédo. Il est difficile de quantifier l'influence de la sous-évaluation du rayonnement incident total aux surfaces sur la sur-estimation de l'albédo. Cependant, celle-ci est définitivement moins importante que l'erreur engendrée par la superposition imprécise des données satellitaires au modèle numérique de terrain. En effet, dans ces cas nous pouvons observer des valeurs de luminance jusqu'à 10 fois supérieures

aux valeurs du rayonnement incident à la surface. Ce qui a comme conséquence de décupler les valeurs estimées d'albédo. Ce type d'erreur est principalement rencontré le long des crêtes où les pixels localisés sur l'adret sont modélisés sur l'ubac. Ainsi, ces surfaces réfléchissent une quantité d'énergie solaire plus importante que la quantité d'énergie incidente estimée.

Toujours à l'analyse de la Figure 24, nous constatons la présence d'une bande verticale situé dans le premier quart de l'image, en partant de la gauche. Cette cassure créée par la couture entre les deux cartes numériques à l'origine du modèle numérique d'élévation produit un effet de discontinuité dans les teintes de grisé représentant l'albédo de surface. Les valeurs d'albédo le long de cette bande verticale ne doivent pas être considérées lors des analyses visuelles ou statistiques des données d'albédo.

CHAPITRE 5

CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS

5.1. Conclusion

L'objectif principal de cette recherche était de développer une méthode d'estimation de l'albédo de la neige à partir de données satellitaires et de données numériques de terrain pour une région montagneuse du Parc National de Kluane. Dans ce type d'environnement, les difficultés reliées à l'estimation d'un paramètre de surface, tel que l'albédo, sont principalement dues: 1) à l'inclinaison et à l'orientation variable des surfaces par rapport à la position solaire et 2) à la modélisation complexe du comportement des radiations solaires lors de leur passage à travers l'atmosphère. Ainsi, ce qui distingue ce projet de recherche des études antérieures dans le domaine sont les points suivants: l'utilisation d'algorithmes de modélisation de la topographie, l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif possédant une résolution spatiale et spectrale précise, et une méthode d'intégration des données de réflectance provenant du capteur TM.

Le premier bloc de traitement a été exécuté afin d'éliminer les effets liés à la présence de l'atmosphère entre la source et la surface, et entre la surface et le capteur. Pour répondre à cet objectif, nous avons utilisé le modèle de transfert radiatif LOWTRAN-7. Ce modèle nous a permis d'évaluer l'atténuation du rayonnement solaire incident, et d'estimer la luminance de

parcours. Cependant, comme les données radiosondes ont été acquises à Whitehorse, il nous a fallu étalonner les données résultantes du modèle de transfert radiatif pour les rendre représentatives de la colonne atmosphérique située au-dessus de la région d'intérêt.

L'objectif du second bloc de traitement était de modéliser la géométrie complexe entre la source des radiations et la topographie variable des surfaces. Nous avons réalisé cette tâche à partir des programmes d'analyse de terrain du logiciel PRODEM. Les données des modèles numériques d'élévation provenant des cartes 115B15 et 115B16 ont été utilisées afin d'extraire les éléments descriptifs de la topographie (inclinaison et orientation des surfaces, angle d'incidence, effets d'ombrage).

Le dernier bloc de traitement consistait à exécuter les algorithmes d'intégration des données satellitaires aux données numériques de terrain. Les noyaux de ces algorithmes sont basés sur les équations suivantes: la modélisation du rayonnement incident aux surfaces (Hay, 1983), l'estimation de la réflectance des surfaces (Sjoberg et Horn, 1983), et l'estimation de l'albédo des surfaces (Duguay et LeDrew, 1992).

Les résultats de ce projet de recherche ont démontré qu'il était possible d'estimer l'albédo des surfaces en région montagneuse à partir des données satellitaires du capteur Thematic Mapper à bord de Landsat-5 et de données numériques de terrain.

Il est important de noter, toutefois, que la qualité des résultats dépend de la qualité des données d'entrée, de la qualité des algorithmes de traitement et finalement du déroulement successif des étapes de traitements . À l'analyse des blocs de la méthodologie nous pouvons tirer les conclusions suivantes:

- 1) l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif et de données radiosondes représentatives de la colonne atmosphérique au-dessus de la surface d'intérêt est nécessaire afin d'évaluer précisément l'influence de l'atmosphère tant sur le rayonnement incident que sur le rayonnement réfléchi;
- 2) l'utilisation d'un modèle numérique d'élévation est indispensable pour l'estimation de l'albédo en terrain montagneux. Sjöberg et Horn (1983) ont défini trois faits justificatifs qui viennent appuyer cette affirmation. Premièrement, le MNE est essentiel pour déterminer l'incidence du rayonnement solaire aux surfaces; deuxièmement, le MNE est essentiel pour détecter les zones d'ombrage où seul le rayonnement diffus par l'atmosphère et réfléchi par les versants avoisinants doit être considérés; et troisièmement le MNE est essentiel pour évaluer les variations des effets atmosphériques en fonction de l'altitude des surfaces;
- 3) les algorithmes d'extraction des éléments descriptifs du terrain (inclinaison des versants, angle d'incidence

solaire, etc.) présentent certaines limites lorsque la topographie est abrupte. Les effets d'aplatissement des lignes de crêtes observées sur les images de pente et d'angle d'incidence sont inhérents à la structure matricielle des données et aux méthodes d'interpolation. En dépit d'une correction géométrique précise, cette déformation de la réalité engendre des erreurs dans la superposition de l'image satellitaire avec le modèle numérique d'élévation. Ces erreurs expliquent en partie la sur-estimation des valeurs d'albédo.

En ce qui a trait aux résultats, une bonne évaluation de leur qualité nécessite à tout le moins une comparaison des données estimées à des données observées sur le terrain. Malheureusement, il nous a été impossible d'effectuer ce genre de comparaison pour tous les types de neige; les caractéristiques du couvert lors de l'acquisition de l'image satellitaire étaient différentes de celles observées lors de la campagne de terrain. Néanmoins, les résultats d'albédo obtenus sont beaucoup plus représentatifs des caractéristiques intrinsèques des surfaces que l'image satellitaire. À l'analyse de ces résultats, nous pouvons tirer les conclusions suivantes:

- 1) Les valeurs estimées du rayonnement incident et de l'albédo sont en étroite correspondance avec les données de contrôle (valeurs citées dans la littérature, et valeurs observées). Cependant, nous pouvons observer certains problèmes

d'estimation de ces deux paramètres pour des surfaces qui présentent des caractéristiques géométriques extrêmes.

- 2) L'utilisation des données du capteur multi-spectral TM permet, effectivement, de détecter les propriétés du couvert nival telles que le contenu en polluant et la taille des grains de glace qui composent le couvert.
- 3) La représentation continue des données satellitaires TM permet de faire une analyse des patrons de distribution de l'albédo de la neige qui aurait été impossible d'observer à partir de méthodes d'échantillonnage traditionnelles.
- 4) À l'analyse de l'image d'albédo, nous observons que le patron de distribution des types de neige est directement influencé par les caractéristiques topographiques (l'orientation, l'inclinaison et l'élévation) et physiques (nature) de la surface.

Suite à ces conclusions, on ne peut nier l'importance de l'estimation de l'albédo de la neige à partir d'imageries satellitaires. Ce modèle d'estimation permet le suivi à distance du couvert nival en région montagneuse. Cette méthode rend possible la détection des variations temporelles et l'analyse de la distribution spatiale de la couverture nivale à partir de données numériques échantillonnées d'une plateforme en orbite autour de la terre. ces données sont d'une grande utilité pour détecter l'influence de la neige sur la dynamique hydrologique, écologique, géomorphologique, et climatique d'une région subarctique alpine. En plus, l'analyse des paramètres

physiques (taille des grains, contenu en polluant, etc.), extraits de ce type de données, peuvent servir d'indicateur de changement climatique à l'échelle régionale.

5.2. Recommandations

Une série de recommandation a été élaborée afin d'améliorer les performances et le niveau d'exactitude des modèles d'extraction de paramètres de la surface à partir de données satellitaires. La série de recommandation est segmentée en trois sections: d'abord, nous abordons les limites liées au système d'acquisition des données à distance et nous proposons l'utilisation de données provenant de capteurs alternatifs. Deuxièmement, nous suggérons des méthodes et techniques d'acquisition des données *in situ* afin d'améliorer la comparaison entre les données observées et les données estimées. Troisièmement, nous identifions certaines avenues de recherche au niveau du développement de la méthode et des applications qui peuvent être rattachées au modèle.

5.2.1. Recommandations liées à l'acquisition des données à distance

Le capteur Thematic Mapper à bord de Landsat-5 était l'instrument le plus performant pour ce genre de recherche au moment de débiter ce projet. Les caractéristiques de ce capteur sont décrites au tableau 3. Il faut noter, toutefois, que TM présente des limites d'ordre technique qui restreignent ces

performances. Ces principales limites sont la saturation des bandes visibles du capteur au-dessus des surfaces nivales, ainsi que son angle de visé vertical (nadir) qui limite la détection de l'anisotropie des surfaces.

En raison des caractéristiques réflectives de la neige dans les bandes visibles, les études portant sur ce type de couvert requièrent un grand étendu dynamique afin d'enregistrer les valeurs de réflectances minimales et maximales dans ces bandes. De plus, le capteur doit avoir un niveau de quantification précis afin de détecter les changements subtils de réflectance imputables aux modifications des caractéristiques intrinsèques des surfaces.

Un capteur tel que HIRIS (High Resolution Imaging Spectrometer) du programme EOS (Earth Observing System débutant en 1998) devrait permettre de solutionner ce problème. En effet, ce capteur possède 192 bandes spectrales entre $0.4\mu\text{m}$ et $2.5\mu\text{m}$ avec un niveau de quantification de 12 bits par pixel (4096 niveaux de gris possible par bande). Avec un si grand nombre de bandes spectrales, ce capteur permettra une bien meilleure interprétation des propriétés physiques de la neige et facilitera l'intégration des valeurs de réflectance pour le calcul de l'albédo. De plus, le capteur HIRIS pourra être orienté de -30° à $+60^\circ$ le long de la trace au sol et de $\pm 24^\circ$ latéralement à la trace au sol. La capacité de dépointage du capteur HIRIS offre une meilleure couverture répétitive d'un même site, passant de 16 jours pour TM à 4 jours maximum pour

HIRIS. Cette caractéristique améliore le suivi de phénomènes de nature dynamique tel que la dégradation du couvert nival pendant la saison estivale. La possibilité de dépointage permettra aussi d'évaluer le degré d'anisotropie de la neige en fonction de la longueur d'onde et des caractéristiques des surfaces.

5.2.2. Recommandations liées à l'acquisition des données *in situ*

La comparaison des données estimées à une série de données observées *in situ* est nécessaire afin d'évaluer la précision des modèles d'estimation des différents éléments essentiels au calcul de l'albédo. Évidemment, les paramètres échantillonnés sur le terrain doivent correspondre aux paramètres estimés à partir des modèles ou des algorithmes. Par conséquent, il est important d'élaborer une méthodologie d'échantillonnage exhaustive couvrant tout le territoire étudié, ainsi que d'utiliser les instruments spécifiques à l'échantillonnage des multiples composantes qui s'intègrent dans le calcul de l'albédo. Les recommandations suivantes décrivent les conditions et les détails d'une campagne d'échantillonnage idéale.

- 1) Il faut prévoir une méthode d'échantillonnage simultanée pour plusieurs sites correspondant aux caractéristiques variables du terrain.
- 2) L'utilisation d'un instrument permettant la localisation précise des sites d'échantillonnages est recommandée (Global Positioning System).
- 3) Nous recommandons l'utilisation d'instruments pouvant

échantillonner simultanément les différentes composantes du rayonnement incident:

- pyranomètre et pyranomètre avec un anneau d'ombrage pour mesurer le rayonnement solaire total et le rayonnement solaire diffus;

- radiomètre net pour mesurer la radiation net de courte longueur d'onde.

4) Nous recommandons l'utilisation d'un instrument pouvant échantillonner la distribution spectrale du rayonnement réfléchi. Cet instrument devra être facile à calibrer et avoir la capacité de simuler les bandes spectrales des capteurs satellitaires. Le spectroradiomètre portatif SE-590 de Spectron Engineering peut enregistrer les données pour 256 bandes spectrales différentes. Cet appareil peut être relié à un micro-ordinateur afin de faciliter le transfert et l'analyse des données. Dozier et al. (1988) ont développé, à partir de cet appareil, une méthode d'échantillonnage de la réflectance bidirectionnelle de la neige qui permet de détecter l'anisotropie du couvert présentant différentes caractéristiques physiques.

5) Nous recommandons, finalement, l'utilisation d'instruments servant à mesurer les caractéristiques physiques de la surface (équivalent en eau de la neige, densité, taille des grains, contenu en polluant, etc).

L'utilisation de tous ces instruments ne garantie pas automatiquement le succès de la campagne de terrain et la

validité des données recueillis. Il existe d'autres critères dont on doit tenir compte. Par exemple, la période d'échantillonnage sur le terrain doit correspondre à la période d'acquisition de l'image satellitaire afin de retrouver les mêmes caractéristiques du couvert. Idéalement, les données radiosondes devraient être échantillonnées au-dessus de la région d'intérêt le jour de l'acquisition de l'image satellitaire. Et finalement, il faut souhaiter que les conditions atmosphériques soient excellentes le jour du passage du satellite.

5.2.3. Recommandations liées au développement et à l'application de la méthode

Au cours de ce projet de recherche, nous avons identifié certains blocs de traitement du modèle d'estimation de la réflectance et de l'albédo qui nécessitent d'être approfondis. Les éléments du modèle qui méritent une attention particulière afin d'éliminer les sources d'erreur possible pour l'estimation de l'albédo en terrain montagneux sont:

- 1) Le modèle d'estimation du rayonnement incident total aux surfaces inclinées développé par Hay (1983). Plus particulièrement, le terme qui définit la portion diffuse des radiations solaires (anisotropie du rayonnement diffus), et le terme qui définit la portion du rayonnement qui provient de la réflexion des versants environnants. Cependant, l'ajout de paramètres descriptifs de

l'environnement vient complexifier les calculs du modèle et ainsi augmenter le temps de traitement. On doit, par conséquent, évaluer si le niveau de précision ajouté est significatif par rapport au prolongement du temps de traitement.

- 2) La qualité et la précision des images dérivées de modèles numériques d'élévation des régions présentant une topographie très accidentée. Également, il faudrait développer une méthode de détection des erreurs d'estimation de la réflectance et de l'albédo qui sont inhérentes à ce problème.

En plus des avenues de recherche sur le développement et l'amélioration de la méthode, voici une série de thèmes de recherche qui mérite d'être explorée. Ainsi, il serait intéressant de faire:

- 1) une analyse comparative de différents modèles d'estimation du rayonnement solaire total à la surface tels que décrits par Duguay (1989). Cette analyse nous permettrait, d'une part, d'évaluer les résultats de chacun des modèles, et d'autre part, d'en extraire les éléments les plus performant;
- 2) une étude comparative du modèle d'estimation de la réflectance et de l'albédo pour plusieurs régions présentant des caractéristiques topographiques différentes. Cette étude nous permettrait d'évaluer les faiblesses de la modélisation topographique et son impact sur les résultats;

- 3) une analyse des résultats afin de vérifier l'inter-relation entre les différents types de couverture neigeuse et les zones descriptives d'un glacier alpin. De plus, ce type de recherche nous permettrait de cartographier l'évolution saisonnière de la ligne de neige et d'évaluer l'influence de l'exposition et de l'inclinaison des versants sur celle-ci;
- 4) une analyse de la distribution des types de couvertures neigeuse et d'en évaluer l'influence sur le régime thermique du sol, sur la distribution du pergélisol en région discontinue sachant a priori que la neige sert d'isolant et minimise la pénétration du gel dans le sol;
- 5) une analyse de l'influence du couvert neigeux sur la distribution de micro-écosystèmes ponctuels en milieu sub-arctique alpin. Cette étude serait basée sur les prémisses suivantes: la neige procure un isolant thermique qui favorise l'ensemencement et la croissance précoce des plantes; l'eau de fonte de la neige est une source significative d'humidité pour le sol.

BIBLIOGRAPHIE

- Aronoff, S. 1989. *Geographic Information Systems: a Management Perspective*. W.D.L. Publications, Ottawa, Canada. 294 pages.
- Bardarch, M. 1990. Some Result of Snow Investigations using Ground and Satellite Data. *Asian - Pacific Remote Sensing Journal*, vol. 2, no. 2, janvier 1990, p. 51-55.
- Bernie, R.V. 1986. Pixel-mixing effects and their significance to identifying snow condition from LANDSAT MSS data. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 7, p. 845-853.
- Bonn, F. Rochon, G. 1992. *Précis de Télédétection: Principes et Méthodes*. Presse de l'Université du Québec / AUPELF. Québec, Canada. 485 pages.
- Cavayas, F. 1987. Modelling and Correction of Topographic Effect Using Multi-Temporal Satellite Images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 13, no. 2, p.49-67.
- Chavez, P.S. 1989. Radiometric Calibration of LANDSAT THEMATIC MAPPER Multi-Spectral Images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 55, no.9, p. 1285-1294.
- Cihlar, J. LeDrew, E, Howard, E. Evans, W. McKay, D. McNutt, L. Royer, A. 1990. Contribution des observations par satellite au programme canadien des changements à l'échelle du globe. *Programme canadien des changements à l'échelle du globe*. Rapport no. 3, Centre Canadien de Télédétection, Société Royale du Canada.
- Choudhury, B. 1982. Spectral albedo of mid-latitude snowpacks. *Cold Region Science and Technology*, vol. 6, p. 123-139.
- Davis, R. Dozier, J. Marks, D. 1984. Micrometeorological Measurements and Instrumentation in Support of Remote Sensing Observations of an Alpine Snow Cover. *Proceeding of Western Snow Conference*.
- Dozier, J. 1984. Snow Reflectance from LANDSAT-4 Thematic Mapper. *IEEE Transactions on Geo-Science and Remote Sensing*, vol. ge22, no. 3, p. 323-328.
- Dozier, J. 1985. Spectrale Signature of Snow in Visible and Near-infrared Wavelengths. *Proceeding of the third International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*. European Space Agency. Les Acrs, France, dec. 1985. p. 437-442.

Dozier, J. 1989. Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, no. 28, p. 9-22.

Dozier, J. Schneider, S.R. McGinnis, D.F. 1981. Effect of Grain Size and Snowpack Water Equivalence on Visible and Near-Infrared Satellite Observations of Snow. *Water Resources Research*, vol. 17, no. 4, p. 1213-1221.

Dozier, J. Strahler, A.H. 1983. Ground Investigation in Support of Remote Sensing. *Manual of Remote Sensing*, Second Edition, chapitre 23. Robert N. Colwell ed. American Society of Photogrammetry, 2724 pages.

Dozier, J. Marks, D. 1987. Snow Mapping and Classification from Landsat Thematic Mapper Data. *Annals of Glaciology*, vol. 9, p. 1-7.

Dozier, J. Davis, R.E. Chang, A.T.C. Brown, K. 1988. The Spectral Bidirectional Reflectance of Snow. *Proceeding of the Fourth International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*. European Space Agency. Aussois, France. p. 87-92.

Dubreuil, M.A. Woo, M.K. 1984. Problems of Determining Snow Albedo for the High Arctic. *Atmosphere-Ocean*, vol. 22, no.3, p. 379-386.

Duguay, C.R. 1989. *Net Radiation Mapping of Mountainous Terrain Using Landsat-5 Thematic Mapper Imagery and Digital Terrain Data*. PH.D Thesis presented to the University of Waterloo.

Duguay, C.R. Holder, G. LeDrew, E. Howarth, P. Dudycha, D. 1989. A Software Package for Integrating Digital Elevation Models into the Digital Analysis of Remote Sensing Data. *Computer and Geoscience*, vol. 15, no. 5, p. 669-678.

Duguay, C.R., LeDrew, E.F. 1991. Mapping Surface Albedo in East Slope of the Colorado Front Range, U.S.A., with Landsat Thematic Mapper. *Arctic and Alpine Research*, vol.23, no.2, 1991, p. 213-223.

Duguay, C.R., LeDrew, E.F. 1992. Estimating Surface Reflectance and Albedo from Landsat-5 Thematic Mapper over Rugged Terrain. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol.58, no.5, May 1992, p.551-558.

Eaton, D.F. Dirmhirn, I. 1979. Reflected Irradiance Indicatrices of Natural Surfaces and their Effect on Albedo.

Applied Optics,
vol.18, no.7, p. 994-1008.

Foster, J.L. 1989. The Significance of the Date of Snow Disapperance on the Arctic Toundra as a Possible Indicator of Climate Change. *Arctic and Alpine Research*, vol.21, no.1, p. 60-70.

Gray, D.M. Male, D.H. 1981. *Handbook of Snow. Principles, Processes, Management and Use*. Pergamon Press. 776 pages.

Hall, D.K. 1988. Assessment of Polar Climate Change Using Satellite Technology. *Reviews of Geophysics*, vol. 26, no. 1, p. 26-39.

Hall, D.K. Chang, A.T.C. Siddalingaiah, H. 1988. Reflectances of Glaciers as Calculated Using Landsat-5 Thematic Mapper Data. *Remote Sensing of Environment*, no. 25: p. 311-321.

Hall, D.K. Chang, A.T.C. Foster, J.L. Benson, C.S. Kovalik, W.M. 1989. Comparaison of In Situ and Landsat Derived Reflectance of Alaskan Glaciers. *Remote Sensing of Environment*, no. 28: p. 23-31.

Hall, D.K. Bindschadler, R.A. Foster, J.L. Chang, A.T.C. Siddalingaiah, H. 1990. Comparison of In Situ and Satellite-Derived Reflectance of Forbindels Glacier, Greenland. *International Journal of Remote Sensing*, vol.11, no.3, p. 493-504

Hay, J.E. 1983. Solar Energy System Design: The Impact of the Mesoscale variations in solar radiation. *Atmosphere - Ocean*, no. 21 138 pages.

Holm, R.G. Jackson, R.D. Yuan, B. Moran, M.S. Slater, P.N. Biggar, S.F. 1989. Surface reflectance factor retrieval from Thematic Mapper data. *Remote Sensing of Environment*, no. 27: p. 47-57.

Iqbal, Muhammad. 1983. *An Introduction to Solar Radiation*. Academic Press, Toronto. 390 pages.

Isard, S.A. 1986. Factors Influencing Soil Moisture and Plant Community Distribution on Niwot Ridge, Front Range, Colorado, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, no. 18: p. 83-96.

Jackson, D.K. Teillet, P.M. Slater, P.N. Fedosejevs, G. Jasinski, M.F. Aase, J.K. Moran, M.S. 1990. Bibirectional Measurements of Surface Reflectance for View Angle Corrections of Oblique Imagery. *Remote Sensing of Environment*, no,32: p. 189-202.

- Kimes, D.S. Sellers, P.J. 1985. Inferring Hemispherical Reflectance of the Earth's Surface for Global Energy Budgets from Remotely Sensed Nadir or Directional Radiance Values. *Remote Sensing of Environment*, no. 18: p. 205-223.
- Kneizis, F.X. Shettle, E.P. Abreu, L.W. Chetwynd, J.H. Anderson, G.P. Gallery, W.O. Selby, J.E.A. Clough, S.A. 1988. Users Guide to LOWTRAN-7. AFGL-TR-83-0187 *Environmental Research Papers*, no. 846, US Department of Defense, Air Force Geophysics Laboratory, Optical Physics Division. 137 pages.
- Lasserre, M. 1989. Error Derived From Uncertainty in the Accuracy of the Canadian National Topographic Series 1:50000 Maps. *Journal Canadien de Télédétection*, vol.15, no.3, décembre 1989. p. 152-158.
- LeDrew, E. 1986. Sensitivity of the Arctic Climate: A Factor in Developing Planning Strategies for Our Arctic Heritage. *Environmental Conservation*, vol.13, no.3, p. 215-228.
- Lillesand, T.M. Kiefer, R.W. 1987. *Remote Sensing and Image Interpretation*. John Wiley & Sons. 722 pages.
- Markham, B.L. Baker, J.L. 1986. Landsat MSS and TM Post-calibration Dynamic Ranges, Exoatmospheric Reflectances and Atmospheric Temperature. *EOSAT, Landsat Technical Notes*, no. 1, p. 2-8.
- Martinec, J. Rango, A. 1981. Areal Distribution of Snow Water Equivalent Evaluated by Snow Cover Monitoring. *Water Resources Research*, vol. 17, no. 5, October 1981, p. 1480-1488.
- Meador, W.E. Weaver, W.R. 1980. Two-stream Approximations to Radiative Transfer in Planetary Atmospheres; A Unified Description of Existing Methods and New Improvement. *Journal of Atmospheric Science*, no. 37, p. 630-643.
- Moran, M.S. Jackson, R.D. Slater, P.N. Teillet, P.M. 1991. Comparaison of Atmospheric Procedures for Visible and Near IR Satellite Sensor Output. *Proceeding of the 5th International Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*. European Space Agency. Courchevel, France. p. 7-12.
- Nolin, A.W. Dozier, J. 1991. *Proceeding of the 5th International Colloquium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*. European Space Agency. Courchevel, France.
- Oke, T.R. 1978. *Boundary Layer Climate*. Methuen. First edition, 372 pages.

Olyphant, G.A. 1986. The Components of Incoming Radiation Within a Mid-Latitude Alpine Watershed During the Snow Melt Season. *Arctic and Alpine Research*, vol. 18, no. 2, p. 163-169.

Olyphant G.A. Isard, S.A. 1987. Some Characteristics of Turbulent Transfer Over Alpine Surfaces During the Snowmelt-Growing Season: Niwot Ridge, Front Range, Colorado, U.S.A. *Arctic and Alpine Research*, vol. 19, no. 3, p. 261-269.

Proy, C. Leprieux, C. 1985. Influence de la topographie et de l'atmosphère sur les mesures radiométriques en région montagneuse: test d'un modèle d'inversion du signal sur des données TM. *Proceeding of the Third International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing*. European Space Agency. Les Arcs, France, p. 191-197.

Proy, C. Tanré, D. Deschamps, P.Y. 1989. Evaluation of topographic effects in remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, no. 30: 21-32.

Robinson, D.A. Kukla, G. 1984. Maximum Surface Albedo of Seasonally Snow-Covered Lands in the Northern Hemisphere. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol. 24, p. 402-411.

Robock, A. Kaiser, D. 1985. Satellite observed reflectance of snow and clouds. *Monthly Weather Review*, American Meteorological Society, november 1985. p. 2023-2029.

Sellers, P.J. Rasool S.I. Bolle, H.J. 1990. A Review of Satellite Data Algorithms for Studies of the Land Surface. *Bulletin American Meteorological Society*, vol. 71, no. 10.

Simard, R. 1990. *Cryospheric System (CRYSYS) to Monitor Global change in Canada - Execution Phase Proposal - 60 pages*

Sjoberg, R.W. Horn, B.K.P. 1983. Atmospheric Effects in Satellite Imaging of Mountainous Terrain. *Applied Optics*, no. 22, p. 1702-1716.

Teillet, P. 1985. Réflexion sur la Correction Radiométrique des Images en Télédétection. *Télédétection et Gestion des Ressources: L'Aspect Opérationnel*, vol. 5. Ed. Bernier, Lessard et Gagnon.

Teillet, P.M. Guindon, B. Goodenough, D.G. 1982. On the Slope-Aspect Correction of Multispectral Scanner Data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 8, no. 2, p. 86-103.

Vostryakova, N.V. Use of Satellite Imagery in Estimating the Moisture Condition of Snow Cover. *Mapping Science and Remote*

Sensing, vol. 23, no. 2, p. 123-126.

Wahl, H.E. Fraser, D.B. Harvey, R.C. Maxwell, J.B. 1987. *Climate of Yukon, Climatological Studies Number 40*. Service de l'environnement atmosphérique. Environnement Canada. p. 152.

Warren, S.G. 1982. Optical Properties of Snow. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, vol. 20, no. 1, February 1982, p. 67-89.

Warren, S.G. Wiscombe, W.J. 1980. A Model for Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, p. 2734-2745.

Weibel, R. Heller, M. 1992. Chapter 19: Digital Terrain Modelling. *Geographical Information Systems*. Maguire, D.J. Goodchild, M.F. Rhind, D.W. ed. Longman Scientific & Technical. p. 269-297.

Wiscombe, W.J. Warren, S.G. 1980. A Model for Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 37, p. 2712-2733.

Woo, M.K. Dubreuil, M.A. 1985. Empirical Relationship Between Dust Content and Arctic Snow Albedo. *Cold Regions Science and Technology*, vol.10, p.125-132.

Wood F.B. 1988. Global Alpin Glacier Trends, 1960s to 1980s. *Arctic and Alpine Research*, no. 20, p. 404-413.

Young, K.L. Lewkowicz, A.G. 1990. Surface Energy Balance of a Perennial Snowbank, Melville Island, Northwest Territories, Canada. *Arctic and Alpine Research*, vol. 22, no. 3, p. 290-301.

Zdunkowski, W.G. Panhans, W.G. Welch, R.M. Korb, G.J. 1982. A Radiation Scheme for Circulation and Climate Models. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, no.55, p. 215-238.

ANNEXES

A. Liste des données de sondage atmosphérique

Altitude Km	Pression mb	Température kelvin	Humidité relative %
.162	1.000E+03	3.000E+02	1.998E+01
.704	9.403E+02	2.980E+02	1.998E+01
1.084	9.000E+02	2.929E+02	2.098E+01
1.107	8.970E+02	2.926E+02	2.098E+01
1.572	8.500E+02	2.883E+02	2.198E+01
1.860	8.214E+02	2.856E+02	2.298E+01
2.081	8.000E+02	2.837E+02	2.398E+01
2.596	7.516E+02	2.790E+02	2.698E+01
3.173	7.000E+02	2.742E+02	4.097E+01
3.423	6.785E+02	2.721E+02	4.696E+01
4.359	6.026E+02	2.656E+02	5.695E+01
4.393	6.000E+02	2.653E+02	5.895E+01
4.629	5.820E+02	2.632E+02	7.394E+01
4.736	5.740E+02	2.633E+02	3.897E+01
4.922	5.603E+02	2.627E+02	6.195E+01
5.151	5.439E+02	2.610E+02	5.196E+01
5.314	5.324E+02	2.591E+02	6.695E+01
5.790	5.000E+02	2.576E+02	5.495E+01
6.137	4.775E+02	2.559E+02	4.696E+01
6.350	4.641E+02	2.547E+02	4.496E+01
7.444	4.000E+02	2.475E+02	3.497E+01
7.534	3.951E+02	2.469E+02	3.397E+01
8.397	3.500E+02	2.394E+02	3.597E+01
9.183	3.124E+02	2.324E+02	3.797E+01
9.458	3.000E+02	2.308E+02	3.397E+01
9.813	2.846E+02	2.286E+02	2.898E+01
10.670	2.500E+02	2.233E+02	2.998E+01
11.640	2.152E+02	2.156E+02	3.097E+01
12.440	1.893E+02	2.134E+02	3.197E+01
12.800	1.786E+02	2.159E+02	3.197E+01
13.320	1.645E+02	2.178E+02	2.998E+01
13.920	1.500E+02	2.210E+02	2.698E+01
15.950	1.096E+02	2.212E+02	2.298E+01
17.810	8.240E+01	2.228E+02	1.998E+01

Liste des symboles

B.

α	albédo.
$A_0[i]$	le coefficient de compensation.
$A_1[i]$	le coefficient de gain.
A_s	azimut de la pente.
A_z	azimut solaire.
C_t	le facteur qui détermine l'anisotropie des surfaces environnantes ainsi que la géométrie entre la surface d'intérêt et toutes les autres surfaces qui modifient son rayonnement incident.
δ	densité.
d	épaisseur du couvert neigeux.
D	la distance entre la terre et le soleil.
$DN[i]$	données numériques pour l'intervalle couvert par la bande $[i]$.
E_D	le rayonnement solaire diffus.
E_R	le rayonnement solaire incident réfléchi par les surfaces environnantes.
E_s	le rayonnement solaire direct.
E_T	le rayonnement incident total.
E_0	le rayonnement incident à l'extérieur de l'atmosphère (exoatmosphérique).
h	le pas du modèle numérique d'élévation.
I	angle d'incidence du rayonnement direct.
I_h	angle d'incidence du rayonnement direct pour une surface de référence horizontale.

(I_s/I_0)	K' ou index isotrope (le rapport entre le rayonnement solaire direct pour une surface horizontale et le rayonnement solaire à l'extérieur de l'atmosphère.
L	la luminance réfléchie par la surface, mesurée au satellite.
L_p	luminance de parcours.
ϕ	l'angle azimutal solaire.
θ	l'angle zénithal solaire.
Q_{ext}	coefficient d'extinction.
ρ	la réflectance.
r	le diamètre des grains.
r_s	le rapport entre la radiation reçue pour une surface inclinée et une surface horizontale.
s	la pente ou l'inclinaison de la surface.
t_0	la masse optique.
T_v	transmissivité atmosphérique.
V_d	portion du ciel vue par la surface d'intérêt (sky-view factor)
V_t	la réflexion moyenne provenant des versants environnants.
z	élévation d'un point à une position i, j .

