

**EVALUATION DES DONNEES
D'UN RADAR A ANTENNE SYNTHETIQUE (RAS),
EN BANDES C ET X,
POUR LA SURVEILLANCE DU COUVERT DE NEIGE**

**Thèse soumise pour l'obtention d'un
Doctorat en sciences de l'eau (Ph.D.)**

par

Monique Bernier, M.Sc., B.Sc., D.A.

**Université du Québec
Institut national de la recherche scientifique
INRS-Eau**

Québec, septembre 1991

A mon fils, Simon.

REMERCIEMENTS

Cette recherche n'aurait pu se réaliser sans le concours de plusieurs personnes et organisations. Nos remerciements vont d'abord au Directeur de la Division des applications du Centre canadien de télédétection, monsieur Jean-Claude Henein qui nous a permis d'obtenir un congé et une bourse d'études de la Fonction publique du Canada pour une période de deux ans. Durant les phases d'acquisition et de traitement des données RADAR, nous avons bénéficié des conseils et du support technique de plusieurs collègues du Centre canadien de télédétection, entre autres, messieurs Robert Hawkins, Robert Leconte, Tom Lukowski et Terry Pultz. Nous les en remercions sincèrement.

Nous aimerions aussi remercier nos collaborateurs lors de l'acquisition des données au sol, le docteur Hugh Gwyn et ses étudiants, du Centre d'Application et de Recherche en Télédétection de l'Université de Sherbrooke, ainsi que messieurs Alain Pesant et Réal Gagné d'Agriculture Canada. Soulignons également la coopération du docteur Jean Stein de l'Université Laval et celle des membres de la Direction de la Météorologie du ministère de l'Environnement du Québec qui nous ont prêté leurs instruments de mesure.

Grâce aux avis de chercheurs émérites en télédétection, nous avons pu corriger notre tir et pousser plus loin nos travaux. Nous voudrions spécialement saluer et remercier madame Thuy Le Toan du Centre d'Etude spatiale des Rayonnements de Toulouse, spécialiste des micro-ondes, et le docteur Christian Mätzler de l'Université de Berne lequel a étudié les interactions entre les micro-ondes et la neige pendant plusieurs années.

Nous profitons aussi de l'occasion pour témoigner de la confiance et du soutien que nous a accordés notre directeur de recherche, le docteur Jean-Pierre Fortin, tout au long de ces quatre années. De plus, cette thèse n'aurait pu être achevée sans les encouragements soutenus de notre famille.

Finalement, le soutien financier de cette recherche provient d'un contrat du Gouvernement canadien (MAS: 23413-7-8142), parrainé conjointement par Environnement Canada et le Centre canadien de télédétection.

SOMMAIRE

Cette recherche visait à déterminer l'utilité des données d'un Radar à antenne synthétique (RAS), en bande C et X, à suivre l'évolution de la couverture nivale et en particulier, à évaluer la distribution spatiale de l'équivalent en eau de la neige.

Dans un premier temps, une campagne d'acquisition multitemporelle d'images RAS fut conduite au-dessus du bassin de la rivière Eaton, localisé dans les Appalaches, à l'extrémité sud du Québec. Les images furent recueillies à l'aide du Convair-580 du Centre canadien de télédétection (CCT) sous différentes conditions environnementales, à sept reprises durant trois hivers.

L'étalonnage absolu des images s'avérant irréalisable, une méthode d'étalonnage relatif des scènes RAS fut développée afin de corriger la variation transversale du signal à l'intérieur d'une scène et de ramener les puissances de rétrodiffusion des différents survols à un même niveau.² Cette méthode d'étalonnage se base sur l'hypothèse suivante: la puissance de rétrodiffusion d'un boisé de sapins matures demeure constante en saison hivernale et la variation de cette puissance en fonction de l'angle d'incidence suit une loi du cosinus. Les résultats obtenus au cours de cette recherche viennent confirmer que la méthode d'étalonnage proposée a atteint son objectif.

Afin d'interpréter les puissances de rétrodiffusion de la neige sèche et de la neige humide, deux modèles originaux furent créés en modifiant et adaptant des modèles existants. Un rapport entre les puissances d'un survol hivernal et d'un survol printanier, $\bar{P}_c(45) [\text{hiver}] / \bar{P}_c(45) [\text{printemps}]$ a ainsi été défini.

Il résulte de cette étude que le phénomène de diffusion de volume à l'intérieur des couverts de neige étudiés ne se détecte pas et que le signal de rétrodiffusion d'un couvert de neige provient essentiellement du sol. Les propriétés diélectriques d'un sol gelé jouent alors un rôle déterminant sur le signal détecté. La température et la texture du sol se révèlent donc deux variables fort importantes à surveiller et à mesurer. À notre connaissance, le rôle joué par le sol gelé sur la rétrodiffusion du couvert nival ne fut jamais souligné jusqu'à ce jour.

Même si la diffusion de volume de la neige ne se détecte pas, une relation logarithmique s'établit pourtant entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau du couvert nival sec. Cette relation s'explique par le lien entre la capacité d'isolation thermique du couvert et la température du sol. Ainsi, la distribution spatiale de l'équivalent eau de neige peut être déterminée, sous certaines conditions environnementales (sol gelé, isolation thermique du couvert relativement faible), à partir des données RAS.

De plus, le RAS détecte le passage de l'état sec à l'état humide de la couverture nivale et vice versa.

Le futur satellite canadien, RADARSAT, lequel opérera en bande C et aura une résolution spatiale de 25 m, s'avère donc très prometteur pour la surveillance de la neige. Finalement, l'ensemble des résultats de cette étude s'appliquent aux deux bandes spectrales, C et X.

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
REMERCIEMENTS	i
SOMMAIRE	iii
TABLE DES MATIERES	v
LISTE DES TABLEAUX	vii
LISTE DES FIGURES	ix
 INTRODUCTION	 1
Problématique	3
But de la recherche	8
Plan de l'ouvrage	9
 CHAPITRE 1 ACQUISITION DES DONNEES	 11
1.1 Introduction	13
1.2 Description du site expérimental	13
1.3 Données aéroportées	15
1.3.1 Description du RAS-C/X	15
1.3.2 Données RAS recueillies	19
1.4 Données au sol	20
1.4.1 Relevés automnaux	20
1.4.2 Relevés hivernaux	22
1.4.3 Relevés printaniers	28
1.5 Etalonnage absolu	34
1.6 Conclusion	37
 CHAPITRE 2 ETALONNAGE DES DONNEES RAS	 39
2.1 Introduction	41
2.2 Pré-traitement des données RAS	41
2.3 Etalonnage des données RAS	44
2.3.1 Choix de l'étalon	44
2.3.2 Description de la méthode d'étalonnage	50
2.3.3 Application de la méthode	52
2.3.4 Evaluation de l'efficacité de notre méthodologie	61
2.4 Conclusion	72

CHAPITRE 3 MODELISATION DU COUVERT NIVAL	75
3.1 Introduction	77
3.2 Considérations théoriques	77
3.2.1 Phénomène de diffusion des micro-ondes	77
3.2.2 Propriétés diélectriques de la neige	80
3.3 Modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche	82
3.3.1 Modélisation de la diffusion à l'interface neige/sol	83
3.3.2 Contribution du couvert de neige	87
3.3.3 Relation entre le coefficient et la puissance de rétrodiffusion	91
3.3.4 Correction de l'angle d'incidence	92
3.4 Modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige humide	94
3.5 Conclusion	96
CHAPITRE 4 ANALYSE DES RESULTATS	99
4.1 Introduction	101
4.2 Comparaison multitemporelle de la signature de la neige	101
4.3 Neige sèche	107
4.3.1 Rôle de la température d'un sol gelé sur la rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche	107
4.3.2 Lien entre le rapport des puissances corrigées et l'isolation thermique de la neige	116
4.3.3 Détermination de l'équivalent en eau	126
4.4 Neige humide	132
4.5 Discussion	137
4.6 Conclusion	141
CHAPITRE 5 CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS	145
5.1 Sommaire et conclusions	147
5.2 Travaux futurs	151
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	155
ANNEXE A CARACTERISTIQUES D'UN SYSTEME RADAR	165
ANNEXE B ILLUSTRATION DES DEUX LIGNES DE VOLS	175
ANNEXE C EQUIVALENT EN EAU DE LA LIGNE	179
ANNEXE D DETERMINATION DE LA TENEUR EN EAU DE LA NEIGE	187
ANNEXE E EQUATION RADAR	193

LISTE DES TABLEAUX

	<u>Page</u>
TABLEAU 1.1	Fiche technique du RAS 16
TABLEAU 1.2	Caractéristiques du sol à l'automne 1987 21
TABLEAU 1.3	Caractéristiques des couverts de neige 24
TABLEAU 1.4	Profondeur du gel et teneur en eau (m_g) du sol lors des survols 27
TABLEAU 1.5	Teneur en eau volumique du sol le 27 avril 1988 28
TABLEAU 2.1	Liste des traitements effectués sur le système DIPIX 42
TABLEAU 2.2	Paramètres d'acquisition des données RAS 54
TABLEAU 2.3	Ecart des estimés de la puissance corrigée, entre les deux lignes de vol, $\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c2}(\theta)$ les 7 mars et 7 avril 1989 65
TABLEAU 2.4	Ecart (Δ) des puissances (dB), entre les deux lignes de vol, de quelques parcelles agricoles 67
TABLEAU 2.5	Variation temporelle de la puissance de rétrodiffusion (dB) et de l'angle d'incidence de deux parcelles agricoles, en bande C 69
TABLEAU 2.6	Puissance de rétrodiffusion (dB) des boisés de sapins de la ligne 1 ... 71
TABLEAU 4.1	Variation de la constante diélectrique, ϵ , à l'intérieur du couvert 112
TABLEAU 4.2	Valeurs calculées de F pour la neige sèche 113
TABLEAU 4.3	Erreur relative (%) sur l'estimé de l'équivalent en eau ou de l'épaisseur d'un couvert de neige 130
TABLEAU 4.4	Valeur du rapport des puissances, $P_c(c)$ [hiver] / $P_c(c)$ [printemps], pour la neige humide 135

LISTE DES FIGURES

	<u>Page</u>
FIGURE 1.1 Bassin de la rivière Eaton	14
FIGURE 1.2 Modes d'acquisition des images radar par le RAS du CCT	17
FIGURE 1.3 La rugosité type des parcelles agricoles	29
FIGURE 1.4 L'échantillonneur MSC, type 1	29
FIGURE 1.5 La rugosité du couvert de neige	30
FIGURE 1.6 Un profil vertical de la température	30
FIGURE 1.7 L'épaisseur des couches de neige du couvert	31
FIGURE 1.8 La petite pelle en métal (5 cm de côté, capacité 1 litre)	31
FIGURE 1.9 La détermination du type et de la dimension des grains	32
FIGURE 1.10 Le "Time Domain Reflectometer"	32
FIGURE 1.11 Le carottier utilisé pour mesurer la profondeur de pénétration du gel .	33
FIGURE 1.12 L'Active Radar Calibrator du CARTEL, composé d'une antenne réceptrice (à gauche) et d'une antenne émettrice (à droite)	36
FIGURE 1.13 L'un des réflecteurs en coin du Centre canadien de télédétection	36
FIGURE 2.1 Photographie d'un boisé de sapins du bassin de la rivière Eaton	45
FIGURE 2.2 Variation temporelle de la matière sèche dans les aiguilles et les tiges des rameaux de Sapin Beaumier et de Pin blanc	48
FIGURE 2.3a Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande C, en fonction de l'angle d'incidence	55
FIGURE 2.3b Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande C, en fonction de l'angle d'incidence	56

	<u>Page</u>
FIGURE 2.4a	Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande X, en fonction de l'angle d'incidence 59
FIGURE 2.4b	Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande X, en fonction de l'angle d'incidence 60
FIGURE 2.5	Erreur type de la puissance corrigée, $P_c(c)$ 62
FIGURE 2.6	Profils ayant servi à étalonner les cinq sites agricoles 66
FIGURE 3.1	a) Le phénomène de la diffusion de surface 79 b) La diffusion de volume 79
FIGURE 3.2	Valeurs mesurées de la constante diélectrique (ϵ' et ϵ'') de trois sols en fonction de leur température ainsi que de la fréquence 90
FIGURE 4.1	Les profils verticaux typiques de la couverture de neige lors des sept survols 103
FIGURE 4.2	La variation temporelle de la puissance corrigée, $\bar{P}_c(45)$, d'une parcelle agricole, en bande C et en bande X 104
FIGURE 4.3	La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau de la neige 108 (a) Pour l'ensemble des données acquises (4 survols) 108 (b) Pour chaque survol (3 survols illustrés) 108
FIGURE 4.4	La relation entre le rapport des puissances de rétrodiffusion et la température du sol 110
FIGURE 4.5	La relation entre le rapport des puissances de rétrodiffusion et la teneur en eau liquide du sol, m_{vH} 115
FIGURE 4.6	La relation entre le rapport des puissances et l'isolation thermique du couvert de neige pour chacun des quatre survols 119
FIGURE 4.7	Une relation unique entre le rapport des puissances et l'isolation thermique de trois couverts secs 120
FIGURE 4.8	La relation entre la température mesurée du sol et l'isolation thermique de 4 couverts de neige 122

	<u>Page</u>
FIGURE 4.9	La relation directe entre le rapport des puissances et la température du sol 124
FIGURE 4.10	La différence entre le rapport des puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], et celui calculé via la température du sol 124
FIGURE 4.11	Une relation unique entre la température du sol et l'isolation thermique de trois couverts de neige 125
FIGURE 4.12	La différence entre le rapport des puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], et celui calculé au moyen de la relation entre la température du sol et l'isolation thermique illustrée à la figure 4.10 125
FIGURE 4.13	La relation entre l'équivalent en eau et l'isolation thermique de 4 couverts niveaux secs 127
FIGURE 4.14	La relation entre l'épaisseur et l'isolation thermique de 4 couverts niveaux secs 127
FIGURE 4.15	La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau du couvert de neige pour les données en bande C et X du 26 février 1988 129
FIGURE 4.16	La relation entre le rapport des puissances et l'épaisseur du couvert de neige pour les données en bande C et X du 26 février 1988 129
FIGURE 4.17	La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau ainsi qu'entre le rapport des puissances et l'épaisseur du couvert de neige pour les données en bande C du 7 mars 1989 131

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Problématique

Au Canada, une grande proportion de nos ressources en eau est reçue et emmagasinée sous forme de neige. La quantité et la qualité de cette neige fluctuent rapidement d'un endroit à l'autre d'un bassin versant et cela tout au long de la saison hivernale. Afin de bien connaître la réserve en eau d'un bassin, la quantité et la qualité de la neige doivent être surveillées, si possible, quotidiennement. En effet, une meilleure connaissance de la réserve hydrologique permettrait de mieux prédire la production hydroélectrique, les inondations printanières et l'humidité du sol.

Toutefois, estimer la variation spatiale et temporelle des caractéristiques de la neige, à partir de mesures au sol, est impensable sur une base opérationnelle. Les images de satellites apparaissent alors comme une source d'information avantageuse (Dozier, 1984). Les satellites opérant dans le visible et l'infra-rouge (0,3 à 1,5 μm) peuvent effectivement suivre certains paramètres; la présence ou non d'une couverture de neige, sa superficie, son état (sec ou humide) et son albédo (Bernier et al., 1989). Mais, les nuages empêchent un suivi continu et la quantité de neige au sol ne peut être évaluée au moyen d'instruments opérant dans le visible et le proche infrarouge. Ces remarques s'appliquent aussi à l'estimation de la température de surface de la neige grâce à l'infrarouge thermique.

Le suivi quotidien de la neige nécessite donc des outils de télédétection utilisables à intervalles réguliers et indépendants de l'illumination du soleil ou de la couverture nuageuse. Les satellites munis de capteurs opérant dans les hyperfréquences (0,3 à 300 GHz) ou micro-ondes (100 à 0,1 cm) deviennent alors fort intéressants pour surveiller l'évolution du couvert de neige; c'est-à-dire, évaluer l'étendue, l'humidité et l'équivalent en eau de la neige au sol à un moment donné. Depuis une dizaine d'années, la communauté scientifique internationale s'est intéressée à vérifier le potentiel de ces capteurs, tant passifs qu'actifs.

D'une part, les capteurs passifs ou radiomètres, mesurent les micro-ondes émises naturellement par la surface terrestre. Le potentiel de ces capteurs pour le suivi de la neige fut étudié à l'aide des données du satellite Nimbus-7 (1978-1985). Ces données permirent de cartographier des secteurs enneigés (Rott et Künzi, 1983) et de mesurer l'équivalent en eau de la neige sèche (Hallikainen, 1984; Hallikainen et al., 1986). Malgré ces résultats prometteurs, l'utilisation des données de ce radiomètre demeure cependant très limitée. En effet, sa résolution de 30 km ne s'applique qu'à des bassins dépassant 100 000 km² et la disponibilité future de ce type de radiomètre est incertaine.

D'autre part, les radars à antenne synthétique (RAS) mesurent la fraction rétrodiffusée des micro-ondes qu'ils ont eux-mêmes émises. Jusqu'à maintenant, un seul satellite, le Seasat, fut muni d'un RAS mais ne demeura en opération que quelques mois seulement en 1978. En 1981 et 1984 respectivement, deux missions scientifiques de la navette américaine (Shuttle Imaging Radar, SIR-A et SIR-B) comportaient également la prise d'images RAS. Le RAS de Seasat et ceux des navettes spatiales étaient cependant mal

adaptés aux études sur la neige (Rott, 1986) de par l'utilisation de la bande L (1,28 GHz). A cette longueur d'onde (23,5 cm), la neige sèche demeure totalement transparente tandis que la neige humide ne peut être distinguée de la roche ni des sols à nu.

D'après Rott et al. (1985), deux des trois RAS qui seront mis en orbite au début des années 1990 ne possèderaient pas de caractéristiques favorables à la cartographie de la neige. Ainsi, le satellite européen, "ESA Remote Sensing Satellite" (ERS-1) dont le lancement est prévu en juillet 1991, sera muni d'un RAS ayant les caractéristiques suivantes: une bande C, une largeur de trace au sol de 80 km, une résolution spatiale de 35 m et un angle d'incidence de 23° au centre de la trace. Ce faible angle d'incidence limitera son utilisation en région montagneuse, causant des risques de confusion entre le signal de la neige et celui des autres surfaces. Quant au RAS du satellite japonais "Earth Observation Satellite" (JERS), qui sera mis en orbite en février 1992, il opérera tout comme Seasat en bande L. Toutefois, le satellite canadien RADARSAT, dont le lancement est prévu en 1995, présente des caractéristiques avantageuses. En effet, son opération en bande C, sa large couverture (jusqu'à 500 km), sa résolution spatiale de 25 m et ses angles d'incidence entre 20° et 59°, en font un outil prometteur pour l'étude de la neige.

Etant donné le peu de données RAS satellitaires disponibles, le potentiel du RAS a surtout été étudié au moyen de capteurs aéroportés. Une première étude sur la neige menée au Canada, en 1979, dans le cadre du projet SURSAT, ne donna pas de résultats concluants, suite à un manque de coordination entre la prise des données au sol et celle des données RAS (Goodison et al., 1980). En 1981, l'Agence spatiale européenne et le

Centre de recherche conjoint des communautés européennes dirigèrent une importante campagne aéroportée d'acquisition de données RAS. Utilisant le Convair-580 du Centre canadien de télédétection, on étudia des régions partiellement dégagées de neige des Alpes suisses (Mätzler et Meister, 1984) et autrichiennes (Rott et Domik, 1984), de même que des glaciers du Groënland en période de fonte (Gudmansen et al., 1984). Ces expériences ont montré que la neige humide peut être identifiée à partir des bandes X et C. Particulièrement, lorsque des polarisations parallèles sont employées, c'est-à-dire émission et réception du signal dans la même polarisation (HH et VV), la distinction de la neige humide se fait entre des angles d'incidence de 25 à 80°. Lorsque des polarisations croisées sont utilisées (HV ou VH), la distinction de la neige humide est aussi possible pour des angles inférieurs à 25°.

Parallèlement, en 1977, un programme de recherche à long terme débutait dans les Alpes suisses (Hofer et Shanda, 1978; Mätzler, 1986; Mätzler, 1987). Cette étude avait pour buts de mieux comprendre l'interaction entre les micro-ondes et la couche de neige, de déterminer les caractéristiques optimales des futurs capteurs (actifs et passifs) et de développer des algorithmes appropriés à leur utilisation. Les données furent recueillies au moyen de radiomètres et de diffusomètres installés sur une tour d'observation fixe. Elles révélèrent qu'en bande X, la signature d'un couvert de neige humide diffère significativement de celle d'un sol à nu tandis que la signature d'un couvert de neige sèche est similaire à celle du sol à nu. En outre, la différence entre un mince couvert de neige sèche (5-15 cm d'équivalent en eau) et un couvert épais (20-64 cm) s'avère inférieure à la marge d'erreur des mesures (Mätzler et Schanda, 1984).

Une recherche ayant des objectifs semblables était également entreprise à l'Université du Kansas. Contrairement aux chercheurs suisses, Ulaby et Styles (1980) constatèrent une relation positive entre le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche et son équivalent en eau. Cependant l'étude fut faite à partir d'un couvert de neige créé artificiellement. Dans une autre expérience, laquelle suivait l'évolution de la rétrodiffusion d'un couvert de neige pendant six semaines, ils avaient aussi remarqué une augmentation de la rétrodiffusion qu'ils attribuèrent à l'augmentation de l'équivalent en eau.

Ces résultats ambivalents au sujet de la détermination de l'équivalent en eau de la neige sèche pourraient s'expliquer par le fait que l'équivalent en eau ne constitue pas le seul paramètre qui influence la rétrodiffusion de la neige sèche. D'après Rott et al. (1986) la stratigraphie du couvert et la dimension des grains auraient aussi un effet significatif sur la rétrodiffusion. En effet, les grains de neige possèdent un diamètre (0,5 à 4 mm) plus petit que les micro-ondes et agissent ainsi comme un diffuseur de type Rayleigh. Cette diffusion augmenterait fortement avec l'augmentation des grains et la fréquence. Un couvert de neige renferme aussi des strates horizontales distinctes qui créent des variations verticales de la densité de l'ordre de la longueur d'onde (quelques centimètres). Ces nombreuses interfaces pourraient produire des interférences notables et des effets de polarisation. Finalement, le vent peut causer l'hétérogénéité de la densité tant verticalement qu'horizontalement. Cette hétérogénéité affecterait la propagation des ondes électromagnétiques et formerait ainsi un signal de retour dans la direction opposé au rayon incident.

L'effet de ces différents paramètres sur la rétrodiffusion de la neige sèche comme celui de la rugosité de la surface et de la dimension des grains sur la rétrodiffusion de la neige humide demandent à être étudiés davantage. Tel que souligné par Rott et al. (1988), des études complémentaires et de nouvelles acquisitions de données RAS s'avèrent nécessaires afin de connaître la signature de la neige sous différents états (teneur en eau, densité, stratigraphie) et de vérifier la possibilité d'estimer l'équivalent en eau de la neige sèche.

But de la recherche

Les études antérieures ont démontré que la neige humide peut être distinguée des surfaces sans neige, en utilisant les bandes X et C, mais que les possibilités de distinguer la neige sèche et d'évaluer son équivalent en eau demeurent incertaines. De plus, étant donné la complexité du signal de rétrodiffusion d'une surface recouverte de neige, les contributions de la densité, de la teneur en eau et de la stratigraphie se doivent d'être étudiées au moyen d'une étude multitemporelle.

En conséquence, dans le cadre du Programme de Recherche et de Développement sur le RAS, mis sur pied par le Centre canadien de télédétection en 1986, l'INRS-Eau a initié le présent projet de recherche dans le but de déterminer si les données RAS, en bande C et X, pouvaient être utiles pour suivre l'évolution de la couverture nivale et plus particulièrement, pour évaluer la distribution spatiale de l'équivalent en eau de la neige.

Le Centre canadien de télédétection (CCT) parraina donc la campagne d'acquisition multitemporelle d'images RAS dans les bandes X et C, sur le bassin de la rivière Eaton, situé dans les Cantons de l'est, au Québec. Le bassin fut survolé sous différentes conditions environnementales (neige sèche, neige humide, sans couvert de neige) à sept reprises durant trois hivers. Cette thèse présente les résultats de cette étude et se divise en cinq chapitres.

Plan de l'ouvrage

Le premier chapitre décrit le site expérimental, le Radar à antenne synthétique (RAS) du CCT, et les données RAS acquises. Il présente aussi les données recueillies au sol qui serviront à interpréter ces données RAS. Le second chapitre se concentre sur l'analyse numérique des données RAS et traite particulièrement de l'étalonnage de ces données. En effet, afin de pouvoir mener une analyse quantitative d'images RAS acquises en des jours différents et sous des paramètres divers, une méthode d'étalonnage relatif adaptée à cet ensemble de données hivernales a dû être développée. Le troisième chapitre aborde les concepts théoriques de la rétrodiffusion d'un couvert de neige et présente une modélisation originale de cette rétrodiffusion qui facilitera l'interprétation des données RAS étalonnées. Les résultats de cette interprétation sont présentés au quatrième chapitre. Le dernier chapitre regroupe les conclusions et les recommandations de cette étude.

CHAPITRE 1

ACQUISITION DES DONNEES

CHAPITRE 1

1.1 Introduction

Ce premier chapitre décrit la collecte des données requises pour notre étude et se divise en quatre sections; la description du site expérimental, les données aéroportées, les données au sol et l'étalonnage absolu des données RAS.

1.2 Description du site expérimental

Le bassin de la rivière Eaton, situé dans les Appalaches à l'extrémité sud du Québec, constitue le site expérimental de cette recherche (figure 1.1). D'une superficie de 645 km², ce bassin s'étend entre les longitudes ouest 71°15' et 71°42' et les latitudes nord 45°12' et 45°27'. Sa topographie est légèrement accidentée avec une dénivellation maximale de 400 m. Les pentes du terrain varient de 0 à 5 degrés. L'occupation du sol est dominée par la forêt, principalement des feuillus, mais on retrouve ça et là des boisés denses de conifères. Environ 20% du territoire est consacré à l'agriculture, essentiellement des pâturages et des cultures fourragères.

Le fait que le bassin de la rivière Eaton ait été l'objet d'études hydrologiques intensives, a influencé grandement sa sélection comme site expérimental. En effet, une bonne documentation de base était déjà disponible à l'INRS-Eau; cartes forestières, géomorphologiques et pédologiques, photographies aériennes, données

météorologiques et hydrologiques et un modèle numérique du terrain. De plus, des images SPOT et LANDSAT du bassin furent acquises en 1985 et en 1986 et des relevés du terrain furent alors effectués par une équipe de l'INRS-Eau. Finalement, le bassin offrait des avantages logistiques intéressants, étant localisé à moins de trois heures de route de la ville de Québec, non loin du Centre d'Application et de Recherche en Télédétection (CARTEL) de l'Université de Sherbrooke ainsi que de la Station expérimentale de Lennoxville. Ces deux organismes ont d'ailleurs étroitement collaboré à l'acquisition des données au sol.

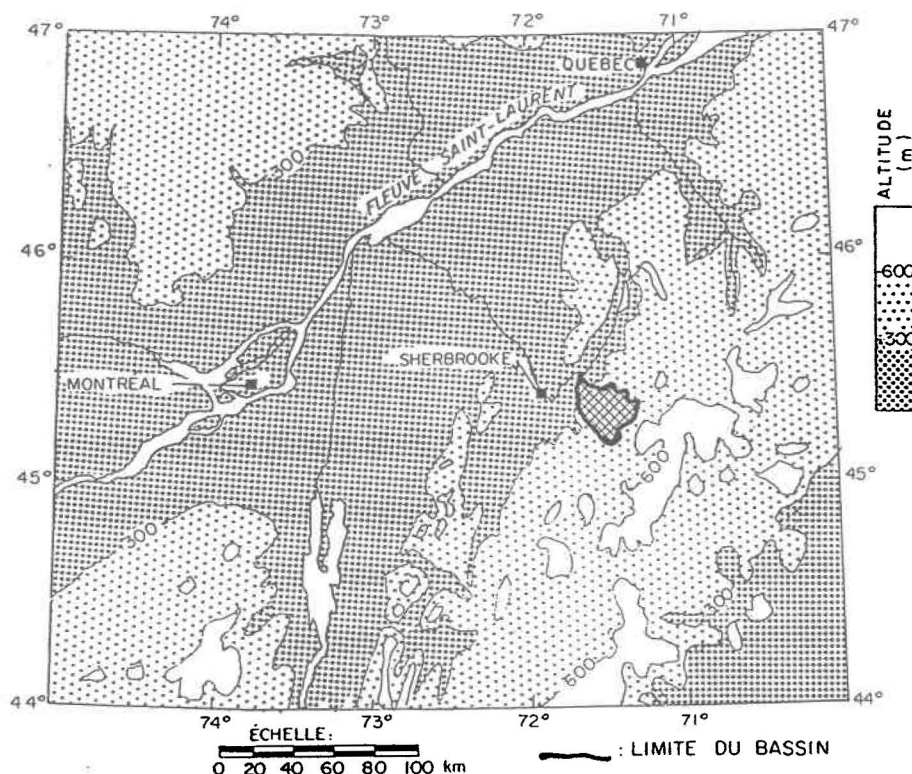


FIGURE 1.1: Bassin de la rivière Eaton.

1.3 Données aéroportées

Avant de discuter des données aéroportées recueillies, le système radar utilisé est décrit.

1.3.1 Description du RAS-C/X

Les radars construits à des fins de télédétection mesurent la différence de l'amplitude du signal rétrodiffusé en provenance de diverses surfaces cibles dans le but de les caractériser. En effet, l'amplitude du signal reçu dépend de la morphologie, de la rugosité, et de la constante diélectrique des surfaces. Deux types de technologie radar sont actuellement utilisés en télédétection; le radar à antenne réelle (RAR) et le radar à antenne synthétique (RAS). Les caractéristiques générales de ces deux technologies sont décrites dans l'ANNEXE A.

En 1987, un nouveau radar à antenne synthétique (RAS) fut conçu et fabriqué par deux sociétés canadiennes, MacDonald Dettwiler and Associates Ltd. et Canadian Astronautics Ltd. Il fut mis au point par le Centre canadien de télédétection (CCT) et installé à bord de son Convair-580. Ce RAS s'est avéré plus fiable, plus précis et mieux étalonné que les prototypes antérieurs (Livingston et al., 1987). Les principales caractéristiques techniques du RAS-C/X sont résumées au tableau 1.1.

TABLEAU 1.1: Fiche technique du RAS (tirée de RAS-C/X Aéroporté; 1988).

	BANDE C	BANDE X
EMETTEUR		
Fréquence	5,30 GHz	9,25 GHz
Longueur d'onde	5,66 cm	3,24 cm
Polarisation	H et V	H et V
PRF	208 à 382 Hz	208 à 382 Hz
RECEPTEUR		
Gamme dynamique	30 dB	30 dB
Durée d'impulsion	40 ns	32 ns
Facteur de bruit	5,2 dB	5,3 dB
ANTENNE (polarisation H)		
Largeur du faisceau azimuth.	3,6°	1,4°
Largeur du faisceau élévation.	23°	26°
Gain maximal	24 dB	28 dB

Différentes configurations du système radar peuvent être choisies selon les besoins de la thématique; agriculture, neige, océan, etc. Ainsi, le RAS-C/X peut cartographier un couloir d'un côté ou l'autre de l'avion, corriger ou non la distance oblique en distance-sol, transmettre des signaux à polarisation horizontale (H) ou verticale (V), émettre en bande C et X, recevoir simultanément les deux polarisations (H et V), et varier le gain selon la distance transversale pour différentes applications (terre, océan, glace). Il peut aussi fonctionner dans l'un des trois modes d'acquisition suivants: nadir, balayage étroit ou balayage large (figure 1.2).

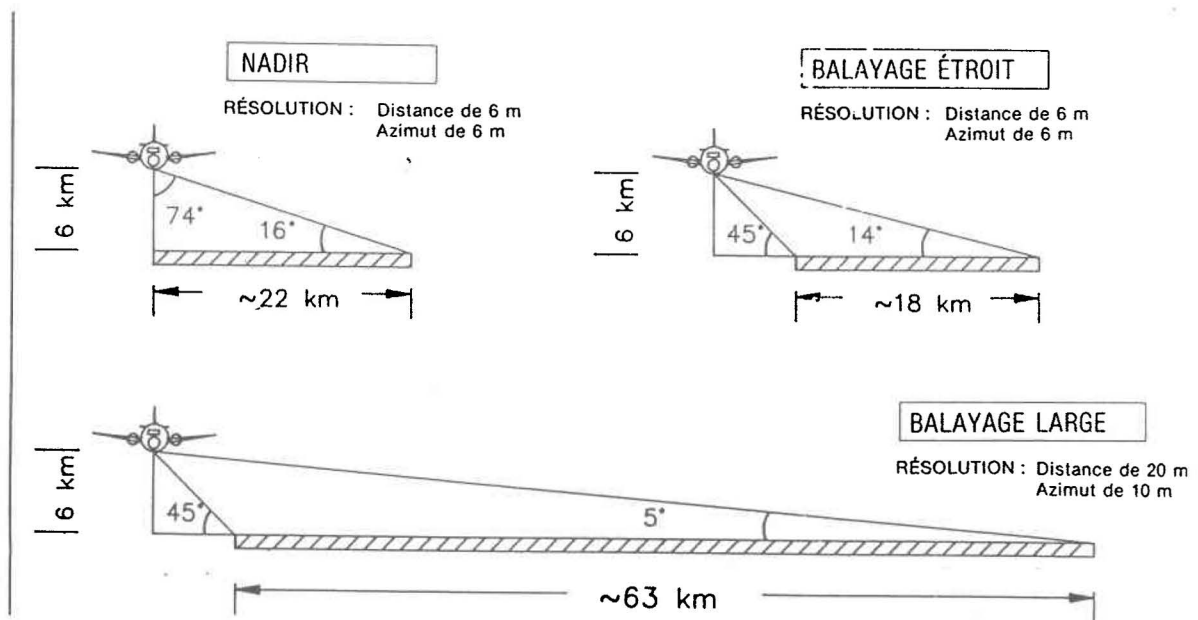


FIGURE 1.2: Modes d'acquisition des images radar par le ROS du CCT (tirée de MAS, 1988).

En mode nadir, les angles d'incidence varient entre 0 et 74° et en mode étroit, entre 45 et 76°. A une altitude de vol de 6 km, la résolution spatiale des images est de 6m sur 6m alors que la surface balayée est d'environ 20 km. En mode de balayage large, des images de plus faible résolution (20 m sur 10 m) sont obtenues sur une plus grande surface balayée (63 km).

Le RAS-C/X regroupe cinq composantes majeures (Livingstone et al., 1987):

- un ordinateur de contrôle pour tout le système radar (antennes, transmetteur, processeurs), lequel sert aussi d'interface avec l'opérateur;
- un ordinateur dénommé "SAR Transceiver Subsystem", lequel génère, transmet et reçoit des signaux cohérents;
- un système dénommé "Sensitivity Time Control", qui permet de restreindre à 30 ou 40 dB la dynamique du signal reçu selon le type de terrain (glace, océan, terre) avant même le traitement des signaux. Ce système permet aussi de réduire la variation de l'intensité de l'image en fonction de l'angle d'incidence;
- un système de compensation des mouvements, qui permet de corriger numériquement les changements de phase des signaux associés aux variations de vitesse, d'accélération et d'attitude de l'avion le long du couloir balayé; et
- un processeur en temps réel ("Real-Time SAR Processor"), qui reçoit les données de temps et les signaux cohérents des deux canaux (polarisation H et V) transmis par le

"SAR Transceiver Subsystem". Ces signaux cohérents sont numérisés et corrigés en réaction aux mouvements produits à l'intérieur d'une matrice synthétique (via le système de compensation des mouvements). Ils sont ensuite compressés en azimuth (7 visées) afin de produire une image numérique de haute résolution. Cette image est alors enregistrée sur un ruban à haute densité dont l'information sera transposée sur une bande pour ordinateur à 8 bits ou sur papier au moyen d'un "Image FIRE-240". Pendant le vol, l'image numérique est aussi transmise à un enregistreur en bande (épreuve-minute sur papier) et à un écran de visualisation. Ce dernier permet à l'opérateur d'évaluer, sur le champ, le rendement du radar. Simultanément, le signal brut des deux canaux (polarisation H et V) est enregistré sur un ruban à haute densité afin d'être traité par le processeur C-SHARP du CCT, lequel créera une image RAS transférable sur une bande pour ordinateur à 16 bits.

1.3.2 Données RAS recueillies

Le bassin fut survolé à sept reprises: les 26 février et 27 avril 1988, les 7 mars, 7 avril et 15 décembre 1989, et les 6 février et 9 mars 1990.

Sauf pour le 26 février 1988 et le 6 février 1990, dates auxquelles une seule ligne de vol fut réalisée, deux lignes, est-ouest, furent survolées par le Convair-580 (ces lignes sont illustrées à l'ANNEXE B). La première ligne s'étend sur 32 km entre Sawyerville et Chartierville. La seconde, longue de 65 km, va de Sherbrooke au Mont-Mégantic. Les deux lignes se superposent de 3 à 4 km dans la direction transversale à la ligne de vol. L'antenne est dirigée vers le sud pour la ligne 1 et vers le nord pour la ligne 2.

Les images radar ont été prises dans les bandes X et C, en polarisation HH et en mode de balayage étroit ($45^\circ < \theta < 74^\circ$). Cependant, le 9 mars 1990, seule la bande C fut acquise, l'antenne de la bande X ne fonctionnant pas correctement. Rappelons qu'en mode de balayage étroit, la largeur des lignes de vol est de 18 km et la résolution au sol est de 6m X 6m. Les données numériques, échantillonnées en 7 visées, proviennent du processeur en temps réel. Etant donné l'ondulation du terrain, la distance oblique entre l'objet illuminé et l'antenne fut conservée lors de la formation des images. Les images résultantes ont ensuite été transcrites en 8 bits sur une bande pour ordinateur.

1.4 Données au sol

Des relevés au sol étaient effectués à chaque automne précédant une saison d'acquisition de données RAS, au moment des six survols hivernaux et à l'occasion du survol printanier d'avril 1988. La prise des données au sol sera présentée en séquence pour chaque saison.

1.4.1 Relevés automnaux

Le site expérimental était visité avant le début des précipitations de neige et les parcelles agricoles servant de sites témoins étaient alors sélectionnées. Celles-ci étaient photographiées et l'utilisation du sol, la hauteur de la végétation ainsi que la rugosité du terrain étaient notées.

Tel que suggéré par Ulaby et al. (1986), la rugosité des parcelles était évaluée visuellement en photographiant une planche de bois quadrillée au centimètre, placée verticalement et au niveau (figure 1.3). Il est à noter que les profils de rugosité, tels que photographiés auraient pu être numérisés mais ils étaient trop courts pour bien représenter la rugosité moyenne des sites. L'écart-type de la dénivellation de chaque parcelle n'a donc pas été calculée.

A l'automne 1987, des échantillons de sol furent recueillis afin de mesurer leur capacité au champ et leur teneur en eau volumique, m_v , (tableau 1.2). Etant donné le faible nombre d'échantillons de sol (n), le calcul de l'écart-type (σ) de la teneur en eau a été effectué seulement à titre indicatif. La capacité au champ des échantillons de sol fut évaluée en laboratoire par le ministère de l'Agriculture, des Pêches et de l'Alimentation du Québec tandis que leur teneur en eau volumique fut déterminée à l'INRS-Eau.

TABLEAU 1.2: Caractéristiques du sol à l'automne 1987.

Sites	Type de sol	Capacité au champ (%)	teneur en eau (g/cm^3)	
			m_v	σ (n)
1	limon	0,27	0,32	0,19 (2)
2	limon	-	0,35	0,02 (2)
4a	limon	-	0,38	0,04 (4)
4b	limon	0,34	0,43	0,06 (3)

1.4.2 Relevés hivernaux

Les données à prendre lors des survols hivernaux furent sélectionnées en s'inspirant des mesures prises durant les survols parrainés par l'Agence spatiale européenne au-dessus de sites enneigées des Alpes et du Groënland (Rott et Domik, 1984; Gudmansen et al., 1984) et celles recueillies, au Canada, par Goodison et al. (1980) lors d'une étude similaire. De plus, nous avons suivi les conseils donnés par Jones (1983) dans un guide détaillant les méthodes de caractérisation d'un couvert de neige à des fins de télédétection.

Ainsi, les données suivantes étaient prises le jour des survols:

- a) la densité et l'épaisseur du couvert de neige des sites témoins;
- b) deux à quatre profils verticaux du couvert de neige;
- c) la teneur en eau volumique du couvert (au moment du survol ou, sinon, l'heure de la mesure était notée);
- d) la profondeur du gel et l'humidité du sol.

Etant donné le nombre de parcelles à relever (25), la densité et l'épaisseur du couvert de neige de quelques parcelles étaient parfois mesurées la veille ou le lendemain du survol, et seulement lorsque les conditions environnementales demeuraient stables.

a) Densité et épaisseur du couvert de neige

Les mesures de la densité et de l'épaisseur du couvert de neige étaient prises à l'aide d'un échantillonneur MSC type 1 (Environnement Canada, 1973). Les deux principales composantes de l'échantillonneur sont un tube à friction fraisé (le carottier) et une balance à ressort étalonnée (figure 1.4). Cet échantillonneur, servant dans les régions où l'épaisseur de la neige ne dépasse pas 100 cm, nous fut prêté par la Direction de la Météorologie du ministère de l'Environnement du Québec. Ses techniciens nous ont aussi familiarisés avec l'utilisation de l'instrument.

Une dizaine d'échantillons étaient recueillis à l'intérieur de chaque parcelle agricole témoin. Selon la forme et la dimension des parcelles, le tracé suivi était soit, rectiligne et en diagonale avec la route, soit en forme de Z, un échantillon étant relevé à chaque 45 m environ.

Les valeurs moyennes de l'épaisseur, de la densité et de l'équivalent en eau de chaque parcelle se retrouvent à l'ANNEXE C. On peut noter que l'équivalent en eau de chaque parcelle n'a pas été mesuré le 28 avril 1988 (sans couvert nival) et le 7 avril 1989 (couvert uniforme). Le tableau 1.3 donne les valeurs minimales et maximales de la densité, de l'épaisseur et de l'équivalent en eau du couvert de neige lors de chaque survol.

TABLEAU 1.3: Caractéristiques des couverts de neige.

Dates	Etat de la neige	Densité (%)	Epaisseur (cm)	Equivalent en eau (cm)	Nombre de couches
26 fév. 1988	sèche	0,32-0,47	15-43	6-20	9
7 mars 1989	sèche	0,23-0,46	9-65	3-21	10
15 déc. 1989	sèche	0,18-0,30	14-35	3-9	2
6 fév. 1990	sèche	0,16-0,32	23-49	5-12	5
7 avril 1989	m_v : 1-2%	0,20	20	5	1
9 mars 1990	m_v : 2-4%	0,23-0,39	10-37	4-15	5
27 avril 1988	sol à nu				

b) Profil vertical du couvert de neige

Au moins un profil vertical du couvert de neige était relevé le jour même pour chaque ligne de vol. Le relevé visait à comprendre la stratification du couvert de neige, c'est-à-dire, établir le nombre de strates, leur température, leur densité, leur épaisseur et la forme et la dimension des grains. D'abord une photographie du site en général était prise ainsi que deux photographies de la rugosité de la surface, l'une parallèle et l'autre perpendiculaire à la ligne de vol (figure 1.5). Une fosse était ensuite creusée pour capturer le profil nival et l'état du sol était noté (gelé ou non).

Afin d'établir le profil vertical des températures, un panneau en polystyrène était placé verticalement du côté opposé au rayonnement du soleil et des thermomètres étaient fixés dans le panneau à tous les 10 cm (figure 1.6), le premier thermomètre étant disposé à 5 cm de l'interface neige/sol. De plus, un thermomètre était placé à l'interface même, cette mesure (+ ou - 0,5 °C) représente donc la température du sol pour cette étude. Ensuite, les différentes couches de neige étaient comptées, mesurées et séparées par des petites plaques de "formica" pour finalement être photographiées (figure 1.7).

La densité de la neige était prise à tous les cinq centimètres en partant du sommet du profil. Pour se faire, une petite pelle en métal fut dessinée par M. Jean-Pierre Fortin et fabriquée par la compagnie Carrosserie Richelieu. De forme rectangulaire et mesurant 5 cm de hauteur, elle contient un litre de neige (figure 1.8). En pesant son contenu à l'aide d'une balance de cuisine, la densité de la neige était ainsi obtenue avec une précision de + ou - 5 grammes.

Une fois la densité déterminée, on évaluait la dimension et la forme des grains de neige à l'aide d'un guide d'illustrations de leurs formes (Rey, 1986). La dimension était déterminée à la loupe en disposant les grains sur une feuille quadrillée au mm et la forme identifiée selon le guide (figure 1.9).

La description complète des profils verticaux des couverts de neige sera présentée au chapitre 4.

c) Teneur en eau liquide, m_v

Avant de remplir la fosse, la constante diélectrique des principales couches de neige était mesurée en utilisant le "Time Domain Reflectometer" (TDR) fourni par M. Jean Stein du Département des Sciences forestières de l'Université Laval (figure 1.10). Cet appareil permet d'évaluer la teneur en eau liquide (m_v) de la neige à partir des constantes diélectriques mesurées (tableau 1.3). Le fonctionnement de l'appareil, ainsi que la méthode de calcul sont décrits à l'Annexe D (Détermination de la teneur en eau de la neige). L'erreur moyenne absolue pour l'estimation de m_v par ce TDR est de 1% (Stein et Kane, 1983). Bien que de précision inférieure à celle des méthodes traditionnelles, la calorimétrie (0,5 %) et la dilution (0,5 % si $m_v > 1$ %), cet appareil est très efficace sur le terrain. Il se transporte facilement et une mesure s'effectue en moins de 2 minutes, comparativement à la calorimétrie en 25 minutes (Jones et al., 1983) et à la dilution en 5 minutes (Davis et al., 1985).

d) Profondeur du gel et teneur en eau du sol

La profondeur du gel et la teneur en eau du sol de trois pâturages, localisés près de Saywerville, furent mesurées. Ces mesures furent recueillies par les techniciens d'Agriculture Canada grâce à la coopération de M. Alain Pesant, chercheur à la Station de recherche de Lennoxville. Trois carottes du sol d'une cinquantaine de cm étaient recueillies par site (figure 1.11). Ces carottes permettaient d'évaluer la profondeur du gel et de recueillir un échantillon du sol à 10, 20 et 30 cm de profondeur (Pesant, 1987). Par la suite, la teneur en eau gravimétrique (m_g) des échantillons était déterminée au

laboratoire. Les résultats de ces mesures sont présentés au tableau 1.4. Les valeurs étonnamment élevées de la teneur en eau du sol en hiver sont dues à l'effet du gel.

TABLEAU 1.4: Profondeur du gel et teneur en eau (m_g) du sol lors des survols.

Dates	PATURAGE 1		PATURAGE 2		PATURAGE 3	
	gel en cm	m_g en %	gel en cm	m_g en %	gel en cm	m_g en %
	$\bar{x}$ (σ)	$\bar{x}$ (σ)	$\bar{x}$ (σ)	$\bar{x}$ (σ)	$\bar{x}$ (σ)	$\bar{x}$ (σ)
26-02-88	30 (1)	91 (16)	25 (5)	83 (21)	18 (8)	96 (34)
07-03-89	> 50	90 (27)	> 45	59 (24)	41 (7)	72 (26)
07-04-89	20 < gel < 50	53 (15)	20 < gel < 50	47 (20)	10 < gel < 33	48 (3)
15-12-89	21 (8)	77 (5)	4 (1)	44 (7)	dégelé	43 (13)
06-02-90	24 (15)	116 (44)	4 (4)	78 (36)	3 (3)	57 (23)
09-03-90	42 (9)	118 (50)	23 (13)	58 (17)	30 (16)	60 (4)

En effet, la propagation du gel dans le sol accentue le déplacement de l'eau liquide vers la surface et favorise la formation de couches de glace dans le sol.

1.4.3 Relevés printaniers

Lors du survol sans couverture nivale du sol, le 27 avril 1988, les seules mesures prises sur le terrain furent l'identification de l'utilisation du sol, la photographie des sites et la teneur en eau volumique des premiers cinq centimètres de profondeur des parcelles. Pour se faire, dix à vingt échantillons de sol furent recueillis par parcelle le long d'un

tracé diagonal tel que suggéré par M. Hugh Gwyn¹. Les échantillonneurs prêtés par le CARTEL de l'Université de Sherbrooke mesuraient cinq centimètres de profondeur et contenaient un volume moyen de 107 cc. Des étudiants du CARTEL nous ont aidé à prendre ces échantillons et à les peser par la suite. Le tableau 1.5 donne la teneur en eau volumique (m_v) moyenne pour chaque parcelle.

TABLEAU 1.5: Teneur en eau volumique du sol le 27 avril 1988.

Identification des parcelles	m_v en g/cm ³	$\sigma(m_v)$ en g/cm ³	nombre d'échantillons
4a (GLA1)	0,44	0,06	9
4b (GPR1)	0,52	0,13	10
1 (MLA1)	0,47	0,17	10
2 (MPRC)	0,50	0,26	10
6 (RPR1)	0,45	0,04	15
10 (CPR2)	0,78	0,37	7
11 (SFR1)	0,49	0,06	19
4 (PAT4)	0,51	0,13	20

¹Communication personnelle, Université de Sherbrooke, avril 1988.



FIGURE 1.3:

La rugosité type
des parcelles agricoles.



FIGURE 1.4:

L'échantillonneur MSC,
type 1.



FIGURE 1.5: La rugosité du couvert de neige.



FIGURE 1.6: Un profil vertical de la température.



FIGURE 1.7: L'épaisseur des couches de neige du couvert.

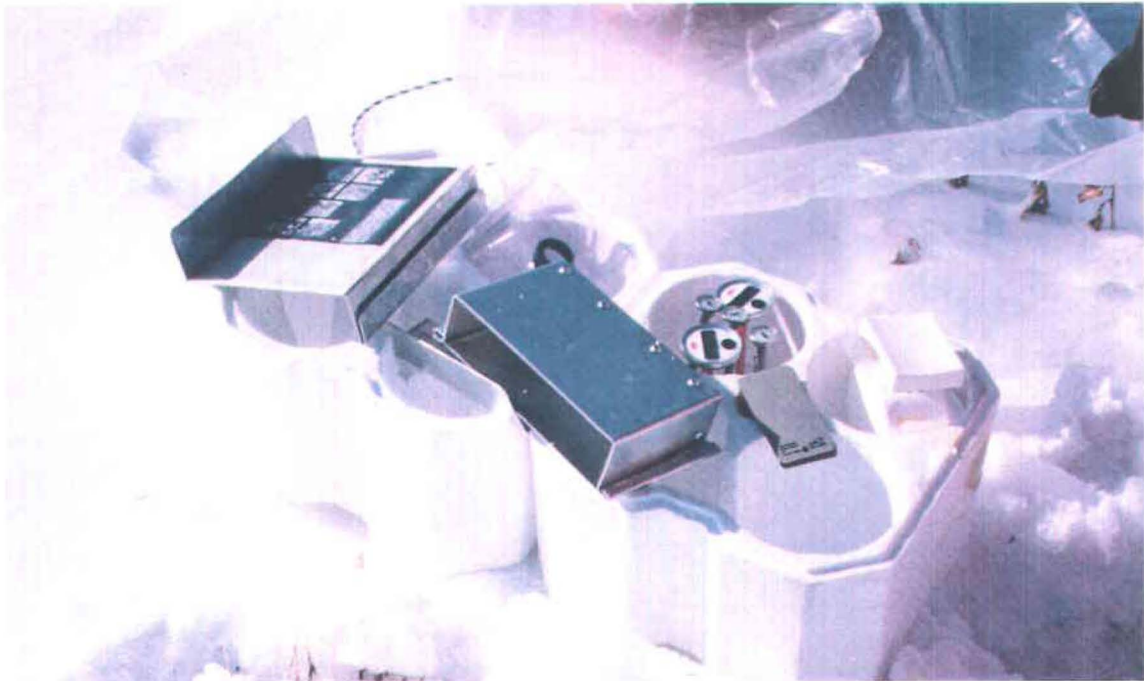


FIGURE 1.8: La petite pelle en métal (5 cm de côté, capacité 1 litre).



FIGURE 1.9: La détermination du type et de la dimension des grains.

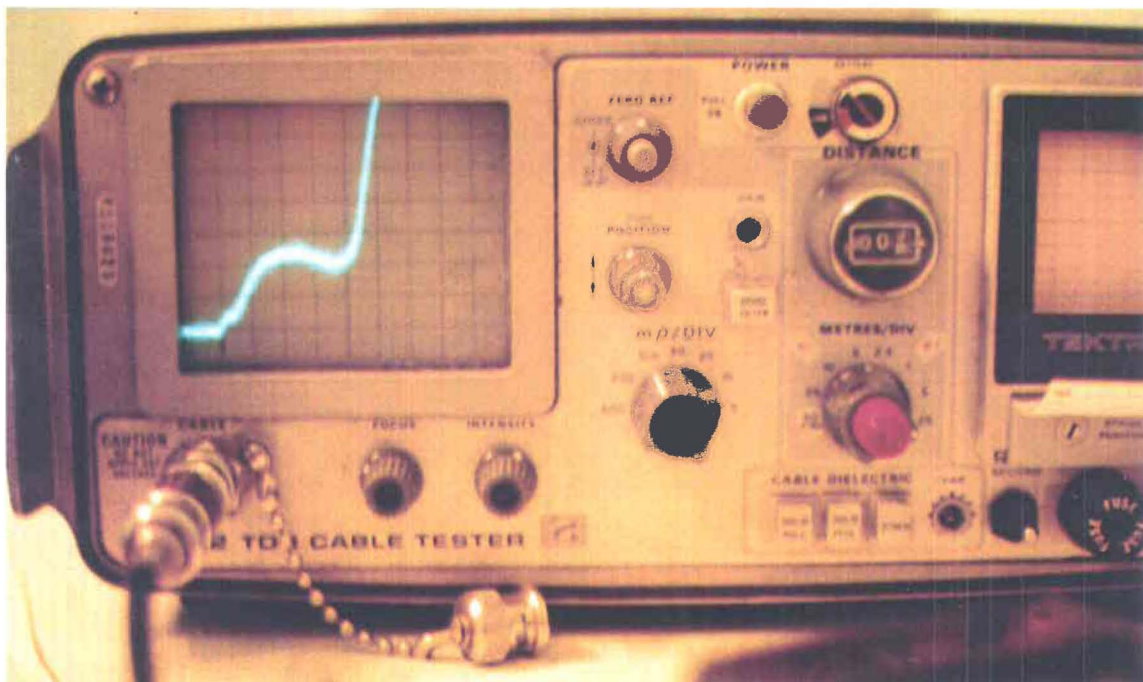


FIGURE 1.10: Le "Time Domain Reflectometer".

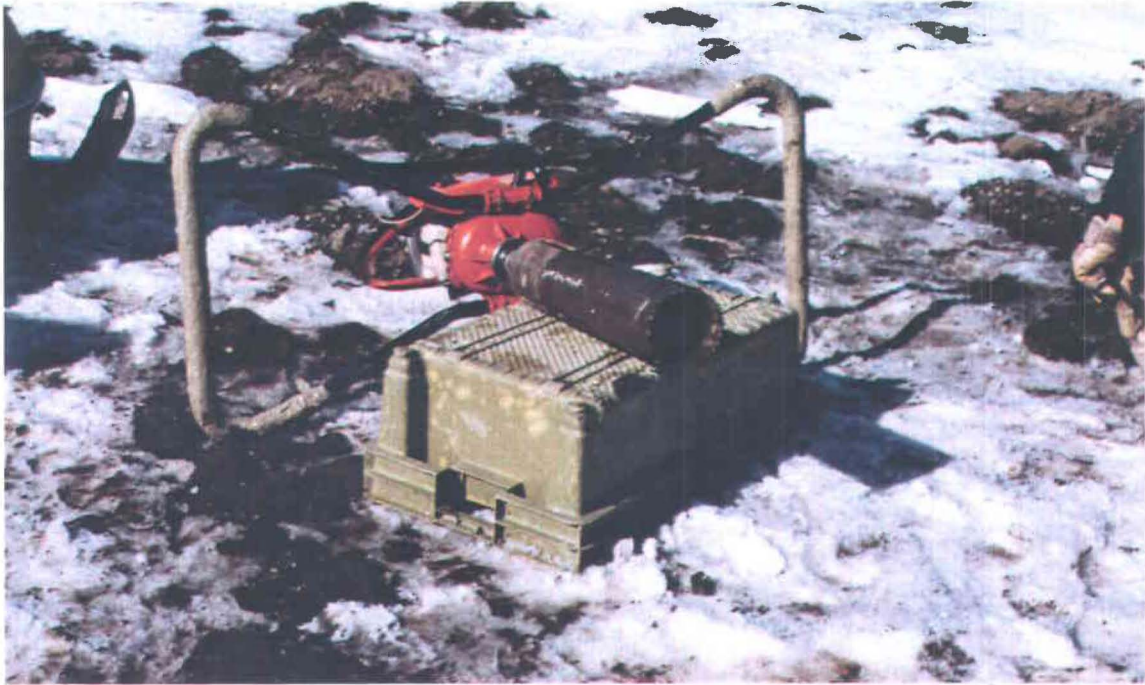


FIGURE 1.11: Le carottier utilisé pour mesurer la profondeur de pénétration du gel.

1.5 Etalonnage absolu

L'étalonnage absolu d'une image radar permet de relier le signal rétrodiffusé aux coefficients de rétrodiffusion des objets illuminés. L'étalonnage absolu de toute une image nécessite idéalement le déploiement de plusieurs réflecteurs (Gray et al., 1990). N'ayant qu'un seul "Active Radar Calibrator" (Daleman et al., 1990) à notre disposition, gracieuseté du Centre d'application et de recherche en Télédétection (CARTEL), l'approche suivante fut développée dans le but d'obtenir un étalonnage absolu. En déployant l'"Active Radar Calibrator" (ARC) sur un site donné (figure 1.12), la portion de l'image illuminée par l'angle d'incidence de l'ARC serait alors étalonnée (Hawkins et al., 1989). Conséquemment, les parcelles témoins furent sélectionnées de façon à se retrouver à des angles d'incidence voisins de celui de l'ARC pour une ligne de vol donné. Malheureusement, l'ARC déployé n'a pas fonctionné lors des deux survols de l'année 1988.

Le deuxième hiver, nous avons déployé sur une seconde parcelle, deux ARCs additionnels appartenant au Centre canadien de télédétection (CCT), l'un opérant en bande C, l'autre en bande X. Cette seconde parcelle était illuminée le long des deux lignes de vol. Malheureusement, pour une seconde année consécutive, les appareils n'ont pas fonctionné par suite de difficultés techniques:

- le froid intense aurait drainé les batteries;

- des problèmes de communication directe avec l'avion (radio FM) durant les survols, nous auraient empêché de positionner les ARCs, au bon angle d'incidence, avant le passage du RAS;
- l'inexpérience des opérateurs dans l'installation des appareils aurait pu aussi occasionner un mauvais positionnement.

Ne pouvant pas établir la cause exacte du mauvais fonctionnement des ARCs, nous avons sollicité le support direct du CCT pour les survols de 1990. Monsieur Tom Lukowski, de la Division des Acquisitions, a bien voulu collaborer à notre expérience lors du dernier survol, le 9 mars 1990. Finalement, les cibles ponctuelles, les deux ARCs et les deux réflecteurs en coin (figure 1.13), ont bien fonctionné tel qu'observé par le CCT à partir des épreuves-minutes.

Cependant, au moment d'écrire ses lignes, la procédure d'étalonnage absolu et plus spécifiquement le logiciel déterminant les paramètres du RAS nécessaires à cet étalonnage, est toujours en développement au CCT (Lukowski et al., 1989; Lukowski et al., 1990). Ainsi, aucune des images relevées le 9 mars 1990 n'ont pu être étalonnées à ce jour.

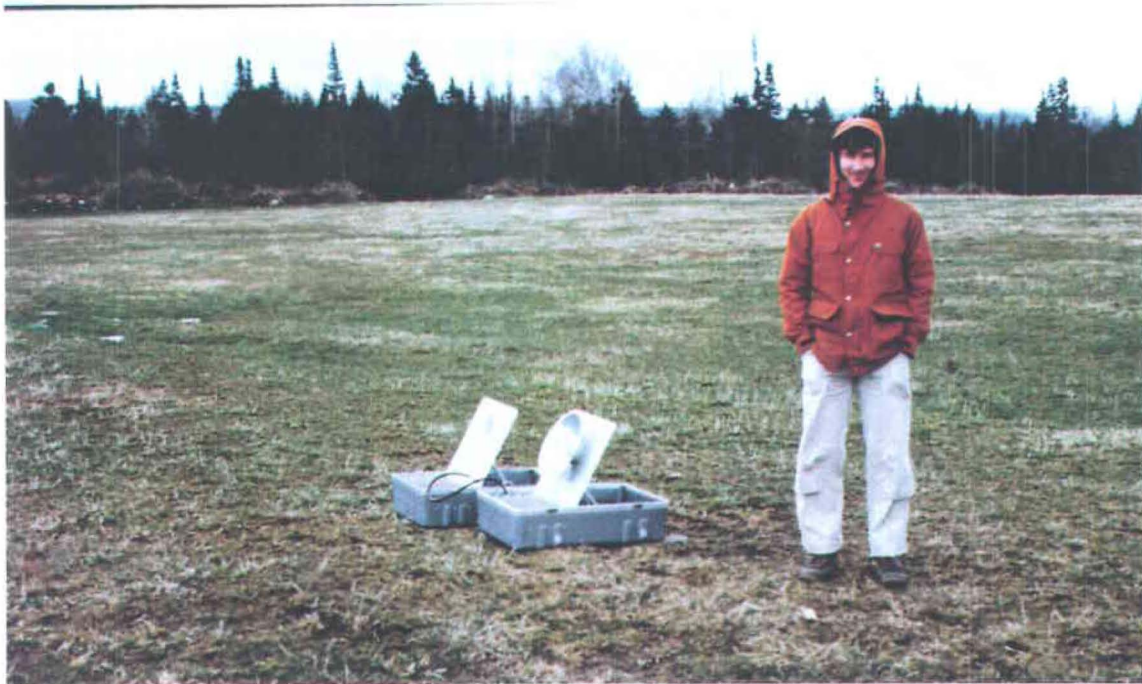


FIGURE 1.12: L'Active Radar Calibrator du CARTEL, composé d'une antenne réceptrice (à gauche) et d'une antenne émettrice (à droite).



FIGURE 1.13: L'un des réflecteurs en coin du Centre canadien de Télédétection.

1.6 Conclusion

Grâce à la collaboration des nombreux intervenants mentionnés plus haut, la campagne d'acquisition des données aéroportées et des données au sol s'est bien déroulée, sauf le déploiement des ARCs. Il faut dire que la procédure d'étalonnage absolu en est encore au stade expérimental au Canada et qu'il était prématuré de vouloir étalonner nos images RAS de façon absolue, dès 1988. En conséquence, une approche pour un étalonnage relatif a été élaborée et sera présentée dans le prochain chapitre.

CHAPITRE 2

ETALONNAGE DES DONNEES RAS

CHAPITRE 2

2.1 Introduction

La détermination de l'équivalent en eau de la neige, implique une analyse quantitative des données RAS. Comme les images furent acquises sous des paramètres divers (gain, altitude et position de l'antenne, loi du STC, bande spectrale) et à des dates différentes, un étalonnage relatif du signal rétrodiffusé devenait essentiel. De plus, une difficulté associée à un RAS aéroporté est la variation significative du signal de rétrodiffusion dans la direction transversale d'une scène. Ainsi, le signal rétrodiffusé par une même surface varie en fonction de son éloignement de la ligne de vol. L'étalonnage relatif doit donc aussi corriger cette variation du signal à l'intérieur d'une scène.

Ce chapitre, divisé en deux sections, présente la méthode d'étalonnage relatif que nous avons mise au point. La première section décrit le traitement préliminaire des données RAS tandis que la seconde discute de l'étalonnage lui-même.

2.2 Pré-traitement des données RAS

Les images RAS furent analysées à l'aide du système DIPIX-VAX de l'INRS-Eau. Appelée pré-traitement, cette analyse se divisait en cinq étapes (tableau 2.1). D'abord, les images des deux lignes de vols et des deux bandes spectrales (C et X) étaient extraites des rubans 8 bits et transférées sur disque. La grande dimension (plus de

TABLEAU 2.1: Liste des traitements effectués sur le système DIPIX.

Etapes	Programmes	Description
1	TT TI ID DF	Détermination du nombre de lignes par ruban. Transfert des images sur le disque. Visionnement. Création des sous-images.
2	AR et RS GS RS	Inversion des fichiers. Correction géométrique: - création des points de contrôle; - rééchantillonnage.
3	NO	Mise au carré des valeurs des pixels.
4	IT ID	Création des sites d'entraînement (TA). Calcul des angles d'incidence.
5	TS	Extraction de la puissance moyenne ($\bar{p}_a$).

50,000 blocs) des images originales a rendu nécessaire la création de deux sous-images pour chaque ligne de vol.

Deuxièmement, chaque sous-image était corrigée géométriquement, au moyen de l'algorithme du plus proche voisin. Cet algorithme a été choisi afin de ne pas altérer la qualité radiométrique des données. Ainsi, toutes les sous-images de la ligne 1 (bandes C et X) se superposaient aux sous-images, en bande C, du 26 février 1988 et celles de la ligne 2 aux sous-images, en bande C, du 27 avril 1988. Pour quelques lignes de vol, la correction géométrique était précédée d'une inversion des images. En effet, les images

étaient acquises soit d'est en ouest, ou vice et versa, selon les conditions météorologiques et le lieu d'origine de l'avion.

Troisièmement, suite à la recommandation de M. Robert Hawkins¹, chacun des pixels des sous-images était élevé au carré afin d'obtenir une valeur, P_a , proportionnelle à la puissance reçue, P_r . En effet, la proportionnalité de P_a à la puissance reçue fut confirmée par des tests au sol (Gray *et al.*, 1989). Comme ces valeurs au carré, n'auraient pu se numériser en 256 niveaux (8 bits), on employa la méthode suivante: la valeur de chaque pixel était élevée au carré, puis divisée par 256. Par la suite, une fois la signature des sites témoins extraite et rentrée dans un chiffrier (LOTUS 123), celle-ci était multipliée par 256.

Quatrièmement, les parcelles agricoles témoins et les boisés de conifères nécessaires à l'étalonnage étaient identifiés sur les sous-images. Un site d'entraînement par parcelle et par boisé était alors créé. Finalement, la valeur moyenne, $\bar{P}_a(\theta)$, de chaque site d'entraînement était extraite pour toutes les sous-images.

Parallèlement, l'angle d'incidence des sites d'entraînement était calculé pour chaque survol selon la méthode suivante. On rapportait d'abord sur la carte topographique au 1:50 000, le début réel de la trace au sol (le pixel "1"), lequel correspond à l'angle d'incidence de 45°. La distance (D) entre le début de la trace et le site était ensuite

¹Communication personnelle, Atelier RAS, Gananoque, Ontario, janvier 1990.

mesurée. L'angle d'incidence du site était aussi estimé, avec une précision de + ou - 0,5°, à partir des deux équations suivantes:

$$R_d = h / \cos \theta \quad (2.1)$$

et

$$(\sin \theta * R_d) = D + h \quad (2.2)$$

où R_d est la distance transversale entre le capteur et le sol;
 h est la hauteur de vol de l'avion, en km;
 θ est l'angle d'incidence donné;
 D est la distance (D) entre le début de la trace (45°) et le site.

2.3 Etalonnage des données RAS

Cette seconde section comporte quatre sous-sections: le choix de l'étalon, la description de la méthode, son application et l'évaluation de son efficacité.

2.3.1 Choix de l'étalon

La technique de profilage empirique propre à une scène donnée constitue la méthode d'étalonnage relatif des données radar la plus répandue (Guindon et al., 1984; Mohan, 1986; Bégin et al., 1987). Cette méthode permet d'éliminer les variations transversales du signal et facilite l'analyse qualitative puisque les variations des nuances de l'image deviennent négligeables. Cependant, d'après Foody (1987), elle peut entraîner de

sérieux biais lorsque l'on veut extraire de l'image une information quantitative. En effet, elle suppose que chaque objet de la scène affiche la même dépendance en fonction de l'angle d'incidence et qu'il occupe la même proportion de la scène pour chaque ligne transversale à la direction du vol.

Une seconde approche pour corriger les variations transversales du signal utilise des cibles étendues ayant un comportement angulaire connu. Cette approche fut employée avec succès dans la campagne européenne du SAR-580 (Hoogeboom, 1983) de même que par Beaudoin *et al.* (1988) au Québec. Notre méthode d'étalonnage relatif dérive de celle de Beaudoin *et al.* (1988). Ces derniers utilisaient des peuplements d'érables denses comme étalon pour corriger des scènes RAS acquises au Québec en été. Nos données ayant été prises en hiver, nous avons employé des peuplements denses de conifères (Sapin baumier) comme étalon (figure 2.1).



FIGURE 2.1: Photographie d'un boisé de sapins du bassin de la rivière Eaton.

Le choix de peuplements de sapins comme étalon se base sur les hypothèses suivantes:

- 1- la diffusion des micro-ondes se fait dans la voûte du feuillage (les aiguilles);
- 2- les micro-ondes sont toutes absorbées dans le mètre supérieur de la voûte;
- 3- les propriétés diélectriques des conifères ne changent pas du mois d'octobre au mois d'avril;
- 4- la neige sur les branches (le cas échéant) demeure transparente pour les fréquences concernées sans toutefois modifier la distribution angulaire des branches;
- 5- l'altitude de l'avion et la puissance transmise sont stables pour une ligne de vol donnée;
- 6- les dénivellations du terrain (+ ou - 200 m) ne sont pas significatives par rapport à la distance entre l'avion et le sol (6 km).

Les résultats des récents travaux sur les propriétés de rétrodiffusion des conifères confirment l'hypothèse 1. En effet, d'après Zoughi et al. (1989) les aiguilles dominent le signal de rétrodiffusion du pin pour des angles d'incidence de l'ordre de 50°. D'après

Le Toan et al. (1990), les aiguilles restent la principale source de diffusion pour les espèces de pins possédant un feuillage dense, ce qui est le cas du Sapin baumier. Cependant, la contribution des branches et du tronc devient plus significative pour les espèces dont le feuillage est moins dense. Ainsi, pour le Pin autrichien, le tronc domine le signal de retour (Mougin et al., 1987).

Dans leur étude de la rétrodiffusion de boisés effectuée à l'aide d'un hélicoptère, Hallikainen et al. (1990) notèrent que le signal provient du sommet des arbres pour des angles d'incidence plus grands que 45° , validant ainsi l'hypothèse 2.

Afin de vérifier la troisième hypothèse, nous avons mesuré le pourcentage de matière sèche des rameaux de deux Sapins baumier (*Abies balsamea*) et de deux Pins blancs (*Pinus strobus*) à la Station de Recherche de Lennoxville, au Québec ($45^\circ 22'N$, $71^\circ 51'W$), station située à l'extrémité de la ligne 2. Les rameaux étaient recueillis à l'extrémité périphérique des arbres, mensuellement de février 1989 à juillet 1990. Les aiguilles étaient ensuite séparées des tiges et le tout séché à $65^\circ C$ dans une étuve à circulation forcée durant 24 heures.

La figure 2.2 présente les résultats. Pour les aiguilles, le pourcentage de matière sèche reste constant du mois d'octobre au mois d'avril, les valeurs mesurées se situant entre 45 et 48% pour les sapins, et entre 43 et 45% pour les pins. Pour les tiges des rameaux, la variation temporelle est significative, particulièrement pour les sapins. En effet, leur pourcentage de matière sèche varie entre 43 et 62%, la teneur en eau des branches diminuant lorsque le sol est gelé. Donc, puisque les aiguilles restent la principale source de diffusion des sapins (hypothèse 1) et que la teneur en eau des aiguilles demeure constante, le signal de rétrodiffusion des sapins ne devrait pas varier de manière significative au cours de l'hiver.

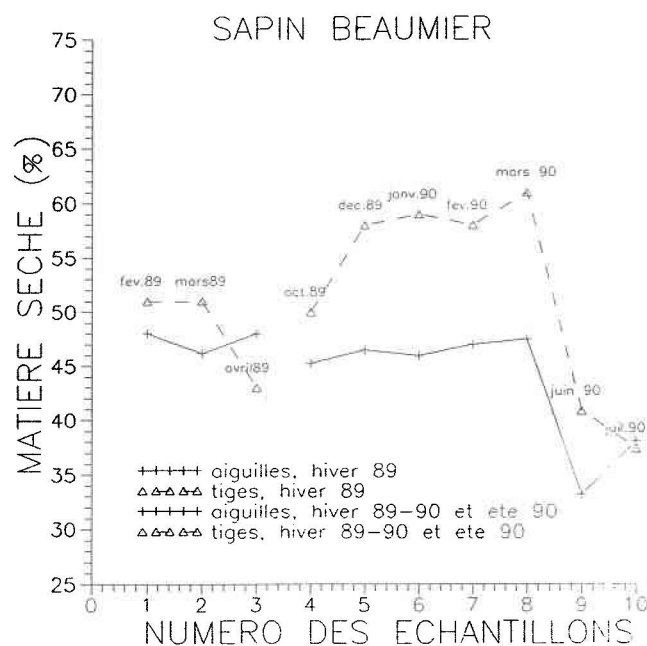
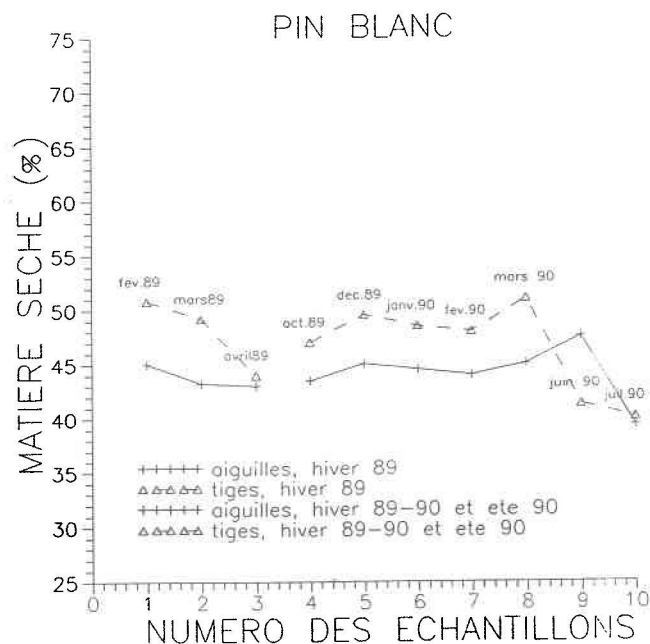


FIGURE 2.2: Variation temporelle de la matière sèche dans les aiguilles et les tiges des rameaux de Sapin Beaumier et de Pin blanc.

Quant à la quatrième hypothèse, seules les données recueillies le 7 avril 1989 sont susceptibles d'être affectées par la présence de quelques centimètres de neige humide sur les branches. En effet, aux autres dates, il n'y avait pas ou peu de neige sur les branches et quand il y en avait, on n'observait que quelques centimètres de neige sèche sur les branches inférieures des arbres. Nous pourrions constater le peu d'influence de la neige sur la précision de l'étalonnage à la section Application du présent chapitre.

L'hypothèse 5 semble raisonnable puisque la stabilité du système du RAS du Centre canadien de télédétection s'avère excellente (Lukowski *et al.*, 1990). En effet, un test mené sur un ensemble de sept vols répartis sur une période de 6 mois en 1988, a montré que l'on pouvait s'attendre à une précision de l'ordre d'un (1) dB, même si aucune cible ponctuelle n'était utilisée pour étalonner.

Finalement, puisque la distance oblique (R_d) entre l'objet illuminé et l'antenne était maintenue durant le survol cela tient compte dans une certaine mesure des dénivellations du terrain (hypothèse 6).

Les six hypothèses précédentes s'avérant vraisemblables, la couverture de neige au sol ne devrait pas affecter le signal rétrodiffusé par les sapins. En outre, ce signal demeurerait constant durant la saison morte et varierait en fonction de l'angle d'incidence suivant une loi de type cosinus. En effet, d'après Ulaby, *et al.* (1982), le comportement angulaire de la diffusion de volume de la végétation, $\sigma^0(\theta)$, est donné par:

$$\sigma^0(\theta) = \sigma^0(0) \cos^3\theta \quad (2.3)$$

où $\sigma^0(0)$ est la diffusion de volume de la végétation à un angle d'incidence de 0° ;
 $\cos^a\theta$ est le cosinus de l'angle θ ;
 et $1 \leq "a" \leq 2$.

Lorsque "a" égale l'unité, c'est la représentation de la rétrodiffusion d'une surface parfaitement rugueuse. Lorsque "a" égale deux, ce modèle représente la loi de Lambert sur la réflexion du rayonnement. Aucun des deux modèles ne représentant parfaitement la variation du coefficient de rétrodiffusion, $\sigma^0(\theta)$, nous avons choisi d'utiliser le premier modèle, $\cos\theta$, tel que suggéré par Mme Thuy Le Toan². Hoogeboom (1983) et Beaudoin et al. (1988) employèrent respectivement le même modèle pour leur couvert végétal.

2.3.2 Description de la méthode d'étalonnage

Elle se divise en trois étapes. Premièrement, on relève la puissance moyenne apparente, $\bar{P}_a(\theta)$, des boisés de conifères disséminés sur une scène, le long de l'axe transversal. Pour se faire, des sites d'entraînement comprenant un minimum de 400 pixels, sont créés là où il existe des boisés de sapins et la puissance moyenne de chaque site d'entraînement, $\bar{P}_a$, ainsi que l'angle d'incidence, θ , sont calculés (étapes 4

²Communication personnelle, Centre d'Etude Spatiale des Rayonnements, Toulouse, France, septembre 1988.

et 5 du pré-traitement). La puissance moyenne en fonction de l'angle d'incidence, $\bar{P}_a(\theta)$, est ensuite représentée sous forme de graphique. On peut ainsi estimer le profil angulaire de la variation de la puissance par un polynôme du premier ou du second degré.

Deuxièmement, un facteur de correction est déterminé. Théoriquement, comme la variation de la puissance des sapins en fonction de l'angle d'incidence suit une loi du cosinus, le facteur de correction, $C(\theta)$, pour chaque angle d'incidence, se définit ainsi:

$$C(\theta) = N * \cos\theta / P_e(\theta) \quad (2.4)$$

où N est un facteur d'échelle, le même pour chaque scène et chaque bande comparée;

θ est l'angle d'incidence;

$P_e(\theta)$ est la puissance estimée par le polynôme pour un angle donné.

Troisièmement, ce facteur de correction multiplicatif, $C(\theta)$, est appliqué aux puissances moyennes, $\bar{P}_a(\theta)$, des sites de sapins et des parcelles agricoles enneigées.

$$\bar{P}_c(\theta) = \bar{P}_a(\theta) * C(\theta) \quad (2.5)$$

Les équations 2.4 et 2.5 proviennent du modèle d'étalonnage relatif présenté par Beaudoin et al. (1988). Cependant, étant donné que nous travaillons avec la puissance de rétrodiffusion (valeur numérique élevée au carré) au lieu de l'intensité, I , comme

Beaudoin et al. (1988), les paramètres de leur équation ont été modifiés en conséquence.

Afin d'améliorer l'étalonnage, il aurait été intéressant de soustraire le bruit engendré par le système d'acquisition, de nos valeurs brutes (Gray et al., 1988; Lukowski et al., 1989). Mais, cela n'a pas été possible puisque ce bruit n'était pas mesuré systématiquement à chaque survol. Toutefois, étant donné la stabilité du système du Centre canadien de télédétection (Lukowski et al., 1990) on peut s'attendre à ce que cette valeur soit faible et constante d'une acquisition à l'autre.

2.3.3 Application de la méthode

Cette sous-section décrit les profils de la variation transversale du signal rétrodiffusé par les sapins, extraits des données RAS recueillies au-dessus du bassin de la rivière Eaton.

Six profils angulaires, bruts et corrigés, de la rétrodiffusion des sapins, en bande C, sont illustrés à la figure 2.3a. D'abord, nous notons que l'ordonnée à l'origine du profil brut du 26 février 1988 demeure beaucoup plus haute que celle des autres acquisitions. Cela s'explique par le fait que le gain était particulièrement élevé lors de cette acquisition (tableau 2.2), celui-ci fut expérimentalement augmenté de façon à accentuer le contraste dans les secteurs enneigés. De plus, la courbe du profil brut est convexe au lieu d'être concave ce qui dépendrait de la loi utilisée par le "Sensitivity Time Control" (STC) afin de réduire la variation de l'intensité de l'image en fonction de l'angle d'incidence. En effet, les limites normalement utilisées pour la glace furent employées au lieu de celles pour la terre (tableau 2.2).

Les deux profils bruts du 7 mars 1989 (ligne 1 et ligne 2) diffèrent des autres par leur pente moyenne plus grande, ce qui reflèterait la différence du patron d'antenne générée par un changement de localisation de l'antenne sur l'avion. En effet, le 7 mars 1989, l'antenne se trouvait à tribord, tandis qu'elle était placée à bâbord pour les autres survols de 1988 et 1989 (tableau 2.2). Toutefois, ces deux profils du 7 mars 1989 ne sont pas identiques. D'une part, l'angle de dépression de l'antenne fut modifié de deux degrés durant l'acquisition de ces données. D'autre part, les deux lignes de vol ont dû être étalonnées à partir de deux ensembles différents de boisés.

Une légère différence apparaît aussi entre les deux profils du 7 avril 1989. Dans ce cas, les paramètres d'acquisition sont considérés semblables puisque les angles de dépression de l'antenne diffèrent de moins d'un degré (tableau 2.2). On voit ici l'influence de la spécificité des boisés de conifères et celle de l'interpolation du polynôme puisqu'il n'existe pas de boisés entre 50 et 60 degrés sur la ligne 2. Nous discuterons dans la prochaine section (évaluation de la précision de l'étalonnage) de l'erreur entraînée par l'emploi de deux ensembles distincts de boisés comme étalon.

Pour les données du 27 avril 1988, ligne 1, un polynôme du second degré s'ajuste fort bien aux puissances mesurées, le pourcentage d'erreur résiduel expliqué autour de la moyenne étant de 100%. Le second profil du 27 avril 1988 se retrouve à la figure 2.3 (b). Toutefois, le polynôme s'ajuste difficilement aux valeurs mesurées, principalement parce qu'il n'existe pas de boisés (points) aux angles d'incidence inférieurs à 55°. Malgré cela, il ressemble beaucoup à celui de la ligne 1.

TABLEAU 2.2: Paramètres d'acquisition des données RAS.

Dates	Ligne-bande	Angle de dépression (en degré)	Gain (dB)	Position de l'antenne	Loi du "STC"
26 février 1988	1-C	18,9	50	bâbord	glace
	1-X	19,4	44	" "	" "
27 avril 1988	1-C	21,3	45	bâbord	terre
	1-X	15,0	48	" "	" "
	2-C	20,4	45	bâbord	terre
	2-X	14,0	48	" "	" "
7 mars 1989	1-C	16,1	38	tribord	terre
	2-C	18,2	38	tribord	terre
7 avril 1989	1-C	18,9	38	bâbord	terre
	1-X	14,7	46	" "	glace
	2-C	18,0	38	bâbord	terre
	2-X	13,7	45	" "	glace
15 déc. 1989	1-C	19,7	39	bâbord	terre
	1-X	19,7	48	" "	" "
	2-C	20,7	39	bâbord	terre
	2-X	20,7	50 et 48	" "	" "
6 février 1990	1-C	17,2	43	tribord	terre
	1-X	17,2	50	" "	" "
9 mars 1990	1-C	19,8	40	tribord	terre
	1-X	19,8	50	" "	" "
	2-C	20,2	40	tribord	terre
	2-X	20,2	50	" "	" "

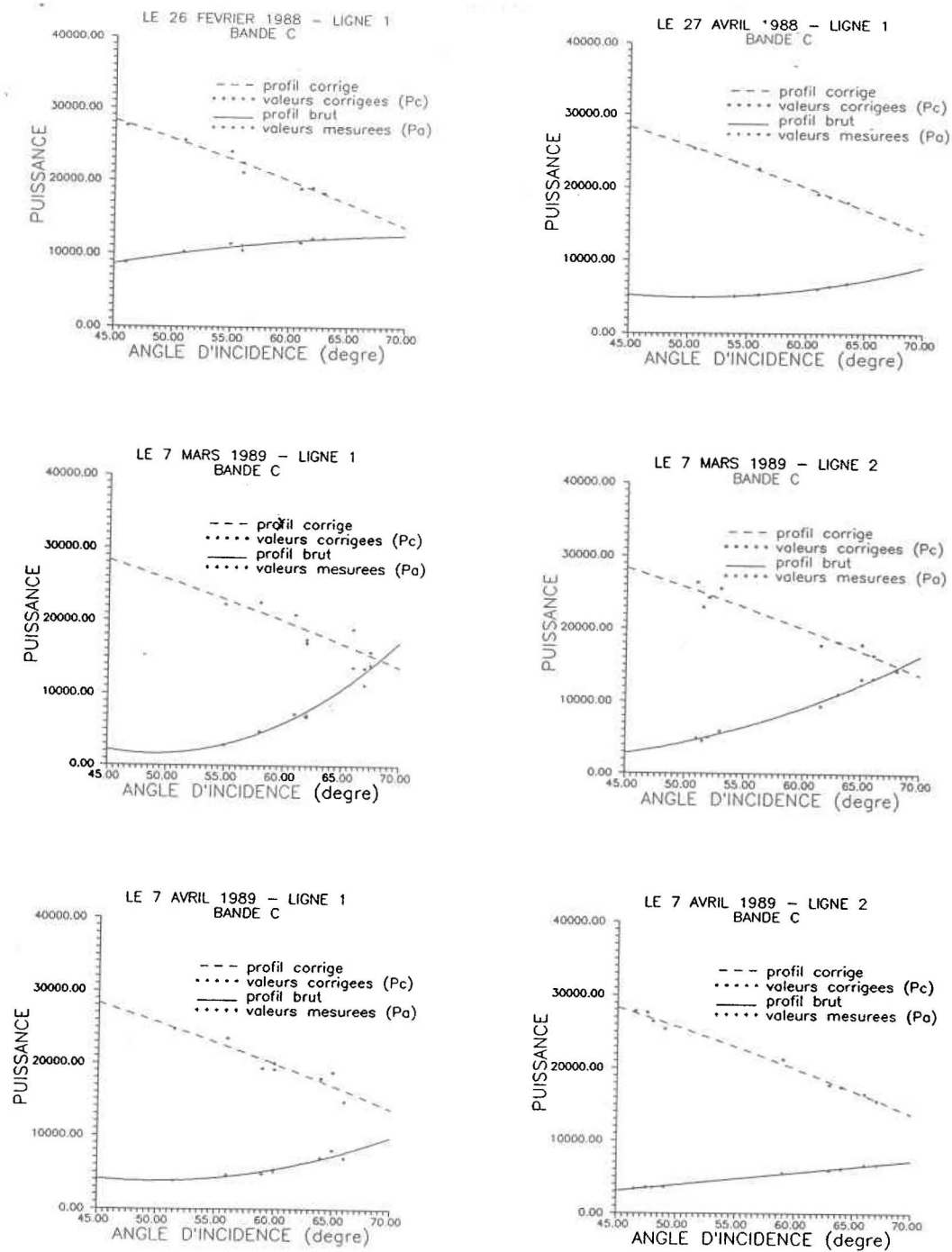


FIGURE 2.3a: Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande C, en fonction de l'angle d'incidence.

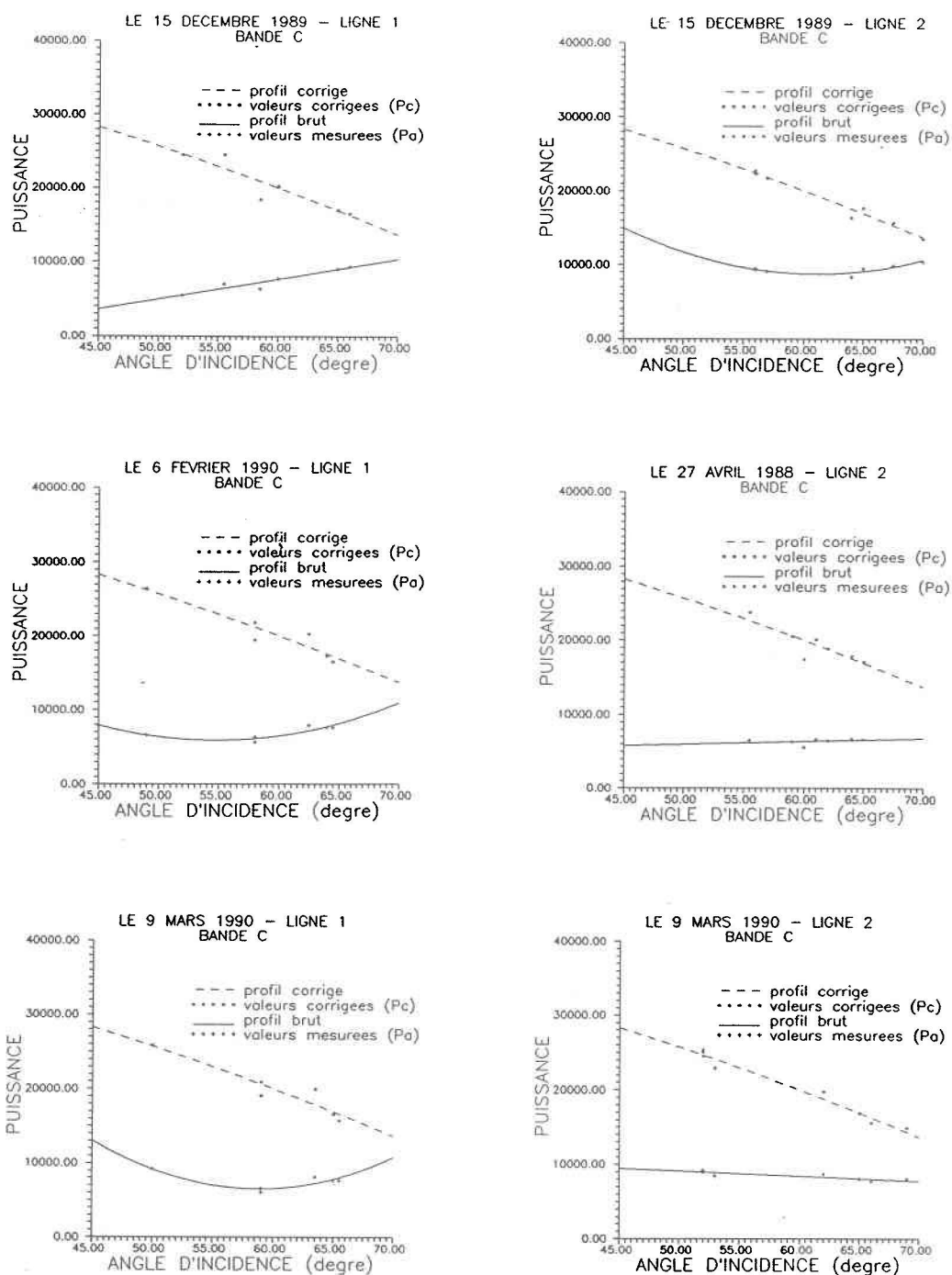


FIGURE 2.3b: Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande C, en fonction de l'angle d'incidence.

La figure 2.3b regroupe les profils angulaires, bruts et corrigés, des sites de sapins en bande C pour les acquisitions du troisième hiver (1989-1990). Les paramètres d'acquisition restent plus constants durant ce troisième hiver (tableau 2.2), cette réalisation n'est sûrement pas étrangère au fait que les opérateurs connaissent mieux leur système RAS (installé à l'automne 1987). La variation angulaire de ces profils bruts est moindre que celle des profils des années antérieures, en fait, le profil se rapproche davantage d'une droite dont la pente est nulle. Le système appelé "Sensitivity Time Control" semble donc être maîtrisé. La position de l'antenne affecte aussi peu les profils. La différence entre les profils des deux lignes, semble due uniquement à la signature spécifique des boisés.

Les figures 2.4a et 2.4b présentent les profils angulaires de la bande X. Pour les deux premiers hivers (figure 2.4a), le patron d'antenne diffère significativement de celui de la bande C; la puissance de rétrodiffusion des sapins diminue en fonction de l'angle d'incidence alors qu'elle augmente pour la bande C. De plus, la puissance apparente de rétrodiffusion dépasse celle de la bande C. Il faut dire aussi que le gain du RAS en bande X est généralement plus élevé qu'en bande C (tableau 2.2). Ces valeurs apparentes assez élevées nous ont influencés dans le choix du facteur d'échelle N (défini à l'équation 2.4). Pour l'ensemble des acquisitions, N égale 40 000, ce qui donne des valeurs corrigées, $\bar{P}_c(\theta)$, entre 42 et 45 dB pour la puissance de rétrodiffusion des sapins.

On observe également une différence marquée entre les profils de la ligne 2 et ceux de la ligne 1. C'est qu'il existe un problème inhérent à l'antenne de la bande X, duquel

résulte un effet de rayures ("banding") sur certaines images, c'est-à-dire une augmentation subite de la rétrodiffusion créant des bandes plus claires à intervalles irréguliers le long de la ligne de vol. Ce phénomène n'est pas aléatoire mais dépend de la puissance de rétrodiffusion du terrain. L'utilisation du sol de la deuxième ligne de vol étant moins découpée, les sites de conifères de cette ligne seraient alors moins affectés. Notons que la cause du problème fut identifiée par les ingénieurs du Centre canadien de télédétection et que le système d'acquisition des données en bande X sera modifié en conséquence (Lukowski *et al.*, 1990).

Concernant les profils, en bande X, du troisième hiver (figure 2.4 (b)), la variation angulaire est moindre que celle des années différentes. Tout comme pour la bande C, le STC semble mieux fonctionner. De plus, l'effet de rayures apparaît moindre sur les profils de la ligne 1 quoique les puissances restent plus élevées aux extrémités des courbes.

Finalement, à l'avenir, si le STC fonctionne toujours d'une manière constante comme dans les images du dernier hiver, il serait alors possible de modifier la méthode en passant outre à la loi du $\cos\theta$. L'étalonnage relatif se ferait alors en n'utilisant qu'un facteur d'échelle (N) pour comparer les images d'une scène à l'autre après avoir soustrait le bruit de fond. Ce qui se rapprocherait de la stratégie d'étalonnage relatif actuellement mise au point au Centre canadien de télédétection (Hawkins *et al.*, 1989; Lukowski *et al.*, 1989), celle-ci intégrant la connaissance des paramètres du RAS (gain, loi du STC, bruit, etc.) à l'information provenant d'une cible ponctuelle déployée à un angle d'incidence fixe lors de chaque survol. Nos cibles ponctuelles n'ayant généralement pas fonctionné, nous n'avons pu utiliser cette méthode d'étalonnage.

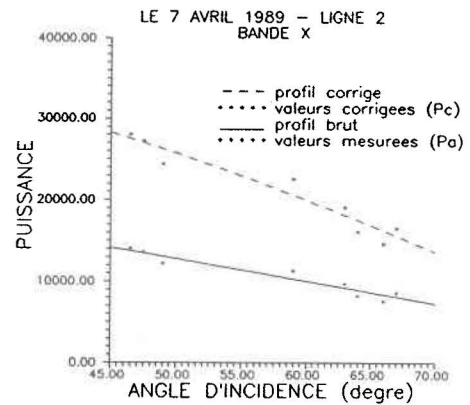
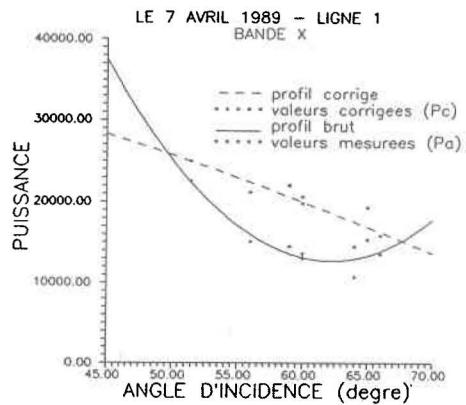
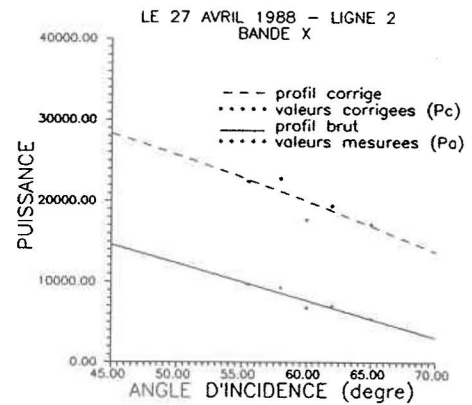
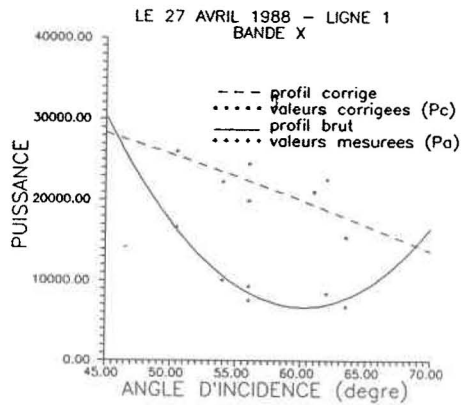
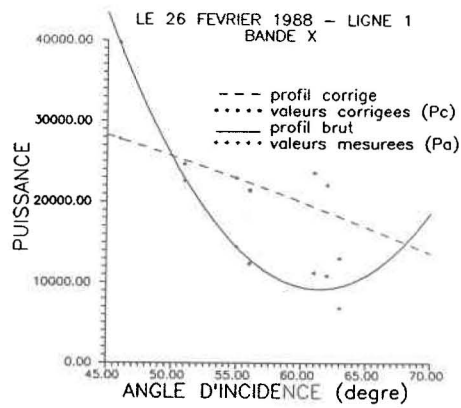


FIGURE 2.4a: Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande X, en fonction de l'angle d'incidence.

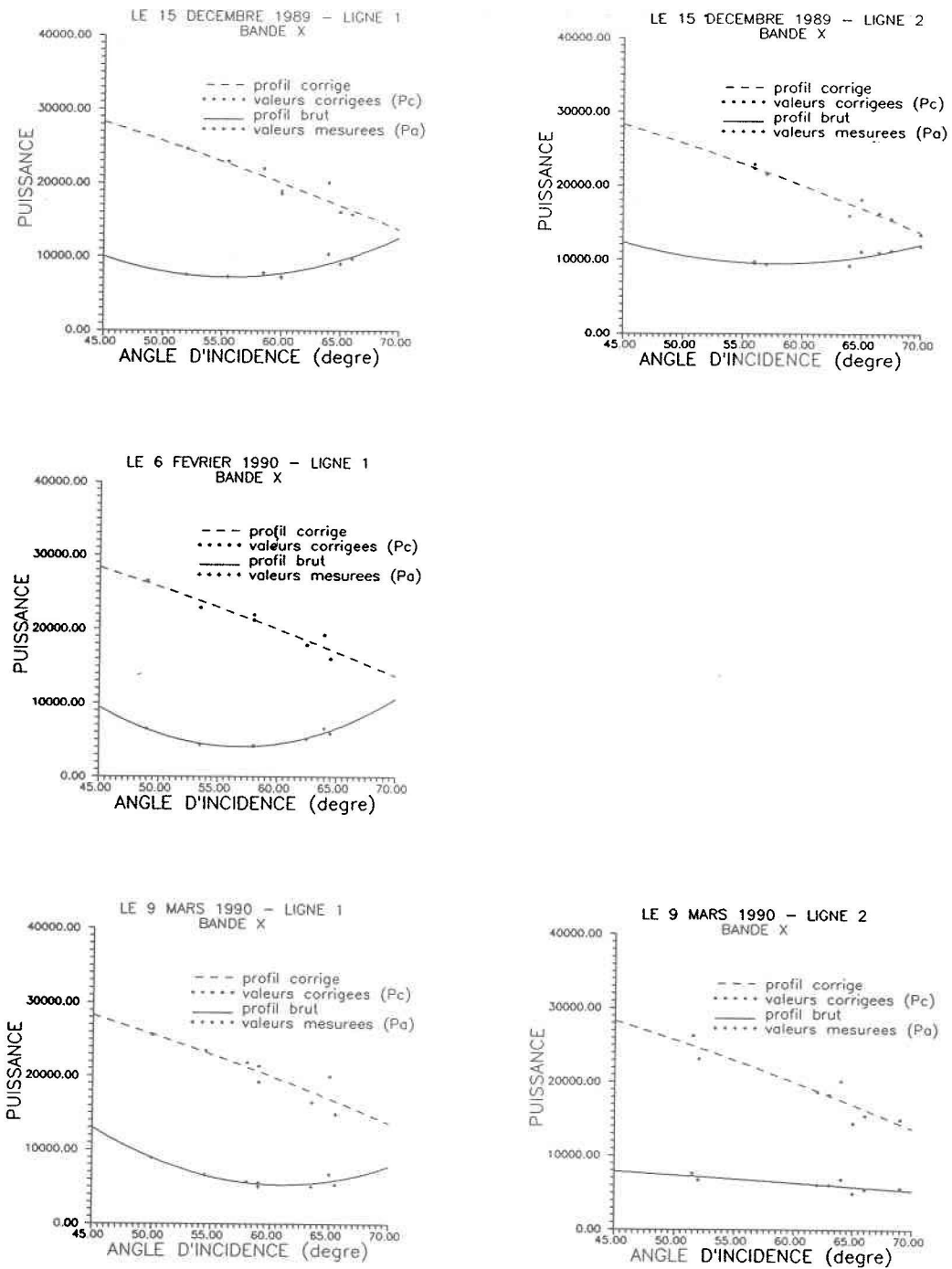


FIGURE 2.4b: Profils bruts et corrigés de la rétrodiffusion des sapins en bande X, en fonction de l'angle d'incidence.

2.3.4 Evaluation de l'efficacité de la méthodologie proposée

L'étalonnage relatif visait à rendre possible la comparaison de données acquises à des dates différentes et sous des paramètres divers ainsi qu'à corriger les variations transversales résiduelles du signal. Afin de vérifier si cet objectif a été atteint, nous déterminerons d'abord (a) l'intervalle de confiance de l'estimé de la puissance corrigée. Par la suite, (b) nous vérifierons la constance de la signature de sapins à l'intérieur du bassin. Troisièmement, (c) nous examinerons l'efficacité de la correction des variations transversales du signal d'une scène donnée, en comparant les puissances corrigées aux puissances apparentes de parcelles agricoles enneigées. Finalement, (d) nous vérifierons la constance temporelle de la puissance corrigée des sapins.

a) Intervalle de confiance de $\bar{P}_c(\theta)$

La figure 2.5 montre l'erreur type inhérente à l'estimation des profils corrigés tels que présentés aux figures 2.3 et 2.4. Pour l'ensemble des acquisitions en bande C (12 survols) et en bande X (10 survols), l'erreur type ainsi que l'écart-type de la moyenne est respectivement de 0,5 dB ($n=96$) et de 0,75 dB ($n=80$). Donc, l'intervalle de confiance de la puissance corrigée, $\bar{P}_c(\theta)$ est respectivement de 1,0 dB et de 1,5 dB pour les bandes C et X.

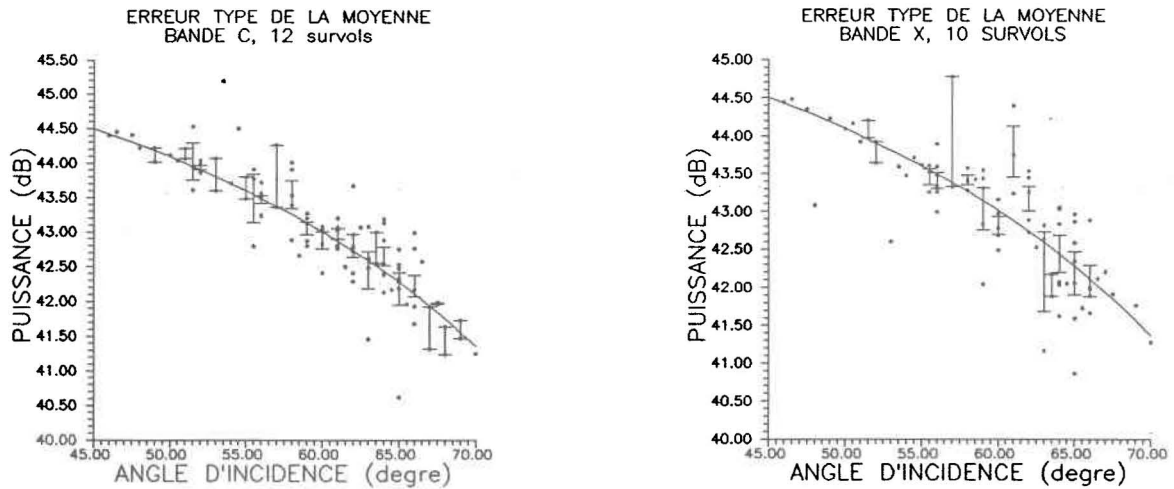


FIGURE 2.5: Erreur type de la puissance corrigée, $P_c(c)$.

b) Variation spatiale de la signature des sapins

Les deux lignes de vol se chevauchant latéralement (ANNEXE B), quelques parcelles agricoles témoins se retrouvent à la fois sur les deux images qui ont été étalonnées à partir de peuplements différents de boisés. Deux estimés de la puissance corrigée de ces parcelles, $\bar{P}_{c1}(\theta_1)$ et $\bar{P}_{c2}(\theta_2)$, pour le 7 mars et le 7 avril 1989, peuvent alors être comparées.

Ainsi, les puissances apparentes, $\bar{P}_{a1}(\theta_1)$ et $\bar{P}_{a2}(\theta_2)$, des parcelles agricoles furent multipliées par le facteur de correction propre à chaque date et à chaque ligne de vol, $C_1(\theta_1)$ et $C_2(\theta_2)$ (équation 2.5). Notons que les 7 mars et 7 avril 1989, l'angle d'incidence de chaque parcelle est identique sous les deux lignes de vol, c'est-à-dire, $\theta_1 = \theta_2 = \theta$.

Donc, si les hypothèses décrites dans la section "choix de l'étalon" s'avèrent justes, la signature des sapins sur les deux lignes de vol devrait être semblable et nous devrions obtenir des valeurs corrigées voisines pour les deux lignes de vol, $\bar{P}_{c1}(\theta) = \bar{P}_{c2}(\theta)$.

Le 7 mars, il appert que la puissance corrigée des parcelles agricoles diffère en moyenne de 1,3 dB entre les deux lignes de vol (tableau 2.3, 3 ième colonne). Cette différence bien que significative se trouve à l'intérieur de l'intervalle de confiance associé de 2,0 dB pour la bande C (figure 2.5). D'autre part, si le facteur de correction, $C_{12}(\theta)$, est estimé à partir des puissances apparentes de l'ensemble des boisés des deux lignes (18 sites), la différence entre les puissances voisine 3 dB (tableau 2.3, 4 ième colonne). Donc, il vaut mieux utiliser le facteur de correction propre à chacune des deux lignes de vol, soit $C_1(\theta)$ et $C_2(\theta)$, (figure 2.6) étant donné que les paramètres d'acquisition des les deux lignes du 7 mars 1989 demeurent bien différents (tableau 2.2).

Concernant le survol du 7 avril 1989 (tableau 2.3), la différence moyenne entre les puissances corrigées reste de l'ordre de 1 dB, quel que soit l'ensemble de boisés de sapins (8 ou 18 sites) utilisé pour l'étalonnage. Donc, l'utilisation de deux ensembles différents de boisés, comme étalon, ne change pas de façon significative le facteur de correction lorsque les paramètres d'acquisition des lignes de vol se ressemblent. Les signatures des boisés de la ligne 1 et de la ligne 2 paraissent donc similaires (figure 2.6). D'autre part, la présence de neige humide sur les branches des boisés affecterait la rétrodiffusion de la même manière que la pluie. En effet, ce 7 avril 1989, il y avait de la neige humide sur les boisés de la ligne 1 alors que cette même précipitation était tombée sous forme de pluie là où les boisés de la ligne 2 sont situés.

En conclusion, ces deux exemples montrent que la variation spatiale de la signature des sapins combinée aux différences d'interpolation du profil brut entraînent une différence globale de 1 dB entre les deux estimés d'un même survol (2 lignes de vol). Donc, la signature corrigée des sapins est considérée constante à l'intérieur du bassin.

c) Efficacité de la correction des variations transversales du signal

Le tableau 2.4 donne l'écart du signal rétrodiffusé par une même parcelle agricole entre les deux lignes de vol. Trois signaux sont ainsi comparés, la puissance apparente, $\bar{P}_a(\theta)$, la puissance corrigée, $\bar{P}_c(\theta)$, et la puissance corrigée mais ramenée à un angle d'incidence de 45°, $\bar{P}_c(45)$. La colonne du centre regroupe les différences d'angles d'incidence, entre les deux lignes de vol.

D'abord, comparons les écarts des puissances apparentes, $\Delta\bar{P}_a(\theta)$, à ceux des puissances corrigées, $\Delta\bar{P}_c(\theta)$. En avril 1988, la correction double l'écart entre les deux estimés de la même parcelle agricole. Cela ne paraît guère encourageant mais s'explique par la difficulté de bien interpoler le profil brut, en bande C, de la ligne 2 (figure 2.3 (b)) et les problèmes de rayures bien évident sur le profil, en bande X, de la ligne 1 (figure 2.4 (a)). Heureusement, la majorité des parcelles agricoles témoins se retrouvant sur la ligne 1, ce problème n'affectera pas nos résultats en bande C. Cependant, les problèmes de rayures augmente l'intervalle de confiance de la puissance corrigée en bande X.

TABLEAU 2.3: Ecart des estimés de la puissance corrigée, entre les deux lignes de vol, $\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c2}(\theta)$, les 7 mars et 7 avril 1989.

Parcelles	Mars/ligne 1	Facteurs de correction distincts, $C_1(\theta)$ et $C_2(\theta)$	Un seul facteur de correction, $C_{12}(\theta)$
	$\bar{P}_{c1}(\theta)$ en dB	$\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c2}(\theta)$ en dB	$\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c2}(\theta)$
3	37,5	-0,9	+2,7
4	33,0	-2,7	+2,6
21	38,8	-2,4	+2,8
22	33,2	-0,6	+2,7
23	31,7	+0,1	+2,8
moyenne:		-1,3	+2,7
	Avril/ligne 1	Facteurs de correction distincts, $C_1(\theta)$ et $C_2(\theta)$	Un seul facteur de correction, $C_{12}(\theta)$
	$\bar{P}_{c1}(\theta)$ en dB	$\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c2}(\theta)$ en dB	$\bar{P}_{c1}(\theta) - \bar{P}_{c1}(\theta)$ en dB
3	33,9	+1,6	+2,0
4	31,6	-0,4	+0,0
21	36,1	-1,7	-1,2
22	36,9	+0,3	+0,8
23	35,5	+0,1	+0,4
moyenne:		+0,7	+1,4

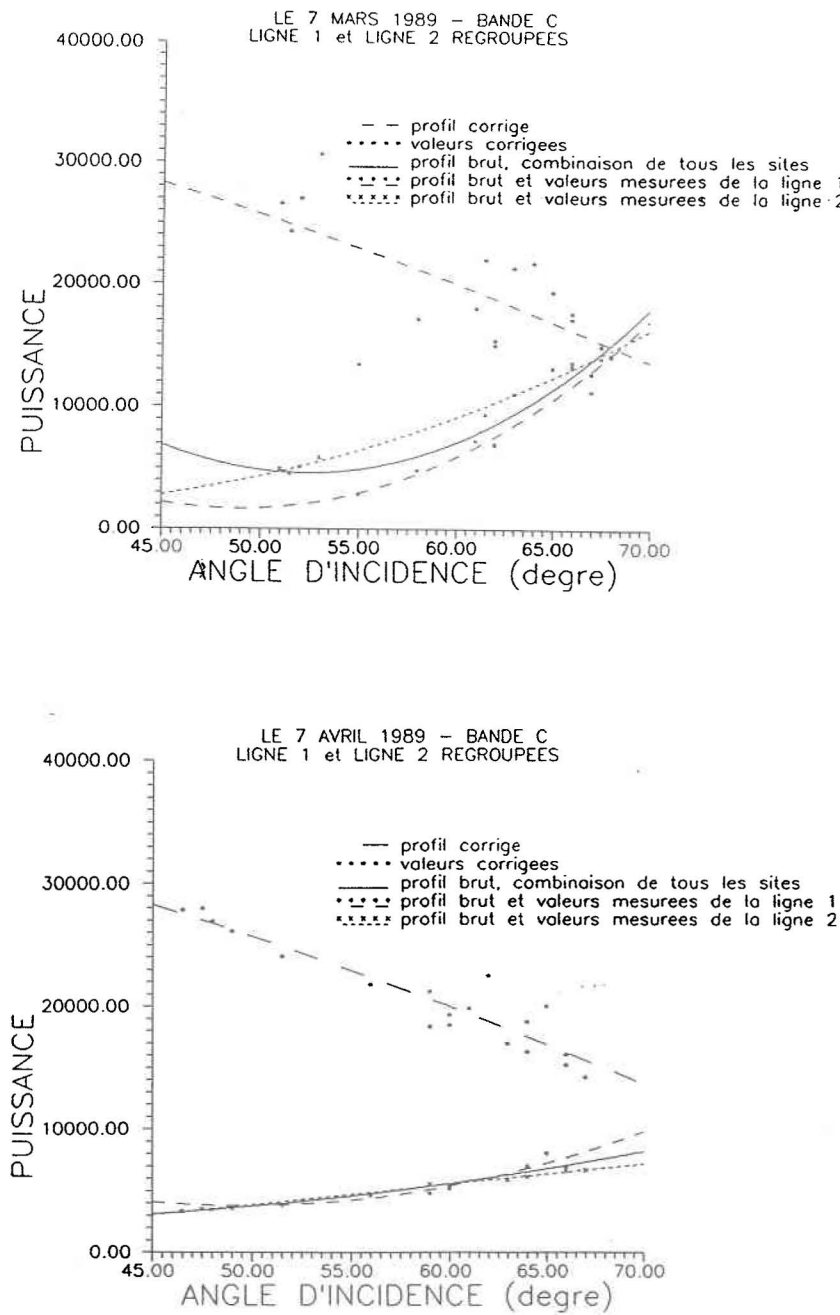


FIGURE 2.6: Profils ayant servi à étalonner les cinq sites agricoles.

TABLEAU 2.4: Ecart (Δ) des puissances (dB), entre les deux lignes de vol, de quelques parcelles agricoles.

Dates	Parc.	Bande C				Bande X		
		$\Delta P_a(\theta)$	$\Delta P_c(\theta)$	$\Delta P_c(45)$	$\Delta \theta^\circ$	$\Delta P_a(\theta)$	$\Delta P_c(\theta)$	$\Delta P_c(45)$
Avril 88	3	0,1	1,0	0,8	1,5	0,8	3,4	3,6
	4	0,4	0,6	0,4	2,5	1,5	4,4	4,6
	21	0,8	1,5	1,4	1,5	0,3	2,4	2,2
	22	0,7	1,3	1,3	1,0	0,9	1,3	1,2
	23	0,3	1,2	0,9	3,0	1,7	1,4	1,6
	21b	0,3	1,2	1,0	1,5	0,3	2,4	2,5
	23b	1,2	2,1	1,9	3,0	1,4	1,6	1,9
Moyenne:		0,5	1,3	1,1	2,0	1,0	2,4	2,5
Mars 89	3	2,5	0,6	0,6	0,5			
	4	3,5	0,2	0,2	0,5			
	21	2,6	0,9	0,8	0,5			
	22	0,1	2,7	2,8	1,0			
	23	2,1	2,2	1,9	2,0			
Moyenne:		2,2	1,3	1,3	0,9			
Avril 89	3	0,8	0,4	0,4	0,0	0,9	1,3	0,9
	4	0,6	0,2	0,2	0,0	0,4	1,8	0,4
	21	2,1	1,6	1,7	0,5	1,6	3,9	1,6
	22	0,3	0,4	0,5	1,0	0,1	2,3	0,1
	23	0,8	1,5	1,4	2,0	2,3	0,2	2,3
Moyenne:		0,9	0,8	0,8	0,7	1,1	2,3	1,1
Déc. 89	3	1,5	1,0	0,4	6,0	2,7	0,9	1,6
	4	1,4	1,2	0,4	6,5	3,2	1,3	2,1
	21	1,8	0,7	0,0	6,0	3,0	1,2	1,9
	22	1,0	1,5	0,9	5,0	2,6	0,8	1,3
	23	1,2	1,7	0,8	8,0	2,6	0,6	1,6
	21b	1,7	0,9	0,2	6,0	3,2	1,4	2,1
	23b	0,6	2,7	1,5	8,0	1,7	0,2	0,7
Moyenne:		1,3	1,3	0,6	6,5	2,7	0,9	1,6
Mars 90	3	0,5	1,2	0,8	4,0	2,8	2,5	2,1
	4	0,3	0,9	0,4	5,5	1,9	1,7	1,2
	21	1,6	1,5	2,0	5,0	1,5	1,2	0,7
	22	0,4	1,0	0,7	3,0	3,7	3,5	3,2
	23	2,2	2,6	1,9	7,0	1,0	1,5	2,3
	21b	0,9	1,4	1,0	4,0	3,6	3,2	2,8
	23b	1,6	2,0	1,4	7,0	2,1	1,6	0,9
Moyenne:		1,1	1,5	1,2	5,0	2,0	2,1	1,9

Par contre, la correction diminue l'écart entre les deux estimés le 7 mars 1989. Quant aux deux autres survols, le processus d'étalonnage réduit la différence moyenne entre les deux estimés, en bande X, mais il n'affecte pas l'écart en bande C. Il faut ici rappeler que le profil non corrigé de cette bande C se rapproche d'avantage d'une droite dont la pente est nulle pour les données du troisième hiver (figure 2.3b) ce qui signifie que la variation transversale du signal est inférieure à 1 dB.

Examinons maintenant les écarts des puissances ramenées à un angle d'incidence de 45° , $\Delta \bar{P}_c(45)$ (tableau 2.4). L'ajustement fut fait en supposant que la variation transversale du signal des parcelles agricoles suit aussi une loi $\cos\theta$. Le chapitre 3, décrivant la modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige, explicite cette hypothèse et l'équation employée (équation 3.20). Donc, cet ajustement ne modifie guère les écarts entre les deux estimés, à l'exception des deux vols de décembre 1989 pour lesquels l'écart moyen entre les angles d'incidence d'une même parcelle était de $6,5^\circ$.

Finalement, notons que l'écart moyen entre les puissances corrigées, $\Delta \bar{P}_c(\theta)$ ou $\Delta \bar{P}_c(45)$, des deux lignes de vol voisinent 1 dB pour la bande C et 2 dB pour la bande X (tableau 2.4). Ces valeurs sont dans l'ordre de grandeur des valeurs attendues en autant que la méthode d'étalonnage relative fonctionne bien. En effet, d'après Lukowski *et al.*, (1990) si aucune cible ponctuelle n'est utilisée pour étalonner le RAS du Centre canadien de télédétection, la précision sera de 1 dB. Aussi, les variations du signal dues au phénomène de "banding" rencontré pour la bande X, seraient de l'ordre de 1 dB (Lukowski *et al.*, 1990).

D'autre part, le tableau 2.5 illustre l'effet de la correction de l'angle d'incidence sur la puissance corrigée, $\bar{P}_c(\theta)$. La majorité des parcelles agricoles témoins se retrouvant autour de 60° , $\bar{P}_c(45)$ dépasse de 2 dB en moyenne $\bar{P}_c(\theta)$ et pour les parcelles les plus éloignées du nadir ($66-68^\circ$), l'augmentation se situe aussi autour de 2 dB. Cette augmentation est significative, en bande C, l'intervalle de confiance de $\bar{P}_c(\theta)$ étant de 1 dB. L'effet de la correction pour l'angle d'incidence est similaire en bande X, le même facteur de correction s'appliquant et l'angle d'incidence étant identique. Mais, pour la bande X, l'augmentation reste dans l'ordre de grandeur de l'intervalle de confiance, 1,5 dB. Le tableau 2.5 montre aussi la variation de l'angle d'incidence d'une même parcelle, d'un survol à l'autre, d'où l'importance d'estimer $\bar{P}_c(45)$ pour l'analyse multitemporelle, spécialement en bande C.

TABLEAU 2.5: Variation temporelle de la puissance de rétrodiffusion (dB) et de l'angle d'incidence de deux parcelles agricoles, en bande C.

Dates	PAR. 2				PAR. 12			
	$\bar{P}_a(\theta)$	$\bar{P}_c(\theta)$	$\bar{P}_c(45)$	θ°	$\bar{P}_a(\theta)$	$\bar{P}_c(\theta)$	$\bar{P}_c(45)$	θ°
F 88	33,6	36,2	37,6	59,0	36,8	38,4	40,5	64,0
A 88	34,9	40,8	42,0	58,0	33,2	37,2	39,3	64,0
M 89	26,5	29,2	31,3	64,0	33,6	33,8	36,5	68,0
A 89	26,7	31,6	33,4	62,0	31,8	35,1	37,5	66,0
D 89	34,2	38,0	39,7	61,5	33,1	35,4	37,9	66,5
F 90	32,8	37,7	39,2	60,0	32,4	35,6	37,8	65,0
M 90	30,7	35,4	37,0	61,0	31,5	34,5	36,9	66,0

En résumé, sauf pour les vols du 28 avril 1988, la méthodologie proposée a réduit de 1 dB l'écart, entre les deux lignes de vol, de la puissance corrigée d'une parcelle agricole tout en ne le détériorant pas lorsque la variation transversale du signal est faible (≤ 1 dB). L'étalonnage a donc atteint son objectif en ce qui concerne la variation transversale du signal.

d) Variation temporelle de la puissance apparente de rétrodiffusion des sapins

A titre d'exemple, le tableau 2.6 présente les puissances apparentes, corrigées et ramenées à un angle d'incidence de 45° , des huit boisés de sapins de la ligne 1 telles qu'établies lors des vols du 28 février 1988, 7 avril 1989 et 7 mars 1990. Au départ, la puissance apparente, $\bar{P}_a(\theta)$, des boisés varie d'un survol à l'autre. Après l'étalonnage, la puissance de rétrodiffusion des boisés, sous un angle de 45° , $\bar{P}_c(45)$, devient identique (+ ou - 0,5 dB en bande C, + ou - 0,75 dB en bande X) et cela pour tous les survols et les deux bandes spectrales. Donc, les puissances corrigées des parcelles agricoles peuvent dorénavant être comparées d'une date à l'autre.

TABLEAU 2.6: Puissance de rétrodiffusion (dB) des boisés de sapins de la ligne 1.

Dates	Sites	Bande C				Bande X		
		$\bar{P}_a(\theta)$	$\bar{P}_c(\theta)$	$\bar{P}_c(45)$	θ°	$\bar{P}_a(\theta)$	$\bar{P}_c(\theta)$	$\bar{P}_c(45)$
Février 88	1	39,4	44,4	44,4	46,0	46,0	44,4	44,5
	2	40,2	44,1	44,6	51,0	43,6	43,9	44,4
	3	40,2	43,2	44,3	56,0	41,0	43,3	44,4
	4	40,5	43,5	44,5	56,0	40,9	43,3	44,3
	5	40,5	42,8	44,7	55,0	41,6	43,6	44,5
	6	40,6	42,8	44,4	61,0	40,5	43,7	45,3
	7	40,8	42,8	44,6	62,0	40,4	43,4	45,2
	8	40,8	42,6	44,6	63,0	38,4	41,2	43,1
Moyenne:		40,4	43,3	44,5		41,5	43,3	44,5
Ecart-type:		0,5	0,7	0,1		2,3	0,9	0,7
Avril 89	1	35,8	43,9	44,4	51,5	43,5	43,9	44,5
	2	36,8	43,7	44,7	56,0	41,8	43,3	44,3
	3	37,1	42,8	44,3	60,0	41,3	43,2	44,7
	4	37,3	43,0	44,5	60,0	41,1	43,0	44,5
	5	36,8	42,9	44,3	59,0	41,6	43,4	44,8
	6	38,5	42,6	44,6	64,0	40,3	41,6	43,7
	7	39,0	42,7	45,0	65,0	41,9	42,9	45,1
	8	38,4	41,7	44,0	66,0	41,3	42,0	44,4
Moyenne:		37,5	42,9	44,5		41,6	42,9	44,5
Ecart-type:		1,1	0,7	0,3		0,9	0,8	0,4
Mars 90	1	39,6	44,1	44,5	50,0	39,5	44,0	44,5
	2	39,4	44,5	45,4	54,5	38,2	43,7	44,6
	3	37,8	42,8	44,2	59,0	37,5	43,3	44,7
	4	38,2	43,2	44,6	59,0	37,0	42,8	44,2
	5	38,8	43,9	45,2	58,0	37,6	43,4	44,6
	6	39,1	43,0	45,0	63,5	37,1	42,2	44,2
	7	38,9	42,2	44,4	65,0	38,3	43,0	44,2
	8	38,8	42,0	44,3	65,5	37,3	41,7	44,0
Moyenne:		38,8	43,2	44,7		37,8	43,0	44,4
Ecart-type:		0,6	0,9	0,4		0,8	0,8	0,3

2.4 Conclusion

Cette méthode d'étalonnage relatif se base sur l'hypothèse que la signature de boisés de sapins matures demeure constante durant la saison hivernale (octobre-avril) et tout au long des trois hivers que dura l'expérimentation. Même si nous n'avions pas les radiomètres nécessaires pour vérifier cette hypothèse sur le terrain les connaissances disponibles sur la rétrodiffusion des forêts au moment de mettre au point cette méthode, la rendent plausible, spécialement pour des angles d'incidence supérieurs à 45° . En outre, tout autre type de conifères de feuillage dense (Pin blanc) s'utiliserait également comme étalon pour des scènes hivernales.

En somme, l'essentiel de la méthode consiste à corriger le profil de la puissance apparente de rétrodiffusion des sapins, $\bar{P}_a(\theta)$, de façon à ce que la variation de la puissance en fonction de l'angle d'incidence suive une loi du cosinus. L'intervalle de confiance de la puissance corrigée, $\bar{P}_c(\theta)$, s'est avéré de l'ordre de 1 dB pour l'ensemble des acquisitions en bande C. En bande X, cet intervalle est de l'ordre de 1,5 dB dû aux problèmes de rayures apparaissant sur certaines images.

Afin de vérifier l'efficacité de la méthodologie, nous avons comparé les puissances de rétrodiffusion, $\bar{P}_c(\theta)$, de parcelles agricoles corrigées à partir de deux ensembles distincts de boisés (2 lignes de vol). L'écart moyen obtenu entre les deux valeurs se chiffre à de 1 dB pour la bande C et à 2 dB pour la bande X. Ces écarts résultent de la variation spatiale de la signature des sapins et des différences d'interpolation du profil brut des

deux lignes de vol. Néanmoins, les valeurs de ces écarts demeurent dans l'ordre de grandeur des valeurs attendues en autant que la méthode d'étalonnage relative fonctionne bien.

Les exemples de puissances corrigées discutés dans ce chapitre ont aussi montré que l'étalonnage réduit, au besoin, la variation transversale du signal. De plus, cette étalonnage a amené la puissance des peuplements de sapins à une valeur identique pour les deux bandes spectrales et tous les survols, ce qui rend possible la comparaison multitemporelle de la rétrodiffusion des parcelles enneigées, présentée au chapitre 4. L'étalonnage a donc atteint son objectif.

CHAPITRE 3

MODELISATION DU COUVERT NIVAL

CHAPITRE 3

3.1 Introduction

Les deux modèles décrits dans ce chapitre ont été développés afin d'interpréter la puissance de rétrodiffusion des couverts de neige hétérogènes et relativement minces tels que ceux du bassin de la rivière Eaton, dans le sud du Québec. Ces couverts de neige sont représentatifs de ceux que l'on peut observer dans plusieurs régions du Canada. Les deux modèles se basent sur des modèles généralement reconnus, mais intègrent ceux-ci d'une façon originale en faisant ressortir l'influence particulière de la neige, de la végétation et de l'humidité du sol. Le chapitre se divise en trois sections; nous présentons quelques considérations théoriques sur le phénomène de diffusion dans la neige, et décrivons ensuite le modèle de la rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche, et finalement celui de la neige humide.

3.2 Considérations théoriques

3.2.1 Phénomène de diffusion des micro-ondes

Lorsqu'une onde électromagnétique atteint l'interface de deux milieux, une portion de l'énergie incidente est rétrodiffusée et l'autre portion est transmise à l'intérieur du second milieu. Si le milieu inférieur peut être considéré comme homogène, la diffusion se produit à l'interface et le phénomène s'appelle diffusion de surface. Ce phénomène est

illustré à la figure 3.1a. L'intensité de la diffusion est proportionnelle à la constante diélectrique du milieu inférieur et le patron angulaire est déterminé par la rugosité de la surface. Donc, l'intensité de la rétrodiffusion d'une surface lisse (spéculaire) sera nulle (ou très faible) et elle augmentera à mesure que la surface deviendra plus rugueuse, pendant que l'intensité spéculaire diminuera.

D'autre part, si le second milieu est hétérogène ou s'il se compose d'un mélange de matériaux ayant des propriétés diélectriques différentes, alors une portion de l'énergie diffusée par les discontinuités du second milieu peut retraverser vers le premier milieu. La diffusion ayant lieu principalement à l'intérieur du volume du second milieu, le phénomène est dénommé diffusion de volume et il est illustré à la figure 3.1b. L'intensité de la diffusion de volume est proportionnelle aux discontinuités diélectriques à l'intérieur du milieu et à leur densité. La diffusion s'affaiblit à mesure qu'on s'éloigne de la source. Cette perte d'énergie causée par les mécanismes de diffusion et de conduction, s'appelle extinction. Le coefficient, k_e , réfère à l'extinction par unité de longueur, tandis que la profondeur de pénétration, δ_p , est l'inverse de ce dernier. Finalement, la rugosité de la surface, la constante diélectrique moyenne du milieu et la dimension des discontinuités par rapport à la longueur d'onde incidente, affectent le patron angulaire de la diffusion de volume.

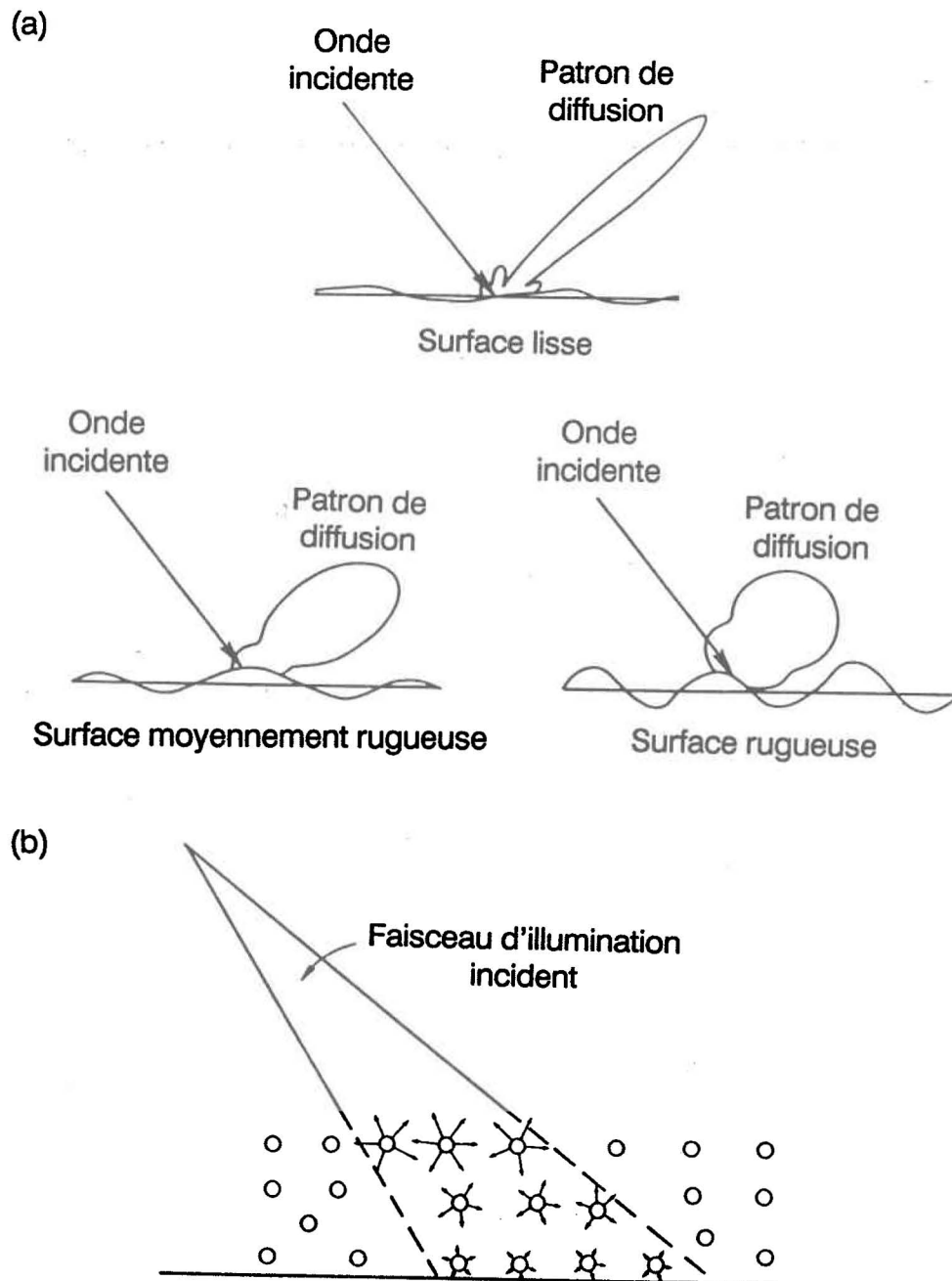


FIGURE 3.1: a) Le phénomène de la diffusion de surface.
 b) La diffusion de volume.
 (Tirée de Ulaby *et al.*, 1982, p 819).

3.2.2 Propriétés diélectriques de la neige

La neige peut être considérée comme un mélange de glace, d'air et d'eau. En conséquence, ses propriétés diélectriques dépendent de la densité de la neige, de la grosseur des grains et de la constante diélectrique de l'air et de la glace et de l'eau. La constante diélectrique représente la capacité d'un matériel d'emmagasiner de l'énergie sous l'influence d'un champ électrique. C'est un nombre complexe qui se compose d'une partie réelle et d'une partie imaginaire. Toutefois, la partie imaginaire variant en fonction de la fréquence, la constante diélectrique varie pour la plupart des matériaux et est représentée comme suit:

$$\epsilon = \epsilon' + j \epsilon'' \quad (3.1)$$

où ϵ' est la partie réelle;

ϵ'' est la partie imaginaire;

$$j = (-1)^{1/2}.$$

La constante diélectrique (ϵ) de l'air se chiffre à 1,0. La partie réelle de la constante diélectrique de la glace (ϵ'_g) est de 3,17 pour toute la région du spectre des micro-ondes. Cependant, les travaux de Mätzler (1985) ont montré une très légère dépendance de ϵ'_g avec la température soit une variation de 0,1% par degré. La partie réelle de la constante diélectrique de la neige (ϵ'_n) varie effectivement entre 1,5 et 3,0 en fonction de sa densité, typiquement de 0,2 à 0,5 gcm⁻³ (Rott, 1984). Cependant, la partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige (ϵ''_n), dénommée aussi "pertes

diélectriques", augmentent fortement lorsque la température est voisine de 0°C. En effet, la partie imaginaire reste très sensible à la présence d'eau liquide dans la neige, mais la relation exacte n'est pas encore connue. Pour la neige sèche, ϵ''_n est de l'ordre de 10^{-3} et augmente rapidement et exponentiellement à des valeurs se situant entre 0,2 et 0,7 pour des teneurs en eau de 2 à 10% (Rott, 1984).

En conséquence, lorsque l'eau sous forme liquide circule librement ou est retenue dans la neige, le phénomène d'absorption devient beaucoup plus important que la diffusion et la profondeur de pénétration diminue fortement. Rott *et al.* (1985) en calculant le coefficient d'absorption (d'extinction) de la neige humide à partir de la constante diélectrique, ont évalué que la profondeur de pénétration, δ_p , demeure de l'ordre de la longueur d'onde lorsque la teneur en eau volumique varie entre 3 et 4%. Etant donné le peu de diffusion dans la neige humide, son coefficient de rétrodiffusion reste habituellement inférieur à celui de la plupart des surfaces à l'exception de l'eau et des marécages. Cette propriété de la neige humide permet de bien la distinguer de la neige sèche et des surfaces non enneigées sur une image RAS. C'est pourquoi, Mätzler et Schanda (1984) ont souligné le potentiel des données RAS pour cartographier les secteurs couverts de neige humide. D'autre part, la faible pénétration des micro-ondes dans la neige humide, ne permet pas de déterminer son équivalent en eau.

Dans le cas de la neige sèche, δ_p devient beaucoup plus importante. Ainsi, à 5 GHz ($\lambda = 5,6$ cm) δ_p est de l'ordre de 11 m et, à 10 GHz ($\lambda = 3,0$ cm) δ_p est d'environ 6 m. Cette profondeur de pénétration diminue à mesure que la densité et la dimension des grains du couvert de neige augmentent (Rott *et al.*, 1986). En effet, ces particules de

glace dont le diamètre (0,5 à 4 mm) reste inférieur aux micro-ondes sont responsables de la diffusion à l'intérieur du volume de neige. Cependant, la neige n'étant pas un matériel homogène, la stratigraphie du couvert de neige affecte aussi la rétrodiffusion. Des strates horizontales distinctes créent des variations verticales de la densité de l'ordre de la longueur d'onde (quelques centimètres). Ces nombreuses interfaces peuvent produire des interférences notables et des effets de polarisation. De plus, le vent peut causer des variations de la densité tant verticalement qu'horizontalement (Rott *et al.*, 1986).

3.3 Modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche

Quand le rayon incident provenant du radar atteint une surface de neige sèche, il est diffusé à l'interface air/neige, à l'intérieur du couvert de neige et à l'interface neige/sol. Aux angles d'incidence supérieurs à 45°, la diffusion à l'interface air/neige demeure toutefois négligeable. Rappelons ici que les angles d'incidence de nos données RAS sont de 45° à 70°. Le modèle représentant le coefficient de rétrodiffusion d'une surface couverte de neige, σ_n^0 , doit donc tenir compte de la diffusion de volume du couvert de neige, σ_{nv}^0 , et de la diffusion à l'interface neige/sol, σ_i^0 (Ulaby *et al.*, 1982):

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{nv}^0(\theta) + F[\sigma_i^0(\theta)] \quad (3.2)$$

où F est un facteur tenant compte de la perte d'énergie à l'intérieur du couvert de neige, dans les deux directions.

3.3.1 Modélisation de la diffusion à l'interface neige/sol

La diffusion à l'interface neige/sol, σ_i^0 , peut par la suite se décomposer en trois; la diffusion de la surface du sol, σ_{ss}^0 , la diffusion de volume du sol, σ_{sv}^0 , et la diffusion de volume du couvert végétal, σ_w^0 , le cas échéant. L'équation 3.2 peut donc s'écrire de la façon suivante:

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{nv}^0(\theta) + F [\sigma_{ss}^0(\theta) + \sigma_{sv}^0(\theta) + \sigma_w^0(\theta)] \quad (3.3)$$

Concernant la diffusion d'un couvert végétal, l'interface air-végétation n'étant pas significative, la rétrodiffusion reçue combine la diffusion de volume à l'intérieur de la voûte et la diffusion de surface par le sol. Cependant, pour des angles d'incidence plus grands que 45° la diffusion provient essentiellement de la voûte de feuillage. Toutefois, si la teneur en eau des plantes reste faible comme à la fin de la saison végétative, alors la contribution du sol devient relativement importante. En effet, les propriétés de diffusion et d'absorption de la végétation dépendent de sa teneur en eau volumique.

Le modèle proposé par Ulaby et al. (1982) suppose que la contribution de la végétation, $\sigma_w^0(\theta)$, et du sol, $\sigma_s^0(\theta)$, s'additionnent. Le coefficient de rétrodiffusion du couvert végétal, $\sigma_c^0(\theta)$, peut alors s'exprimer ainsi:

$$\sigma_c^0(\theta) = \sigma_w^0(\theta) + \sigma_s^0(\theta) / L^2(\theta) \quad (3.4)$$

où $L^2(\theta)$ tient compte de la perte d'énergie causée par la propagation des ondes dans la végétation, dans les deux directions.

En supposant que les particules d'eau dans la végétation sont distribuées de façon similaire aux sphères d'eau d'un nuage (Attema et Ulaby, 1978), le coefficient de rétrodiffusion de la végétation, $\sigma_{vv}^0(\theta)$, sera alors proportionnel à sa teneur en eau volumique (m_v) d'où:

$$\sigma_{vv}^0(\theta) = B_2 m_v \cos \theta (1 - 1/L^2(\theta)) \quad (3.5)$$

où B_2 est une constante pour une fréquence donnée et un couvert végétal donné.

Quant au coefficient de rétrodiffusion du sol, il est décrit de la façon suivante:

$$\sigma_s^0(\theta) = C(\theta) \exp(Dm_s) \quad (3.6)$$

où $C(\theta)$ représente l'influence de la rugosité de la surface du sol sur σ_s^0 ;

D est une constante représentant la sensibilité de σ_s^0 à la teneur en eau (m_s).

Le coefficient de rétrodiffusion du couvert végétal étant la somme des coefficients de rétrodiffusion de la végétation et du sol (équation 3.4), on retrouve donc:

$$\sigma_c^0(\theta) = B_2 m_v \cos \theta (1 - 1/L^2(\theta)) + C(\theta) \exp(Dm_s) / L^2(\theta) \quad (3.7)$$

où $L(\theta) = \exp(A_1 m_v h \sec \theta)$.

Pour un couvert végétal donné, $L(\theta)$ augmente en fonction de l'angle d'incidence, étant donné l'augmentation de la distance franchie ($h \sec \theta$), h étant la distance verticale entre le capteur et le sol. $L(\theta)$ augmente également en fonction de la teneur en eau volumique (m_v) et de la fréquence par l'intermédiaire du coefficient A_1 . Si la fréquence (5 GHz ou 10 GHz), ainsi que la hauteur (10 à 15 cm) et la teneur en eau du couvert végétal restent faibles comme c'est le cas durant la saison hivernale, ce dernier se comporte comme un milieu où les pertes diélectriques (θ'') demeurent négligeables, et le facteur $L(\theta)$ devient voisin de l'unité (Ulaby et al., 1982). Alors, la diffusion du sol domine le signal de retour. D'où:

$$\sigma_c^0(\theta) \approx \sigma_s^0(\theta) \quad [L(\theta) \approx 1] \quad (3.8)$$

D'ailleurs, des expériences menées par Ulaby et al. (1986) avec un radar, ont montré qu'un couvert de paille n'affecte pas la signature du sol en bande X. De plus, Jackson et O'Neil (1990) démontrèrent que les résidus des cultures n'affectent pas l'émissivité du sol dans les micro-ondes et Wegmüller (1990) considère comme infinitésimale l'influence d'un couvert végétal de 8 cm de haut et de 0,02 kg/m₂ de biomasse humide, sur la signature du sol. Ainsi, la végétation morte des champs de céréales et de foin étant généralement de la paille sèche, elle ne devrait pas affecter la rétrodiffusion du sol. La rétrodiffusion du couvert végétal, σ_{vv}^0 , peut donc être ignorée pour la plupart des parcelles agricoles (pâturages, champs de foin, champs de céréales, labour à nu) durant la saison morte si ces conditions sont respectées. La diffusion à l'interface neige/sol (σ_i^0 de l'équation 3.2) peut maintenant se réduire à deux composantes: la diffusion de la surface du sol, σ_{ss}^0 , et la diffusion de volume du sol, σ_{sv}^0 .

Tentons maintenant d'expliciter la contribution du sol dans le mécanisme de diffusion. Au Québec, durant la saison morte, c'est-à-dire d'octobre à avril inclusivement, la teneur en eau des sols reste particulièrement élevée ($m_v > 0,4 \text{ gcm}^{-3}$). Par ailleurs, il a été démontré que la profondeur de pénétration des sols humides est si petite que la diffusion à l'interface neige/sol domine et que la diffusion de volume du sol peut alors être ignorée (Ulaby *et al.*, 1986). Cette hypothèse peut s'étendre à tous les sols dont la teneur en eau demeure supérieure à $0,05 \text{ gcm}^{-3}$ pour des fréquences supérieures à 4 GHz, puisque la profondeur de pénétration (δ_p) reste inférieure à 5 cm. Même lorsque le sol est gelé, δ_p reste faible. En effet, Wegmüller (1990) a estimé une profondeur de pénétration de 3,8 cm à 4,6 GHz pour un limon dont la quantité d'eau à l'état liquide était d'environ $0,05 \text{ gm}^{-3}$ et sa température de -2°C . Toutefois, la baisse de la quantité d'eau à l'état liquide dans le sol modifiera ses propriétés diélectriques (ϵ_s). Donc, étant donné que la diffusion de la végétation et la diffusion de volume du sol peuvent être considérées comme négligeables, le coefficient de rétrodiffusion de la surface du sol, $\sigma_{ss}^0(\theta)$, peut à lui seul remplacer $\sigma_i^0(\theta)$ dans l'équation 3.2. Le coefficient de rétrodiffusion d'une surface couverte de neige peut maintenant s'écrire:

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{nv}^0(\theta) + F [\sigma_{ss}^0(\theta)] \quad (3.9)$$

D'autre part, la diffusion de surface du sol se définit généralement (Ulaby *et al.*, 1982; Wegmüller, 1990; Engman, 1990) comme le produit:

$$\sigma_{ss}^0(\theta) = (A^* \epsilon_{sH}) (B^* r) \quad (3.10)$$

où ϵ_{sH} est la constante diélectrique du sol laquelle est affectée par la teneur en eau liquide du sol;
 r est la rugosité de la surface;
 A and B sont des constantes.

Alors le coefficient de rétrodiffusion d'une surface couverte de neige sèche devient:

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{nv}^0(\theta) + F [(A * \epsilon_{sH}) (B * r)] \quad (3.11)$$

3.3.2 Contribution du couvert de neige

Etant donné que nous sommes intéressés à estimer la contribution de la diffusion par la neige, $\sigma_{nv}^0(\theta)$, connaissant le coefficient de rétrodiffusion d'une surface couverte de neige, $\sigma_n^0(\theta)$, essayons d'éliminer ou d'évaluer le second terme de l'équation 3.11. Une approche possible consiste à utiliser une scène RAS de la même région mais sans couverture de neige et à faire le rapport des deux coefficients de rétrodiffusion du même site [$\sigma_{neige}^0(\theta) / \sigma_{sans\ neige}^0(\theta)$]. Ce rapport permet de ne pas considérer l'effet important de la rugosité du terrain, $(B * r)$, quand cette dernière ne change pas d'une date à l'autre. De plus, si la végétation n'est pas complètement sèche lors des deux dates d'acquisition, la contribution de sa diffusion de volume $\sigma_w^0(\theta)$ s'annulera donc (équation 3.3). La seconde scène devrait donc être prise tôt au printemps ou tard à l'automne de façon à ce que les conditions prévalant durant l'hiver demeurent, c'est-à-dire, une végétation morte et un sol saturé. Le coefficient de rétrodiffusion de la seconde scène,

$\sigma_p^0(\theta)$, équivaudra alors au coefficient de rétrodiffusion de la surface du sol, $\sigma_{ss}^0(\theta)$, tel que définit par l'équation 3.10. D'où:

$$\sigma_p^0(\theta) = (A^* \epsilon_{sp}) (B^* r) \quad (3.12)$$

Dans notre cas, la scène sans couverture de neige, répondant aux conditions décrites plus haut, est celle du 27 avril 1988. Le rapport entre les coefficients de rétrodiffusion des deux scènes (Hiver / Printemps) mène donc à l'équation suivante:

$$\frac{\sigma_n^0(\theta)}{\sigma_p^0(\theta)} = \frac{\sigma_{nv}^0(\theta) + F [(A^* \epsilon_{sh}) (B^* r)]}{[(A^* \epsilon_{sp}) (B^* r)]} \quad (3.13)$$

ou bien, en séparant les deux termes,

$$\frac{\sigma_n^0(\theta)}{\sigma_p^0(\theta)} = \frac{\sigma_{nv}^0(\theta)}{[(A^* \epsilon_{sp}) (B^* r)]} + \frac{F [(A^* \epsilon_{sh}) (B^* r)]}{[(A^* \epsilon_{sp}) (B^* r)]} \quad (3.14)$$

Si le sol demeure dégelé au moment de l'acquisition de la scène hivernale (équation 3.14), la constante diélectrique du sol, ϵ_{sw} , devrait rester semblable à celle du sol de la seconde scène (ϵ_{sp}) puisque ce dernier demeure saturé. De même, la rugosité de la surface, $B(r)$, ne devrait pas changer entre les deux scènes. Ainsi, le second terme de l'équation 3.14 devrait équivaleoir à F . En supposant que la rétrodiffusion de volume de la neige, $\sigma_{nv}^0(\theta)$, devient négligeable et que la valeur de F s'approche de l'unité, alors le rapport égalera approximativement 0 dB. Cette hypothèse est vraisemblable puisque d'après Mätzler (1987), la rétrodiffusion de la neige restant relativement faible aux fréquences ≤ 10 GHz, la diffusion à l'interface neige/sol dominerait le signal de retour. Par opposition, si $\sigma_{nv}^0(\theta)$ devenait plus important que la valeur de la rétrodiffusion de

surface, $(A^* \epsilon_{sp}) (B^* r)$, alors le rapport, exprimé en dB, se retrouverait positif. Cette deuxième hypothèse devient plausible si la surface du sol est peu rugueuse et bien drainée (par exemple la pelouse d'un terrain de football) et le couvert de neige épais (> 2 m.) (Shi *et al.*, 1990).

Si le sol gèle, c'est-à-dire $T_{sol} \leq 0$, la constante diélectrique va diminuer proportionnellement à la teneur en eau (liquide) résiduelle du sol. En effet, plus la température du sol gelé deviendra froide, plus la constante diélectrique diminuera. La Figure 3.2, tirée des travaux d'Hallikainen *et al.* (1984), illustre cette relation pour trois types de sol.

D'où ϵ_{sw} restera inférieur à ϵ_{sp} . La rugosité du sol peut aussi changer si une couche de glace se forme à l'interface neige/sol. Cependant, supposons que ce changement, le cas échéant, n'affectera significativement $(B^* r)$. Encore une fois, considérons que la rétrodiffusion de volume de la neige devienne négligeable et que la valeur de F s'approche de l'unité (équation 3.14). Alors, le rapport, $\sigma_n^0(\theta) / \sigma_p^0(\theta)$, diminuera proportionnellement à la baisse de la constante diélectrique du sol gelé, ϵ_{sh} . Si les coefficients de rétrodiffusion sont exprimés en dB, alors la valeur du rapport sera négative. Nécessairement, si la diffusion de volume de la neige devient significative, le rapport deviendra inférieur, égale ou supérieur à zéro, selon l'importance de $\sigma_{nv}^0(\theta)$ relativement au rapport $\epsilon_{sh} / \epsilon_{sp}$.

De fait, en hiver au Québec, le sol peut, le même jour, être gelé par endroit et dégelé ailleurs selon les propriétés isolantes du couvert de neige. En conséquence, toutes les hypothèses énumérées ci-dessus doivent être considérées lors de chaque survol.

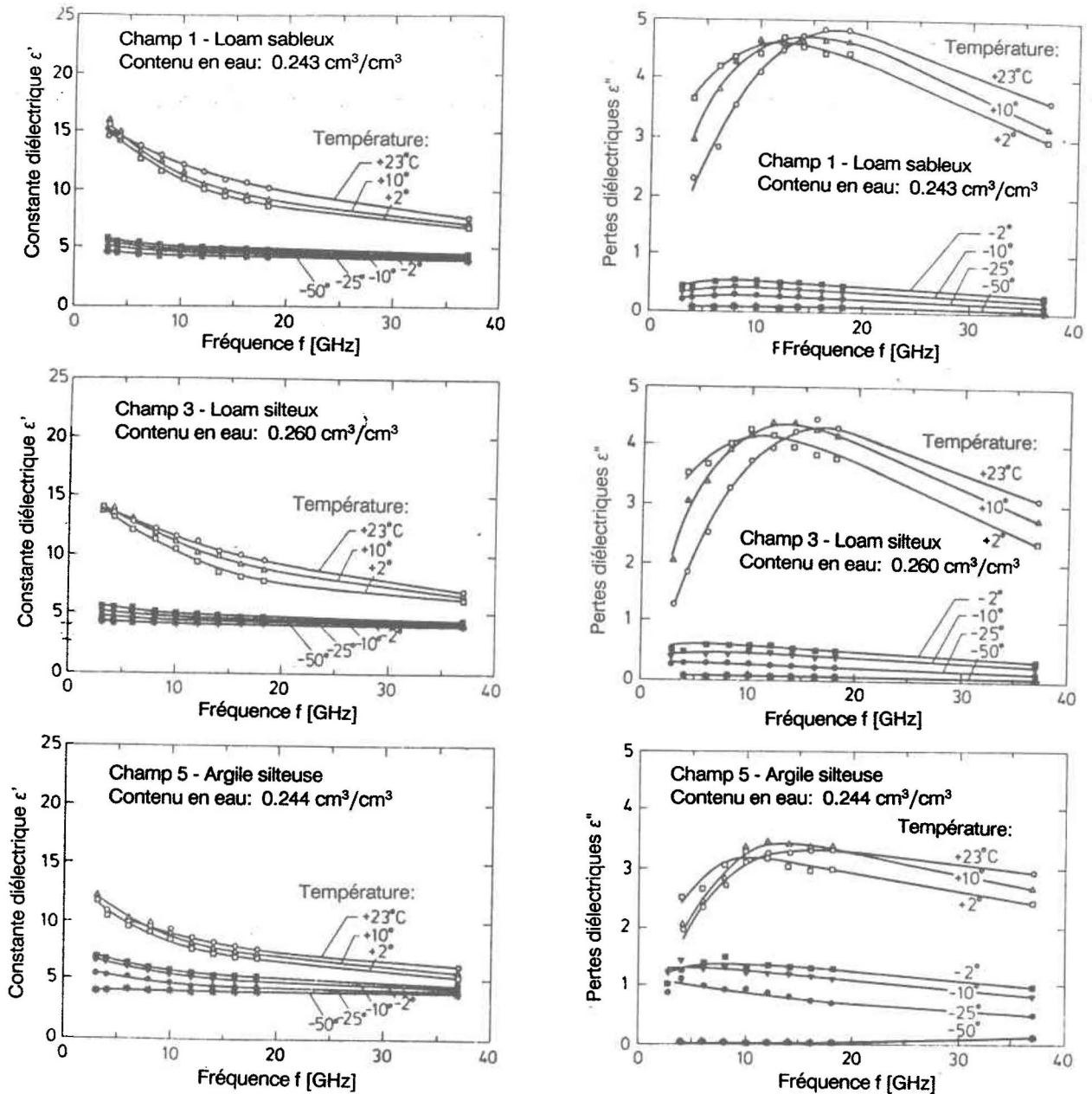


FIGURE 3.2: Valeurs mesurées de la constante diélectrique (ϵ' et ϵ'') de trois sols en fonction de leur température ainsi que de la fréquence.
 (Tirée d'Hallikainen et al., 1984).

3.3.3 Relation entre le coefficient et la puissance de rétrodiffusion

Un RAS ne mesure pas directement le coefficient de rétrodiffusion de la surface étudiée, σ^0 , mais il enregistre une puissance de rétrodiffusion. Heureusement, comme le montre l'équation du radar (3.15), la puissance reçue, $\bar{P}_r$, est proportionnelle à σ^0 . L'ANNEXE E, tiré de Ulaby et al. (1982) décrit la dérivation de cette équation 3.15.

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_{i=1}^n \frac{P_t G^2 \sigma^0 dA}{R^4} \quad (3.15)$$

où λ est la longueur d'onde;

P_t est la puissance transmise;

G est le gain;

A est la surface effective illuminée;

R est la distance entre l'antenne et la surface illuminée;

i représente l'unité de surface (le pixel).

De plus, l'emploi d'une méthode d'étalonnage relatif compensant les variations temporelles et spatiales des paramètres du radar (λ , P_t , G , R , et A) nous pouvons remplacer σ^0 par la puissance de rétrodiffusion corrigée, $\bar{P}_c$, dans la partie gauche de l'équation 3.14. Soit,

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) [\text{hiv.}]}{\bar{P}_c(\theta) [\text{print.}]} = \frac{\sigma_{nv}^0(\theta)}{[(A*\epsilon_{sp}) (B*r)]} + \frac{F [(A*\epsilon_{sh}) (B*r)]}{[(A*\epsilon_{sp}) (B*r)]} \quad (3.16)$$

3.3.4 Correction de l'angle d'incidence

Dans toutes les équations précédentes, le coefficient et la puissance de rétrodiffusion ont été exprimés en fonction de l'angle d'incidence de l'onde émise par le radar. Si nous voulons comparer la puissance moyenne de sites illuminés à des angles d'incidence différents, il faut alors modifier $\bar{P}_c(\theta)$ par un facteur qui tienne compte de l'effet de l'angle d'incidence sur la rétrodiffusion. Pour la neige sèche, les données expérimentales (Mätzler, 1987) ont montré que la rétrodiffusion engendrée par le volume de neige varie suivant un loi du cosinus.

$$\sigma_{nv}^0(\theta) = \sigma_{nv}^0(0) \cos\theta \quad (3.17)$$

Pour le sol, le même modèle peut être valide à condition que la surface soit considérée comme rugueuse et que les angles d'incidence demeurent plus grands que 30° (Ulaby et al., 1982). En effet, pour des angles inférieurs, une réflexion spéculaire reste possible. D'après le critère de Fraunhofer (Ulaby et al., 1982), une surface est considérée non rugueuse lorsque:

$$\sigma < \lambda / 32 \cos\theta \quad (3.18)$$

où σ est l'écart type de la dénivellation de la surface.

Ainsi, pour une longueur d'onde de 5,66 cm (bande C) et à un angle de 45°, σ doit dépasser ou égaler 0,25 cm pour que la surface soit considérée comme rugueuse. A un

angle de 70° , σ doit surpasser ou égaler 0,45 cm. L'écart-type du profil vertical des surfaces étudiées dépassant les valeurs présentées ci-dessus et les angles d'incidence variant entre 45 et 70 degrés le modèle décrit par l'équation 3.17 s'appliquerait à la rétrodiffusion de la surface du sol, $\sigma_{ss}^0(\theta)$, en bande C. Le modèle s'applique de même à la bande X ($\lambda = 3,24$ cm).

Un second modèle pourrait être tout aussi valide pour la rétrodiffusion du sol (Ulaby et al., 1982), soit,

$$\sigma_{ss}^0(\theta) = \sigma_{ss}^0(0) \cos^2\theta \quad (3.19)$$

Cependant, d'après M. Christian Mätzler¹, le modèle le plus fidèle au comportement réel de la rétrodiffusion de surface du sol en fonction de l'angle d'incidence serait probablement mieux représenté par un exposant de $\cos\theta$ entre 1 et 2. En pratique, comme le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert de neige est étroitement lié à celui de la surface du sol (équation 3.11), nous avons choisi le modèle qui s'applique à la fois à la neige et au sol, c'est-à-dire, $\cos\theta$.

Ainsi, l'estimé de la puissance de rétrodiffusion reçue selon un angle d'incidence de 45° , $P_c(45)$, se calcule de la façon suivante:

¹Communication personnelle, Université de Berne, Suisse, février 1991.

$$\bar{P}_c(45) = \frac{\bar{P}_c(\theta) * \cos(45)}{\cos\theta} \quad (3.20)$$

Cet angle d'incidence de référence (45°) fut choisi arbitrairement, n'importe laquelle valeur de θ entre 45 et 74° serait tout aussi valide. Dorénavant, $\bar{P}_c(45)$ remplacera $\bar{P}_c(\theta)$ dans le calcul du rapport des puissances des deux scènes (équation 3.16). Ce rapport, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], fut donc calculé pour toutes les parcelles témoins des six survols hivernaux. L'interprétation de ces valeurs d'après le modèle de la rétrodiffusion d'un couvert de neige (équation 3.14), sera présentée au prochain chapitre.

3.4 Modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige humide

Lorsque la température de la neige se rapproche de 0°C, la partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige, ϵ''_n , augmente fortement. Cela entraîne d'une part, une augmentation de la diffusion à l'interface air/neige, $\sigma_{ns}^0(\theta)$ (d'où une augmentation de la réflexion) et d'autre part, une diminution de la profondeur de pénétration (δ_p). Ainsi, $\sigma_{ns}^0(\theta)$ n'est plus négligeable. De plus, si la teneur en eau liquide de la neige reste de l'ordre de 1 à 2 %, la profondeur de pénétration (30 à 70 cm) demeure suffisante, en bande C, pour que les micro-ondes atteignent le sol. D'où,

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{ns}^0(\theta) + \sigma_{nv}^0(\theta) + F [(A * \epsilon_{sH}) (B * r)] \quad (3.21)$$

et

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) [\text{hiv.}]}{\bar{P}_c(\theta) [\text{print.}]} = \frac{\sigma_{ns}^0(\theta)}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} + \frac{\sigma_{nv}^0(\theta)}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} + \frac{F [(A^*\epsilon_{sh}) (B^*r)]}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} \quad (3.22)$$

La présence d'eau liquide dans la neige amène donc un troisième terme dans les équations 3.21 et 3.22 par rapport aux équations 3.11 et 3.14. Le coefficient de la rétrodiffusion de surface de la neige, $\sigma_{ns}^0(\theta)$ restant faible par rapport à la rétrodiffusion du sol au printemps, $(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)$, la valeur de ce nouveau terme est négative. Ainsi, quelle que soit la contribution respective des deux autres termes, le rapport, $\bar{P}_c(\theta) [\text{hiver}] / \bar{P}_c(\theta) [\text{printemps}]$, d'un couvert de neige humide demeurera toujours moindre que celui d'un couvert de neige sèche, les autres paramètres restant identiques (épaisseur et densité de la neige, rugosité, B^*r , et humidité, $A^*\epsilon_s$, du sol).

En bande X, les micro-ondes devraient être toutes absorbées avant d'atteindre le sol puisque la profondeur de pénétration, δ_p , reste inférieure à 10 cm si $m_v > 1\%$. Alors, la valeur de F dans l'équation 3.22, s'approche de zéro ce qui annule ce terme. Le rapport des puissances en bande X demeurera donc moindre que celui de la neige sèche ainsi que celui de bande C pour une teneur en eau identique ($m_v < 3\%$).

Cependant, si la teneur en eau liquide de la neige est plus élevée que 3 ou 4%, la profondeur de pénétration dans la neige reste dans l'ordre de la longueur d'onde (bande X et C). Alors, la rétrodiffusion de surface $\sigma_{ns}^0(\theta)$ domine, même à des angles d'incidence élevés, et le sol n'influence guère le coefficient de rétrodiffusion du couvert de neige, $\sigma_n^0(\theta)$. D'où,

$$\sigma_n^0(\theta) = \sigma_{ns}^0(\theta) \quad (3.23)$$

et,

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) \text{ [hiver]}}{\bar{P}_c(\theta) \text{ [printemps]}} = \frac{\sigma_{ns}^0(\theta)}{[(A \cdot \epsilon_{sp}) (B \cdot r)]} \quad (3.24)$$

Donc, puisque la puissance de rétrodiffusion du couvert de neige bien humide, $\bar{P}_c(\theta)$ [hiver], reste faible par rapport à celle du sol au printemps, $\bar{P}_c(\theta)$ [printemps], le rapport deviendra nettement négatif.

3.5 Conclusion

Les hypothèses des deux modèles décrits ci-dessus, se basent sur les connaissances actuelles du phénomène de diffusion des micro-ondes. Naturellement, au fur et à mesure que les interactions entre le milieu naturel (neige, végétation, sol) et les micro-ondes seront mieux comprises, certaines hypothèses se confirmeront et d'autres s'infirmeront ce qui pourrait éventuellement conduire à de nouveaux modèles. Néanmoins, nous considérons les modèles présentés ici comme des outils indispensables pour le traitement et l'interprétation des données RAS du bassin enneigé de la rivière Eaton. Il faut aussi noter que les phénomènes de diffusion d'un couvert sec (équation 3.16) et d'un couvert humide (équations 3.22 et 3.24) diffèrent et qu'une même valeur du rapport $\bar{P}_c(45) \text{ [hiver]} / \bar{P}_c(45) \text{ [printemps]}$, possède plusieurs significations physiques. C'est pourquoi, l'interprétation des résultats pour la neige sèche et la neige humide sera présentée dans deux sections différentes au chapitre 4.

D'autre part, les modèles théoriques reliant le coefficient de rétrodiffusion de la neige à ses propriétés physiques (dimension des grains (longueur de corrélation), constante

diélectrique (ϵ), épaisseur du couvert) n'ont pas été discutés jusqu'ici. Les principaux modèles représentant le mécanisme de la diffusion de volume sont : le modèle de diffusion de Rayleigh, l'approximation de Born, le "First-Order Renormalization", et le "radiative transfer method" (Shanda, 1987; Reber et al. 1987; Ulaby, et al., 1986). Ils ne furent pas utilisés dans cette étude parce qu'ils ne sont pas adaptés à des conditions réalistes du couvert de neige mais plutôt à un couvert de neige homogène et, de plus, ils requièrent un étalonnage absolu des données RAS, qui n'a pas été réalisable. En conséquence, le lien entre les propriétés physiques de la neige (sèche ou humide) et la puissance de rétrodiffusion de la neige, se fera au chapitre suivant, à l'aide des données recueillies au sol et des considérations théoriques présentées ci-dessus.

CHAPITRE 4

ANALYSE DES RESULTATS

CHAPITRE 4

4.1 Introduction

Au chapitre 2, nous avons décrit comment la puissance apparente, $P_a(\theta)$, des parcelles agricoles enneigées a été étalonnée. Au chapitre 3, nous avons présenté le modèle servant à ramener cette puissance corrigée en fonction de l'angle d'incidence θ , $P_c(\theta)$, à la puissance qu'on enregistrerait sous un angle d'incidence de 45° , $P_c(45)$. Il est dorénavant possible de comparer les puissances corrigées, $P_c(45)$, de toutes les parcelles enneigées, enregistrées durant n'importe lequel des sept survols.

Ainsi, dans la première des quatre sections de ce chapitre, l'évolution temporelle de $P_c(45)$ en fonction des conditions du couvert de neige est étudiée. La deuxième section se consacre aux couverts de neige sèche, les relations entre le rapport, $P_c(45)$ [hiver] / $P_c(45)$ [printemps] et les propriétés physiques du couvert de neige y sont examinées. La troisième section aborde la rétrodiffusion de la neige humide. Finalement, ce chapitre se termine par une discussion de l'ensemble des résultats.

4.2 Comparaison multitemporelle de la signature de la neige

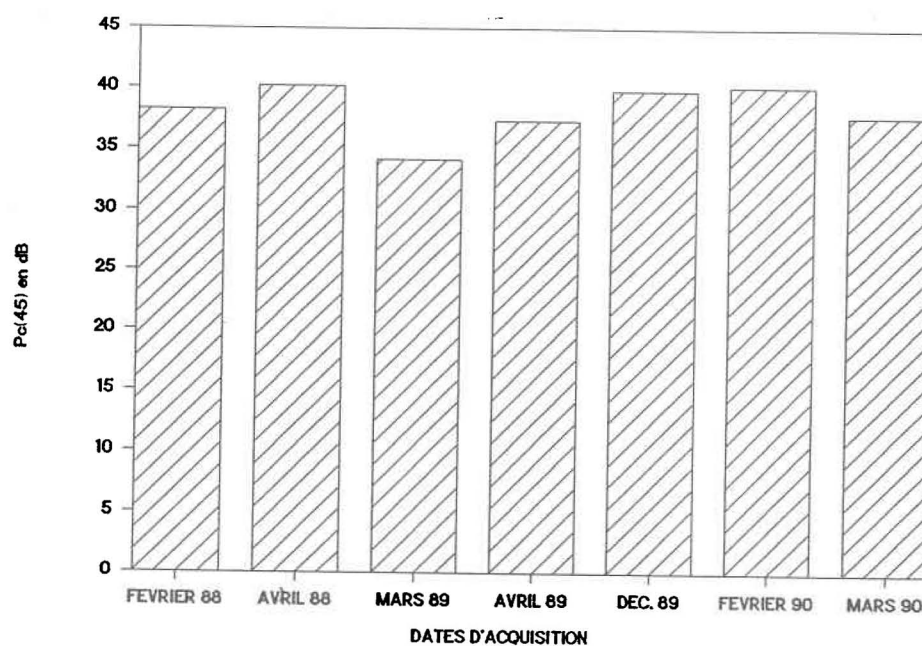
Les profils verticaux typiques des couverts de neige sont illustrés à la figure 4.1. On y remarque leur structure et leurs caractéristiques physiques. En février 1988, le couvert de neige était sec et stratifié, la température maximale de l'air était de -4°C et le sol était

gelé. En mars 1989, les conditions du couvert de neige ressemblait à celle du 26 février de l'année précédente, mais la température de l'air était beaucoup plus froide (-17°C). En décembre 1989, le couvert de neige était sec et peu stratifié tandis qu'en février 1990, le couvert était stratifié mais la température de la surface du sol était voisine du point de congélation dans les deux cas. Le 7 avril 1989, une mince couche de neige humide (15 cm) venait de tomber sur une partie du bassin, le sol était dégelé et saturé d'eau puisqu'il avait plu la veille et cette pluie s'était changée en neige durant la nuit. En mars 1990, la neige était légèrement humide au sommet du couvert. Finalement, le 27 avril 1988, il n'y avait plus de neige sur le bassin et la température minimale de l'air était au-dessus de zéro. En résumé, nous avons obtenus quatre ensembles de données RAS lorsque la neige était sèche, deux ensembles lorsque la neige était légèrement humide et un ensemble sans couverture nivale.

La variation temporelle de la puissance corrigée, $\bar{P}_c(45)$, d'une parcelle agricole (4), en bande C et en bande X, est représentée sous forme d'histogramme à la figure 4.2. Les histogrammes des autres parcelles suivent un patron similaire, reflétant les conditions physiques particulières de la neige et du sol à une date donnée. Ainsi, l'examen de la puissance corrigée, en bande C, des quatre couverts de neige secs révèle que:

- la puissance de rétrodiffusion, $\bar{P}_c(45)$, atteint sa valeur maximale en avril 1988. Le sol du bassin était alors complètement dégagé de neige et saturé, $m_v > 0,4 \text{ g/cm}^3$;
- en février 1988, $\bar{P}_c(45)$ demeure inférieure de 2 à 3 dB à la valeur d'avril 1988. Le couvert de neige sèche est ici bien stratifié, soit neuf couches (figure 4.1).

SITE 4 - BANDE C



SITE 4 - BANDE X

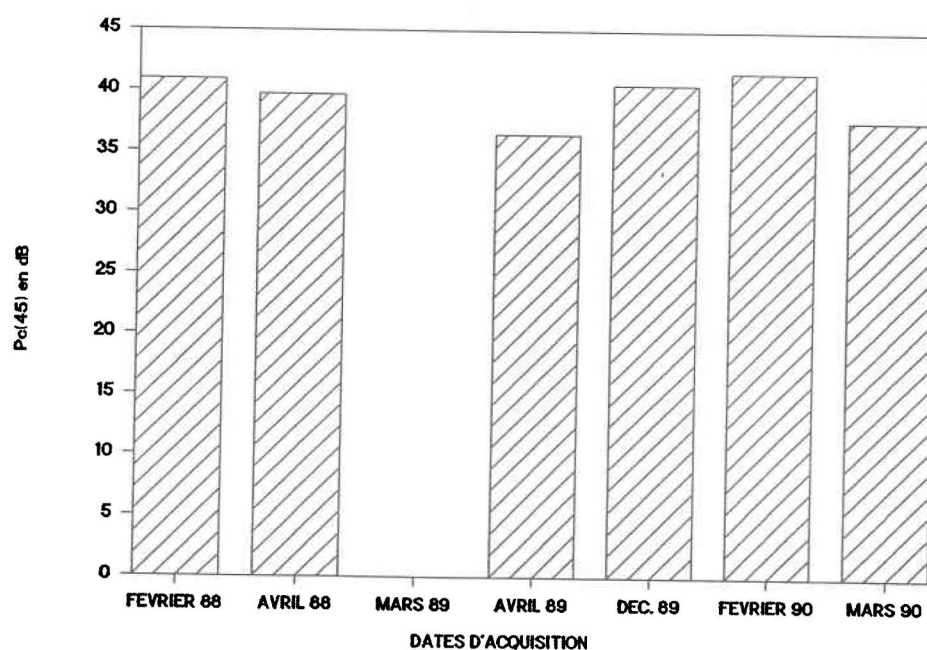


FIGURE 4.2: La variation temporelle de la puissance corrigée, $P_c(45)$, d'une parcelle agricole en bande C et en bande X.

L'équivalent en eau moyen, 9 cm, et la dimension des grains, 1 à 2 mm, ressemblent à ceux de février 1990. Toutefois, le sol est gelé en profondeur (25 cm) et la température moyenne de la surface est de -1°C ;

- en mars 1989, la valeur de $\bar{P}_c(45)$ est environ de 4 dB au-dessous de la valeur de février 1988. Pourtant, l'équivalent en eau du couvert de neige s'avère semblable lors de ces deux survols, bien que le couvert de mars 1989 possède des couches de glace plus épaisses (figure 4.1). De plus, en mars 1989, la température du sol est plus froide, étant descendue jusqu'à -9°C au moment de l'acquisition des données RAS.
- en décembre 1989 et en février 1990, la puissance corrigée, $\bar{P}_c(45)$, équivaut à celle d'avril 1988. Dans les deux cas, la neige est sèche et la température moyenne du sol est voisine de 0°C ($\pm 0,5^{\circ}\text{C}$). Cependant, le couvert de neige est plus stratifié en février 1990 (figure 4.1) et l'équivalent en eau moyen (9,5 cm) est plus élevé qu'en décembre (7,5 cm);

Cette comparaison multitemporelle des puissances d'un même site laisse sous-entendre que la structure d'un couvert de neige sèche influencerait peu la puissance de rétrodiffusion et que la température de la surface du sol pourrait jouer un rôle. Ces deux hypothèses seront vérifiées dans la prochaine section. Regardons maintenant la puissance de rétrodiffusion de la neige humide, en bande C (figure 4.2).

- en avril 1989, $\bar{P}_c(45)$ est généralement moindre qu'en avril 1988. Ici, le sol est couvert de 20 cm de neige légèrement humide, la teneur en eau variant entre 1 et 2%. Ce sol étant dégelé dans les premiers 10 cm mais gelé en profondeur, il est gorgé d'eau dans certains champs. Là où l'on retrouve de l'eau liquide sous la neige, la rétrodiffusion baisse de 7 dB à 10 dB par rapport à avril 1988. Là où le sol n'est pas détrempé (site illustré), $\bar{P}_c(45)$ baisse de 2 à 3 dB;
- en mars 1990, l'épaisseur moyenne du couvert de neige était de 23 cm mais seuls les premiers centimètres supérieurs étaient humides. L'état du sol était semblable à celui du survol précédent, soit le 6 février 1990. En général, on note une baisse de la puissance par rapport au survol de février 1990 de 2 à 3 dB. Cette baisse serait attribuable à l'eau liquide (voisine de 2%) dans les 5 cm supérieurs du couvert de neige.

En bande X, la variation multitemporelle de la puissance (figure 4.2) apparaît différente de celle de la bande C mais la différence n'est pas réelle. En effet, l'intervalle de confiance sur l'estimation de $\bar{P}_c(45)$ est de 1,5 dB dans cette bande. Donc, un écart inférieur à 3 dB entre deux valeurs de $\bar{P}_c(45)$, quoiqu'important, n'est pas significatif ce qui rend l'interprétation quantitative des données en bande X plus délicate.

Cependant, la valeur de février 1990, en bande X, est systématiquement supérieure à celle d'avril 1988. En vérifiant l'étalonnage, on s'aperçoit que les valeurs du profil brut de la puissance en fonction de l'angle d'incidence, $\bar{P}_a(\theta)$, restent effectivement inférieures à celles des autres profils (figure 2.5b). Ces valeurs anormalement basses seraient dues

aux erreurs de parité, notées par l'opérateur, lors du transfert sur bande pour ordinateur des données de haute densité. Les données, en bande X, de février 1990 s'avèrent alors inutiles pour une analyse multitemporelle quantitative.

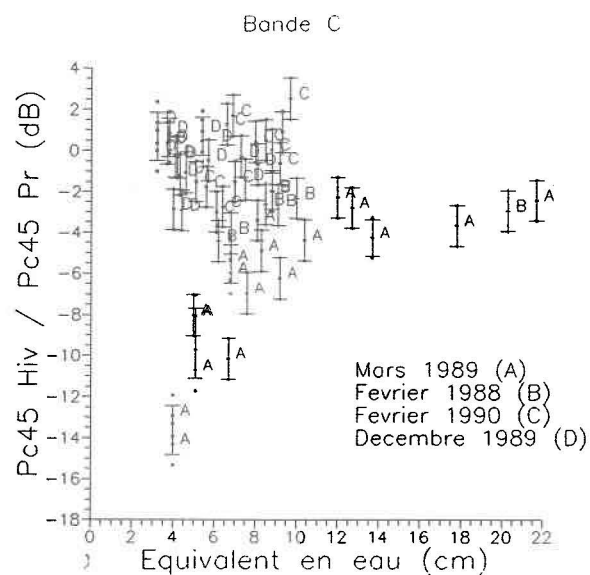
De plus, comme l'antenne de la bande X ne fonctionnait pas correctement en mars 1990, aucune donnée n'a pu être enregistrée. Donc, on se retrouve avec seulement deux dates d'acquisition (février 1988 et décembre 1989) pour les données en bande X d'un couvert sec. Pour toutes ces raisons, seul les données en bande C seront analysées par la suite. Au besoin, on référera au comportement de la bande X.

4.3 Neige sèche

4.3.1 Rôle de la température d'un sol gelé sur la rétrodiffusion d'un couvert de neige sèche

A des fins hydrologiques, le paramètre physique de la neige le plus intéressant demeure son équivalent en eau. Représentons graphiquement le rapport $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps] en fonction de l'équivalent en eau. Si l'on met sur le même graphe toutes les données recueillies durant les quatre vols pour lesquels la neige était sèche, il est difficile de trouver une relation entre les deux variables (figure 4.3a). Cependant, en calculant une courbe pour chacune des dates d'acquisition, il est possible d'établir une relation logarithmique en février 1988 et en mars 1989 (figure 4.3b). La relation paraît particulièrement évidente en mars 1989, date pour laquelle les températures de l'air et du sol étaient très froides ($T_{\text{sol}} = -9^\circ\text{C}$). Comment expliquer cette relation avec l'équivalent en eau de la neige puisque, d'après l'interprétation des histogrammes de la figure 4.2, la structure (densité, épaisseur, nombre de couches) du couvert de neige ne paraissait pas influencer la puissance de rétrodiffusion?

a)



b)

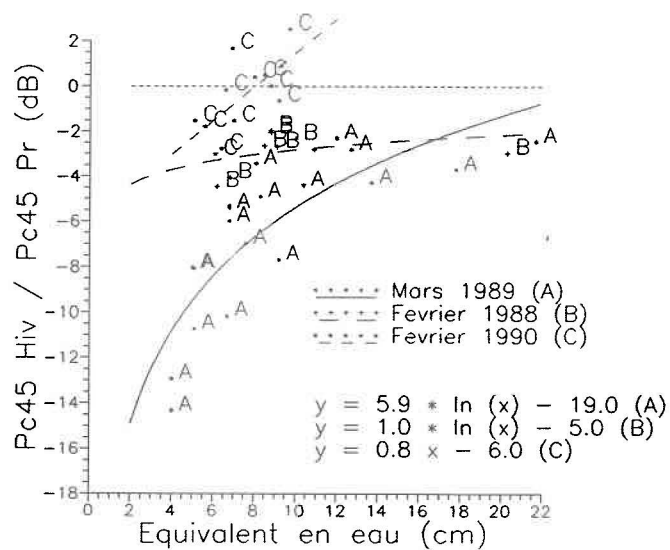


FIGURE 4.3: La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau de la neige.

(a) Pour l'ensemble des données acquises (4 survols).

(b) Pour chaque survol (3 survols illustrés).

Retenons de la figure 4.3, les sites où la température de la surface du sol fut mesurée et\ou le sol restait dégelé. Dans cette nouvelle représentation, (figure 4.4), il n'y a pas de lien apparent entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau alors que la température du sol devient un facteur important.

Afin d'éclaircir le rôle de la température du sol, revenons au modèle présenté au chapitre 3, équation 3.14 (ou 4.1):

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) \text{ [hiv]}}{\bar{P}_c(\theta) \text{ [print]}} = \frac{\sigma_{nv}^0(\theta)}{[(A*\epsilon_{sp})(B*r)]} + \frac{F [(A*\epsilon_{sh})(B*r)]}{[(A*\epsilon_{sp})(B*r)]} \quad (4.1)$$

Comme le montre la figure 4.4, lorsque le sol est dégelé, le rapport $\bar{P}_c(45) \text{ [hiver]} / \bar{P}_c(45) \text{ [printemps]}$ est voisin de zéro (+ ou - 2 dB, l'erreur absolu sur la valeur du rapport). Se référant à la discussion relative à l'équation 4.1, un rapport nul des puissances signifie que:

- le phénomène de rétrodiffusion de volume de la neige, $\sigma_{nv}^0(\theta)$, ne se détecte pas, son influence demeurant inférieure à l'intervalle de confiance, 2 dB;
- ϵ_{sh} ne diffère pas significativement de ϵ_{sp} ;
- et la valeur de F s'approche de l'unité.

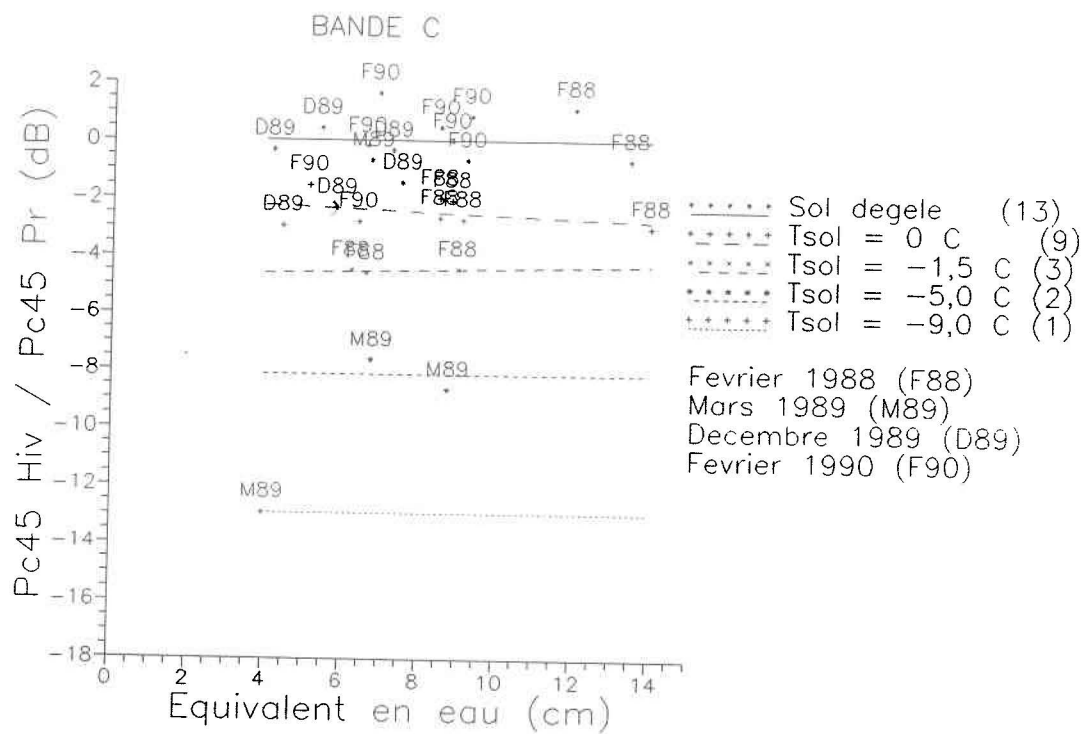


FIGURE 4.4: La relation entre le rapport des puissances de rétrodiffusion et la température du sol.

Ce dernier point peut se vérifier puisque la valeur de F peut être calculée à partir de la constante diélectrique de la neige et des équations suivantes (Ulaby *et al.* 1982):

$$F = L(\theta')^{-2} = \exp(k_e d \sec \theta') \quad (4.2)$$

où $L(\theta')$ représente la perte d'énergie à travers le couvert de neige dans une seule direction;

k_e est le coefficient d'extinction par unité de longueur;

d est l'épaisseur du couvert et;

θ' est l'angle de réfraction dans la neige, relié à θ par la loi de Snell:

$$\sin \theta' = \sin \theta / n_{ds} \quad (4.3)$$

où $n_{ds} \approx \sqrt{\epsilon}$ (Parker, 1983);

ϵ étant la constante diélectrique de la neige.

Cette constante diélectrique ayant été mesurée par le "Time Domain Reflectometer" (Annexe D), la valeur de F fut calculée pour les couverts de neige sèche des 26 février 1988, 7 mars 1989 et 6 février 1990, en supposant que le couvert se comporte comme un milieu homogène, une seule réfraction, même si la valeur de la constante diélectrique, ϵ , change à travers le couvert (tableau 4.1 et tableau 4.2). Nous avons aussi calculé la valeur de F en supposant 3 ou 4 réfractions par couvert à partir des valeurs de ϵ

mesurées. En réalité, le nombre de réfractions est certainement plus important pour les couverts de février 1988 et mars 1989, à cause des multiples couches de glace dans le profil (figure 4.1). Toutefois, quoiqu'elles réduisent l'angle d'incidence, θ' , à l'interface neige/sol, les réfractions multiples affecte peu la valeur de F , la constante diélectrique moyenne du couvert demeurant le paramètre déterminant. Ainsi, même pour un angle de réfraction, $\theta' = 0$, la valeur de F demeure dans l'ordre de grandeur des valeurs de F regroupées au tableau 4.2.

TABLEAU 4.1: Variation de la constante diélectrique, ϵ , à l'intérieur du couvert.

Dates	Hauteur (cm)	Densité (kg/m ³)	ϵ
26 février 1988	20	360	1,65
	15	360	1,65
	10	300	1,35
7 mars 1989	18	500	1,79
	12	320	1,57
	7	550	1,97
6 février 1990	30	130	1,24
	25	150	1,30
	15	225	1,38
	10	270	1,44

TABEAU 4.2: Valeurs calculées de F pour la neige sèche.

Dates	ϵ moyen	Une réfraction θ'	F Bande C	F Bande X
26 février 1988	1,55	34,8°	0,94	0,88
7 mars 1989	1,73	32,6°	0,94	0,89
6 février 1990	1,34	37,5°	0,96	0,87
		Réfractions multiples θ'	F Bande C	F Bande X
26 février 1988		33°, 25°, 21°	0,94	0,90
7 mars 1989		32°, 25°, 18°	0,95	0,90
6 février 1990		39°, 34°, 28°, 23°	0,94	0,89

Donc, les valeurs de F calculées se trouvent proches de l'unité. Tout en confirmant l'interprétation donnée par le modèle (équation 4.1), ces valeurs de F montrent que la précision d'un RAS en bande C ou X doit être très grande pour détecter la diffusion de volume de la neige. En effet, en bande C, seulement 5% de l'énergie du signal transmis ($F = 0,95$) est diffusée dans une couverture de neige de 30 cm d'épaisseur et 10 % ($F = 0,90$) en bande X. Ces valeurs correspondent à une baisse du signal d'environ 0,2 dB pour la bande C et 0,5 dB pour la bande X.

Revenons à la figure 4.4. Si la température du sol reste sous le point de congélation, le rapport $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps] devient négatif et il diminue au fur et à mesure que la température de la surface du sol diminue. Tel que mentionné au chapitre 3

(figure 3.2), cette baisse de la température réduit la teneur en eau liquide dans le sol ce qui entraîne une diminution de la constante diélectrique du sol, ϵ_{sH} . Réexaminons le modèle représenté par l'équation 4.1. Etant donné que la rétrodiffusion de la neige n'est pas détectable par le RAS aéroporté du CCT et que F s'approche de l'unité, la baisse du rapport des puissances serait donc directement proportionnelle à la baisse de la constante diélectrique du sol gelé, ϵ_{sH} , par rapport à ϵ_{sP} , cette dernière baisse découlant de la baisse du rapport de la teneur en eau liquide du sol (Engman, 1990). D'où,

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) \text{ [hiver]}}{\bar{P}_c(\theta) \text{ [printemps]}} = \frac{A(\epsilon_{sH})}{A(\epsilon_{sP})} = \frac{m_{vH}}{m_{vP}} \quad (4.4)$$

D'après l'équation 4.4, il serait alors possible de déterminer la teneur en eau liquide (non gelée) de la couche superficielle du sol en hiver, si l'on connaît la teneur en eau au printemps. Cette dernière, m_{vP} ayant été mesurée le 27 avril 1988 (tableau 1.5), m_{vH} a été calculée à partir de l'équation 4.4. La figure 4.5 illustre la relation entre $P_c(c)$ [hiver] et la teneur, calculée, en eau liquide du sol, m_{vH} . Tout comme la relation entre σ° et m_{vS} présentée par Ulaby et al. (1986, p. 1820) pour la bande C, la relation est linéaire si $m_{vH} < 0,4 \text{ g/cm}^3$. La dispersion des points autour de la droite s'explique par le fait que l'erreur sur le rapport des puissances corrigées est de + ou - 1,0 dB. Toutefois, pour des teneurs en eau plus élevées le signal de rétrodiffusion sature, cela n'avait pas été observé par Ulaby et al. puisque la teneur en eau des sols étudiés restait inférieure à $0,4 \text{ g/cm}^3$. Notons aussi que les valeurs mesurées par Ulaby et al. avaient été prises en polarisation VV, à un angle d'incidence de 20° . Par contre, cet angle est similaire aux angles de réfraction à l'interface neige/sol (21° , 18° , 23°) calculés précédemment (tableau 4.2.) et une relation linéaire semblable a aussi été observée en polarisation HH

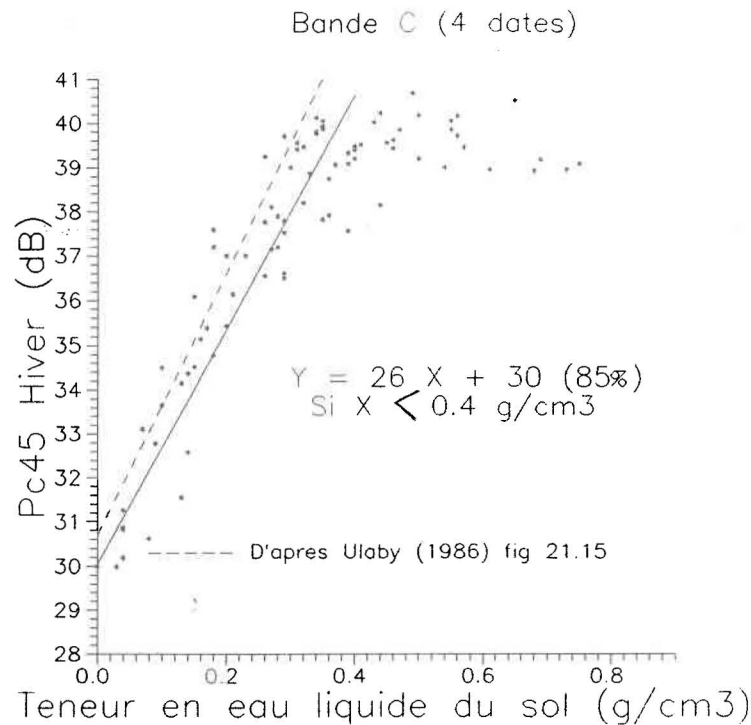


FIGURE 4.5: La relation entre le rapport des puissances de rétrodiffusion et la teneur en eau liquide du sol, m_{vH} .

et à d'autres fréquences (Ulaby et al. 1978). Soit:

$$\sigma^0 \text{ (dB)} = a + S m_v \quad (4.5)$$

où a et S varient en fonction de l'angle d'incidence, de la fréquence, de la polarisation et de la rugosité du terrain.

Se référant toujours à la figure 4.5, les valeurs calculées de m_{vH} supérieures à $0,4 \text{ g/cm}^3$ témoignent que le sol de ces parcelles est dégelé et saturé, c'est-à-dire que $\bar{P}_c(\theta)$ [hiver] ne diffère pas de $\bar{P}_c(\theta)$ [printemps]. Cependant, les teneurs en eau calculées, m_{vH} ,

s'avèrent très inférieures aux teneurs mesurées sur le terrain, m_g , lesquelles varient entre 40 et 120% (tableau 1.4). En effet, ces dernières incluent l'eau gelée, y compris les intrusions de glace. En somme, la figure 4.5 illustre bien l'influence de la teneur en eau liquide du sol sur le phénomène de rétrodiffusion.

Etant donné que la teneur en eau liquide du sol est déterminée par sa température sous le point de congélation, la relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau (figure 4.3) d'un couvert nival s'expliquerait par la capacité d'isolation thermique du couvert. Ainsi, meilleure serait la conductivité du couvert de neige (mince et dense), plus la température du sol diminuerait sous le point de congélation ce qui entraînerait une baisse de ϵ_{sH} et une baisse du rapport des puissances, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps]. La distribution spatiale de ce rapport des puissances représenterait donc la distribution spatiale de la capacité d'isolation thermique du couvert. Cependant, les conditions environnementales (densité du couvert, température de l'air) changeant d'une date à l'autre, la relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau demeurerait particulière à une date donnée.

4.3.2 Lien entre le rapport des puissances corrigées et l'isolation thermique de la neige

Afin de vérifier la relation entre le rapport des puissances et la température d'un sol gelé, la conductivité thermique, K (J/°Cms), des couverts de neige étudiés a été calculée. Cette dernière se trouve directement reliée à la densité de la neige, ρ , selon l'équation suivante (U.S. Army Corps of Engineers (1956):

$$K = d_0\rho_0 + d_1\rho_1 + d_2\rho_2 + d_3\rho_3 + d_4\rho_4 \quad (4.6)$$

où $d_0 = 0.36969$

$$d_1 = 1,58688 \times 10^{-3}$$

$$d_2 = 3,02462 \times 10^{-6}$$

$$d_3 = 5,19756 \times 10^{-9}$$

$$d_4 = 1,56984 \times 10^{-11}$$

$$\rho_0 = 1$$

$$\rho_1 = \rho - 329,6$$

$$\rho_2 = ((\rho - 260,378) * \rho_1) - (21166,4 * \rho_0)$$

$$\rho_3 = ((\rho - 360,69) * \rho_2) - (24555,8 * \rho_1)$$

$$\rho_4 = ((\rho - 263,263) * \rho_3) - (11739,3 * \rho_2)$$

Nous avons défini l'isolation thermique, I (°Cms/J), de la façon suivante:

$$I = (1 / K) * h \quad (4.7)$$

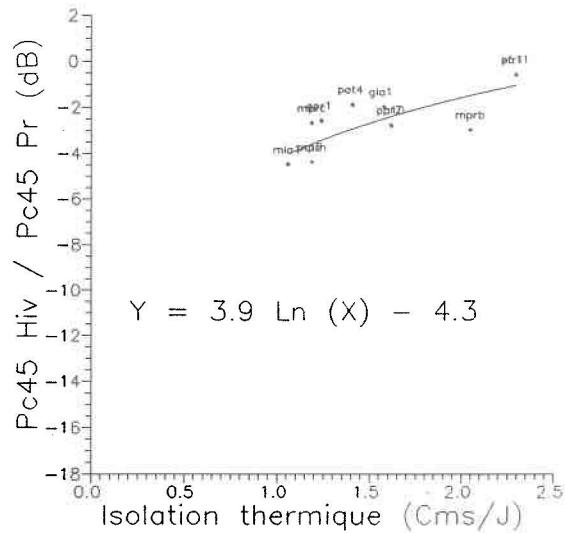
où h est l'épaisseur de la couche de neige.

Ensuite, à l'aide des informations contenus dans les profils verticaux (figure 4.1), l'épaisseur de chaque couche homogène de neige (ρ , K) du couvert nival a été déterminée et l'isolation thermique, I , de chaque couche a été calculée. Par la suite, la l'isolation thermique de tout le couvert fut obtenue en faisant la somme de l'isolation

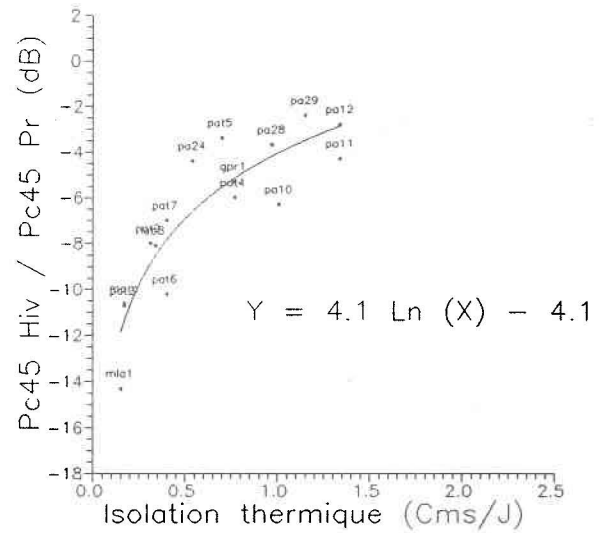
thermique de chaque couche. Ce qui revient à dire que la résistance thermique d'un matériel hétérogène, composé de plusieurs couches homogènes, égale la somme des résistances thermiques de chaque couche, supposant que le contact thermique est parfait entre eux (Carslaw et Jaeger, 1965).

Ainsi, la figure 4.6 donne la relation entre le rapport des puissances et l'isolation thermique des quatre couverts secs. Pour fixer les idées, une isolation thermique de $0,1 \text{ }^{\circ}\text{Cms/J}$ correspond à un couvert d'une densité moyenne de 300 kg/m^3 et une épaisseur totale de 3 cm alors qu'une isolation thermique de $2,0 \text{ }^{\circ}\text{Cms/J}$ correspond à une épaisseur de 50 cm pour la même densité. Le rapport des puissances augmente donc à mesure que l'isolation thermique augmente et plafonne au voisinage de $2.0 \text{ }^{\circ}\text{Cms/J}$. Toutefois, le 15 décembre 1989, le rapport des puissances demeure constant. Dans ce cas, le sol était dégelé ou gelé seulement à la surface. Le flux thermique en provenance du sol maintenait donc la température de la surface au voisinage du point de congélation quelle que soit la capacité isolante de la neige. Aux trois autres dates, le sol était gelé profondément et seul le pouvoir d'isolation thermique de la neige déterminait la température de la surface du sol. Ainsi, en mettant toutes les données sur le même graphique, sauf celle de décembre 1989, la relation entre le rapport des puissances et l'isolation thermique s'avère unique pour ces trois couverts de neige (figure 4.7).

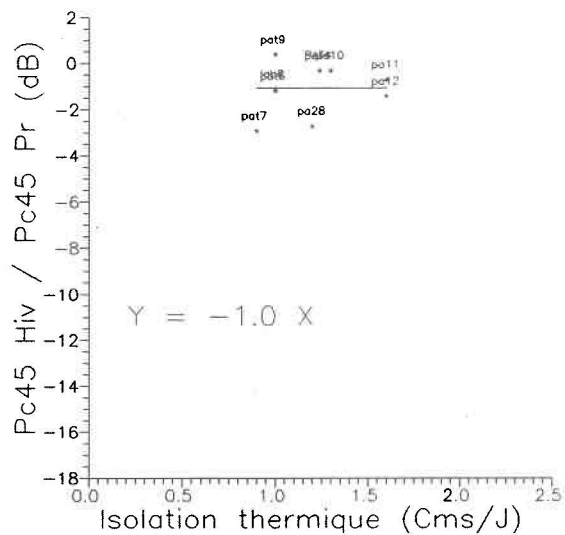
Le 26 fevrier 1988



Le 9 mars 1989



Le 15 decembre 1989



Le 6 fevrier 1990

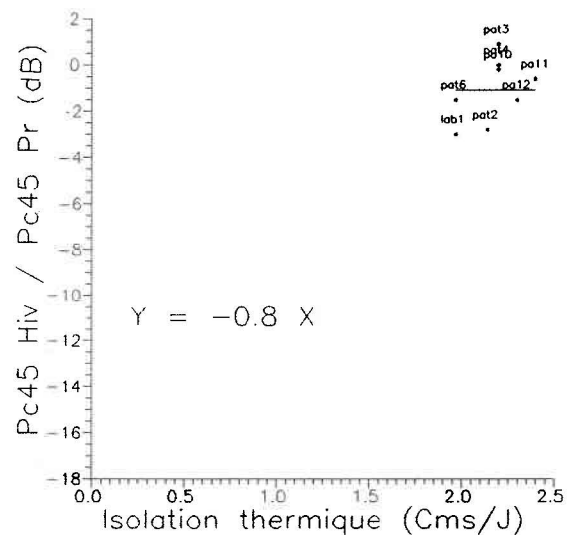


FIGURE 4.6: La relation entre le rapport des puissances et l'isolation thermique du couvert de neige pour chacun des quatre survols.

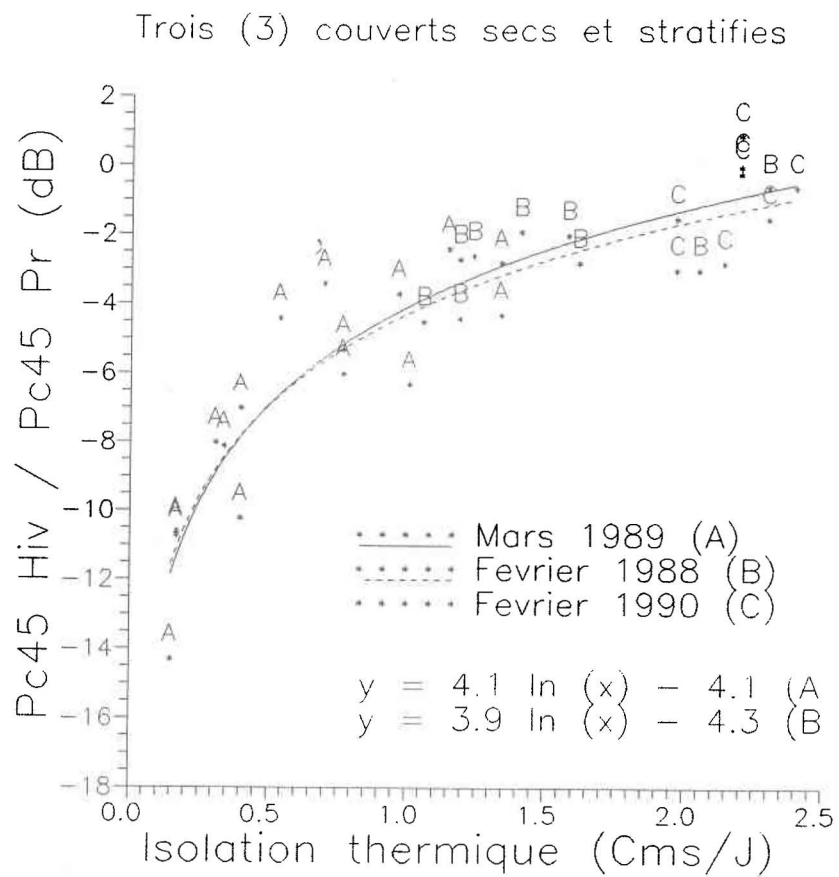


FIGURE 4.7: Une relation unique entre le rapport des puissances et l'isolation thermique de trois couverts secs.

D'autre part, connaissant l'isolation thermique du couvert et la température du sol à certains sites, nous avons tenté de retrouver la valeur du rapport des puissances corrigées pour tous les sites. La figure 4.8 montre la relation entre la température mesurée du sol et l'isolation thermique des couverts de neige (l'erreur-type de l'estimation, σ_{yx} , est exprimé en %). A partir de la relation propre à chaque date, la température du sol des sites où elle ne fut pas mesurée (la majorité des parcelles agricoles), a été estimée. Comme une relation linéaire entre le rapport des puissances et la température mesurée du sol fut également établie (figure 4.9, $\sigma_{yx} = 91\%$), le rapport des puissances de chaque parcelle a pu être calculé à partir des températures estimées. Cette relation linéaire entre le rapport et la température du sol, d'abord surprenante, devient plausible si on l'interprète d'après les résultats des mesures de la constante diélectrique du sol d'Hallikainen et al. (1984). En effet, la température d'un sol gelé détermine sa teneur en eau liquide, m_v , et la relation linéaire, entre σ^0 et m_v , est généralement reconnue (équation 4.5). Cependant, cette relation entre le rapport des puissances et la température demeure particulière au type de sol du bassin, ici un limon (40% de sable, 45% de limon, 15% d'argile) dérivé d'un till (Kann et Lajoie, 1942).

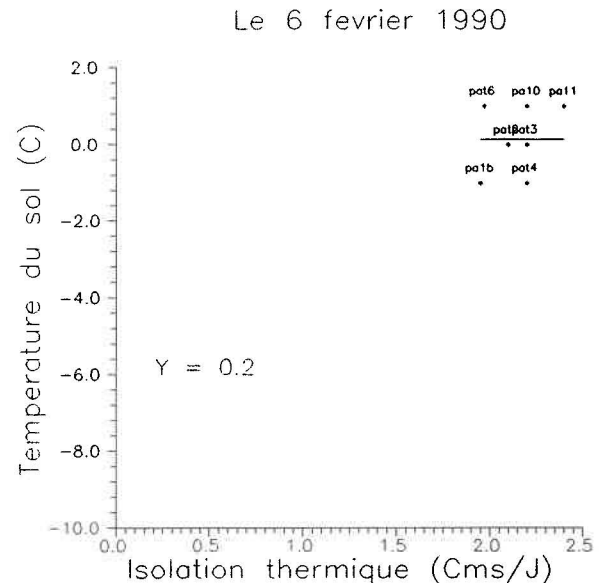
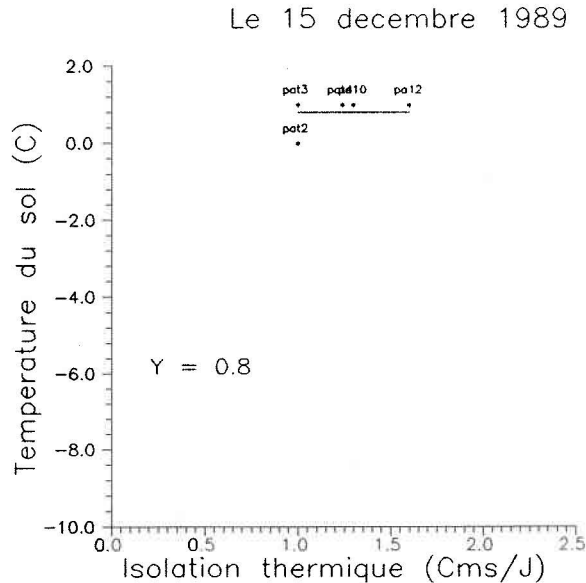
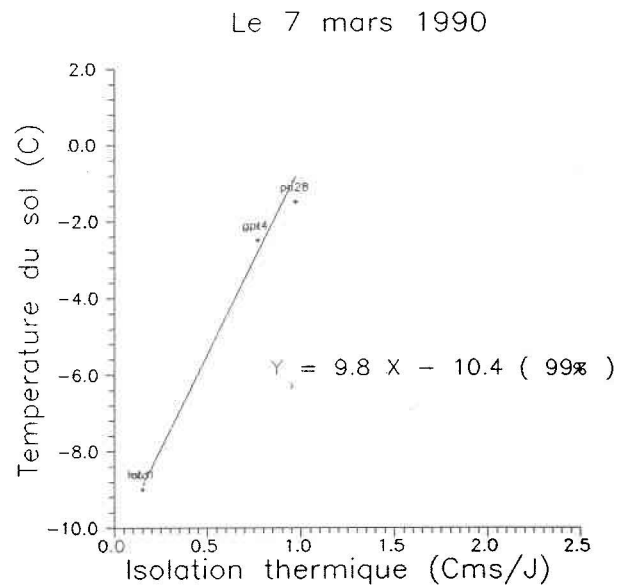
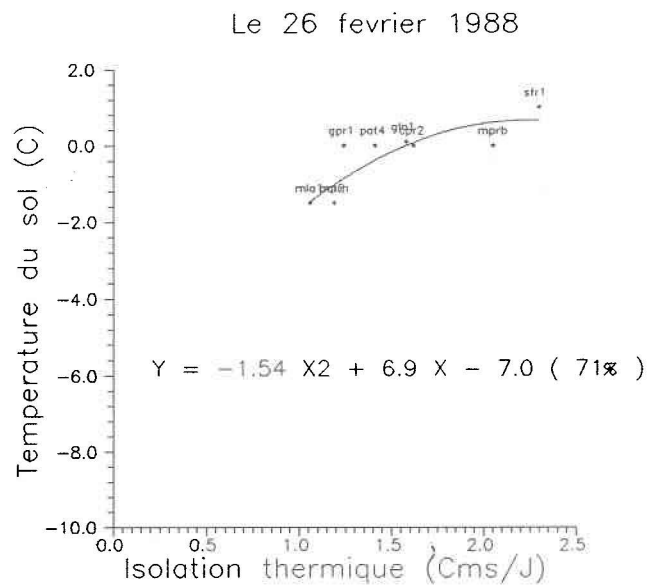


FIGURE 4.8: La relation entre la température mesurée du sol et l'isolation thermique de 4 couverts de neige.

La figure 4.10 illustre la différence entre le rapport des puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps] dérivé des mesures du RAS, et celui calculé via la température du sol. L'intervalle de confiance étant de 2 dB pour le rapport mesuré et de 1 dB pour le rapport calculé, une différence de moins de 3 dB se trouve à être à l'intérieur de l'intervalle de confiance total. En somme, quelques valeurs du 7 mars 1989 (A) diffèrent beaucoup du rapport des puissances corrigées. Il faut dire que seulement trois mesures de la température du sol furent prises ce jour là et que celle-ci fluctuait beaucoup d'un site à l'autre (la figure 4.6b). Les relations entre le rapport des puissances et la température du sol (figure 4.9) et celles entre la température du sol et l'isolation thermique (figure 4.8) demeurent donc très approximatives étant donné le peu de mesures de température du sol prises à chaque survol.

Toutefois, comme une relation unique existe entre le rapport des puissances et l'isolation thermique des couverts du 26 février 1988, 7 mars 1989 et 6 février 1990 secs (figure 4.7), nous avons repris ce calcul du rapport des puissances en utilisant qu'une seule fonction entre la température du sol et l'isolation thermique (figure 4.11). Cela devrait nous donner une meilleure estimation de la température du sol et conséquemment une meilleure estimation du rapport des puissances, spécialement pour le 7 mars 1989. La figure 4.12 illustre le résultat obtenu. L'estimation du rapport des puissances est effectivement meilleure qu'à la figure 4.10, la différence demeurant sous la borne de l'intervalle de confiance de 3 dB. Finalement, ce calcul du rapport des puissances démontre la relation linéaire entre la valeur du rapport et la température du sol gelé (via la teneur en eau liquide) ainsi que le rôle primordial de l'isolation thermique du couvert nival.

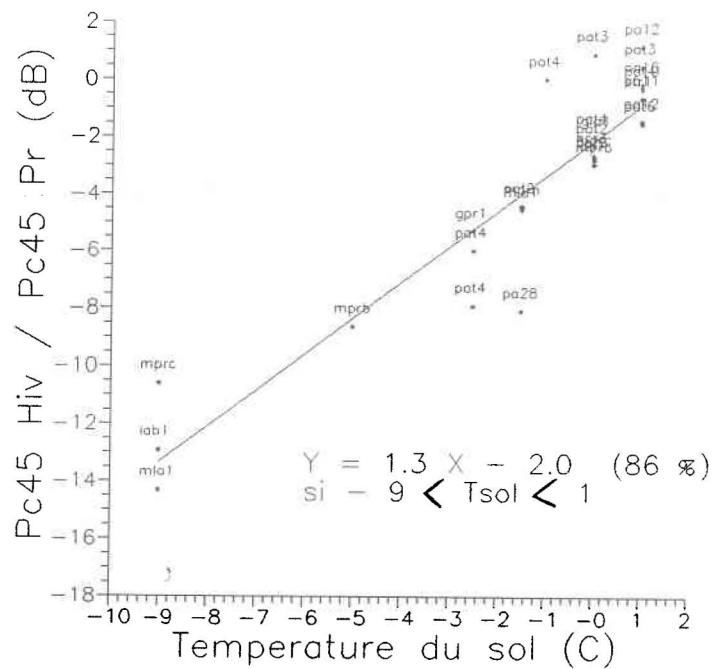


FIGURE 4.9: La relation directe entre le rapport des puissances et la température du sol.

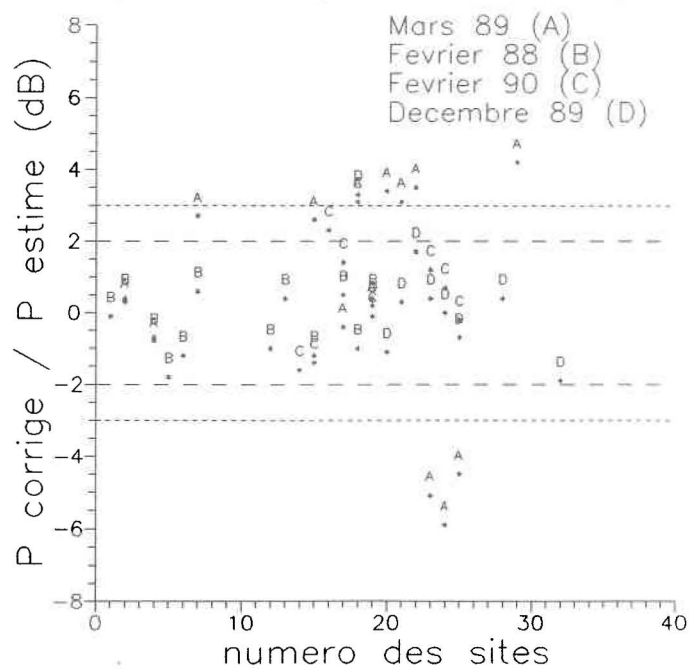


FIGURE 4.10: La différence entre le rapport des puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], et celui calculé via la température du sol.

Trois (3) couverts secs et stratifiés

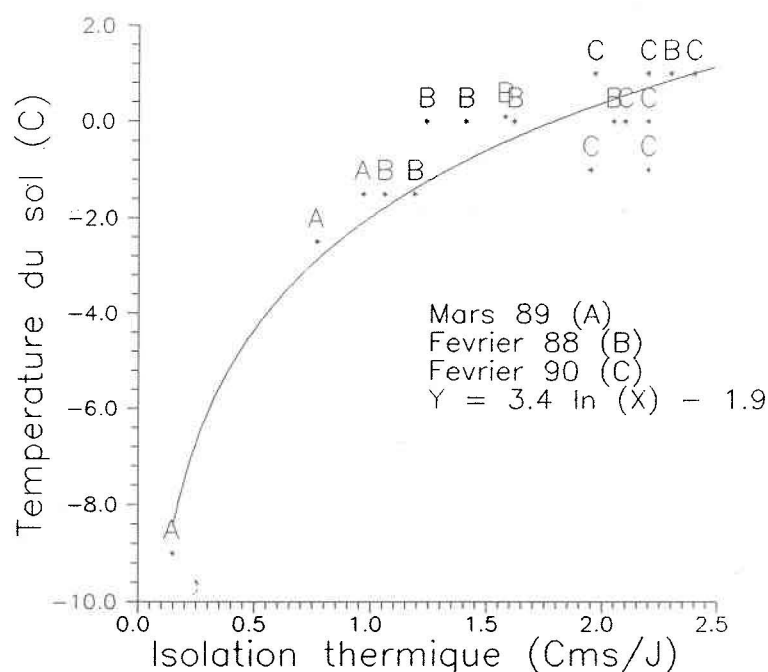


FIGURE 4.11: Une relation unique entre la température du sol et l'isolation thermique de trois couverts de neige.

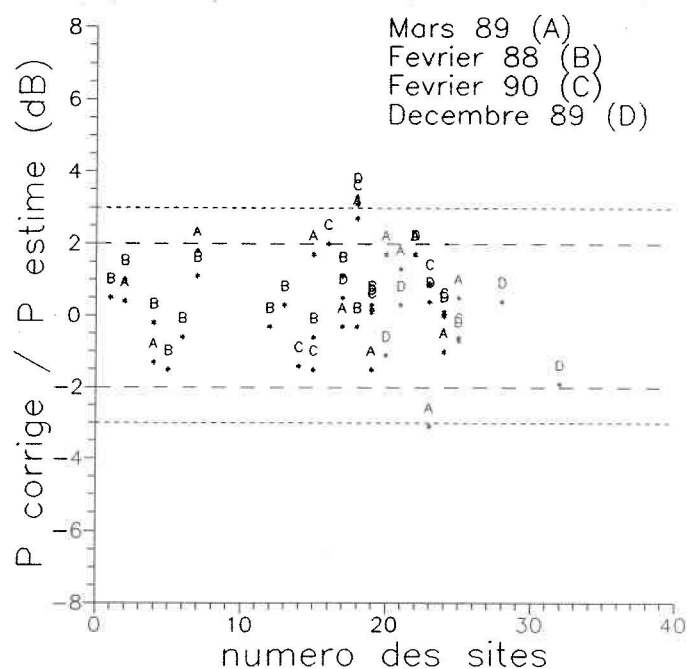


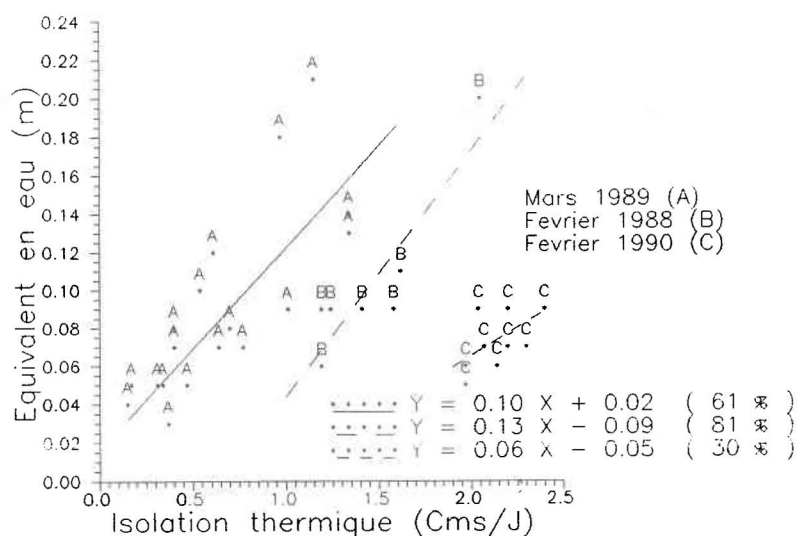
FIGURE 4.12: La différence entre le rapport des puissances corrigées, $P_c(45)$ [hiver] / $P_c(45)$ [printemps], et celui calculé au moyen de la relation entre la température du sol et l'isolation thermique illustrée à la figure 4.10.

4.3.3 Détermination de l'équivalent en eau

Etant donné la dépendance du rapport des puissances corrigées à l'isolation thermique du couvert nival (figure 4.7), explorons la possibilité d'établir un lien constant entre l'isolation thermique et l'équivalent en eau du couvert, de façon à déduire cette dernière du rapport des puissances. Comme le montre la figure 4.13, la relation entre les deux variables diffère d'une date à l'autre, soulignant l'influence de la densité moyenne du couvert de neige à une date donnée. Aussi, en décembre 1989 et en février 1990, l'erreur-type d'estimation, σ_{yx} , de la régression linéaire n'est que de 30 et 33% respectivement. Ces valeurs expliquent l'absence de relation entre l'équivalent en eau et le rapport des puissances à ces deux dates (figure 4.3). Les conditions environnementales prévalant au moment de ces survols (sols dégelés) sont donc impropres à la détermination de l'équivalent en eau. En conséquence, même dans des conditions favorables, la détermination de l'équivalent en eau nécessiterait quelques mesures de contrôle au sol de la densité et de l'épaisseur du couvert afin d'établir la relation entre l'équivalent en eau et le rapport des puissances corrigées propre à chaque environnement (figure 4.3). Examinons maintenant un second paramètre du couvert nival, l'épaisseur.

La relation entre l'épaisseur du couvert et son isolation thermique est aussi particulière à chaque survol (figure 4.14). Cependant, la régression linéaire entre les deux variables est meilleure pour les quatre ensembles de données. L'amélioration de l'erreur-type de l'estimation est fort appréciable pour les couverts de décembre 1989 (σ_{yx} égale 89% au lieu de 30%) et de février 1990 (σ_{yx} égale 88% au lieu de 33%). D'ailleurs, la variation spatiale de la densité de ces couverts était plutôt faible. En mars 1989, la corrélation demeure faible puisque la densité du couvert variait beaucoup d'un site à l'autre.

Trois (3) couverts secs et stratifiés



Le 15 decembre 1989

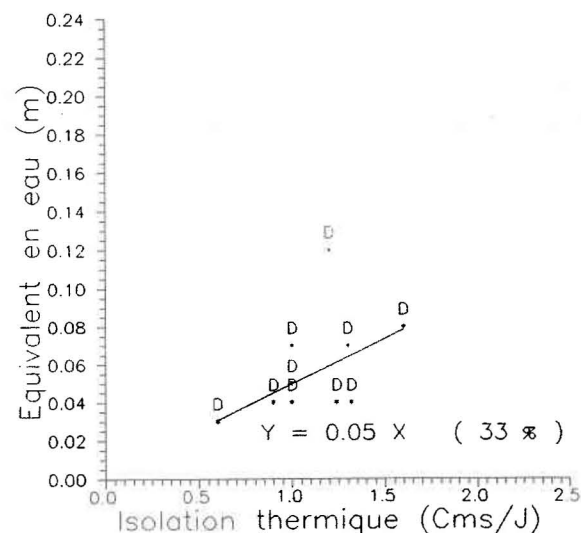
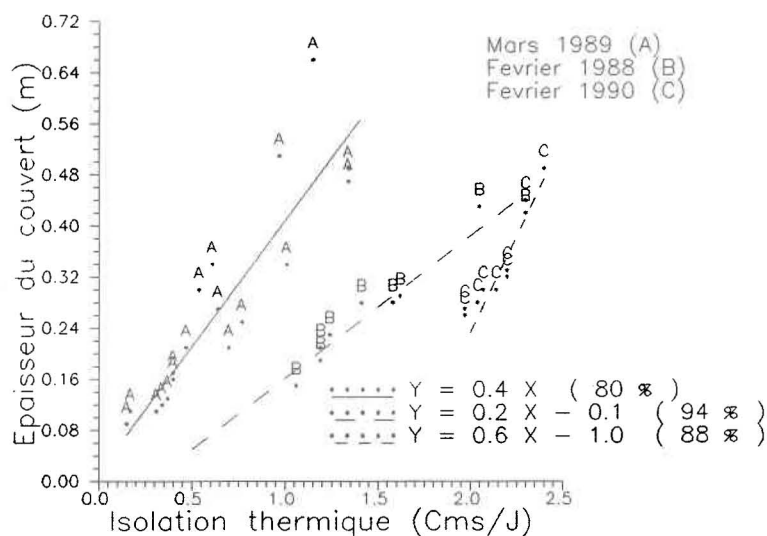


FIGURE 4.13: La relation entre l'équivalent en eau et l'isolation thermique de 4 couverts nivaux secs.

Trois (3) couverts secs et stratifiés



Le 15 decembre 1989

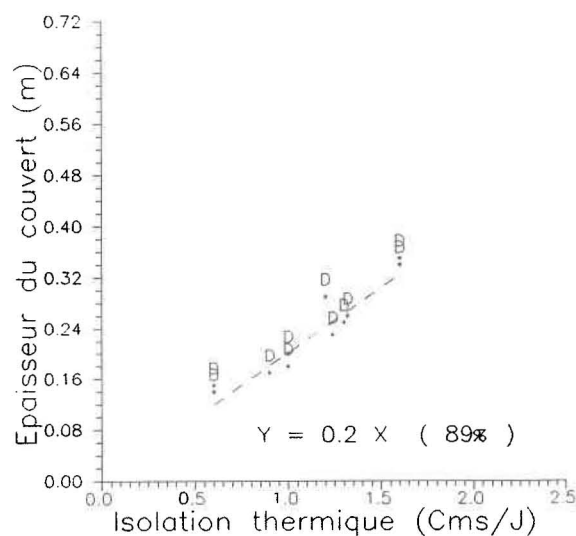


FIGURE 4.14: La relation entre l'épaisseur et l'isolation thermique de 4 couverts nivaux secs.

De même, vu le lien entre le rapport des puissances corrigées et l'isolation thermique du couvert, le rapport des puissances, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], est aussi mieux relié à l'épaisseur du couvert qu'à l'équivalent en eau (figures 4.15 et 4.16). Cette remarque est valide aussi bien en bande X qu'en bande C.

Néanmoins, si nous voulions estimer l'équivalent en eau à partir du rapport des puissances, en bande C, (figure 4.3) quelle précision obtiendrions-nous? L'erreur relative sur l'estimation de l'équivalent en eau varierait entre 17% et l'infini pour un intervalle de confiance de 2 dB du rapport des puissances (tableau 4.3). En effet, l'équivalent en eau ne peut être déterminé pour les données du 15 décembre et du 6 février 1990, puisque la variation de l'isolation thermique du couvert n'influence pas la température du sol (figures 4.6 et 4.8). Cependant, si l'isolation thermique se situe entre 0,1 et 1,5 °Cms/J, comme en mars 1989, une précision de 17% sur l'estimation de l'équivalent en eau peut être atteinte. De plus, en réduisant l'intervalle de confiance du rapport à 1 dB (ce qui serait possible avec les données étalonnées d'un satellite ou celle d'un RAS aéroporté mais prises la même année), l'erreur relative diminuerait alors à 8%.

Le tableau 4.3 donne aussi l'erreur relative sur l'estimation de l'épaisseur du couvert. Cette estimation se trouve plus précise que celle de l'équivalent en eau, sauf pour le 7 mars 1989. En effet, les relations entre le rapport des puissances et ces deux paramètres du couvert s'équivalent (figure 4.17). D'autre part, le 15 décembre 1989, l'épaisseur du couvert ne peut être évalué puisqu'il n'influence pas la température du sol (figure 4.8).

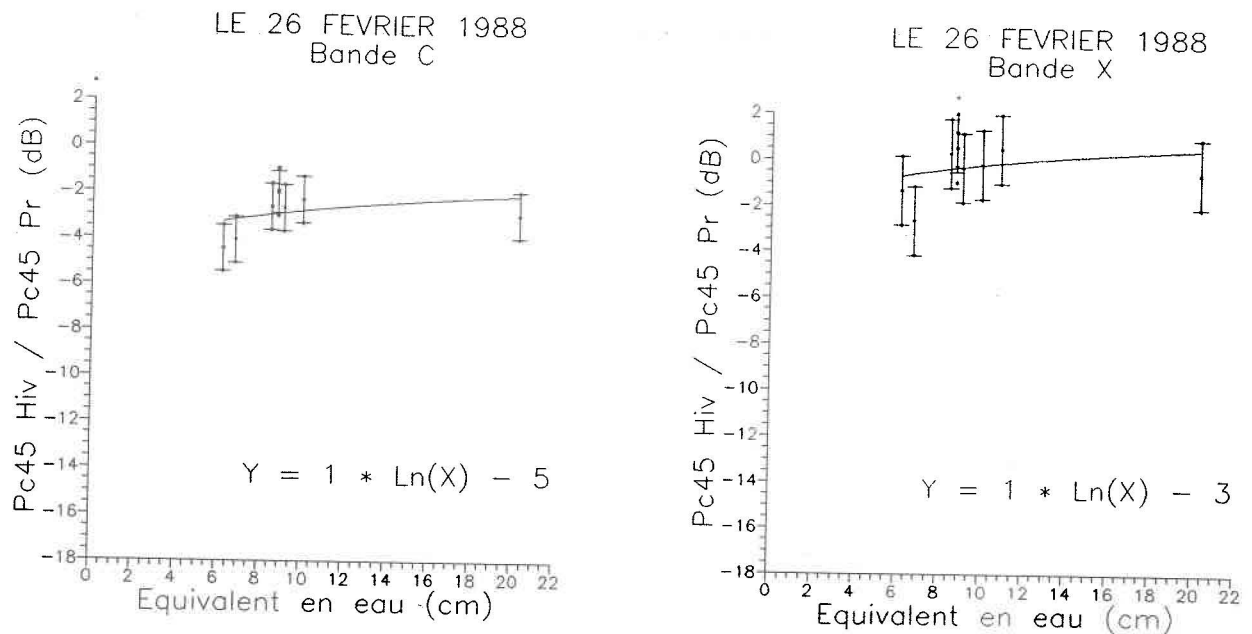


FIGURE 4.15: La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau du couvert de neige pour les données en bande C et X du 26 février 1988.

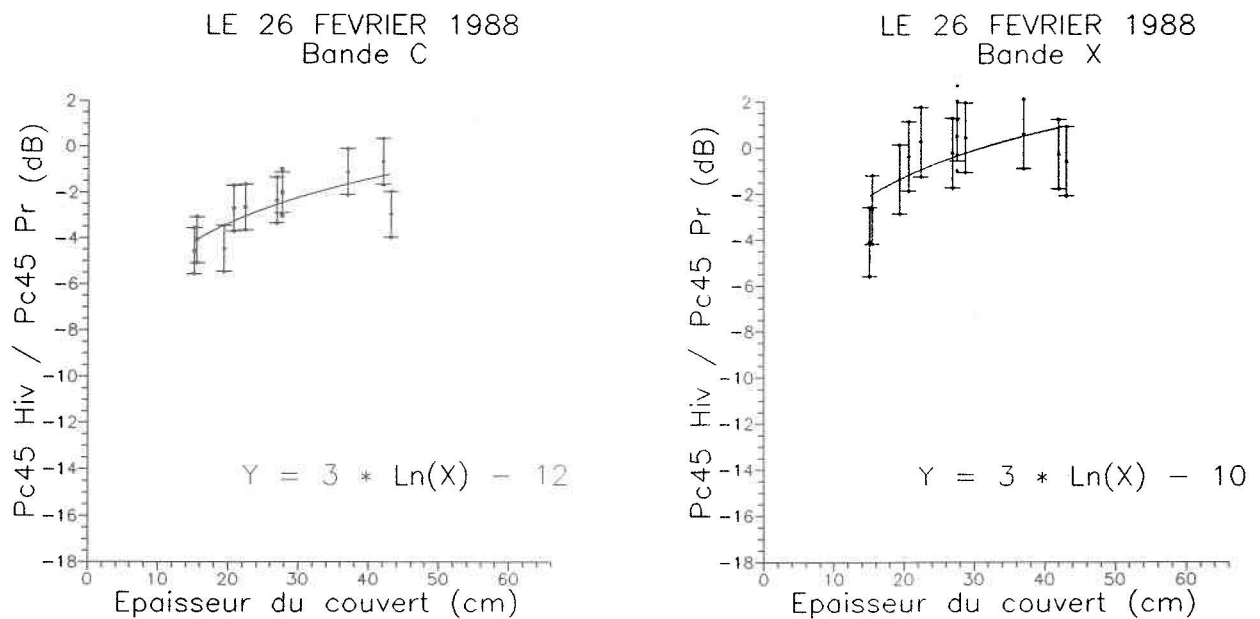


FIGURE 4.16: La relation entre le rapport des puissances et l'épaisseur du couvert de neige pour les données en bande C et X du 26 février 1988.

TABLEAU 4.3: Erreur relative (%) sur l'estimation de l'équivalent en eau ou de l'épaisseur d'un couvert de neige.

Date	Isolation thermique du couvert en °Cms/J	Intervalle de confiance du rapport en dB	Erreur relative de l'équivalent en eau en %	Erreur relative de l'épaisseur en %
Mars 1989	0,2 à 1,5	1,0	8	11
	" "	2,0	17	22
Février 1988	1,2 à 2,4 ,	1,0	66	20
	" "	2,0	170	40
Février 1990	2,0 à 2,5	1,0	-	40
	" "	2,0	-	65

En conclusion, moyennent la prise de mesures de contrôle au sol, la variation spatiale de l'équivalent en eau d'un bassin pourrait être estimée avec une précision raisonnable si le sol est gelé sur plusieurs centimètres et si l'isolation thermique du couvert se situe entre 0,1 et 1,5 °Cms/J. Ces valeurs correspondent à un couvert nival d'une densité moyenne de 250 kg/m³ dont l'épaisseur fluctue entre 2 et 30 cm, ou bien, à un couvert d'une densité de 500 kg/m³ dont l'épaisseur varie de 7 cm à 1 m.

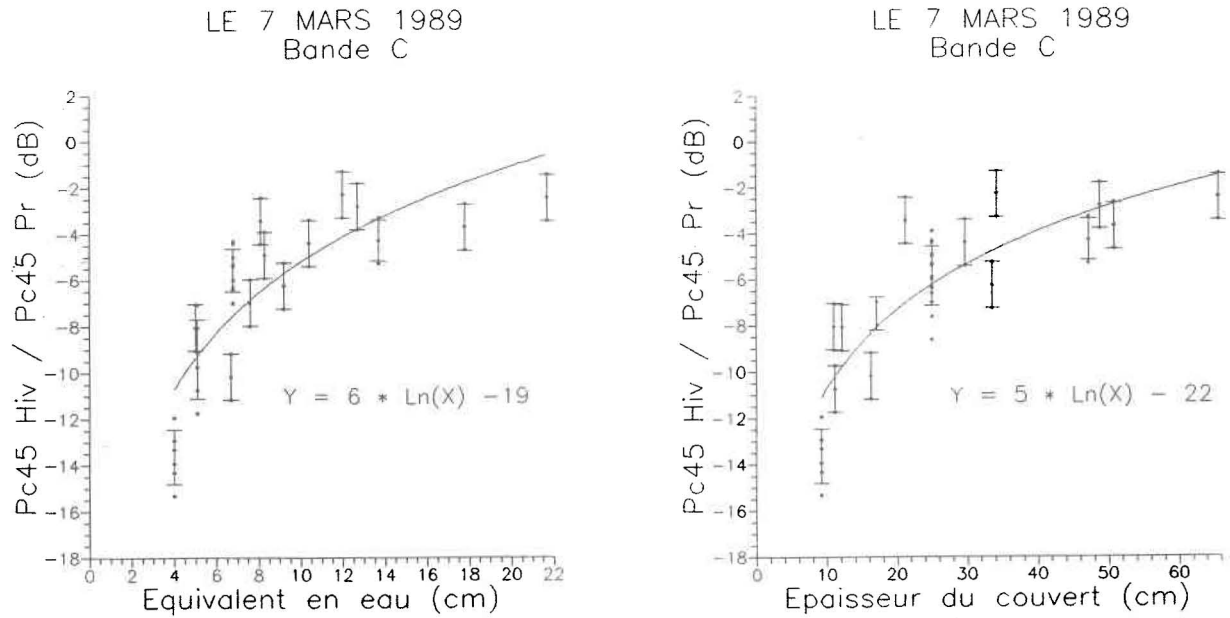


FIGURE 4.17: La relation entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau ainsi qu'entre le rapport des puissances et l'épaisseur du couvert de neige pour les données, en bande C, du 7 mars 1989.

Une seconde et dernière approche envisagée pour évaluer l'équivalent en eau de la neige serait de passer par l'intermédiaire de l'isolation thermique (I) du couvert. Cette approche requièrerait seulement la connaissance de la densité moyenne du couvert, laquelle serait établie au moyen d'une modélisation, ou de relevés au sol. En effet, I peut être estimée à partir du rapport des puissances, la même relation existant pour trois couverts différents (figure 4.7), soit:

$$e(I) = \frac{(\bar{P}_c(\theta) [\text{hiv.}] / \bar{P}_c(\theta) [\text{print.}]) + 4}{4} \quad (4.8)$$

D'autre part, connaissant la densité moyenne, il serait possible de calculer à partir des équations 4.6 et 4.7, le facteur I d'un couvert d'un (1) m d'épaisseur (I_1). Alors, du rapport entre les deux valeurs d'isolation thermique, I / I_1 , on pourrait déduire l'épaisseur

estimée du couvert à chacun des sites. Ensuite, l'équivalent en eau d'un site donné pourrait être évalué en multipliant l'épaisseur estimée par la densité moyenne.

Cette avenue, quoiqu'intéressante, n'est pas recommandée pour le moment. En effet, les estimations de l'équivalent en eau ne se conformeraient pas aux valeurs réelles, l'erreur relative étant de l'ordre de 25%, seulement pour l'estimation de l'isolation thermique. Une meilleure précision du rapport des puissances est donc requise. De plus, l'utilisation d'une densité moyenne suppose que la densité du couvert varie peu spatialement, ce qui est irréaliste à la fin de l'hiver. Par exemple, en mars 1989, la densité s'étend de 230 kg/m^3 à 460 kg/m^3 , ainsi l'erreur relative sur l'estimation de l'équivalent en eau irait de - 50% à + 115%.

4.4 Neige humide

La teneur en eau de la neige n'ayant été mesurée qu'à deux ou trois sites par survol, les puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$, des 7 avril 1989 et 9 mars 1990 ne pouvaient être analysées en fonction de la teneur en eau à chaque site. Cependant, le modèle présenté au chapitre 3 (équation 3.22 ou 4.9) permet l'interprétation du rapport des puissances (tableau 4.4).

La partie imaginaire de la constante diélectrique de la neige, ϵ''_n , augmente fortement suite à la présence d'eau dans la neige. Cela entraîne d'une part, une augmentation de la diffusion à l'interface air/neige, $\sigma_{ns}^0(\theta)$ (celle-ci étant négligeable dans le cas de la neige sèche) et d'autre part, une diminution de la profondeur de pénétration (δ_p). Ainsi,

la présence d'eau liquide dans la neige nous conduit à considérer un troisième terme dans l'équation 4.9 par rapport à l'équation 4.1. Le coefficient de la rétrodiffusion de surface de la neige, $\sigma_{ns}^0(\theta)$ restant faible comparé à la rétrodiffusion du sol au printemps, $(A^*\epsilon_{sp}) * (B^*r)$, la valeur de ce nouveau terme est négative. Ainsi, quelle que soit la contribution respective des deux autres termes, le rapport, $\bar{P}_c(\theta)$ [hiver] / $\bar{P}_c(\theta)$ [printemps], d'un couvert de neige humide demeurera toujours moindre que celui d'un couvert de neige sèche, les autres paramètres restant constants (épaisseur et densité de la neige, rugosité et humidité du sol).

$$\frac{\bar{P}_c(\theta) \text{ [hiv.]}}{\bar{P}_c(\theta) \text{ [print.]}} = \frac{\sigma_{ns}^0(\theta)}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} + \frac{\sigma_{nv}^0(\theta)}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} + \frac{F [(A^*\epsilon_{sH}) (B^*r)]}{[(A^*\epsilon_{sp}) (B^*r)]} \quad (4.9)$$

Le 7 avril 1989, la teneur en eau volumique du couvert homogène de 20 cm d'épaisseur se situe entre 1 et 2% (figure 4.1). A ce faible taux d'humidité, la profondeur de pénétration (30 à 70 cm) demeure suffisante, en bande C, pour que les micro-ondes atteignent le sol. Celui-ci étant dégelé dans les premiers 10 cm mais gelé en profondeur, il se trouve gorgé d'eau dans certaines parcelles agricoles. Mais, en général, le sol reste saturé et dégelé en surface tout comme au 27 avril 1988 ($T_{sol} > 0^\circ\text{C}$), sa constante diélectrique serait alors semblable à celle du sol printanier ($\epsilon_{sH} = \epsilon_{sp}$). Donc, la valeur négative du rapport serait due principalement aux phénomènes de diffusion à la surface de la neige, $\sigma_{ns}^0(\theta)$, l'analyse des couverts secs ayant montré que la diffusion dans le volume de neige, $\sigma_{nv}^0(\theta)$ peut être négligée (équation 4.9).

Effectivement, le rapport des puissances en bande C, présentée au tableau 4.4, est négatif et se situe entre -1 et -3 dB (rappelons que l'intervalle de confiance est de 2 dB).

Cette diminution de la rétrodiffusion se trouve dans l'ordre de grandeur des valeurs mesurées à un angle de 50° par Ulaby et Styles (1981) pour une neige dont la teneur en eau volumique était de 1,26%. Toutefois, lorsque le sol est détrempé, le rapport fluctue entre -6 et -10 dB (sites 2 et 26). Cette baisse additionnelle du rapport s'explique par le phénomène de réflexion vers l'avant des micro-ondes sur une surface d'eau.

En bande X, les micro-ondes devraient être toutes absorbées avant d'atteindre le sol puisque la profondeur de pénétration reste inférieure à 10 cm si $m_v > 1\%$. Alors, la valeur de F dans l'équation 4.9, s'approcherait de zéro ce qui annulerait ce terme. Le rapport des puissances en bande X devrait donc être moindre que celui de la bande C.

Cependant, les valeurs de la bande X, données au tableau 4.4, ne diffère pas de celle de la bande C. Mais, comme l'intervalle de confiance du rapport atteint 3 dB, en bande X, les valeurs pourraient être effectivement différentes de celles en bande C. Aussi, étant donné l'influence sur la rétrodiffusion de la couche d'eau à la surface du sol aux sites 2 et 26, la teneur en eau volumique devait être moindre que 1% à ces sites, ce qui est probable notre erreur de mesure étant de l'ordre de 1% (ANNEXE D). Des mesures additionnelles de la teneur en eau auraient donc été requises pour une meilleure compréhension du phénomène.

TABLEAU 4.4: Valeur du rapport des puissances, $\bar{P}_c(\theta)$ [hiver] / $\bar{P}_c(\theta)$ [printemps], pour la neige humide.

Sitesr	Bande C			Bande X		
	Avril 89	Mars _{sec} 90	Mars 90	Avril 89	Mars _{sec} 90	Mars 90
2	-9	-2,0	-5	-9	-1,4	-4
4	-3	-0,7	-2	-3	-0,0	-2
6	-1	-2,0	-4	-2	-1,4	-5
7	-2	-2,0	-4	-2	-1,4	-3
8	-2	-2,0	-3	-1	-1,4	-3
9	-1	-2,0	-1	-4	-1,4	-2
10	-1	-0,7	-0	-0	-0,0	2
11	-0	-0,7	-2	-1	-0,0	2
12	-2	-0,7	-2	-2	-0,0	3
26A	-10	-0,7	-6	-9	-0,0	-6
26B	-6	-0,7	-11	-6	-0,0	-11

Le 9 mars 1990, l'épaisseur moyenne du couvert de neige était de 23 cm mais seulement les cinq premiers centimètres supérieurs étaient humides ($m_v \approx 2\%$). Cette faible teneur en eau permet aux micro-ondes d'atteindre le sol, en bande C. La température du sol était voisin de 0°C. Afin de distinguer l'effet de l'humidité de la neige de celui de la température du sol, le rapport des puissances du couvert sec fut estimé à partir de la relation entre ce rapport et la température établie précédemment (figure 4.10). Soit, l'équation suivante:

$$\frac{\bar{P}_c(45) [H]}{\bar{P}_c(45) [Pr]} = 1,3 T_{sol} - 2,0 \quad (91\%) \quad (4.10)$$

où T_{sol} est la température mesurée de la surface du sol.

En comparant les valeurs estimées ($Mars_{sec}$) aux valeurs mesurées (Mars 90) du tableau 4.4, on note une légère baisse du rapport des puissances causée par le phénomène de diffusion à la surface de la neige (sites 2, 6, et 7). Ailleurs, la différence est de l'ordre de l'écart-type du rapport, 1 dB, ce qui laisse croire que la neige demeurerait toujours sèche au moment du survol (sites 10, 11, et 12). Quant aux parcelles 26A et 26B, localisées dans la plaine d'inondation, les valeurs du rapport montre que ces parcelles détrempées au 7 avril 1989, l'étaient également au 9 mars 1990.

Le rapport des puissances du couvert sec fut aussi estimé pour la bande X. L'équation suivante fut utilisée:

$$\frac{\bar{P}_c(45) [H]}{\bar{P}_c(45) [Pr]} = 1,4 T_{sol} - 1,4 \quad (87\%) \quad (4.11)$$

En comparant les valeurs estimées ($Mars_{sec}$) aux valeurs mesurées (Mars 90), on retrouve les mêmes tendances qu'en bande C. Notons qu'en bande X, l'écart-type est de 1,5 dB. De plus, les micro-ondes semblent atteindre le sol tout comme au 7 avril 1989, la teneur en eau volumique serait donc inférieure à 1%, ce qui est vraisemblable étant donné l'erreur de 1% sur la mesure de la teneur en eau effectuée par le TDR (ANNEXE D).

En conclusion, aussitôt que la température de la neige se chiffre à 0°C et que de l'eau liquide apparaît, cette dernière est détectée par le RAS. On enregistre alors une baisse de la rétrodiffusion. Ces résultats vont dans le même sens que les travaux antérieurs. En effet, Stiles et Ulaby (1980) démontrèrent que la diminution de la rétrodiffusion suit une loi linéaire avec la teneur en eau volumique au moins entre 0 et 5%, en bande X. Ils suggérèrent donc que cette teneur en eau pourrait être déterminée par le RAS. D'autre part, l'interprétation d'une scène RAS partiellement dégagée de neige avait aussi démontré le potentiel des données RAS pour la cartographie de la neige humide (Mätzler et Schanda, 1984).

4.5 Discussion

L'analyse du rapport des puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], a démontré le rôle primordial de la température du sol sur la rétrodiffusion d'un couvert de neige. En effet, la diffusion de volume dans les couverts de neige étudiés s'avère si faible qu'elle engendre une augmentation du signal d'environ 0,2 dB pour la bande C et 0,4 dB pour la bande X. D'ailleurs, d'après le modèle de Shi *et al.* (1990), la différence de signal entre un couvert de 20 cm d'équivalent en eau et un sol à découvert serait de moins d'un (1) dB. Le signal enregistré par un RAS provient donc essentiellement du sol. Lorsque la température du sol descend sous le point de congélation, sa constante diélectrique diminue au fur et à mesure que l'eau des interstices du sol gèle. En conséquence, la puissance reçue diminue. A notre connaissance, ce rôle joué par la température d'un sol gelé sur la rétrodiffusion du couvert nival n'avait pourtant pas été souligné jusqu'à ce jour à l'exception de la publication de Wegmüller (1990) qui montrait le rôle du gel sur la signature d'un sol à nu.

Toutefois, cette dépendance du signal reçu à la variation de la température d'un sol gelé permet de retrouver, dans certain cas, l'équivalent en eau de la neige. En effet, nous avons montré le lien entre l'isolation thermique de la neige et son équivalent en eau. Ce dernier pouvant être déterminé si l'isolation thermique reste inférieure à $1,5 \text{ }^{\circ}\text{Cms/J}$. Ainsi, plus l'isolation thermique du couvert varie à l'intérieur d'un bassin, plus la température du sol variera et meilleure sera la relation avec l'équivalent en eau. De plus, le lien entre l'équivalent en eau, l'isolation thermique du couvert et les propriétés diélectriques du sol pourrait éclaircir la contradiction apparente des résultats publiés précédemment au sujet du potentiel des RAS pour déterminer l'équivalent en eau de la neige (Mätzler et Schanda, 1984; Ulaby et Styles, 1981).

D'une part, Mätzler (1986) nota aucune différence appréciable (1.5 db) entre la signature d'un sol à nu et celle d'un couvert de neige sec, en bande X. De plus, la différence entre un couvert de neige mince (5-15 cm d'équivalent en eau) et épais (20-64 cm) restait inférieure à la marge d'erreur des mesures, soit, 0,4 dB (Mätzler et Schanda, 1984). A la lumière de nos résultats, nous croyons que les conclusions de Mätzler s'expliquent par le fait que la constante diélectrique du sol changeait peu durant la prise des mesures. En examinant ses conditions de prise de données (Mätzler, 1987), il semble que ce soit le cas. Toutes les mesures furent prises au même endroit dans les Alpes Suisses et celles de la signature du sol à nu lorsqu'il était dégelé ($0^{\circ}\text{C} < T_{\text{sol}} < 20^{\circ}\text{C}$). Ce sol étant rocheux, il ne retenait pas l'eau. Conséquemment, la signature du sol dégelé variait peu, une variation de moins de 2,0 dB d'après Mätzler (1987). De plus, Mätzler (1987) suggéra que, vu sa texture, la signature de ce sol gelé demeure similaire à celle

du sol sec. Ainsi, la stabilité de la signature du sol au site expérimental explique que Mätzler et Schanda (1984) observèrent une faible corrélation négative (r) entre le signal reçu et l'équivalent en eau de la neige, soit $r = -54$.

D'autre part, Ulaby et Styles (1981) obtinrent une relation positive entre le coefficient de rétrodiffusion de la neige sèche et l'équivalent en eau. Comme la neige fut empilée artificiellement, les auteurs avaient eux-mêmes suggéré que ce résultat ne devait pas être généralisé. Dans une autre expérience, laquelle suivait l'évolution de la signature de la neige durant six semaines, Ulaby et Styles (1981) notèrent que le coefficient de rétrodiffusion de la neige sèche augmentait de 4 dB suite à une augmentation totale de l'équivalent en eau de 7 cm. La température du sol ne fut pas rapportée dans cette communication, cependant le rapport préparé pour la NASA (Styles et Ulaby, 1979) laisse croire que l'augmentation de la rétrodiffusion serait plutôt associée à l'augmentation graduelle de la température du sol (de $-1,5^{\circ}\text{C}$ à $0,2^{\circ}\text{C}$) due au réchauffement général de la température de l'air entre le 11 février et le 24 mars 1977, au Colorado. Ce dégel du sol aurait donc provoqué une augmentation de la teneur en eau liquide du sol, donc une augmentation de la rétrodiffusion. Le type de sol n'a pas été mentionné dans le rapport, mais comme le site était agricole, le sol ne devait pas être rocheux.

Donc, les conclusions contradictoires des travaux des équipes des Universités du Kansas et de Berne proviendraient de la différence de texture du sol sous-jacent au couvert de neige, la température du sol affectant la constante diélectrique des sols plus lourds, donc humides alors qu'elle n'influence pas les sols secs. D'autre part, la

diminution de la température du sol sous le point de congélation pourrait aussi affecter la température de radiance d'un couvert de neige. En effet, la température mesurée par un radiomètre (T_b) installé à bord d'un satellite inclut des contributions de l'atmosphère, de la couche de neige et de la surface sous-jacente étant donné que les radiations émises et réfléchies par le sol sont absorbées et diffusées dans la couche de neige (Rott, 1983).

Afin de cartographier la neige sèche à partir des données d'un radiomètre (SMMR), Künzi et al. (1982) calculent d'abord un coefficient (GT) qu'ils définissent de la façon suivante:

$$GT = T_b(f_1) - T_b(f_2) / f_1 - f_2 \text{ en } K^\circ.GHz \quad (4.12)$$

où f_1 est la fréquence de 37 GHz;

f_2 est la fréquence de 18 GHz;

T_b est la température de radiance enregistrée en polarisation horizontale.

Ils ont alors observé que les valeurs de GT (si $GT < -0,1 \text{ K GHz}^{-1}$) sont inversement reliées à l'épaisseur de la neige et à l'équivalent en eau, à condition que l'épaisseur de la neige soit inférieure à 50 cm. Hallikainen et al. (1986) ont également trouvé des différences significatives dans la relation entre la température de radiance et l'équivalent en eau d'une année à l'autre (4 ans). D'après ceux-ci, ces changements seraient attribuables à d'autres paramètres que l'équivalent en eau. Les résultats de Künzi et al. (1982) et d'Hallikainen et al. (1986) nous amènent à croire que la variation de la teneur en eau liquide du sol gelé serait l'un de ces paramètres. La température et la texture du

sol deviennent donc des paramètres à surveiller lorsque l'on mesure la température de radiance ou le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert de neige.

4.6 Conclusion

De l'analyse des données RAS, en bande C et X avec polarisation HH, provenant de sept survols au dessus du bassin enneigé de la rivière Eaton, nous relevons les faits suivants:

- la qualité inférieure des données en bande X, ne nous a pas permis de les analyser d'une façon aussi détaillée que les données en bande C. Toutefois, nous avons observé les mêmes tendances dans les deux bandes. Les conclusions suivantes s'appliquent donc aux deux bandes spectrales;
- le phénomène de diffusion de volume à l'intérieur des couverts de neige étudiés n'est pas actuellement détectable. L'augmentation du signal engendrée par la diffusion a été estimée à 0,2 dB pour la bande C et à 0,4 dB pour la bande X, ce qui est nettement inférieur à l'intervalle de confiance du rapport des puissances corrigées, soit 2 dB en bande C et 3 dB en bande X;
- toutefois, on note une baisse du rapport des puissances, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps], de 1,3 dB par degré centigrade, en bande C, lorsque le sol gèle. La valeur de la pente est cependant spécifique au type de sol du bassin, un limon. Quant à la baisse du rapport, elle s'explique par une diminution de la constante

diélectrique du sol gelé, laquelle dépend de sa teneur en eau liquide. Cette dernière diminuant au fur et à mesure que la température du sol descend sous le point de congélation. La température et la texture du sol sont donc deux variables fort importantes à surveiller et à mesurer lorsqu'on étudie le coefficient de rétrodiffusion ou même la température de radiance d'un couvert de neige;

- même si la diffusion de volume de la neige n'est pas détectable, et malgré le rôle déterminant de la température d'un sol gelé sur le rapport des puissances, une relation logarithmique peut être observée entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau du couvert nival sec. Cette relation s'explique par le lien entre la capacité d'isolation thermique du couvert et la température du sol. La relation diffère toutefois d'une date à l'autre ce qui souligne l'influence de la densité moyenne d'un couvert de neige sur l'isolation thermique;
- l'équivalent eau de la neige sèche peut donc être estimé avec une précision de 17%, en bande C, si l'isolation thermique se situe entre 0,1 et 1,5 J/°Cms et si le sol est gelé sur plusieurs centimètres, comme au 7 mars 1989. Ces valeurs d'isolation thermique correspondent à un couvert nival d'une densité moyenne de 250 kg/l dont l'épaisseur fluctue entre 2 et 30 cm, ou bien, à un couvert d'une densité de 500 kg/l dont l'épaisseur varie de 7 cm à 1 m. De plus, en réduisant l'intervalle de confiance du rapport à 1 dB (ce qui serait possible avec les données d'un satellite ou celle d'un RAS aéroporté mais prises la même année), l'erreur relative diminuerait alors à 8%. Cette détermination implique que des mesures de contrôle de l'équivalent en eau soient prises durant l'acquisition des données RAS;

- par contre, l'équivalent en eau ne peut être déterminé lorsque l'isolation thermique du couvert reste supérieure à 1,5 dB, puisque la température de la surface du sol change peu spatialement, tout comme au 6 février 1990, ou bien, lorsque le flux thermique ascendant du sol conserve la température de la surface au voisinage de 0°C tel qu'au 15 décembre 1989. Toutefois, si l'intervalle de confiance du rapport est réduit à 1 dB, la limite supérieure de détermination de l'équivalent en eau pourrait augmenter jusqu'à 2,0 J/°Cms (couvert d'une densité de 300 kg/m³ et d'une épaisseur de 50 cm);
- au besoin, un second paramètre du couvert, l'épaisseur peut aussi être estimé à partir de rapport des puissances, sa relation avec l'isolation thermique étant plus directe. Cependant, tout comme l'équivalent eau, la précision de l'estimation dépend également de l'étendue des températures de la surface du sol. Ainsi, le 15 décembre 1989, l'épaisseur du couvert ne peut être évalué puisqu'il n'influence pas la température du sol;
- quant à la neige humide, une baisse de la rétrodiffusion est notée aussitôt que de l'eau liquide apparaît dans le couvert. Ces résultats vont dans le même sens que les travaux antérieurs. Mais, il ne faut pas confondre cette baisse de rétrodiffusion avec celle engendrée par la baisse de température du sol. Néanmoins, la relation établie entre la température du sol et le rapport des puissances corrigées (pour un type de sol donné) permet de prédire la valeur du rapport des puissances de la neige sèche et il est alors possible d'isoler la contribution de l'humidité de la neige.

Ces résultats permettent également d'expliquer la contradiction apparente des conclusions publiées par les chercheurs de Berne et du Kansas, au sujet du potentiel des RAS à déterminer l'équivalent en eau de la neige. En effet, leurs conclusions contradictoires proviendraient de la différence de texture du sol sous-jacent au couvert de neige, la baisse de la température du sol sous le point de congélation modifiant la constante diélectrique des sols lourds, donc humides alors qu'elle n'influence pas les sols secs.

CHAPITRE 5

CONCLUSIONS ET RECOMMANDATIONS

CHAPITRE 5

5.1 Sommaire et conclusions

Cette recherche consistait à déterminer si les données RAS, en bande C et X, peuvent être utiles pour suivre l'évolution de la couverture nivale et en particulier, pour évaluer la distribution spatiale de l'équivalent en eau de la neige.

Dans un premier temps, une campagne d'acquisition multitemporelle d'images RAS dans les bandes X et C, fut conduite sur le bassin de la rivière Eaton. Celui-ci fut survolé par le Convair du Centre canadien de télédétection (CCT) sous différentes conditions environnementales (neige sèche, neige humide et sans couvert de neige) à sept reprises durant trois hivers. La campagne d'acquisition des données aéroportées et des données au sol s'est bien déroulée, à l'exception du déploiement des "Active Radar Calibrators" (ARC) pour les besoins de l'étalonnage absolu.

Il fallait cependant envisager une méthode d'étalonnage relatif des scènes RAS afin de comparer les valeurs numériques de toutes les images acquises sous des paramètres divers. Ne pouvant utiliser la méthode d'étalonnage relatif développée par le CCT, qui utilise l'information en provenance d'au moins une cible absolue (ARC), nous avons dû développer notre propre méthode. Celle-ci est basée sur l'hypothèse suivante: la puissance de rétrodiffusion d'un boisé de sapins matures demeure constante en saison hivernale et la variation de cette puissance en fonction de l'angle d'incidence suit une loi du cosinus.

Afin de vérifier l'efficacité de la méthodologie d'étalonnage relative, nous avons comparé les puissances de rétrodiffusion de parcelles agricoles étalonnées à partir de deux ensembles distincts de boisés (2 lignes de vol). L'écart moyen ainsi obtenu fut de 1 dB pour la bande C et de 2 dB pour la bande X. Ces écarts s'avèrent de l'ordre de grandeur attendu pour le RAS du CCT. De plus, le rapport entre les puissances corrigées, $\bar{P}_c(\theta)$, et les puissances apparentes, $\bar{P}_a(\theta)$, a démontré l'efficacité de cette méthode d'étalonnage relative pour corriger la variation transversale du signal.

Par la suite, la puissance que chaque parcelle enneigée retrodiffuserait à un angle d'incidence de 45° , $\bar{P}_c(45)$, a été estimée. Les facteurs de correction furent établis en employant des modèles reconnus de la variation angulaire de la rétrodiffusion de la neige et du sol. Afin d'analyser ces puissances corrigées, $\bar{P}_c(45)$, nous avons élaboré des modèles de rétrodiffusion de la neige sèche et de la neige humide en modifiant et adaptant les modèles existants. Un rapport entre les puissances d'un survol hivernal et d'un survol printanier, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps] a ainsi été défini.

Finalement, l'interprétation des données obtenues a conduit aux sept conclusions suivantes:

- 1) la qualité inférieure des données RAS, en bande X, ne nous a pas permis de les analyser d'une façon aussi détaillée que celles de la bande C. Toutefois, nous avons observé les mêmes tendances dans les deux bandes spectrales. Les conclusions suivantes s'appliquent donc aux deux bandes;

- 2) le phénomène de diffusion de volume à l'intérieur des couverts de neige étudiés n'est pas actuellement détectable. En effet, l'augmentation du signal engendrée par la diffusion a été estimée à 0,2 dB pour la bande C et à 0,4 dB pour la bande X ce qui est nettement inférieur à l'intervalle de confiance du rapport des puissances corrigées, soit 2 dB en bande C et 3 dB en bande X;

- 3) le signal de rétrodiffusion d'un couvert de neige provient essentiellement du sol sous-jacent. De plus, les propriétés diélectriques d'un sol gelé joue un rôle déterminant sur ce signal. Le rapport des puissances corrigées diminuant de 1,3 dB par degré centigrade, en bande C, lorsque le sol gèle. La valeur de la pente est cependant spécifique au type de sol du bassin, un loam. La température et la texture du sol s'affirment donc comme deux variables fort importantes à surveiller et à mesurer lorsqu'on étudie le coefficient de rétrodiffusion ou même la température de radiance d'un couvert de neige. A notre connaissance, le rôle joué par le sol gelé sur la rétrodiffusion du couvert nival n'a jamais été souligné jusqu'à présent;

- 4) même si la diffusion de volume de la neige n'est pas détectable, et malgré le rôle déterminant de la température d'un sol gelé sur le rapport des puissances, une relation logarithmique peut pourtant être observée entre le rapport des puissances et l'équivalent en eau du couvert nival sec. Cette relation s'explique par le lien entre la capacité d'isolation thermique du couvert et la température du sol. La relation diffère toutefois d'une date à l'autre ce qui souligne l'influence de la densité moyenne d'un couvert de neige sur l'isolation thermique;

- 5) donc, l'équivalent en eau de la neige peut être estimé avec une précision relative de 17 %, en bande C, si l'isolation thermique se situe entre 0,1 et 1,5 J/°Cms et le sol est gelé sur plusieurs centimètres. Ces valeurs d'isolation thermique correspondent à un couvert nival d'une densité moyenne de 250 kg/m³ dont l'épaisseur fluctue entre 2 et 30 cm, ou bien, à un couvert d'une densité de 500 kg/m³ dont l'épaisseur varie de 7 cm à 1 m. De plus, en réduisant l'intervalle de confiance du rapport à 1 dB (ce qui serait possible avec les données d'un satellite ou celle d'un RAS aéroporté mais prises la même année), l'erreur relative diminuerait alors à 8%;

- 6) par contre, l'équivalent en eau ne peut être déterminé lorsque l'isolation thermique du couvert reste supérieure à 1,5 J/°Cms, puisque la température de la surface du sol change peu spatialement, ou bien, lorsque le flux thermique ascendant du sol conserve la température de la surface au voisinage de 0°C. Toutefois, si l'intervalle de confiance du rapport est réduit à 1 dB, la limite supérieure de détermination de l'équivalent en eau pourrait augmenter jusqu'à 2,0 J/°Cms (couvert d'une densité de 300 kg/m³ et d'une épaisseur de 50 cm);

- 7) quant à la neige humide, une baisse de la rétrodiffusion est notée aussitôt que de l'eau liquide apparaît dans le couvert. Mais, il ne faut pas confondre cette baisse de rétrodiffusion avec celle engendrée par une diminution de la température du sol. En effet, la température du sol influence aussi la rétrodiffusion d'un couvert de neige humide lorsque sa teneur en eau est faible, soit $m_v < 3\%$ en bande C et $m_v < 1\%$ en bande X. Néanmoins, la relation entre la température du sol et le rapport des

puissances corrigées, établie dans cette étude, permet de prédire la valeur du rapport des puissances de la neige sèche. Il devient alors possible d'isoler la contribution de l'humidité de la neige.

En conséquence, les données RAS, en bande C et X (polarisation HH), peuvent suivre l'évolution de l'état, sec ou humide, de la couverture nivale. Elles peuvent aussi, sous certaines conditions environnementales, évaluer la distribution spatiale de l'équivalent en eau de la neige. Le futur satellite canadien, RADARSAT, qui opérera en bande C et aura une résolution spatiale de 25 m, s'avère donc très prometteur pour la surveillance du couvert de neige. Toutefois, des études supplémentaires sont nécessaires pour clarifier la précision des estimés de l'équivalent en eau et mettre au point une méthode opérationnelle de surveillance de la couverture nivale au moyen de données RAS.

5.2 Travaux futurs

Afin de mettre au point une méthode opérationnelle de surveillance de la neige à partir de données RAS, les trois points suivants devraient être vérifiés:

- 1) pour la neige humide, sachant que celle-ci se distingue d'un sol découvert ou de la neige sèche et qu'une teneur en eau aussi faible que 1% peut être détectée, il faudrait évaluer si la teneur en eau liquide de la neige pourrait être estimée. Cette étude nécessiterait la prise simultanée de plusieurs mesures de la teneur en eau volumétrique de la neige ainsi que plusieurs vols, le même jour, pendant la période de fonte. De plus, il serait opportun d'utiliser cet ensemble de données RAS pour mettre au point une méthode de cartographie automatique de la couverture humide;

- 2) afin de vérifier la précision de l'estimation de l'équivalent en eau, plusieurs mesures de la température du sol devraient être recueillies lors de l'acquisition des données RAS. La texture de tous les sols du bassin étudié devrait aussi être connue. En plus, les données RAS de référence, c'est à dire celles sans couverture de neige, devrait être prises la même année, tard à l'automne ou tôt au printemps. Cela éviterait des changements d'utilisation du sol modifiant la rugosité du terrain et allouerait un meilleur étalonnage puisque les paramètres du RAS demeureraient plus constants;
- 3) la précision attendue des estimations de l'équivalent en eau et de la teneur en eau liquide, par RADARSAT, pourrait aussi être vérifiée dès l'hiver prochain au moyen des données du satellite ERS-1. En effet, ce satellite dont le lancement a eu lieu en juillet dernier, opère aussi en bande C et ses données sont disponibles au Canada. De plus, puisque la neige reste quasi transparente aux micro-ondes dans cette bande et que seul les propriétés diélectriques du sol influence le signal de retour, le faible angle d'incidence du ERS-1 (23°) pourrait être un atout, sauf en région montagneuse.

Les études proposées ci-dessus impliquent forcément que les données RAS soient étalonnées, du moins relativement, puisque la même méthode d'analyse des données serait utilisée, c'est à dire, le rapport de puissances, $\bar{P}_c(45)$ [hiver] / $\bar{P}_c(45)$ [printemps]. Heureusement, la mise au point de méthodes d'étalonnage, tant relatives qu'absolues, a énormément progressé depuis trois ans et les travaux continuent. Ainsi, une précision

de + ou - 0,5 dB sur l'estimation de la puissance serait un objectif raisonnable pour les données de RADARSAT. Finalement, meilleure sera la précision de l'étalonnage des données RAS, meilleure sera l'évaluation des paramètres de la neige, et ainsi plus intéressantes ces données RAS deviendront pour la surveillance du couvert nival.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Attema, E.P.W. et F.T. Ulaby (1978) "Vegetation Modeled as a Water Cloud", *Radio Science*, 13, pp. 357-364.

Bernier, M., H. Granberg, A. Royer et J.-P. Fortin (1989) "Analyse de l'albédo de la neige, estimé par le Thematic Mapper de Landsat-5", *Comptes-rendus, Forty-sixth Annual Eastern Snow Conference*, Québec, 8 et 9 juin, pp. 272-276.

Beaudoin, A., T. Le Toan et Q.H.J. Gwyn (1988) "Observations on the Effect of Geometric Properties of Agricultural Soils on RADAR Backscatter from C-SAR Images", *Comptes rendus, "IGARSS'88 Symposium"*, Edinburgh, sept., pp. 1595-1598.

Bégin, D., Q.G.H. Gwyn et F. Bonn (1987) "Radiometric Correction of SAR Images: A New Correction Algorithm", *Int. J. Remote Sensing*, vol. 8, no 3, pp. 385-398.

Carlsaw, H.S. et J.C. Jaeger (1965) "Conduction of Heat in Solids", 2^{ième} édition (1959), réimprimé en 1965, Oxford University Press, London, 510 pages.

Daleman, P.S., R.K. Hawkins et T.I. Lukowski (1990) "Experience with Active Radar Calibrator for Airborne SAR", *IGARSS'90*, pp. 795-798.

Davis, R.E., J. Dozier, E.R. Lachapelle et R. Perla (1985) "Field and Laboratory Measurements of Snow Liquid Water by Dilution", *Water Resources Research*, vol. 21, no. 9, septembre, pp. 1415-1420.

Dozier, J. (1984) "Landsat-D Investigations in Snow Hydrology", *Quartely Progress Report*, janvier-mars, University of California, 9 pages.

Elachi, C. (1988) "Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques" The Institute of Electronical and Electronics Engineers Inc., New York, 255 pages.

Engman, T.E. (1990) "Progress in Microwave Remote Sensing of Soil Moisture", *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 16, no. 3, octobre, pp. 6-14.

Environnement Canada (1973) "Relevés nivométriques; Manuel des normes et des procédures", 2^{ième} édition, Environnement atmosphérique, Toronto, 20 pages.

Foody, G.M. (1987) "Radiometric Balancing, a Comment", Remote Sensing Letters, Int. J. Remote Sensing, vol. 8, no 6, pp. 947-951.

Goodison, B.E., S.E. Waterman et E.J. Langham (1980) "Application of Synthetic Aperture Radar to Snow Cover Monitoring", Comptes rendus, 6 ième Symposium canadien de Télédétection, Halifax, mai 1980, pp. 21-23.

Gray, D.M. et D.H. Male (1981) éditeurs, "Handbook of Snow; Principles, Processes, Management and Use", Pergamon Press, Toronto, 776 pages.

Gray, A.L., R.K. Hawkins, C.E. Livingstone, J. Campbell, E. Attema et J.C. Morin (1989) "Towards a Calibration of the CCRS Airborne SAR", IGARSS'89, pp. 707-709.

Gray, A.L., P.W. Vachon, C.E. Livingstone et T.I. Lukowski (1990) "Synthetic Aperture Radar Calibration Using Reference Reflectors", IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, no. 3, pp. 374-383.

Guindon, B., P.M. Teillet, D.G. Goodenough, J.J. Palimaka et A. Sieber (1984) "Evaluation of the Crop Classification Performance of X, L, and C-band SAR Imagery", Journal canadien de télédétection, vol.10, no 1, pp. 4-16.

Gudmansen, P., S.N. Madsen et L.T. Pedersen (1984) "SAR-580 Greenland Campaign", Comptes rendus, SAR-580 Investigators Workshop, Investigators Final Report, vol. 2, pp. 233-246.

Hallikainen, M.T. (1984) "Retrieval of Snow Water Equivalent from Nimbus-7 SMMR Data: Effect of Land Cover Categories and Weather Conditions", IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE-9(5), pp. 372-376.

Hallikainen, M.T., F.T. Ulaby, M.C. Dobson et M. El-Rayes (1984) "Dielectric Measurements of Soils in the 3 to 37 GHz Band between -50°C and 23°C", Comptes rendus, IGARSS'84, Strasbourg, août, ESA SP-215, pp. 163-168.

Hallikainen, M.T., P. Jolma, M. Tiuri et R. Kuittinen (1986) "Mapping of Snow-Cover Parameters by a Spaceborne Microwave Radiometer", Comptes rendus, Hydrologic Applications of Space Technology, Cocoa Beach, août 1985, IAHS no. 160, pp. 209-213.

Hallikainen, M.T., V. Jääskeläinen, J. Hyypä et J. Pulliäinen (1990) "RADAR Measurement of Snow", résumé, International Union of Radio Science, URSI, 16-18 mai, Hyannis, Mass.

Hawkins, R.K., T.I. Lukowski, A.L. Gray et C.E. Livingstone (1989) "Calibration for Airborne SAR", IGARSS'89, pp. 238-242.

Hawkins, R.K. (1990) Communication personnelle.

Hofer, R. et E. Schanda (1978) "Signatures of Snow in the 5 to 94 GHz Range", Radio Science, vol. 89, pp. 365-369.

Hoogeboom, P. (1983) "On the Use of Distributed Target for the Calibration of Imagery from the European SAR 580 Campaign," The European SAR-580 Experiment, Investigators Preliminary Report, pp. 4-1 à 4-6.

Jackson T.J. et P. O'Neil (1990) "Passive Microwave Emission and Crop Residues" résumé, International Union of Radio Science, URSI, 16-18 mai, Hyannis, Mass.

Jones, E.B. (1983) "Snowpack Ground-Truth Manual", Final Report, N84-11569, Goddard Space Flight Center, NASA, Maryland, 42 pages, 3 annexes.

Jones, E.B., A. Rango et S.M. Howell (1983) "Snowpack Liquid Water Determinations Using Freezing Calorimetry", Nordic Hydrology, pp. 113-126.

Kann, D.B. et P. Lajoie (1942) Soil Survey of Stanstead, Richmon, Sherbrooke and Compton Counties (carte pédologique), Ministère de l'Agriculture, Ottawa, Canada, Pub. 742, Bull. Tech. 45.

Künzi, K.F., S. Patil et H. Rott (1982) "Snow-Cover Parameters Retrieved from Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR) Data", IEEE Transactions on Geoscience and Remote sensing, vol. GE-20, no. 4, octobre, pp. 562-567.

Le Toan, T., E. Mougin, A. Beaudoin, D. Hoekman et M. Wooding (1990) "Observation and Interpretation of the Microwave Backscatter from Pine Forests", résumé, International Union of Radio Science, URSI, 16-18 mai, Hyannis, Mass.

Livingstone, C.E., A.L. Gray, R.K. Hawkins, R.B. Olsen, R.A. Deane et J.G. Halbertsma (1987) "CCRS C-SAR Airborne RADAR", Comptes rendus, 11 ième Symposium canadien de télédétection, Waterloo, Ontario, 22-25 juin.

Lukowski, T.I., R.K. Hawkins, B. Brisco, R. Brown, P.S. Daleman et R. Ford (1989) "The Saskatoon SAR Calibration Experiment", IGARSS'89, pp. 254-257.

- Lukowski, T.I., R.K. Hawkins, P.S. Daleman et L.M.H. Ulander (1990) "CCRS Synthetic Aperture Radar Data Calibration-Status Report", IGARSS'90, pp. 791-794.
- MAS (1988) "ROS-C/X Aéroporté", Centre canadien de Télédétection, Ministère des approvisionnements et services, Canada, Cat. no. M77-40/1988F, 6 pages.
- Mätzler, C. (1985) "Monitoring the Seasonal Development of Large-Scale Patterns of Snow and Sea Ice by Combining Active and Passive Microwave Data", Comptes rendus, Conference on the Use of Satellite Data in Climate Models, Alpbach, juin, pp. 129-130.
- Mätzler, C. (1986) "Can Microwave Signatures Be Used to Retrieve the Water Equivalent of a Snow Pack?", Comptes rendus, 3 ième Colloque international: Signatures spectrales d'objets en télédétection, Les Arcs, déc. 1985, ESA-SP-247, pp. 277-284.
- Mätzler, C. (1987) "Applications on the Interaction of Microwaves with the Natural Snow-Cover", Remote Sensing Reviews, vol.2, pp. 259-387.
- Mätzler, C. et R. Meister (1984) "Comparaison of SAR Imagery in the Partly Snow-Covered Area Around Davos", Comptes rendus, SAR-580 Investigators Workshop, Investigators Final Report, vol. 2, pp. 265-268.
- Mätzler, C. et E. Schanda (1984) "Snow Mapping with Actives Microwaves Sensors", International Journal of Remote Sensing, vol. 5, no. 2, pp. 409-422.
- Mohan, S. (1986) "An Approach for the Relative Calibration of Radar Imagery", Int. J. Remote Sensing, vol. 7, no 4, pp. 589-595.
- Mougin, E., T. Le Toan, A. Lopes, P. Borderies et A. Sarremejean (1987) "Backscattering measurements at X-band on young coniferous trees", Comptes rendus, IGARSS 87 Symposium, Ann Arbor, 18-21 mai, pp. 287-292.
- Parker, S.P. (1983) "McGraw-Hill Encyclopedia of Physics", McGraw-Hill Book Company Inc., Toronto, 1343 pages.
- Pesant, A.R. (1987) "Snowmobile Impact on Snow and Soil Properties and on Winter Cereal Crops", Canadian Field-Naturalist, vol. 101, no 1, pp. 22-32.
- Reber, B., C. Mätzler et E. Shanda (1987) "Microwave Signatures of Snow Crusts, Modelling and Measurements", Int. J. Remote Sensing, vol.8, no. 11, pp. 1649-1665.

Rey, L. (1986) "La neige, ses métamorphoses, les avalanches" Centre d'étude de la neige, Etablissement d'études et de recherches météorologiques, France, 120 pages.

Rott, H. (1983) "Snow and Ice Monitoring by Microwaves Techniques", Comptes rendus, Alpbach Summer School, 27 juillet au 5 août, ESA-SP-205, pp. 75-86.

Rott, H. (1984) "The Analysis of Backscattering Properties from SAR Data of Mountain Regions", IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE-9, no 5, pp. 347-355.

Rott, H. (1986) "Prospects of Microwave Remote Sensing for Snow Hydrology", Comptes rendus, " Hydrologic Applications of Space Technology " Cocoa Beach, août 1985, IAHS no. 160, pp. 215-223.

Rott, H. et K.F. Künzi (1983) "Properties of The Global Snow Cover and of Snow-Free Terrain from the Nimbus-7 SMMR First Year Data Set", Comptes rendus, Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing Applications, Rome, mars, pp. 7-18.

Rott, H. et G. Domik (1984) "The SAR-580 Experiment on Snow and Glaciers at the Austrian Test Site", Comptes rendus, SAR-580 Investigators Workshop, Investigators Final Report, vol. 2, pp. 217-232.

Rott, H., G. Domik, C. Mätzler et H. Miller (1985) "Towards a SAR System for Snow and Land Ice Applications", Comptes rendus, Workshop on Thematic Applications of SAR Data, Frascati, Italie, septembre, pp. 29-39.

Rott, H., C. Mätzler et D. Strobl (1986) "The Potential of SAR in a Snow and Glacier Monitoring System", Comptes rendus, Workshop on Thematic Applications of SAR Data, Frascati, Italie, 16-18 septembre, pp. 25-35.

Rott, H., C. Mätzler, D. Strobl, S. Bruzzi et K.G. Lenhart (1988) Study on SAR Land Applications for Snow and Glacier Monitoring, Rapport final, Institut für Meteorologie and Geophysik, Universität Innsbruck, avril, 185 pages.

Shanda, E. (1987) "Microwaves Modelling of Snow and Soil", Journal of Electromagnetic Waves and Applications, vol. 1, no. 1, VNU Science Press, pp. 1-24.

Shi, S., J. Dozier et R. Davis (1990) "Simulation of Snow-Depth Estimation from Multi-Frequency Radar", IGARSS'90, pp. 1129-1132.

Stein, J. et D.L. Kane (1983) "Monitoring the Unfrozen Water Content of Soil and Snow Using Time Domain Reflectometry", *Water Resources Research*, vol. 9, no. 6, déc., pp. 1573-1584.

Styles, W.H. et F.T. Ulaby (1979) "Microwave Remote Sensing of Snowpacks" RSL Technical Report 340-3, University of Kansas Center for Research Inc., octobre, 400 pages.

Styles, W.H. et F.T. Ulaby (1980) "The Active and Passive Microwave Response to Snow parameters 1. Wetness" *Journal of Geophysical Research*, vol.85, no. C2, février, pp. 1037-1044.

Ulaby, F.T., P.P. Batlivala et M.C. Dobson (1978) "Microwave Backscatter Dependence on Surface Roughness, Soil Moisture and Soil Texture, Part I: Bare soil", *IEEE Transactions and Geoscience Electronics*, GE-16, pp. 286-295.

Ulaby, F.T. et W.H. Styles (1980) "The Active and Passive Microwave Response to Snow Parameters, 2. Water Equivalent of Dry Snow", *Journal of Geophysical Research*, vol. 85, no. C2, pp. 1045-1049.

Ulaby, F.T. et W.H. Styles (1981) "Microwave Response of Snow", *Advanced Space Research*, vol. 1, COSPAR, pp. 131-149.

Ulaby, F.T., R.K. Moore et A.K. Fung (1982) *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol.II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory*, Adison-Wesley Publishing Company Inc., pp. 457-1064.

Ulaby, F.T., R.K. Moore et A.K. Fung (1986) *Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol.III: From theory to Applications*, Artech House Inc., pp. 1065-2137.

U.S. Army Corps of Engineers (1956) "Snow Hydrology", Portland, Oregon.

Shi, J., J. Dozier et R.E. Davis (1990) "Simulation of Snow-Depth Estimation from Multi-Frequency Radar", *Comptes rendus, IGARSS'90*, pp. 1129-1132.

Wegmüller, U. (1990) "The Effect of a Frozen Soil Layer on the Microwave Signatures of Bare Soil", *Remote Sensing of Environnement*, vol.3, no. 2, août, pp. 123-135.

Zoughi, R., J. Bredow, S. Osman et R.K. Moore (1989) "Fine Resolution Signatures of Coniferous and Deciduous Trees at C Band". *Int. J. Remote Sensing*, vol. 10, no 1, pp. 147-169.

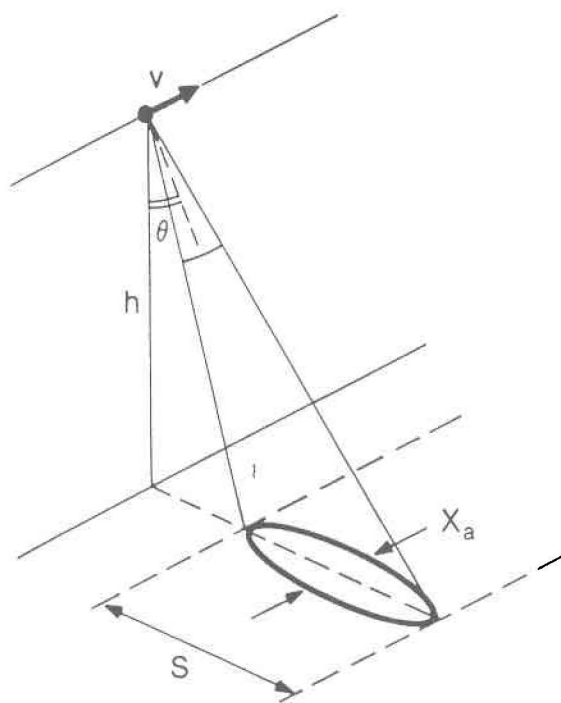
ANNEXE A

CARACTERISTIQUES D'UN SYSTEME RADAR

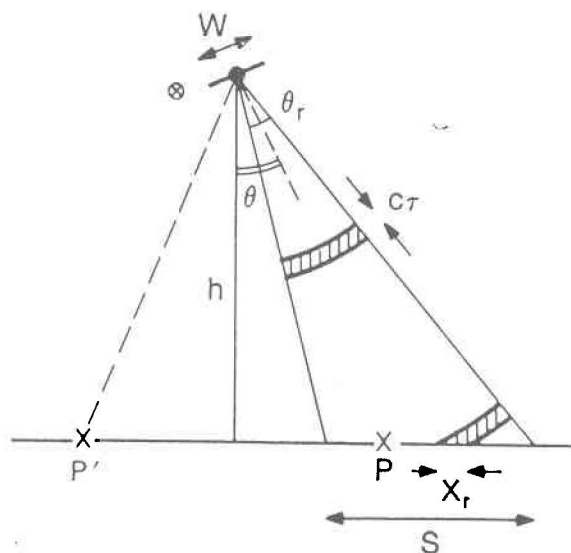
ANNEXE A

Un radar utilise des micro-ondes dont la longueur d'onde est de l'ordre du centimètre. C'est un capteur actif parce qu'il émet lui-même son signal. Les radars construits à des fins de télédétection mesurent la différence de l'amplitude du signal rétrodiffusé par diverses surfaces pour les caractériser. En effet, l'amplitude et la polarisation (verticale ou horizontale) du signal reçu dépendent de la morphologie, de la rugosité, et de la constante diélectrique des surfaces. Afin de distinguer la provenance des signaux, les radars doivent aussi pouvoir mesurer la position relative des diverses surfaces. Ils mesurent donc des angles, des distances, et des vitesses (Ulaby et al., 1982).

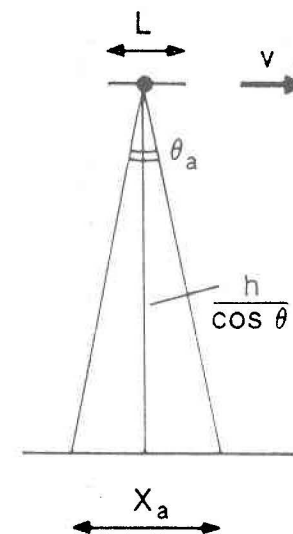
La figure A.1 (a), tirée de Elachi (1988), montre la configuration générale des systèmes radars utilisés en télédétection. L'antenne illumine un seul côté de l'avion. Cette configuration est nécessaire pour éliminer la confusion possible de deux points équidistants de chaque côté du capteur.



(a)



(b)



(c)

FIGURE A.1: Géométrie de l'imagerie RADAR.
 (a) Géométrie d'acquisition des données
 (b) Géométrie dans le plan perpendiculaire à la ligne de vol.
 (c) Géométrie dans le plan azimuthal.
 (Tirée de Elachi, 1988; p. 63).

Deux types de technologie radar sont actuellement utilisés; le radar à antenne réelle (RAR) et le radar à antenne synthétique (RAS). Plusieurs des caractéristiques des deux technologies sont semblables. La principale différence provient de la façon dont la résolution au sol, dans l'axe de déplacement du capteur, est obtenue (figure A.1(c)). Cette résolution azimuthale (X_a) correspond à la distance minimale entre deux points sur une ligne où le délai du signal de retour est constant. Pour un radar à antenne réelle, la résolution azimuthale, X_a , est égale à la largeur de la trace au sol de l'antenne puisque tous les points distribués le long de cette largeur seront retournés en même temps.

Soit,

$$X_a = \lambda h / L \cos \theta \quad (\text{A.1})$$

où λ est la longueur d'onde;

h est la hauteur du capteur au-dessus de la surface;

L est la longueur de l'antenne;

θ est l'angle d'incidence du faisceau.

Elle est donc proportionnelle à la distance entre le capteur et la surface, plus cette distance est grande, plus grossière sera la résolution. Quant au RAS, la résolution azimuthale est créée de manière synthétique (figure A.2). Par exemple, supposons qu'un RAS possédant une antenne de longueur L , se déplace à une vitesse constante ψ , et à une altitude h , la longueur de la trace de l'antenne au sol (L') serait alors égale à:

$$L' = 2 \lambda h / L \quad (\text{A.2})$$

Au fur et à mesure du déplacement, la cible (P) serait observée par le radar de différentes positions et des signaux successifs seraient enregistrés aux points $x_1, x_2, x_i, \dots$ le long de la ligne de vol. Un oscillateur stable étant utilisé comme référence, les signaux seraient enregistrés de façon cohérente, c'est-à-dire, l'amplitude et la phase en fonction du temps. Ces signaux seraient combinés dans le processeur pour synthétiser une matrice linéaire. La longueur maximale de la matrice serait égale à L' , et la largeur du faisceau, θ_s , se définirait ainsi:

$$\theta_s = \lambda/L' = L/2h \quad (\text{A.3})$$

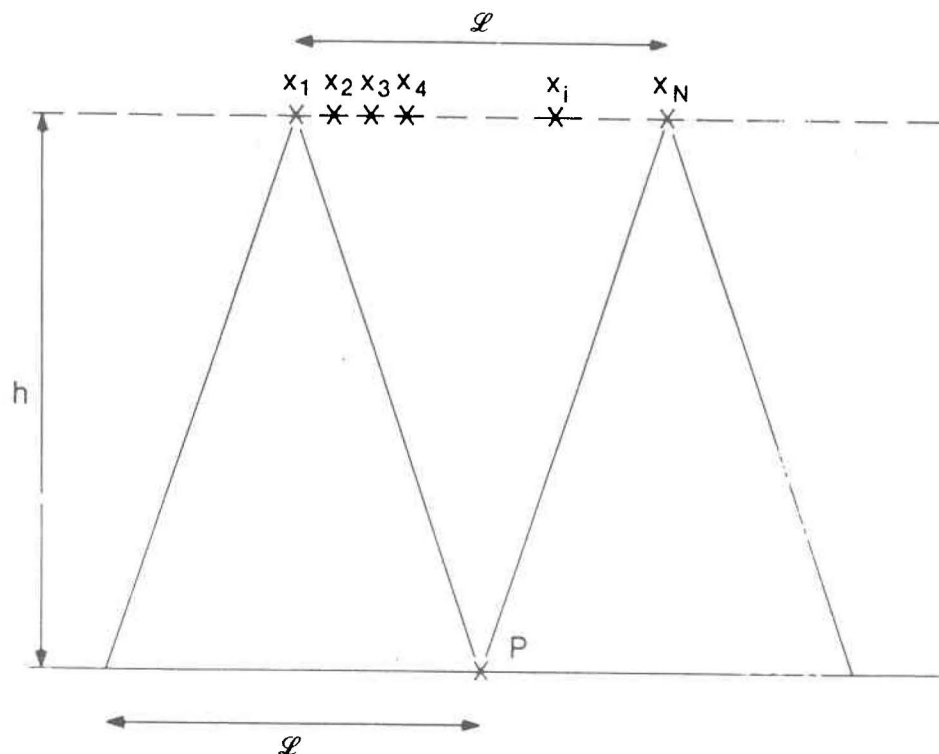


FIGURE A.2: Géométrie d'un RADAR à ouverture synthétique. Le point P est visible des positions $x_1, x_2, \dots, x_n$. La longueur de l'ouverture synthétique (L') est égale à l'empreinte au sol de l'antenne réelle. (Tirée de Elachi, 1988; p. 73).

La trace au sol de la matrice serait alors (résolution azimuthale):

$$X_a = h\theta_s = L/2 \quad (\text{A.4})$$

Donc, la résolution azimuthale du RAS ne s'améliore pas à mesure que la distance entre le capteur et le sol diminue. Au contraire, plus éloigné est le capteur, plus grandes deviennent la trace au sol et la longueur de la matrice synthétique, d'où une résolution plus fine qui contrebalance l'augmentation de la distance. C'est pourquoi le RAS demeure la seule technologie utile pour un satellite. Aussi, plus l'antenne (L) est petite, plus grandes deviennent la trace au sol et la matrice synthétique, d'où une trace synthétique et une résolution plus fines.

L'approche synthétique permet donc d'obtenir une meilleure résolution azimuthale mais le traitement des signaux est beaucoup plus complexe et le RAS reste plus sensible aux erreurs de déplacement de l'avion porteur. Toutefois, la résolution spatiale, dans l'axe transversal à la ligne de vol, est identique pour les deux types de radar (figure A.1 (b)). Elle correspond à la distance minimale entre deux points reconnaissables par le système radar. Si deux points sont séparés par une distance X_r , leur signaux respectifs seront séparés par une différence de temps,

$$dt = 2X_r \sin \theta / c \quad (\text{A.5})$$

Puisque la différence de temps minimale et discriminable est égale à $1/B$ où B est la fréquence du signal, la résolution transversale est donné par l'équation suivante:

$$X_r = c/2B \sin \theta \quad (\text{A.6})$$

Une autre notion importante lorsqu'on décrit un système radar (ROR ou RAS), est la résolution radiométrique. A chaque instant, le faisceau radar illumine une aire constituée de plusieurs points diffus. Donc, le signal de retour est l'addition cohérente des signaux élémentaires de plusieurs points. Les retours de ces points s'additionnent vectoriellement et la somme représente l'amplitude et la phase du signal résultant. La phase de chaque vecteur élémentaire est relié à la distance entre le capteur et le point de diffusion correspondant. Si le capteur se déplace quelque peu, toutes les phases vont changer ce qui amène un changement de l'amplitude. Cette variation de l'amplitude du signal d'une même surface au fur et à mesure que le capteur se déplace s'appelle "fading". La moyenne de plusieurs observations doit donc être faite pour caractériser les propriétés de rétrodiffusion d'une surface donnée. De même, de deux surfaces voisines possédant le même coefficient de rétrodiffusion, mais différant par des détails particuliers, résulteraient des signaux de retour différents. Donc, une surface homogène montrerait des variations d'amplitude d'un élément de résolution (pixel) à un autre de l'image. Ces variations se nomment la tavelure ou "speckles". Ils se traduisent par un effet de sel et poivre typique à une image radar. En conséquence, afin de mesurer le signal de rétrodiffusion d'une surface, la moyenne de plusieurs pixels voisins doit être calculée. Ce nombre (N) d'échantillons indépendants est appelé le nombre de visées ("look"). Plus ce nombre est grand, meilleure est la résolution radiométrique.

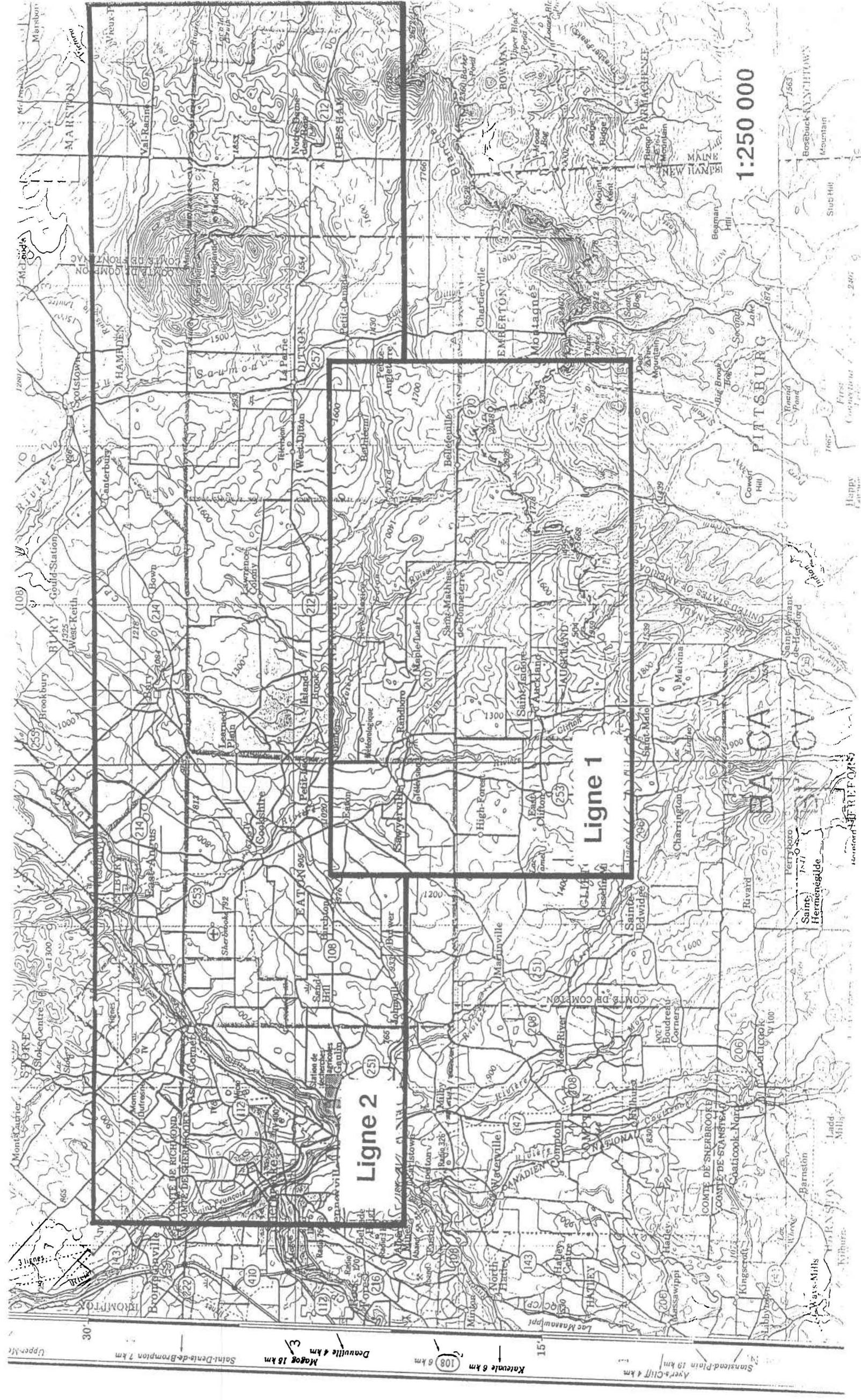
Références

Elachi, C. (1988) "Spaceborne Radar Remote Sensing: Applications and Techniques"
The Institute of Electrical and Electronics Engineers Inc., New York, 255 pages.

Ulaby, F.T., R.K. Moore et A.K. Fung (1982) "Microwave Remote Sensing: Active and
Passive, Vol.II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory",
Adison-Wesley Publishing Company Inc., pp. 457-1064.

ANNEXE B

ILLUSTRATION DES DEUX LIGNES DE VOLS



ANNEXE C

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE

ANNEXE C

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU 28 FEVRIER 1988

PARCELLES		EPAISSEUR			DENSITE			EQUIVALENT EN EAU	
		x (cm)	σ (cm)	n	x (%)	σ (%)	n	x (cm)	σ (cm)
GLA1-88	PAT4-89 ¹	27.60	6.70	9.00	0.32	0.03	2.00	8.8	0.2
GPR1-88	PAT4-89	22.40	6.80	13.00	0.38	0.02	4.00	8.5	0.1
MPA2-88		26.90	14.30	9.00	0.37		1.00	10.0	
MLA1-88	LAB1-89	15.10	8.90	9.00	0.44	0.06	5.00	6.8	0.5
MPRB-88		43.10	8.50	15.00	0.47	0.03	2.00	20.3	0.3
MPRN-88		19.40	7.40	9.00	0.32		1.00	6.2	
MPRC-88	PAT2-89	20.70	4.90	10.00	0.44	0.06	5.00	9.1	0.3
RPR1-88		37.00	10.00	3.00					
RPR2-88		17.50	2.50	3.00					
CPR2-88	PA10-89	28.80	10.10	9.00	0.38		1.00	10.9	
SFR1-88	PA11-89	42.00	15.20	5.00					
minimum		15.10	2.50	3.00	0.32	0.02	1.00	6.2	0.1
moyenne		27.32	8.66	8.55	0.39	0.04	3.00	10.1	0.3
maximum		43.10	15.20	15.00	0.47	0.06	5.00	20.3	0.5
nombre		11.00	11.00	11.00	8.00	5.00	8.00	8.0	5.0
écart-type		10.25	5.15	4.92	0.05	0.02	2.00	4.4	0.2

¹ Plusieurs nouvelles parcelles agricoles ont été choisies la seconde année (1989). Certaines parcelles témoins du premier hiver (1988) ont été abandonnées, les parcelles conservées ont été renommées (pat# ou lab#).

ANNEXE C (suite)

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU 7 MARS 1989

PARCELLES	EPAISSEUR			DENSITE			EQUIVALENT EN EAU	
	x(cm)	σ (cm)	n	x(%)	σ (%)	n	x(cm)	σ (cm)
LAB1-89	9.23	3.25	10.00	0.43	0.08	10.00	4.0	0.3
PAT2-89	11.17	3.00	10.00	0.46	0.16	10.00	5.1	0.5
PAT3-89	26.10	10.58	12.00	0.23	0.06	8.00	6.0	0.6
PAT4-89	25.00	9.63	11.00	0.27	0.08	7.00	6.8	0.8
PAT5-89	21.25	8.75	10.00	0.38	0.05	10.00	8.1	0.4
PAT6-89	16.25	6.70	10.00	0.41	0.11	10.00	6.7	0.7
PAT7-89	17.15	5.33	10.00	0.44	0.10	10.00	7.6	0.5
LAB8-89	12.15	6.65	11.00	0.42	0.12	10.00	5.1	0.8
PAT9-89	11.00	6.75	10.00	0.45	0.11	9.00	4.9	0.7
PA10-89	33.50	7.18	10.00	0.28	0.03	4.00	9.2	0.2
PA11-89	47.15	10.67	11.00	0.29	0.08	7.00	13.7	0.9
PA12-89	48.75	6.83	10.00	0.26	0.05	7.00	12.7	0.3
PA21-89	21.03	6.35	12.00	0.25			5.3	0.0
PA22-89	12.50	3.53	10.00	0.25			3.1	0.0
PA23-89	26.83	6.55	13.00	0.25	0.13	3.00	6.7	0.9
PA24-89	29.67	10.03	8.00	0.35	0.11	4.00	10.4	1.1
PA25-89	31.50	13.60	10.00	0.31	0.12	4.00	9.8	1.6
PA26-89	34.38	7.18	4.00	0.33	0.00	2.00	11.4	0.0
PA27-89	25.00	0.00	10.00	0.33			8.3	0.0
PA28-89	50.75	9.05	10.00	0.35	0.10	9.00	17.8	0.9
PA29A-89	65.63	10.28	4.00	0.33			21.7	0.0
PA29B-89	34.15	5.20	3.00	0.35			12.0	0.0
minimum	9.23	0.00	3.00	0.23	0.00	2.00	3.1	0.0
moyenne	27.88	7.22	9.65	0.33	0.08	7.24	8.8	0.5
maximum	65.63	13.60	13.00	0.46	0.16	10.00	21.7	1.6
nombre	26.00	26.00	26.00	26.00	21.00	21.00	26.0	26.0
écart-type	14.70	3.07	2.40	0.07	0.04	2.72	4.4	0.4

ANNEXE C (suite)

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU 15 DECEMBRE 1989

PARCELLES		EPAISSEUR			DENSITE			EQUIVALENT EN EAU	
		x(cm)	σ (cm)	n	x(%)	σ (%)	n	x(cm)	σ (cm)
LAB1-89	paturage	15.24	5.64	12.00	0.29	0.06	2.00	4.4	0.4
PAT2-89		20.07	5.06	10.00	0.29	0.07	3.00	5.8	0.4
PAT3-89		19.30	8.90	11.00	0.28	0.04	3.00	5.4	0.4
PAT3B-89		20.32		1.00	0.20	0.00	1.00	4.0	
PAT4-89		23.09	6.93	11.00	0.18	0.03	5.00	4.2	0.2
PAT5-89	labour	26.21	7.86	12.00	0.27	0.03	5.00	7.1	0.2
PAT6-89		18.03	6.39	10.00	0.24	0.10	3.00	4.3	0.6
PAT7-89	labour	17.35	2.92	6.00	0.23	0.13	2.00	4.0	0.4
LAB8-89		18.34	6.92	9.00	0.25	0.00	1.00	4.6	0.0
PAT9-89		19.60	3.13	7.00	0.19	0.00	2.00	3.7	0.0
PA10-89	labour	25.03	5.48	7.00	0.29	0.06	3.00	7.3	0.3
PA11-89		35.05	8.40	10.00	0.23	0.00	1.00	8.1	0.0
PA12-89		34.15	4.35	9.00	0.22	0.03	7.00	7.5	0.2
PA21-89		14.63	4.78	12.00	0.22	0.04	2.00	3.2	0.2
PA22-89		17.14	7.16	8.00	0.22	0.09	5.00	3.8	0.6
PA23-89		22.65	9.01	12.00	0.22	0.09	5.00	5.0	0.8
PA24-89		19.51	10.10	4.00	0.23	0.00	1.00	4.5	0.0
PA25-89		27.43	4.46	10.00	0.23	0.05	3.00	6.3	0.2
PA26-89		26.92	2.85	7.00	0.23	0.00	1.00	6.2	0.0
PA27-89		19.81	10.34	9.00	0.29	0.04	3.00	5.7	0.4
PA28-89		29.21	15.60	12.00	0.30	0.01	2.00	8.8	0.2
PA29A-89		25.09	9.00	8.00	0.27	0.00	1.00	6.8	0.0
PA29B-89		21.44	6.38	9.00	0.30	0.00	1.00	6.4	0.0
minimum		14.63	0.00	1.00	0.18	0.00	1.00	3.2	0.0
moyenne		22.42	6.59	8.96	0.25	0.04	2.70	5.4	0.2
maximum		35.05	15.60	12.00	0.30	0.13	7.00	8.7	0.8
nombre		23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.0	23.0
écart-type		5.49	3.24	2.77	0.04	0.04	1.69	1.6	0.2

ANNEXE C (suite)

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU 6 FEVRIER 1990*

PARCELLES	EPAISSEUR			DENSITE			EQUIVALENT EN EAU	
	x(cm)	σ (cm)	n	x(%)	σ (%)	n	x(cm)	σ (cm)
LAB1-89	26.59	2.67	10.00	0.23	0.06	10.00	6.1	0.2
PAT2-89	30.23	4.46	10.00	0.21	0.05	10.00	6.4	0.2
PAT3-89	33.02	8.86	10.00	0.28	0.08	9.00	9.3	0.7
PAT4-89	32.51	5.37	10.00	0.27	0.03	10.00	8.8	0.2
PAT5-89	29.97	4.50	10.00	0.23	0.04	10.00	6.9	0.2
PAT6-89	25.65	1.74	8.00	0.20	0.01	8.00	5.1	0.0
PAT7-89	26.42	5.96	5.00	0.21	0.01	3.00	5.6	0.1
PA10-89	31.61	6.94	9.00	0.21	0.05	6.00	6.6	0.4
PA11-89	48.65	8.03	10.00	0.19	0.04	10.00	9.5	0.3
PA12-89	43.81	6.35	10.00	0.16	0.04	9.00	7.0	0.3
PA21-89	28.19	3.44	7.00	0.30	0.06	7.00	8.5	0.2
PA22-89	29.87	4.60	6.00	0.27	0.06	5.00	8.1	0.3
PA23-89	35.87	3.12	4.00	0.27	0.02	4.00	9.7	0.1
PA1B-90	23.13	6.48	9.00	0.21	0.05	9.00	4.9	0.3
PA13-90	26.42	5.06	10.00	0.20	0.09	7.00	5.3	0.5
PA21B-90	32.39	4.98	6.00	0.28	0.06	6.00	9.1	0.3
PA23B-90	35.92	5.14	4.00	0.32	0.07	2.00	11.5	0.4
minimum	23.13	1.74	4.00	0.16	0.01	2.00	4.9	0.0
moyenne	31.78	5.16	8.12	0.24	0.05	7.35	7.5	0.3
maximum	48.65	8.86	10.00	0.32	0.09	10.00	11.5	0.7
nombre	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.0	17.0
écart-type	6.54	1.86	2.29	0.04	0.02	2.64	1.9	0.2

* Seule la ligne 1 fut survolée en ce 6 février 1990.

ANNEXE C (suite)

EQUIVALENT EN EAU DE LA NEIGE AU 9 MARS 1990

PARCELLES	EPAISSEUR			DENSITE			EQUIVALENT EN EAU	
	x(cm)	σ (cm)	n	x(%)	σ (%)	n	x(cm)	σ (cm)
LAB1-89								
PAT2-89	21.34	5.64	5.00	0.38	0.03	4.00	8.1	0.2
PAT3-89	17.27	10.41	10.00	0.29	0.03	3.00	5.0	0.3
PAT4-89	14.73	1.65	4.00	0.32	0.08	2.00	4.7	0.13
PAT5-89	15.75	6.10	6.00	0.25	0.06	4.00	3.9	0.4
PAT6-89	20.75	12.40	6.00	0.35	0.05	4.00	7.3	0.7
PA11-89	37.11	8.79	9.00	0.35	0.06	9.00	13.0	0.5
PA12-89	33.15	5.18	9.00	0.37	0.03	9.00	12.3	0.2
PA21-89	13.97	8.89	2.00	0.23	0.00	1.00	3.2	0.0
PA22-89	9.84	2.79	3.00	0.23	0.00	1.00	2.3	0.0
PA23-89	14.61	1.64	4.00	0.23	0.03	3.00	3.4	0.1
PA25-89	35.41	13.20	9.00	0.39	0.03	7.00	13.8	0.4
PA26-89	23.80	14.40	8.00	0.38	0.04	6.00	9.0	0.7
PA28-89	30.48	8.13	8.00	0.36	0.02	3.00	11.0	0.2
PA29A-89	25.04	6.71	7.00	0.37	0.06	7.00	9.3	0.4
PA29b-89	28.35	6.99	3.00	0.33	0.07	2.00	9.4	0.5
PA23B-90	18.36	7.62	7.00	0.29	0.03	3.00	5.3	0.2
PA25B-90	35.56	28.70	2.00	0.38	0.00	1.00	13.5	0.0
minimum	9.84	1.64	2.00	0.23	0.00	1.00	2.3	0.0
moyenne	23.27	8.78	6.00	0.32	0.04	4.06	7.9	0.3
maximum	37.11	28.70	10.00	0.39	0.08	9.00	13.8	0.7
nombre	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.00	17.0	17.0
écart-type	8.70	6.33	2.65	0.06	0.02	2.63	3.9	0.2

ANNEXE D

DETERMINATION DE LA TENEUR EN EAU DE LA NEIGE

ANNEXE D

Le "Time Domain Reflectometer" (TDR) a été utilisé pour mesurer la constante diélectrique de la neige et pour évaluer sa teneur en eau liquide. L'appareil comprend un générateur de vibrations, un échantillonneur qui transforme un signal de haute fréquence en un signal de basse fréquence, un écran de visualisation (oscilloscope), une sortie sur papier et des électrodes qui sont introduites dans la neige.

Le TDR fonctionne de la façon suivante (Stein et Kane, 1983). Une vibration est émise (1 MHz à 1 GHz), elle voyage le long de la ligne de transmission et tout changement de diélectrique (dimension de la ligne, court-circuit) va affecter la vibration et sera visible sur l'écran. Lorsque les électrodes sont plantées dans la neige, elles forment avec la neige un condensateur, ce qui augmente la longueur de la trace électromagnétique sur l'écran de visualisation et permet de déterminer la constante diélectrique.

La constante diélectrique, ϵ , représente la propriété d'un matériel d'emmagasiner le potentiel électrique sous l'influence d'un champ électrique. Elle n'est pas vraiment une constante, ϵ peut varier avec la structure du matériel, la densité, la fréquence, la température et la teneur en eau. La constante diélectrique comprend une partie réelle (ϵ') et une partie imaginaire (ϵ''). Comme la partie imaginaire ($\epsilon''_{\text{neige}} = 10^{-3}$) est beaucoup plus petite que la partie réelle ($\epsilon'_{\text{neige}} = 1,5 \text{ à } 3,0$), on suppose que $\epsilon_{\text{neige}} \approx \epsilon'_{\text{neige}}$. De plus, comme la partie réelle de la constante diélectrique de la glace (ϵ'_g) est de 3,17 pour toute la région du spectre et que les travaux de Mätzler (1985) ont

montré une très légère dépendance de ϵ'_g avec la température soit, 0,1% par degré, on s'attend à ce que ϵ_{neige} ne varie pas avec la fréquence et la température. Donc, ϵ_{neige} peut être déterminée par le TDR ainsi (Stein et Kane, 1983):

Soit:

$$v_p = L_r / t \quad (D.1)$$

où v_p est la vitesse de propagation;

L_r est la longueur physique des électrodes;

t est le temps de propagation.

Si l'on considère de hautes fréquences,

$$v_p = c / \epsilon^{1/2} \quad (D.2)$$

où c est la vitesse de la lumière.

D'où

$$\epsilon = (ct / L_r)^2 \quad (D.3)$$

où L_r est déterminée par l'utilisateur (45 cm, dans notre cas);

t est déterminée par le TDR.

Si $v_p = C$

$$\epsilon = (L_t / L_r) \quad (D.4)$$

où L_t est la longueur de la trace sur l'écran ou sur le papier.

La teneur en eau volumétrique de la neige est ensuite calculée en utilisant l'équation suivante (Stein, 1988):

$$m_v = 9.5 [(\epsilon - 1) - 1.60 \rho] \quad (R^2 = 0.91) \quad (D.5)$$

où ρ est la densité de la neige.

L'erreur moyenne absolue pour l'estimation de m_v par le TDR est de l'ordre de 1%.

Références

Mätzler, C. (1985) "Monitoring the Seasonal Development of Large-Scale Patterns of Snow and Sea Ice by Combining Active and Passive Microwave Data", Comptes rendus, "Conference on the Use of Satellite Data in Climate Models", Alpbach, juin, pp. 129-130.

Stein, J. et D.L. Kane (1983) "Monitoring the unfrozen water content of soil and snow using time domain reflectometry", Water Resources Research, vol. 9, no. 6, déc., pp. 1573-1584.

Stein, J. (1988). Communication personnelle.

ANNEXE E

EQUATION RADAR

ANNEXE E

Examinons maintenant la relation entre les caractéristiques du radar, l'objet illuminé et le signal reçu telle que décrite par Ulaby et al. (1982). Quand une puissance P_t est transmise par une antenne avec un gain G_t , la puissance par unité d'angle solide dans la direction du diffuseur est $P_t G_t$. Cependant, la puissance transmise par unité de surface du diffuseur est:

$$S_d = (P_t G_t) (1 / 4\pi R^2) \quad (E.1)$$

La perte $(1 / 4\pi R^2)$ exprime la dispersion de la puissance par une sphère de rayon R autour de l'antenne. La puissance totale interceptée par le diffuseur doit être multipliée par la surface effective de réception, A_{rd} . La valeur de A_{rd} dépend de l'efficacité du diffuseur comme antenne de réception. D'où:

$$P_{rd} = S_d A_{rd} \quad (E.2)$$

$$P_{rd} = (P_t G_t) (1 / 4\pi R^2) A_{rd} \quad (E.3)$$

Une partie de la puissance interceptée est absorbée par le diffuseur. Cette fraction absorbée de la puissance est représentée par le terme, f_a . Le reste de la puissance soit $1-f_a$ est transmis dans diverses directions. Donc, la puissance retransmise par le diffuseur, P_{td} devient:

$$P_{td} = P_{rd} (1-f_a) \quad (E.4)$$

Comme le modèle ("pattern") de retransmission peut être différent du modèle de l'antenne, A_{rd} et que le gain dans la direction du récepteur, G_{td} , doit être considéré, la puissance reçue devient alors:

$$P_r = P_{td} G_{td} (1 / 4\pi R_r^2) A_r \quad (E.5)$$

où A_r est l'ouverture effective de l'antenne de réception.

En combinant les facteurs des équations E.1 à E.5, la puissance reçue peut s'écrire:

$$P_r = (P_t G_t) (1 / 4\pi R^2) A_{rd} (1-f_a) G_{td} (1 / 4\pi R_r^2) A_r$$

$$P_r = \frac{P_t G_t A_r}{(4\pi)^2 R_t^2 R_r^2} [A_r (1-f_a) G_{td}] \quad (E.6)$$

Les facteurs entre parenthèses de l'équation E.6 sont associés aux diffuseurs et sont difficiles à mesurer individuellement. Ils sont combinés en un seul facteur, σ , le coefficient de diffusion. L'équation radar devient donc:

$$P_r = \frac{P_t G_t A_r}{(4\pi)^2 R_t^2 R_r^2} [\sigma] \quad (E.7)$$

Comme en général on utilise la même antenne pour transmettre et recevoir, les distances, les gains et les aires effectives sont identiques. Donc:

$$R_t = R_r = R, G_t = G_r = G, A_t = A_r = A \quad (E.8)$$

Puisque l'aire effective est reliée au gain par la relation suivante:

$$A = \lambda^2 G / 4\pi \quad (\text{E.9})$$

où λ est la longueur d'onde utilisée.

L'équation E.7 peut s'écrire ainsi:

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \sigma}{(4\pi)^3 R^4} \quad (\text{E.10})$$

L'équation E.10 est une équation générale valide aussi bien pour les objets ponctuels ou de surface. Comme nous nous intéressons davantage à des surfaces en télédétection, un modèle décrivant la rétrodiffusion d'une surface est requis. Le modèle suppose que la surface observée à chaque instant est constituée de plusieurs diffuseurs dont la localisation demeure arbitraire et qu'aucun des diffuseurs ne domine, par exemple, un champ de foin ou un couvert de neige. Puisque l'équation E.10 donne la puissance reçue d'un seul diffuseur, la puissance moyenne reçue dans le temps et l'espace par l'ensemble des diffuseurs sera:

$$\bar{P}_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \sum_{i=1}^n \frac{P_{ti} G_i^2 \sigma_i}{R_i^4} \quad (\text{E.11})$$

P_{ti} est inclus dans la sommation puisque la puissance illuminant diverses parties de la surface peut être propre à chaque surface. De même, étant donné que les diffuseurs

peuvent se trouver dans diverses directions par rapport au radar, les gains G_i et les distances R_i peuvent différer légèrement. Exprimons maintenant le coefficient de diffusion en fonction de la surface associée à chaque diffuseur, ΔA_i , soit:

$$\sigma_i = \sigma_i \Delta A_i / \Delta A_i \quad (\text{E.12})$$

On peut alors définir le coefficient de rétrodiffusion, σ^0 , comme la valeur moyenne du coefficient de diffusion par unité de surface.

$$\sigma^0 = | \sigma_i / \Delta A_i | \quad (\text{E.13})$$

Si P_t , G , et R restent assez constants pour qu'on puisse se servir de la valeur moyenne, alors σ_i peut être représentée par, $\sigma^0 \Delta A_i$, et l'intégrale peut remplacer la sommation. L'équation E.11 s'exprime donc ainsi:

$$P_r = \frac{\lambda^2}{(4\pi)^3} \int_{i=1}^n \frac{P_t G^2 \sigma^0 dA}{R^4} \quad (\text{E.14})$$

Cette dernière forme de l'équation radar est la plus utilisée en télédétection.

Référence

Ulaby, F.T., R.K. Moore et A.K. Fung (1982) "Microwave Remote Sensing: Active and Passive, Vol.II: Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory", Adison-Wesley Publishing Company Inc., pp. 457-1064.