

INFORMATION TO USERS

This manuscript has been reproduced from the microfilm master. UMI films the text directly from the original or copy submitted. Thus, some thesis and dissertation copies are in typewriter face, while others may be from any type of computer printer.

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted. Broken or indistinct print, colored or poor quality illustrations and photographs, print bleedthrough, substandard margins, and improper alignment can adversely affect reproduction.

In the unlikely event that the author did not send UMI a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if unauthorized copyright material had to be removed, a note will indicate the deletion.

Oversize materials (e.g., maps, drawings, charts) are reproduced by sectioning the original, beginning at the upper left-hand corner and continuing from left to right in equal sections with small overlaps.

Photographs included in the original manuscript have been reproduced xerographically in this copy. Higher quality 6" x 9" black and white photographic prints are available for any photographs or illustrations appearing in this copy for an additional charge. Contact UMI directly to order.

**Bell & Howell Information and Learning
300 North Zeeb Road, Ann Arbor, MI 48106-1346 USA
800-521-0600**

UMI[®]

**Département de géographie et télédétection
Faculté des lettres et sciences humaines
Université de Sherbrooke**

**ANALYSE DU PROCESSUS DE CROISSANCE DE LA GLACE DES
LACS AVEC LES DONNÉES DU SATELLITE ERS-1 EN MODE
AMPLITUDE ET INTERFÉROMÉTRIQUE: RÉGION DE
SCHEFFERVILLE**

Stéphen Côté

I-1597

**Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maître ès sciences (M.Sc.)
en géographie**

**Sherbrooke
Août 1998**



National Library
of Canada

Acquisitions and
Bibliographic Services

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Bibliothèque nationale
du Canada

Acquisitions et
services bibliographiques

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file *Votre référence*

Our file *Notre référence*

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

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

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

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

0-612-46726-0

Canada

Directeur de recherche : Hardy Granberg

Membre du jury :

Hugh Gwyn (Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke)

Monique Bernier (Institut national de la recherche scientifique, Université du Québec)

RÉSUMÉ

Cette étude présente une analyse détaillée sur le contenu de l'information des signaux radar rétrodiffusés par la glace des lacs. Une séquence de 21 images radar du satellite ERS-1 furent acquises entre le 25 décembre 1993 et le 28 mars 1994. De cette série, 19 images interférométriques ont été produites à intervalle régulier de trois jours. L'amplitude et la cohérence ont été calculées à partir des interférogrammes de chaque intervalle. Les images radar couvrent une portion du transect expérimental de Schefferville localisé à 54° 53' N et 67° 08' O. La croissance de la glace et les précipitations en neige modélisées pour la période d'acquisition des images permettent d'estimer le taux de croissance de la glace et les changements d'équivalent en eau. La validation des modèles démontra leur bonne précision. Ces données de même que la profondeur de la neige sur les lacs, le niveau hydrostatique de l'eau et l'épaisseur de la glace sont ensuite corrélés par régression multiple avec la cohérence des signaux de trois lacs du transect. Les données d'amplitude sont extraites et comparées aux données de cohérence afin de déterminer les différents aspects du contenu de l'information.

En mode interférométrique, les résultats montrent une très grande sensibilité du signal aux changements d'équivalent en eau de la neige. Les précipitations en neige durant certains intervalles engendrent une perte de cohérence importante des signaux rétrodiffusés. Les mouvements verticaux du couvert de glace flottant provoqués par l'ajout de la masse de neige de même que le taux de croissance de la glace contribuent à maintenir une faible cohérence des lacs comparativement au terrain qui offre une surface stable. Des fissures sont aussi observées dans la glace entre certains intervalles consécutifs aux périodes de précipitations en neige. En mode amplitude, le signal varie en fonction de la rugosité de la glace noire et une légère tendance à la hausse survient à la fin de la période étudiée. Des changements dans les caractéristiques structurales du couvert de glace s'observent tout au long de la séquence d'image. La formation de *slush* et les fissures de la glace engendrent une forte rétrodiffusion. Les changements d'équivalent en eau ne produisent pas d'impact significatif sur le signal dans ce mode. Toutefois, le couvert nival saturé d'eau observé à la mi-mars absorbe le signal et ce processus se traduit par une perte de puissance et de cohérence pour les deux modes respectifs.

ABSTRACT

This study presents a detailed analysis of the information content of ERS-1 SAR with respect to the lake ice cover in the Schefferville area. A sequence of 21 radar images was acquired at 3-day intervals from December 25th 1993 to March 28th 1994. From this sequence, 19 interferometric coherence and amplitude images were produced. The study site is located at 54° 53' N, 67 08' W. Ice growth and snow fall were modeled to evaluate the ground surface conditions. The model provides good estimates of the ice growth and the snow water equivalent. Coherence data were correlated with ice growth rate, snow water equivalent changes, snow depth, hydrostatic water level and ice thickness for each interval by stepwise multiple regression. Amplitude data were extracted and compared with coherence data to evaluate the different aspects of information content.

The results show that in interferometric mode coherence is very sensitive to snow water equivalent change. Vertical movements of the principal reflecting layer (ice/water interface) associated with snow fall and ice growth cause a loss of coherence on lakes, although the coherence on land is well preserved. Ice cracks appear dark on coherence images and occur after each important snow fall. In amplitude mode, the images show mainly ice rugosity effects on the signal. The backscatter amplitude increases at the end of study period. Changes in structural characteristics of the ice cover are observable in all images. Slush formation and ice cracks produce strong backscatter. Snow water equivalent changes do not significantly influence amplitude. However, a very wet snow cover at mid-March produced an amplitude reduction. It also shifted the reflecting surface, causing a loss of coherence.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	i
LISTE DES FIGURES	iii
LISTE DES TABLEAUX	v
REMERCIEMENTS	vi
1 INTRODUCTION	1
2 CADRE THÉORIQUE	5
2.1 TRAVAUX ANTÉRIEURS	5
2.1.1 Le radar à synthèse d'ouverture (RSO)	5
2.1.2 Production d'un interférogramme	6
2.2 FORMATION DE LA GLACE LACUSTRE	9
2.2.1 Contexte de formation	10
2.3 IMPACTS DES CHANGEMENTS PHYSIQUES DE LA NEIGE ET LA GLACE SUR LA PHASE ET L'AMPLITUDE DES SIGNAUX RADAR	13
2.3.1 Permissivité diélectrique de la glace, de l'eau et de la neige	14
2.3.2 Transmission et réflexion	20
2.3.3 Considération géométrique de la surface	23
2.4 PROBLÉMATIQUE	24
2.5 HYPOTHÈSES	24
2.6 OBJECTIFS	26
3 CADRE EXPÉRIMENTAL	27
3.1 SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES RECUEILLIES	27
3.2 ESTIMATION DE LA CROISSANCE DE LA GLACE D'EAU DOUCE	33
3.2.1 Modèle numérique de croissance de la glace	33
3.2.2 Validation du modèle numérique de croissance de la glace	37
3.3 MODÈLE DE PRÉCIPITATION EN NEIGE	42
3.4 ÉVALUATION DES PARAMÈTRES DIÉLECTRIQUES	44
3.4.1 La constante diélectrique	45
3.4.2 Coefficient de réflexion	46
3.5 TRAITEMENTS NUMÉRIQUES DES IMAGES	46
3.5.1 Découpage des images	47
3.5.2 Rééchantillonnage de l'image Landsat TM	47
3.5.3 Correction géométrique	47

3.6	ANALYSE NUMÉRIQUE DES IMAGES	49
4	CONTENU DE L'INFORMATION EN MODE INTERFÉROMÉTRIQUE	50
4.1	RÉSULTATS	50
	4.1.1 Effet de la croissance de la glace sur les données de cohérence	50
	4.1.2 Effet des précipitations en neige sur les données de cohérence	53
4.2	ANALYSE STATISTIQUE	57
	4.2.1 Régression multiple	59
4.3	DISCUSSION	65
	4.3.1 Présentation et interprétation des images de cohérence	65
5	CONTENU DE L'INFORMATION EN MODE AMPLITUDE	71
5.1	RÉSULTATS	71
	5.1.1 Données sur l'amplitude des signaux radar	71
5.2	DISCUSSION ET INTERPRÉTATION DES IMAGES D'AMPLITUDE	72
6	CONCLUSION	77
	RÉFÉRENCES	79

LISTE DES FIGURES

Figure 1.	Géométrie de visée du couple interférométrique.	8
Figure 2.	Formation de la glace blanche vue en coupe	12
Figure 3.	Partie réelle et imaginaire en fonction de la masse volumétrique de l'eau.	19
Figure 4.	Transmission et réflexion avec deux interfaces.	21
Figure 5.	Transmission et réflexion avec quatre interfaces.	22
Figure 6.	Image Landsat TM du 2 août 1992	28
Figure 7.	Site d'étude	29
Figure 8.	Épaisseur des divers types de glaces recouvrant le lac Knob	30
Figure 9.	Organigramme méthodologique.	32
Figure 10.	Densité moyenne de la neige, lac Knob 1993-1994	35
Figure 11.	Conductivité thermique de la neige.	37
Figure 12 a.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1978-1979.	38
Figure 12 b.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1983-1984.	38
Figure 12 c.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1984-1985.	39
Figure 12 d.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1985-1986	39
Figure 12 e.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1986-1987.	40
Figure 12 f.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1987-1988.	40
Figure 12 g.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1988-1989.	41
Figure 12 h.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1989-1990.	41
Figure 12 i.	Croissance de la glace sur le lac Knob, 1990-1991.	42
Figure 13.	Équivalent en eau de la neige mesuré dans la forêt à Schefferville, 1993-1994.	44
Figure 14.	Coefficient de réflexion, lac Knob, 1993-1994.	46
Figure 15.	Schématisation du rééchantillonnage.	48
Figure 16.	Modélisation de la croissance de la glace, lac Knob, 1993-1994.	51
Figure 17.	Taux de croissance de la glace sur une base de trois jours, lac Knob, 1993-1994.	51
Figure 18.	Cohérence du signal sur les lacs.	52
Figure 19.	Températures observées à Schefferville, 1993-1994.	53
Figure 20.	Précipitations en neige estimées à Schefferville, 1993-1994.	54
Figure 21.	Régression linéaire entre les précipitations de Schefferville et de LG4.	54
Figure 22.	Changements d'équivalent en eau, Schefferville, 1993-1994.	55
Figure 23.	Niveau hydrostatique de l'eau mesuré sur le lac Knob.	55
Figure 24 a.	Images de cohérence.	68

Figure 24 b.	Images de cohérence.	69
Figure 24 c.	Images de cohérence.	70
Figure 25.	Amplitude du signal pour les lacs Vacher, Sauvaget et Lacosa, 1993-1994.	72
Figure 26 a.	Images d'amplitude.	74
Figure 26 b.	Images d'amplitude.	75
Figure 26 c.	Images d'amplitude.	76

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1	Conductivité thermique de la glace et de la neige	13
Tableau 2	Permissivité diélectrique de la glace en fonction de la fréquence et de la température	16
Tableau 3	Liste des images radar	27
Tableau 4	Parties réelles et imaginaires de la constante diélectrique pour la neige sèche du couvert nival sur le lac Knob	45
Tableau 5	Corrélations $r(x,y)$	58
Tableau 6	Statistiques descriptives	59
Tableau 7	Paramètres de la régression multiple	60
Tableau 8	Résultats de la régression multiple	61
Tableau 9	Niveau de signification statistique des variables pour VACHER, SAUVAGET et LACOSA	62
Tableau 10	Poids de la régression pour VACHER, SAUVAGET et LACOSA	63
Tableau 11	Table sommaire de la régression entre VACHER, SAUVAGET, LACOSA et les paramètres physiques	64

REMERCIEMENTS

Je tiens personnellement à remercier les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce mémoire.

Dans un premier temps, je voudrais témoigner toute ma reconnaissance à mon directeur M. Hardy B. Granberg pour le support, la patience et l'aide apportés tout au long de l'élaboration des étapes de recherche. Également, je veux souligner la collaboration spéciale de Mme Oksana Choulik de la station de recherche subarctique de l'Université McGill à Schefferville qui a su prendre de son précieux temps pour me fournir la documentation et les données pertinentes à la réalisation de ce travail. De même, je voudrais exprimer toute ma gratitude à M. Paris W. Vachon et M. D. Geudtner du Centre canadien de télédétection pour les images interférométriques. Celles-ci sont une propriété exclusive de l'Agence Spatiale Européenne. Par ailleurs, ces images radar ont été fournies dans le cadre des programmes ADRO/RADARSAT de l'Agence Spatiale Canadienne (projet # 119) et CRYSYS (*Cryospheric System for monitoring global change in Canada*).

Un merci spécial à M. Paul-André Chassé pour le support informatique et son humour insatiable qui a contribué à maintenir une très bonne ambiance de travail durant la période de traitement d'images.

Également, un merci incommensurable à ma conjointe Dominique dont les encouragements m'ont été d'un grand support, particulièrement en fin de rédaction. À ma famille qui a sacrifié à la réalisation de ce mémoire, plusieurs fins de semaines et journées de congé.

Sans toute cette collaboration, ce mémoire n'aurait pu être mené à terme.

Stéphen Côté

1. INTRODUCTION

La télédétection par radar constitue un outil intéressant pour les applications hydrologiques destinées entre autre à la reconnaissance des divers types de glace. Plusieurs applications ont fait l'objet de travaux portant sur diverses propriétés de la glace et de la neige. Nombreux sont ceux portant sur la glace de mer (Cambell and Orange, 1974 ; Worsfold, 1979 ; Weeks, 1979 ; Moore and Onstott, 1980 ; Delker *et al*, 1980 ; Onstott *et al*, 1982 ; Iizuka, s.d. ; Kondratyev *et al*, 1988 ; Leppärenta and Lensu, 1992 ; Ulander *et al*, 1995). Toutefois, il reste encore beaucoup à faire en eau douce. À cet égard, de récentes études ont été effectuées sur des lacs et rivières en période hivernale. Plus précisément, l'utilisation d'un radar à synthèse d'ouverture (RSO) aéroporté servit à certains chercheurs pour l'élaboration de modèles d'application de reconnaissance des glaces en eaux douces. Le RSO offre un grand potentiel pour l'identification de divers attributs de la glace d'eau douce, car le taux de pénétration des ondes radar permet d'en tirer énormément d'information. Ainsi, un fort retour du signal est attribuable à la présence de bulles d'air (Leconte and Klassen, 1990), de *frazil slush* congelé (Leconte and Klassen, 1991) et de *brash ice* (Larson *et al*, 1974; Rott *et al*, 1985). Également, une surface composée de glace empilée engendre une puissante impulsion du signal rétrodiffusé. Cette stratification découlant d'une agglomération de radeaux de glace, de glace riveraine et de frasil se présente visuellement par une série de plages tachetées et brillantes générées par la réflexion des interfaces glace/air et glace/eau. Toutefois, l'interface glace/eau plutôt lisse de certains lacs produit une faible rétrodiffusion (Jeffries *et al*, 1996).

L'observation de la surface à l'aide d'un RSO multi-canaux a par ailleurs révélé une interaction différente des micro-ondes avec le couvert de glace. Un changement de polarisation et de fréquence du signal modifie la rétrodiffusion par la glace lacustre (Larson *et al*, 1974). Le couvert nival rend difficile la discrimination des lacs avec les terres environnantes quand la scène est observée en bande X. De plus, le changement de polarisation de HH en HV permet de rehausser certaines surfaces des lacs où se concentrent des étendues de *frazil slush* congelées (Leconte and Klassen, 1990).

L'usage de géoradar a démontré son efficacité à maintes reprises pour les applications portant sur l'épaisseur de la glace en eau douce (Arcone, 1985). Yankielun (1992) effectua des mesures d'épaisseur de glace à l'aide d'un radar FM-CW (*frequence*

modulated-continuous wave). Ses résultats démontrent la possibilité d'obtenir un profil du couvert de glace mince (< 5 cm). À une fréquence de 500 MHz, la rugosité de la glace n'altère pas les mesures du profil, même avec une couche de neige de 5 à 40 cm.

En émettant des signaux de basses fréquences (~100 à 1000 MHz), le géoradar permet également d'acquérir de l'information sur la composition des couches sous-jacentes au couvert de glace (Toikka, 1987). Les observations faites à partir de ces données vont même jusqu'à déterminer si les glaces reposent au fond du cours d'eau (Arcone and Calkins, 1990). La puissance des signaux retour de l'interface glace/sol gelé dépend cependant du type de sédiments gisant au fond du cours d'eau. Ainsi, un fond composé de gravier ou de sable grossier gelés produira une faible rétrodiffusion car les conditions diélectriques sont similaires à celles de la glace ayant comme effet de diminuer la puissance de réflexion à l'interface glace/sol gelé. Également, l'interférence destructive de la rétrodiffusion à l'interface glace/sol gelé peut contribuer à diminuer la puissance du signal.

Du côté des plates-formes spatiales, certaines comme Landsat et NOAA servirent à étudier la période, la nature et la fréquence de la débâcle et de la fonte du couvert de glace (Hall and Martinec, 1985 ; Benner and Bertola, 1992). Toutefois, la gamme des longueurs d'onde de ces capteurs (visible et infrarouge) impose des restrictions importantes face aux conditions atmosphériques. La télédétection radar par satellite subit peu de limitations dans l'acquisition des images en bande C (5,3 GHz). De plus, la stabilité orbitale du satellite assure une très grande précision des passages par rapport à une trajectoire spécifique. La connaissance exacte des orbites de ERS-1 (*European Remote Sensing*) permet de simuler un interféromètre RSO grâce à la répétitivité des passages. La précision nominale de deux passages successifs se situe à environ 1000 m de décalage (ligne de base) pour les latitudes 60° Nord et Sud (Coulson, 1993). Cette juxtaposition orbitale est la base du processus interférométrique.

De décembre 1993 à avril 1994, la trajectoire du satellite ERS-1 est orientée de façon à boucler un cycle orbital de trois jours. Cette phase temporaire nommée « orbite des glaces » fut destinée à offrir une couverture temporelle des régions septentrionales afin de surveiller le mouvement des glaces (Centre canadien de télédétection, 1992). Au cours de cette période, une série de 21 images couvrant le secteur de Schefferville furent acquises à intervalle régulier de trois jours dont 19 ont été traitées en mode amplitude et interférométrique. Une telle séquence d'images offre l'opportunité d'effectuer un suivi

sur l'effet des changements des couverts gelés des lacs sur l'amplitude et la phase des signaux rétrodiffusés. L'objectif général de cette étude est d'examiner les différents types d'informations sur les glaces d'eau douce pouvant être perçus par l'imagerie radar dans les modes amplitude et interférométrique. Le présent mémoire tentera donc de répondre à la question suivante: quels aspects de la glace peut-on voir sur les images d'amplitude et de cohérence?

Des hypothèses de travail ont été formulées quant à l'information contenue dans les signaux rétrodiffusés. En mode interférométrique, le déphasage du signal peut être associé avec

1. le changement de la distance entre l'antenne du radar et la surface réfléchissante produite par la croissance de la glace ;
2. l'enfoncement de la glace suite à l'accumulation de neige et les précipitations ;
3. l'inondation de la neige provoqué par l'infiltration d'eau dans les fissures de la glace ;
4. un changement d'équivalent en eau.

En mode amplitude, la puissance du signal est influencée par

5. la rugosité des surfaces réfléchissantes ;
6. les variations dans l'absorption par la neige humide;
7. la présence de fissures dans la glace.

Avec ces informations potentielles, il doit être possible d'utiliser le radar en mode amplitude et interférométrique pour étudier les processus de croissance de la glace ce qui est normalement caché par un couvert nival.

Ce mémoire décrit au chapitre 2 l'interférométrie et le patron d'acquisition des images pour montrer la façon dont les images de cohérence et d'amplitude sont calculées. Une analyse détaillée des caractéristiques physiques de la neige et de la glace est présentée afin de connaître les conditions dans lesquelles elles évoluent. Le deuxième chapitre traite en détail ces particularités à partir du moment où la glace se forme, croît et la façon dont la dynamique de la neige modifie la croissance. La théorie sur l'interaction du rayonnement de la bande C avec la glace et la neige y est également abordée. Les discontinuités diélectriques produites par la superposition des différentes couches de

glace demande une analyse détaillée de la constante diélectrique de la glace, la neige et l'eau. Le troisième chapitre présente le cadre expérimental de l'étude où ces paramètres sont estimés pour ensuite déterminer le coefficient de réflexion. Pour bien comprendre les facteurs influençant l'interaction des ondes radar avec le couvert de neige et de glace, une méthodologie basée sur la modélisation de la croissance de la glace et de changements d'équivalent en eau de la neige est développée. La croissance de la glace et les précipitations sont estimées à l'aide de leur modèle respectif. La méthode de traitement des images trace les différentes étapes de rééchantillonnage et de corrections géométriques effectués.

Les quatrième et cinquième chapitres exposent les résultats de la modélisation de la croissance de la glace et des précipitations ainsi que la présentation des images résultantes. La variation spatiotemporelle de la cohérence et de l'amplitude sont analysées parallèlement aux résultats de la modélisation de la glace et de la neige. La cohérence des signaux est corrélée avec les variables physiques de la neige et de la glace afin de déterminer leur influence sur le signal radar. Enfin, les images sont interprétées en séquence de façon à faire ressortir les changements des différents patrons de cohérence et d'amplitude d'une scène à l'autre.

2. CADRE THÉORIQUE

2.1 TRAVAUX ANTÉRIEURS

2.1.1 Le radar à synthèse d'ouverture (RSO)

Le RSO est un système actif qui émet son propre signal dans la gamme des hyperfréquences. Il fut développé dans le but de contrer un problème de résolution azimutale attribué à la longueur physique de l'antenne du radar à ouverture réelle. En effet, comme l'ouverture est directement proportionnelle à la longueur d'onde et inversement proportionnelle à la longueur de l'antenne, le radar à ouverture réelle monté sur un avion est contraint à être opéré en basses altitudes avec une ouverture d'antenne faible pour ne pas dégrader la résolution spatiale et aussi à utiliser un signal de fréquence supérieure à la bande C (Lillesand and Kiefer, 1994). À l'opposé, le RSO est constitué d'une petite antenne qui simule une grande antenne virtuelle par l'effet du déplacement du radar. Une série de courtes impulsions cohérentes sont émises par l'antenne physique du RSO à plusieurs positions différentes. Ces signaux sont traités comme des éléments d'une seule et même antenne. Ce système permet de conserver une résolution azimutale constante comparable à la résolution transversale.

Le traitement des données radar sur l'amplitude et la phase des ondes sont comparées entre les signaux rétrodiffusés à ceux émis. Les particularités des signaux rétrodiffusés reposent sur la différence inhérente à une réduction de la puissance causée par un changement de réflectivité de la surface et au délai séparant l'émission de la réception. Il devient alors possible de déduire la distance antenne-cible (Bonn et Rochon, 1993).

L'interférométrie par radar consiste à extraire l'information tridimensionnelle d'une surface par la mesure de la phase du signal. La première application remonte à 1969 où la surface de la lune et de Vénus furent observées en utilisant cette technique (Rogers and Ingalls, 1969). Un des aspects intéressant est la possibilité d'estimer la topographie. Dès 1974, Graham démontre la capacité d'effectuer des mesures tridimensionnelles avec un RSO à condition d'avoir une résolution spatiale suffisamment fine pour maximiser le repérage des éléments à cartographier.

La recherche dans ce domaine pris son véritable essor en 1986 au centre *Jet Propulsion Laboratory*. Zebker et Goldstein utilisèrent un système RSO bistatique aéroporté avec deux antennes séparées de 11 mètres. Des résultats obtenus de survols au dessus de l'océan montrèrent un écart d'élévation variant de deux à dix mètres. Selon les auteurs, la précision est limitée par l'attitude de l'avion. Ils anticipent une meilleure précision avec une plate-forme plus stable. Goldstein *et al* (1988) ont appliqué la méthode avec les données de SEASAT acquises dans une région désertique de *Death Valley*. Dans ce cas-ci, la topographie calculée par interférométrie concorde bien avec les cartes topographiques de la *US Geological Survey*. Gabriel et Goldstein (1988) adaptèrent la méthode de Goldstein *et al* (1988) aux données de SIR-B (*Space Shuttle Imaging Radar-B*). Ils ont du cependant corriger le déplacement du relief causé par les trajectoires non-parallèles des orbites par un rééchantillonnage d'une des deux images.

Li et Goldstein (1990) analysèrent l'effet de différentes largeurs des lignes de base sur l'extraction tridimensionnelle des données. Le site d'étude était localisé à *Cottonball Valley* où les conditions de surface sont demeurées les mêmes entre les passages. Les variations dans les franges sur les images varient directement en fonction de la longueur de la ligne de base. Dans cette optique, Moccia et Vetrella (1992) propose l'usage de deux antennes fixes montées sur une plate-forme spatiale. Cette méthode présente l'avantage d'acquérir simultanément les deux images parents et assure une ligne de base constante étant donné la trajectoire parallèle des antennes. Toutefois, l'ingénierie spatiale limite la séparation et la dimension des antennes. La simulation des données interférométriques pour la conception d'un modèle numérique de terrain a cependant démontré une bonne précision à une échelle de 1 :50 000.

Le lancement du satellite ERS-1 en 1991 et celui de ERS-2 en 1995 ouvre la voie à de nouvelles possibilités d'applications de l'interférométrie. La mission tandem permet de fournir des données en mode interférométrique en assurant une répétitivité orbitale d'une journée. La validation des données interférométriques de la mission tandem est toujours en cours, mais s'avère très prometteuse (Gens and Van Genderen, 1996).

2.1.2 Production d'un interférogramme

L'interférogramme est une image complexe résultant du déphasage produit par la différence de la distance franchit et du temps de parcourt des signaux rétrodiffusés par

une même surface pour deux trajectoires orbitales différentes. La production de l'interférogramme se fait par:

$$s(x,y) = g_1(x,y)g_2(x,y) \quad (2.1)$$

où $g_1(x,y) = A_1 \exp\{\phi_1\}$ et $g_2(x,y) = A_2 \exp\{\phi_2\}$ correspondent respectivement aux images complexes acquises sur les orbites 1 et 2. ϕ_1 et ϕ_2 sont les phases alors que x et y réfèrent aux coordonnées azimutales et transversales des deux images parents et le paramètre A est l'amplitude (Vachon *et al*, 1995). La phase d'interférogramme $d\phi$ découle directement du traitement numérique qui vise à reproduire l'information géométrique de distance liée aux changements de phase. Elle se présente par une mesure angulaire (radian) illustrant la différence effective de phase des deux images de départ (Vachon *et al*, 1995).

$$d\phi = \frac{2kB}{R \sin \theta} (dz + \cos \theta dR) = d\phi_z + d\phi_R \quad (2.2)$$

où $B_n = B \cos(\theta - \delta)$ est la ligne de base, θ et δ sont respectivement l'angle d'incidence et l'angle d'inclinaison généré par la différence de position du satellite, R est la distance séparant chaque diffuseur de l'antenne réceptrice et $k = 2\pi/\lambda$ est le nombre de longueur d'onde λ (figure 1). La différence de phase indique à la fois une variation associée à la surface $d\phi_z$ et à la distance $d\phi_R$, car elle implique forcément un déphasage relatif à la distance de parcourt R des ondes. Le paramètre $d\phi_R$ peut constituer une source non négligeable de déphasage (Zebker and Villasenor, 1992). Cependant, éliminer cet effet devient possible quand θ et δ sont connus (Vachon *et al*, 1995). En conservant uniquement les fluctuations de phase produites sur le terrain $d\phi_z$, il est possible de définir les changements topographiques dz de chaque frange par:

$$dz = \frac{\lambda R \sin \theta}{2 B_n} \quad (2.3)$$

La graduation des franges sur les images de phase dessinent une marche stéréoscopique dz due à la topographie de la scène. Elles sont attribuables au décalage orbital des deux trajectoires défini par la ligne de base. Les images de phase contiennent de plus une marche directe imputable aux mouvements occasionnés en surface. L'information qui s'en dégage offre des mesures précises de ces mouvements. Compte tenu du trajet aller-

retour parcourue par les ondes électromagnétiques en bande C (5,6 cm), la précision atteint 2,8 cm. La projection du déplacement des éléments de surface égale la moitié de la longueur d'onde (Massonnet et Adragna, 1993).

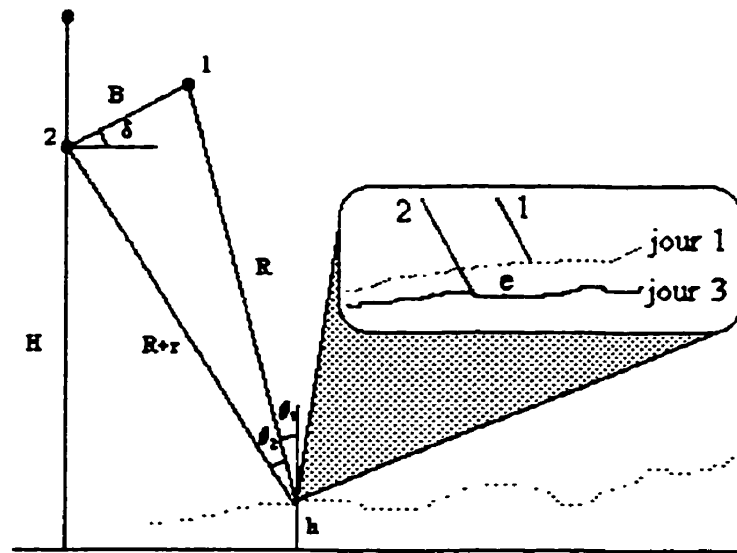


Figure 1. Géométrie de visée du couple interférométrique. (d'après Zebker *et al*, 1992)

La figure 1 illustre bien la géométrie de visée lors de l'acquisition des données d'une même surface.

H = altitude du capteur;

h = altitude du terrain;

δ = angle d'inclinaison causé par les différents points de vue espacé B;

B = ligne de base B;

R = distance réelle de l'antenne à la surface;

$R + r$ = distance oblique de l'orbite 2 parcourue en surplus $d\phi_r$ par le train d'onde entre le capteur et la même cible;

e = changement de niveau de la surface réfléchissante $d\phi_s$ survenant entre les deux acquisitions.

La cohérence d'interférogramme consiste à corrélérer la phase de chaque pixel entre les images. L'algorithme employé pour la calculer est:

$$\psi(x,y) = \frac{\langle g_1(x,y)g_2(x,y)\exp^{-j\phi_k} \rangle}{\sqrt{\langle |g_1(x,y)|^2 \rangle} \sqrt{\langle |g_2(x,y)|^2 \rangle}} \quad (2.4)$$

où $\langle \rangle$ se veut une moyenne spatiale des signaux dans une fenêtre prédéfinie (Vachon *et al*, 1995). $\Psi(x,y)$ est exprimée par un coefficient dont la valeur se situe entre 0 et 1. Un faible coefficient (près de 0) témoigne d'une faible corrélation des phases entre deux images. Cela implique une différence de phase significative à laquelle s'associent des changements de nature diélectrique ou tout mouvement de surface survenus dans l'intervalle de temps séparant les orbites (Massonnet, 1985a; 1985b; Zebker *et al*, 1992). Ils se présentent par des zones foncées sur l'image de cohérence. Un fort coefficient (près de 1) réfère à une surface stable dans la mesure où $d\phi_2$ demeure la même sur les images parents. Cette stabilité se caractérise par une teinte claire. Considérant le caractère changeant des conditions météorologiques et l'état physique de la neige et de la glace sur la surface étudiée, l'analyse des processus de formation et de croissance de la glace lacustre s'avère indispensable afin d'en évaluer l'impact sur les données de cohérence.

2.2 FORMATION DE LA GLACE LACUSTRE

Cette partie examinera en détail dans un premier temps le contexte de formation du couvert et les principaux types de glace constituant les diverses couches.

La formation d'un couvert de glace sur les plans d'eau peut avoir des répercussions importantes dans le cycle hydrologique et biologique de même que sur le plan économique. L'écosystème des lacs soumis à des changements profonds en période de gel, subit un stress pouvant affecter sa flore et sa faune. D'une part, la glace et la neige réduisent la quantité de lumière reçue dans l'eau nécessaire au processus photosynthétique régissant le niveau d'oxygène produit (Roulet, 1981; Jackson and Lasenby, 1982). D'autre part, la forte croissance de la glace de plusieurs cours d'eau de faible profondeur favorise un gel rapide de l'eau jusqu'au fond. La vie aquatique peut être alors sérieusement hypothéquée, car les zones de frai de certaines espèces de poissons risquent d'être affectées (Arcone and Calkins, 1990). Également, le régime hivernal des cours d'eau est particulièrement perturbé lors de la débâcle printanière où les glaces flottantes à la dérive peuvent entraver sérieusement l'écoulement (Beltaos *et al*, 1989). La formation d'embâcles résulte en inondations dont le bilan des dégâts

écologiques et matériels est lourd. La présence d'infrastructures érigés en marge des plans d'eau pour des fins d'approvisionnement et de production hydroélectrique s'avère aussi problématique (Michel, 1971). La compréhension des mécanismes impliqués dans la dynamique hydrologique en période de gel prend alors toute son importance.

2.2.1 Contexte de formation

La dynamique de formation repose sur la perte d'énergie radiative, convective et par la condensation/évaporation d'où proviennent les échanges à la surface. Une première étape repose sur le refroidissement de l'eau de surface. Il accentue la densité de celle-ci. Quand cette eau refroidie atteint 4°C, c'est à dire la densité maximale, elle descend en profondeur pour laisser place à l'eau moins dense et plus chaude (> 4°C). Ce phénomène engendre les mouvements convectifs qui ont comme conséquence de permettre le refroidissement des couches d'eau en profondeur. Le même processus se répète et quand l'eau du lac a atteint 4 °C, la convection n'est plus assez vigoureuse pour compenser l'effet de refroidissement de la température de l'air. Ainsi, l'absence de turbulence provoqué par le vent favorise le gel de l'eau en surface. Une mince couche de glace commence à prendre forme (Shaw, 1963). Elle constituera la base de tout le couvert de glace. Cette couche se nomme la glace noire.

Glace noire

La feuille de glace continue de croître latéralement. Elle s'étend graduellement sur le lac. Un plan d'eau non-agité favorisera la présence d'un fort gradient de température de l'air. La cristallisation se fera lentement. À mesure que la glace s'épaissit, plusieurs cristaux tendent à être plus gros et progressent de la surface vers le bas commandant par le fait même le patron de formation. Le résultat final présente une couche de glace dans laquelle se retrouve un agencement de cristaux disposé en colonnes (*columnar ice*) orientées verticalement dans le sens du flux de chaleur entre le lac et l'atmosphère. Ce profil semble constituer le processus le plus commun pour les lacs. Un tel agencement peut aussi adopter un patron d'orientation oblique ou horizontal par rapport à la surface (Adams, 1981).

Une fois le couvert de glace en place, le lac continue à perdre de sa chaleur à la surface. La conduction générée par cette perte de chaleur contribue à l'épaississement de la feuille de glace. Une croissance rapide de la glace peut générer l'emprisonnement de

bulles d'air produisant un effet de couche quand il est observé à l'oeil nu (Adams and Jones, 1971). La glace noire exposée à l'air subit la fluctuation des températures atmosphériques. Ceci a pour conséquence de fendiller la glace. Dans la littérature, ces fentes sont qualifiées de fissures thermales. Elles sont classifiées en deux catégories soit: fissures thermales sèches et humides (Shaw, 1963).

Les fissures thermales sèches évoluent durant la période précédent les accumulations de neige. La plupart de celles-ci ne pénètrent pas entièrement l'épaisseur de glace. Elle peuvent se retrouver à la surface et sous le mince couvert. Toutefois, de légères précipitations peuvent laisser une fine pellicule de neige sur le lac. L'adoucissement des températures le jour la transforme en *slush* à certains endroits. La glace noire se retrouve alors entre deux couches d'eau. Il se produit donc un effet de rupture du gradient thermique de la glace. L'eau à la surface bloque considérablement la conduction de chaleur, à travers la glace, entre l'eau du lac et l'atmosphère. La glace noire cesse de croître en épaisseur (Shaw, 1963).

Les fissures thermales humides indiquent pour leur part une fracture complète de la glace noire. Elles engendrent une infiltration de l'eau en surface de la glace. Ces fissures peuvent survenir après plusieurs accumulations de neige. Sous le poids de la couverture neigeuse, la glace s'enfonce, se déforme et se fracture en plusieurs endroits. Les fissures thermales humides sont à l'origine de la formation de la glace blanche.

Glace blanche et slush

La glace blanche évolue directement sur la glace noire. Après une ou plusieurs chutes de neige, le couvert nival peut être assez pesant pour abaisser la glace sous le niveau hydrosotatique de l'eau. L'eau s'infiltré par les fissures afin de retrouver son équilibre hydrosotatique et les couches inférieures de neige sont alors inondées. Ce mécanisme ajoute de la pesanteur à la neige et absorbe une partie du couvert nival. L'eau monte dans le couvert nival par l'effet de capillarité de la neige. Là où la couverture de neige est mince, elle devient saturée d'eau. Visuellement, ceci se traduit par l'apparition de plaques de *slush* en surface. L'isolation thermique de la neige perd alors beaucoup d'efficacité et la *slush* est transformée en glace blanche. De plus, la conduction thermique se voit augmentée favorisant ainsi la croissance de la glace noire.

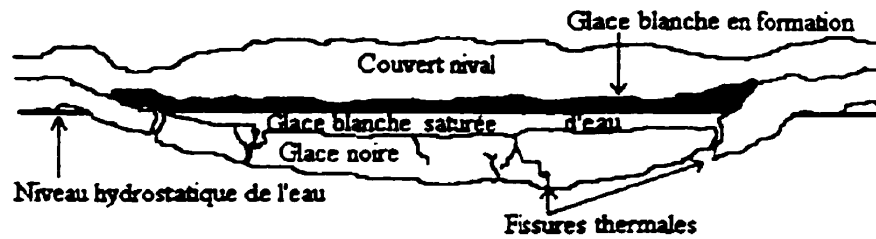


Figure 2. Formation de la glace blanche vue en coupe

La glace blanche apparaît blanche sous la lumière du soleil. Elle est granulaire et opaque comparativement à la glace noire qui est transparente et disposée en colonnes. La glace blanche ne se forme pas uniquement par la neige inondée sur les lacs et rivières. En effet, elle peut découler des suites de contributions de sources externes au plan d'eau. Une inondation provoquée par la pluie, par de petits affluents ou bien par l'eau d'une rivière peuvent tout aussi bien engendrer le même processus (Adams, 1981).

Les facteurs commandant la distribution naturelle de la glace blanche et de la *slush* ne sont pas définis précisément. Shaw (1963) observa cependant que leur occurrence se manifeste selon des caractéristiques distinctes sur le lac Knob propres à l'emplacement, à la superficie et profondeur et à l'apparence.

L'emplacement se caractérise par l'accumulation de neige. C'est généralement en décembre où la *slush* commence son apparition. Comme la distribution de la neige et l'épaisseur de la glace sont très variables, il devient difficile de prévoir la répartition spatiale de la glace blanche. Dans le cas de la superficie et la profondeur, plusieurs relevés de données démontrent la présence de *slush* dont la superficie varie de 20 à 30 m et même parfois plus de 150 m. Leur épaisseur se chiffre autour de 2,5 cm à 22 cm (Shaw, 1963). À première vue, ces superficies tendent à croître graduellement, mais aucune explication ne traduit sa persistance avant son gel. Il n'est pas évident non plus de savoir quelle étendue spécifique doit avoir une plaque de *slush* avant de geler.

Malgré la difficulté d'évaluer les paramètres explicatifs des critères de localisation spatiale, ceux déterminant la variation d'épaisseur du couvert de glace semblent mieux connus. Ces paramètres reposent sur le mécanisme de la conduction de chaleur. Le couvert nival joue ici un rôle de première importance. L'épaisseur de neige déterminera celle de la glace de par sa conductivité thermique et sa densité. Plus la neige est dense,

plus la conductivité sera forte. Par conséquent, la glace s'épaissira davantage. Le tableau 1 dresse un aperçu des diverses densités associés à certains types de glace.

Tableau 1 CONDUCTIVITÉ THERMIQUE DE LA GLACE ET DE LA NEIGE		
Type de glace et de neige	Densité [kg/m ³]	Conductivité [kw/(°C • m)]
Glace pure à 0°C	916,85	2,24 10 ⁻³
Glace blanche	860	2,04 10 ⁻³
	780	1,77 10 ⁻³
Neige	~ 250	0,21 10 ⁻³

Source: Adams (1981) Snow and Ice on Lakes. In Handbook of Snow.

Ces données démontrent bien la relation entre la densité et la conductivité. La conductivité thermique est directement proportionnelle à la densité des couches de neige et de glace. En général, la glace blanche est relativement dense puisqu'elle évolue lentement. Sa croissance peut cependant être plus rapide dans certaines situations comme par exemple sous l'effet de forts vents. Dans ces conditions, sa densité diminue car elle renferme des bulles d'air. Ces dernières affecteront grandement la conductivité thermique (Adams, 1981). La glace blanche agit alors plus comme un isolant réduisant considérablement la conduction. Toutefois, son action n'est pas aussi efficace qu'une couverture neigeuse fraîche.

2.3 IMPACTS DES CHANGEMENTS PHYSIQUES DE LA NEIGE ET LA GLACE SUR LA PHASE ET L'AMPLITUDE DES SIGNAUX RADAR

Les transformations constantes du couvert de glace ont des conséquences sur l'interaction des micro-ondes dans les interfaces des diverses couches constituantes. Le rayonnement électromagnétique subit l'influence direct des propriétés diélectriques, des interfaces de glace et de neige et de la rugosité de surface. Après avoir examiné les

mécanismes de croissance de la glace, la présente section s'attardera sur la propagation du signal incident à travers le couvert de glace et les variables physiques impliquées afin de mieux saisir l'origine du déphasage qui est à la base de l'interférométrie radar dans cette application.

2.3.1 Permissivité diélectrique de la glace, de l'eau et de la neige

La constante diélectrique se compose d'une partie réelle et d'une partie imaginaire illustrant respectivement la portion diffusée et la portion absorbée dans un milieu. La portion diffusée témoigne de la permissivité d'un milieu diélectrique particulier. Elle commandera donc la réflexion du signal par la surface (Ulaby *et al*, 1986). Elle s'intègre dans la relation suivante:

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'' \quad (2.5)$$

où ε' est la partie réelle ou la permissivité, ε'' est la partie imaginaire et $j = -1^{0.5}$. Ces facteurs sont intimement liés à l'indice de réfraction des matériaux n_r et n_i commandant un changement de vitesse de la propagation. Le rapport entre la constante diélectrique et l'indice de réfraction se lit comme suit:

$$\varepsilon' = n_r^2 - n_i^2 \quad (2.6a)$$

$$\varepsilon'' = 2n_i n_r \quad (2.6b)$$

Le milieu dans lequel se propagent les micro-ondes influence fortement la vitesse électromagnétique. La glace d'eau douce constitue un milieu diélectrique complexe où la vitesse de propagation se lit ainsi:

$$v = \frac{2s}{\Delta t} = \frac{c}{n_r} \quad (2.7)$$

- où
- v = vitesse de propagation dans la glace;
 - s = épaisseur de glace;
 - Δt = temps de parcours du train d'onde dans la glace;
 - c = vitesse de propagation dans l'air;
 - n_r = partie réelle de l'indice de réfraction de la glace n .

Cette fonction s'avère utile pour déterminer la vitesse du signal dans la glace sur un plan d'eau quand n , est connu. Les diverses couches de neige, de *slush*, de glace blanche et de glace noire ont des propriétés diélectriques différentes et le taux de pénétration des ondes radar sera variable et agira selon la perméabilité diélectrique de chacun de ces milieux.

Le changement de vitesse de propagation des micro-ondes constitue également un facteur important affectant la polarisation. L'oscillation des champs électriques et magnétiques des ondes définit la polarisation du signal. Lors de la transmission, les ondes radar sont dites polarisées et cohérentes, car la phase du signal et l'amplitude sont constantes. Cependant, quand le signal est réfléchi ou émit par une surface de glace recouverte de neige, la phase et l'amplitude des ondes électromagnétiques sont inégales. Ces signaux sont dits incohérents (Ulaby *et al* 1981). En superposant deux signaux incohérents provenant d'un même diffuseur, la différence de phase engendre un phénomène d'interférence témoignant d'une variance temporelle des conditions ambiantes locales.

Permissivité de la glace

La perméabilité diélectrique mesurée sous diverses fréquences et températures dans la glace d'eau douce révèle des valeurs relativement constantes de ϵ_g' . Le tableau 2 illustre les résultats obtenus de plusieurs auteurs. La partie réelle n'est pas très influencée par les variations de fréquences et de températures, du moins pour les fréquences supérieures à 150 MHz. Compte tenu de l'uniformité de ces mesures, la valeur de ϵ_g' retenue pour déterminer la perméabilité diélectrique de la glace est conventionnellement fixée à 3,15.

Tableau 2 PERMISSIVITÉ DIÉLECTRIQUE DE LA GLACE EN FONCTION DE LA FRÉQUENCE ET DE LA TEMPÉRATURE			
Fréquence (GHz)	Température °C	ϵ_g'	Référence
0,15 à 2,5	-1 à -60	2,90 à 2,95	Westphal (in Evans, 1965)
9,375	0 à -18	3,15	Cumming (1952)
10	-12	3,17	von Hippel (1954)
10	0 à -35	3,14	Vant et al. (1974)
10	-1 à -49	3,17	Lamb (1946)
24	0 à -185	3,18	Lamb and Turney (1949)
26,4 à 40	0 à -35	2,92	Vant et al. (1974)
94,5	-28	3,08	Perry and Straiton (1973)
1000	-173	3,20	Bertie et al. (1969)

Source: Ulaby, Moore and Fung (1986) Microwave Remote Sensing, Active and Passive.

L'indice de réfraction de la glace est alors de 1,79 pour un rayonnement de 5,3 GHz. Le changement de vélocité du signal diminue la longueur d'onde à

$$56/1,79 = 31,28 \text{ mm.} \quad (2.8)$$

Cette longueur apparente produit un déphasage proportionnel à la quantité de glace et de neige ajoutée (Granberg and Vachon, 1998). Le nombre de longueur d'onde requis pour franchir la distance apparente dans la glace est $n + 1$ où $n \sim 1,26$ est le nombre d'ondes *in vacuo*. La distance équivalente d parcourue dans la glace est alors,

$$31,28 \text{ mm} * 2,26 = 71 \text{ mm.} \quad (2.9)$$

La quantité de neige (équivalent en eau) requise provoquant un changement de phase complet équivaut à $0,5$ (pour la distance aller retour) $\cdot d \cdot$ densité de la glace.

$$0,5 \cdot 71 \text{ mm} \cdot 0,917 \text{ g/cm}^3 = 32,6 \text{ mm.} \quad (2.10)$$

De plus, la croissance de la glace augmente la trajectoire parcourue par les ondes radar. L'épaississement de la glace abaisse l'interface réflecteur glace/eau. Le taux de croissance nécessaire pour déphaser le signal radar est

$$(0,5/0,917 \text{ g/cm}^3) \cdot 0,5 \cdot 71 \text{ mm} = 19,4 \text{ mm.} \quad (2.11)$$

Les conditions de la glace et de la neige doivent donc être mesurés avec précision pour déterminer leur impact sur la phase.

Permissivité de la neige

Le couvert nival peut constituer deux milieux diélectriques distincts soit: la neige sèche et la neige humide. Dans le premier cas, la neige sèche se caractérise par l'absence d'eau dans les interstices entre les cristaux. De ce fait, elle s'avère plus transparente aux hyperfréquences. Cette transparence favorise une bonne conduction des ondes radar dans la neige, car elles peuvent ainsi parcourir des distances équivalentes à plusieurs centaines de longueurs d'ondes (Mätzler, 1987). Comme la forme des cristaux de neige adopte une géométrie saillante, l'interaction du rayonnement avec ceux-ci augmente l'effet de diffusion volumique. Ce genre de diffusion est proportionnelle à la fréquence du signal radar. En théorie, une longueur d'onde inférieure ou égale à 1 mm (taille moyenne des cristaux de glace dans la neige) sera fortement diffusée par une fine pellicule de neige (Leconte *et al* 1990). En bande C, une onde de 56 mm requiert donc un parcours beaucoup plus long pour être complètement diffusé par le couvert nival.

La forme et la taille des cristaux de neige ne constituent pas les seuls facteurs influençant la rétrodiffusion. En effet, la stratification horizontale de la neige dévoile une série de couches de densités différentes. Ces dépôts de neige renferment une granulométrie diversifiée où la forme des cristaux est très variable. Cumming (1952) évalua la partie réelle en fonction de la densité. Les mesures démontrèrent que la permissivité diélectrique de la neige augmente proportionnellement en fonction de sa densité. Ulaby *et al* (1986) estime la permissivité selon:

$$e'_{ns} = 1.0 + 1.9\rho_n \quad \text{pour } \rho_n < 0.5 \text{ g/cm}^3; \quad (2.12a)$$

$$e'_{ns} = 0.51 + 2.88\rho_n \quad \text{pour } \rho_n > 0.5 \text{ g/cm}^3; \quad (2.12b)$$

$$\text{et } e''_{ns} = e''_g(0,52\rho_n + 0,62\rho_n^2). \quad (2.13)$$

Pour une densité de 0,45 g/cm³, la perméabilité de la neige équivaut à 1,85. Les données calculés pour Knob Lake à Schefferville démontrent des valeurs variant entre 0,25 g/cm³ et 0,59 g/cm³ (figure 10).

La neige humide se caractérise pour sa part par l'intrusion d'eau à travers les interstices d'air séparant les cristaux. Cette eau provient soit de la fonte de neige par temps doux où bien par l'inondation des couches inférieures du couvert nival recouvrant un plan d'eau. Dans les deux cas, l'impact sur la partie réelle et imaginaire est beaucoup plus significatif que la neige sèche. Dans le spectre des hyperfréquences, la perméabilité diélectrique de la plupart des surfaces réfléchissantes varie entre 3 et 8 quand elles sont sèches (Lillesand and Kiefer, 1994). Toutefois, l'eau pure offre une perméabilité d'environ 65 à une fréquence de 5,3 GHz. La perméabilité s'évalue aussi à partir du pourcentage du contenu en eau liquide à l'intérieur de la masse de neige. Contrairement à la neige sèche, un couvert nival humide absorbe le rayonnement sur de courtes distances égales ou inférieures à une longueur d'onde (Mätzler, 1987). À ce moment-là, la rétrodiffusion se produit dans la couche superficielle et l'absorption augmente en fonction de la masse volumétrique de l'eau provoquant ainsi une diffusion en surface de la neige.

Hallikainen *et al* (1986) mesurèrent l'influence du contenu en eau sur la partie réelle et imaginaire pour un signal émis à une fréquence de 6 GHz.

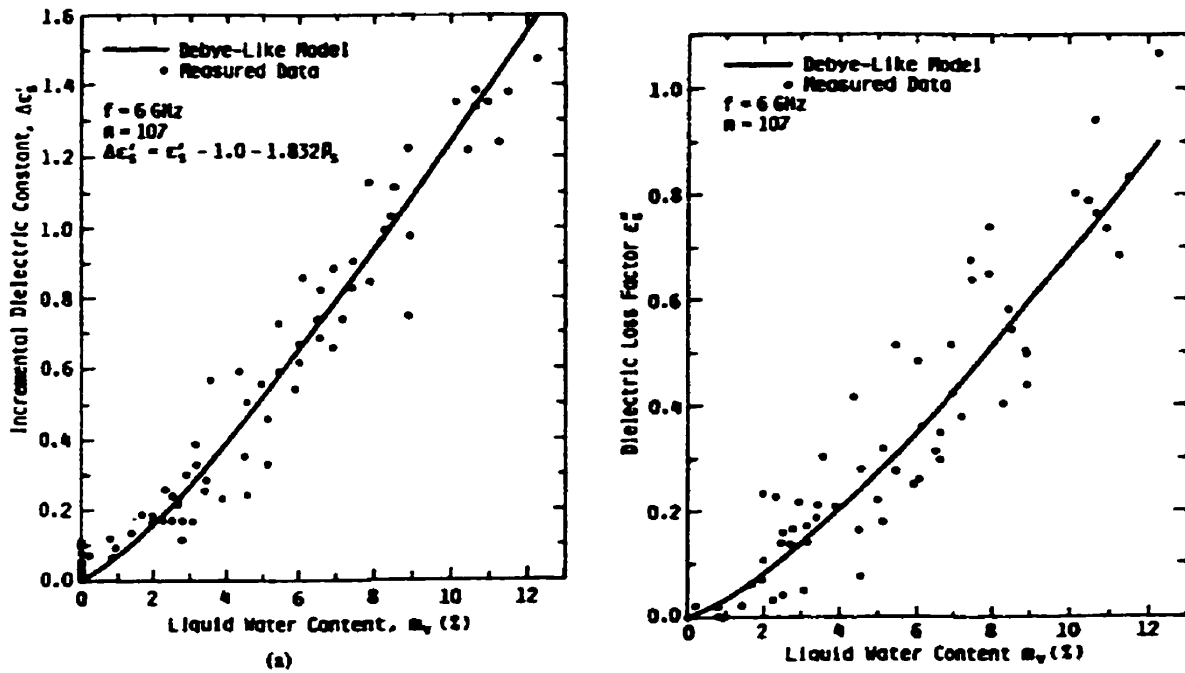


Figure 3. Partie réelle et imaginaire en fonction de la masse volumétrique de l'eau.

(d'après Hallikainen *et al* 1986)

La perméabilité augmente en fonction du contenu en eau. Cette tendance vaut également pour la partie imaginaire qui manifeste une valeur plus significative comparativement aux mesures effectuées dans la neige sèche. Ce phénomène témoigne d'une perte de signal plus accentuée en présence d'eau libre évoluant dans couvert nival. Cette perte serait directement attribuable à une étendue d'eau continue dans la neige. Comme il apparaît sur la figure 3, l'absorption augmente très rapidement pour une masse volumétrique inférieure à 12 %. Le régime hydrique constitue un facteur important sur la rétrodiffusion.

Régime funiculaire et pendulaire

Il existe deux régimes de saturation d'eau typiques au couvert nival humide soit: pendulaire et funiculaire. Le régime pendulaire se distingue par une discontinuité spatiale des inclusions en eau liquide. Ce régime se produit dans un milieu à faible teneur en eau où les pores séparant les cristaux de neige renferment un volume d'air important (Mätzler, 1987). La forme, la taille et la disposition spatiale des cellules d'eau sont très variables. Néanmoins, il semble y avoir une forme commune au régime pendulaire soit: en forme d'aiguille (*needle-like*) quand la masse volumétrique de l'eau

$M_v < 3 \%$ (Hallikainen *et al*, 1986). Ces auteurs mentionnent également que le seuil maximal dans le régime pendulaire est de 3 %. Passer cette limite, le volume d'eau commence à modifier l'apparence des inclusions d'eau et la condition hydrologique ambiante au sein du couvert nival adopte un régime funiculaire.

Le régime funiculaire survient dans un environnement beaucoup plus humide ($M_v > 3 \%$). Le contenu en eau liquide y est continue avec des inclusions d'air réparti très irrégulièrement. La présence d'eau à l'intérieur des interstices d'air dans la glace et la neige constitue des mixtures hétérogènes dont le comportement diélectrique agit de la même façon qu'un milieu homogène. Les cellules d'eau prennent une forme plus sphérique dans le régime funiculaire. Les points de contacts des grains de neige s'amplifient avec l'inclusion d'eau et augmente par le fait même la conduction électrique. L'oscillation du vecteur électrique des ondes radar incidentes modifie la polarité des charges positives et négatives des molécules d'eau. Ces dernières réagissent par des vibrations périodiques favorisant ainsi une diffusion de surface comme il fut discuté précédemment (Bonn et Rochon, 1993). Ces processus complexes commandent la transmission et la réflexion du rayonnement incident.

2.3.2 Transmission et réflexion

Quand le rayonnement incident atteint la cible, il est soit transmis ou soit réfléchi. Les surfaces glacées des lacs représentent des milieux disposés en couches superposées dans lesquels le rayonnement est réfracté à chaque interface rencontrée. Afin de connaître le pourcentage de la puissance réfléchi vers l'antenne radar, il s'agit de calculer le coefficient de réflexion.

Le coefficient de réflexion fait appel aux parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique des couches pénétrées par les ondes radar. Le couvert de glace forme un milieu diélectrique multi-couches constitué de plusieurs interfaces. Chaque interface crée une surface réfléchissante. La perméabilité, la densité, la température et la granulométrie des glaces et du couvert nival commanderont le taux de réflexion. Généralement, la glace de lac ou de rivière comporte de trois à cinq interfaces distinctes soit: air/neige, neige/glace, glace/eau. Évidemment, cette situation varie en fonction de plusieurs facteurs d'ordre physique décrits dans la section précédente. D'autres interfaces telles que neige/glace blanche et glace noire/frasil peuvent s'ajouter au couvert de glace.

Au début de la saison de gel, la glace fait parfois son apparition avant les accumulations de neige. À ce moment là, la cible est composée de trois milieux et deux interfaces (figure 4). Le coefficient de réflexion pour ce type de surface s'évalue à partir de la relation suivante:

$$R^2 = \frac{(n_r - 1)^2 + n_i^2}{(n_r + 1)^2 + n_i^2} \quad (2.14)$$

où n_r représente l'indice de réfraction de la partie réelle et n_i , celui de la partie imaginaire. Comme la partie imaginaire de la neige et de la glace s'avère négligeable, ($\varepsilon' \gg \varepsilon''$), seule la partie réelle est utilisée pour calculer la réflexion. La formulation (2.14) devient alors

$$R_1 = \left| \frac{n_{air} - n_{neige}}{n_{air} + n_{neige}} \right| \quad (2.15)$$

où n incarne respectivement la réfraction de l'air et de la neige constituant le taux de réflexion de cette première interface. Cependant, l'accumulation de neige sur la glace amène des transformations dans la disposition des couches. Des fissures thermales humides surviennent fréquemment et l'infiltration de l'eau inonde la base du couvert nival pour donner lieu à l'apparition de *slush* et de glace blanche. Occasionnellement, de l'eau libre vient se loger entre ces couches nouvellement formées. Ce phénomène engendre de multiples réflexions complexes à travers tous ces milieux (figure 5).

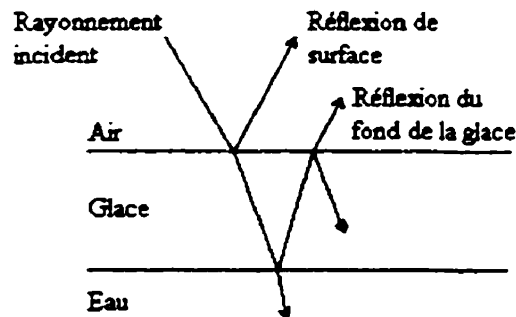


Figure 4. Transmission et réflexion avec deux interfaces.

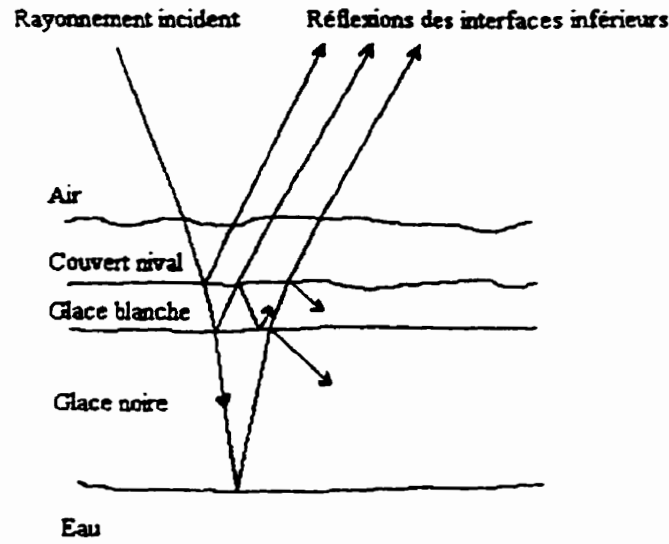


Figure 5. Transmission et réflexion avec quatre interfaces.

Dans le cas d'une surface de glace composée de trois interfaces ou plus, le coefficient de réflexion adopte une formulation plus complexe. Le taux de réflexion des interfaces sous-jacents s'évalue en tenant compte de la quantité de puissance réfléchi par la première $(1 - R_{neige})$. Selon Yankielun (1992), le coefficient de réflexion de l'interface neige/glace est donc:

$$R_2 = (1 - R_{neige}) * (R_{glace}) * (1 - R_1) \quad (2.16)$$

$$R_2 = \left(1 - \left| \frac{n_{air} - n_{neige}}{n_{air} + n_{neige}} \right| \right) \times \left(\left| \frac{n_{neige} - n_{glace}}{n_{neige} + n_{glace}} \right| \right) \times \left(1 - \left| \frac{n_{neige} - n_{air}}{n_{air} + n_{neige}} \right| \right) \quad (2.17)$$

qu'il est possible d'écrire sous la forme

$$R_2 = \frac{4n_{air}n_{neige}}{(n_{air} + n_{neige})^2} \times \left| \frac{n_{neige} - n_{glace}}{n_{neige} + n_{glace}} \right| \quad (2.18)$$

En ajoutant une troisième interface, (2.18) devient:

$$R_3 = \frac{4n_{air}n_{neige}}{(n_{air} + n_{neige})^2} \times \frac{4n_{neige}n_{glace}}{(n_{neige} + n_{glace})^2} \times \left| \frac{n_{glace} - n_{eau}}{n_{glace} + n_{eau}} \right| \quad (2.19)$$

La transmission et la réflexion ne sont pas uniquement commandées par les conditions diélectriques. En effet, la rugosité de la surface et l'effet d'angle d'incidence vont exercer une influence importante sur les signaux transmis et réfléchis.

2.3.3 Considération géométrique de la surface

La rugosité se présente généralement par la hauteur quadratique moyenne (RMS) des irrégularités de la surface. Selon les critères de Rayleigh, une surface est considérée lisse quand

$$RMS < \frac{\lambda}{8 \cos \theta} \quad (2.20)$$

où λ est la longueur d'onde et θ , l'angle d'incidence (Bonn et Rochon, 1993). Une surface lisse va réfléchir de façon spéculaire la totalité du signal dans même direction à un angle équivalent à l'angle d'incidence.

Les critères de Rayleigh modifiés établissent des seuils de hauteur RMS pour trois types de surfaces soit lisse, intermédiaire et rugueuse (Lillesand and Kiefer, 1994). Une surface de rugosité intermédiaire est déterminée par une hauteur RMS comprise entre une surface lisse où:

$$RMS < \frac{\lambda}{25 \cos \theta_i} \quad (2.21)$$

et une surface rugueuse quand:

$$RMS > \frac{\lambda}{4,4 \cos \theta_i} \quad (2.22)$$

Pour un signal émit en bande C ($\lambda = 5,6$ cm), une surface exposant une hauteur RMS inférieur à 0,24 cm apparaît lisse et rugueuse quand elle excède 1.4 cm à des angles d'incidences variant entre 20° et 26°. Comme le couvert de glace est un milieu très dynamique, les interaces présentent des surfaces très irrégulières auxquelles les ondes radar réagiront dépendamment de la hauteur RMS. La rugosité d'une surface comporte

plusieurs facettes diffusantes qui renvoient un signal relativement puissant vers l'antenne du radar.

2.4 PROBLÉMATIQUE

La problématique soulevée dans la présente recherche repose sur le type d'information qu'il est possible d'obtenir avec des signaux radar rétrodiffusés par la glace des lacs en mode amplitude et interférométrique en considérant le fait que l'interaction du rayonnement avec la neige et la glace demeure un processus fort complexe. Comme la glace est recouverte par une couche de neige, il devient difficile d'étudier le couvert de glace d'un plan d'eau et de voir comment il évolue durant tout l'hiver. Cependant, le RSO et l'interférométrie offre de nouvelles possibilités d'étudier les processus de formation et d'évolution de la glace lacustre dans une perspective spatiotemporelle.

2.5 HYPOTHÈSES

En mode interférométrique, quatre hypothèses sont formulées sur la source de déphasage du signal radar. La première hypothèse propose que la croissance de la glace cause un déphasage. Essentiellement, l'ajout de la glace le long de la trajectoire des ondes radar accroît la distance franchit par le signal. L'indice de réfraction élevé de la glace (1.79) modifie la longueur d'onde et s'il y a épaissement du couvert de glace, la distance apparente va augmenter comme le démontre l'équation 2.9.

La deuxième hypothèse propose que l'accumulation de neige sur le couvert de glace des lacs provoque également un déphasage. Comme il est décrit dans la section précédente, le poids de la neige enfonce le couvert de glace dans l'eau causant un mouvement verticale de la glace. Ce mécanisme modifie le niveau de l'interface glace/eau et par conséquent, change la distance entre l'antenne du radar et la surface.

La dépression de la glace par le poids de la neige provoque des fissures dans la glace par lesquelles l'eau s'infiltré pour inonder l'interface neige/glace. L'inondation cause deux effets soient : la formation d'une surface très réfléchissante dans le niveau supérieur du couvert de glace et aussi un prolongement du trajet franchit par les ondes radar dans la glace après le regel. La troisième hypothèse propose donc que la présence d'eau à l'interface neige/glace constitue une surface très réfléchissante et que l'inondation de

cette interface dans l'intervalle entre l'acquisition des images modifie le niveau de réflexion et consécutivement, un changement de phase se produit.

La quatrième hypothèse propose qu'un changement d'équivalent en eau de la neige provoque un déphasage du signal radar. L'équation 2.10 montre le seuil à partir duquel il doit être possible de détecter un changement d'équivalent en eau avec un signal de 5,3 GHz.

Les changements d'équivalent en eau de la neige exercent une influence plus subtile en mode amplitude. Les résultats de Bernier et Fortin (1991) démontrèrent que le coefficient de rétrodiffusion ne présente pas une relation significative avec l'équivalent en eau. σ° s'avère davantage sensible à la température du sol sous la neige. La capacité isolante du couvert nival déterminé par sa densité et son épaisseur contrôle la température ambiante à l'interface neige/sol. Un sol gelé renferme un volume d'eau liquide moins grand et entraîne conséquemment une baisse de la constante diélectrique et de la rétrodiffusion (Bernier *et al*, 1994; Leconte, 1995). La température du sol doit être considéré comme un facteur important sur la rétrodiffusion. Toutefois, un sol rugueux recouvert de neige sèche amplifie la rétrodiffusion (Bernier *et al*, 1995). Comme la constante diélectrique de la glace demeure constante, il est pertinent d'émettre les hypothèses suivantes.

La cinquième hypothèse propose que l'amplitude du signal rétrodiffusé contient des informations reliées à la rugosité des surfaces réfléchissantes. Les critères de Rayleigh montrent qu'une hauteur quadratique moyenne de seulement 1,4 cm est suffisante pour apparaître rugueuse avec un signal de 5,3 GHz.

La sixième hypothèse propose que l'amplitude est sensible aux variations de l'absorption du signal par la neige car, le régime hydrique du couvert nival influence directement le signal radar, particulièrement en période de fonte.

La septième hypothèse propose que l'amplitude contient des informations liées à la présence de fissures dans la glace qui peuvent agir comme des réflecteurs en coin. Les fissures sont des inclusions d'air rendant la glace particulièrement rugueuse où le signal radar est réfléchi par les parois latérales de celles-ci.

2.6 OBJECTIFS

L'objectif général de la présente étude sera d'examiner les différents types d'informations pouvant être perçus par l'imagerie radar et ce dans les deux modes soient : amplitude et interférométrique. Plus spécifiquement, l'analyse proposée repose sur les deux objectifs suivants :

1- Estimation de la croissance de la glace des lacs et de précipitation en neige à l'aide de modèles mathématiques.

La modélisation de la croissance de la glace et des précipitations en neige s'avère une étape critique dans cette étude. Elle comble l'absence des données terrain entre les images radar. Le modèle de croissance de glace permet d'estimer le taux de croissance sur une base quotidienne. À cela s'ajoute la validation du modèle sur plusieurs années afin d'en vérifier la précision. Les précipitations en neige provoquent un changement d'équivalent en eau et le modèle permet d'en estimer les variations temporelles journalières.

2- Analyse comparative des images d'amplitude et de cohérence en relation avec l'état de la glace et du couvert nival.

Les résultats obtenus de la modélisation confèrent une réalité du terrain permettant une comparaison des signaux traités dans les modes amplitude et interférométrique avec le taux de croissance de la glace et l'occurrence des précipitations. L'analyse comparative vise également à interpréter et à discerner l'information complémentaire des deux types d'images.

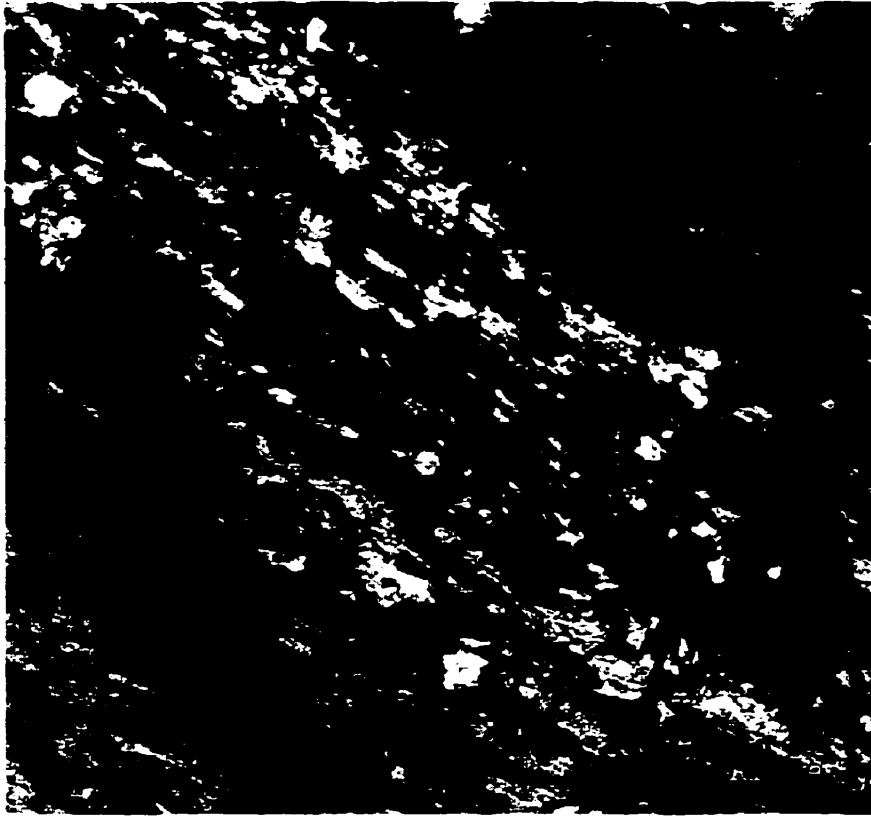
3. CADRE EXPÉRIMENTAL

3.1 SITE D'ÉTUDE ET DONNÉES RECUEILLIES

La séquence d'images ERS-1 couvrant le transect numérique de Schefferville est centrée sur le lac Vacher à environ 12 km au nord ouest de la ville de Schefferville (55° N, 67° O). Le tableau 3 dresse la liste des dates d'acquisition.

Décembre 1993	Janvier 1994	Février 1994	Mars 1994
			1 - 4
	3 - 6		4 - 7
	6 - 9	5 - 8	
	9 - 12	8 - 11	
	12 - 15	11 - 14	
	15 - 18	14 - 17	13 - 16
		17 - 20	
			19 - 22
25 - 28	24 - 27		22 - 25
	27 - 30		25 - 28

D'une longueur de dix kilomètres, le lac Vacher draine les eaux de lacs plus modestes comme le lac Lacosa au sud et de Milly à l'ouest. Le lac Vacher se déverse à son tour dans le lac Sauvaget à l'est (figure 6). Le réseau hydrographique de cette région évolue dans la fosse du Labrador où la géologie structurale du substratum rocheux expose des rayures apparentes orientées dans un axe NNO SSE (Granberg *et al*, 1994). La topographie dénote un relief légèrement ondulé composé de collines et de vallées dont l'altitude varie de 500 à 650 m. Le secteur du lac Vacher et Sauvaget repose dans une vallée vers laquelle l'écoulement général du réseau hydrographique est canalisé (coin supérieur droit de la figure 6).

**LÉGENDE**

- Lacs
 - Dépôts miniers
 - Lichen
 - Forêt de conifère
 - Affleurements rocheux
 - Tourbières
 - Sites d'entraînement
- Routes minières

0 5 km

Figure 6. Image Landsat TM du 2 août 1992.

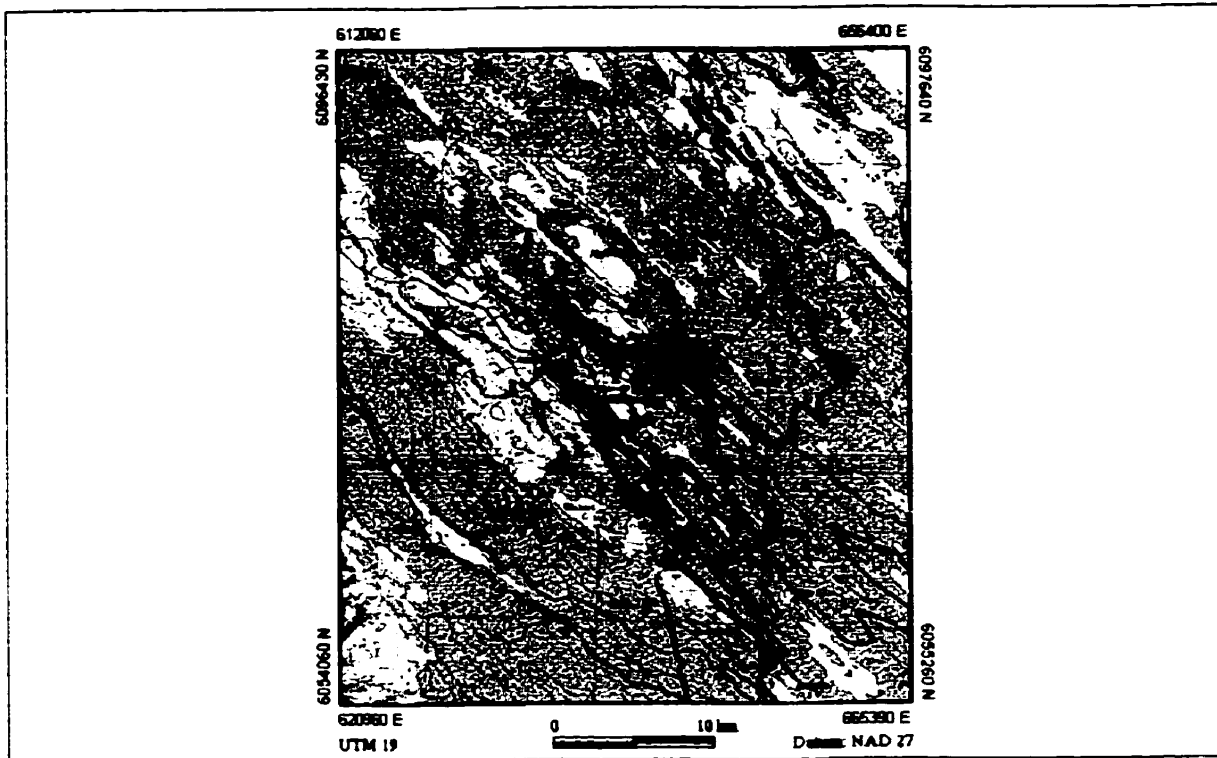


Figure 7. Site d'étude.

Sa position septentrionale place Schefferville dans un climat subpolaire avec une température moyenne annuelle de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (figure 7). Les hivers sont donc longs et froids. Le processus de formation de la glace s'amorce en moyenne le 5 octobre et persiste sur une période d'environ 31 semaines. L'épaisseur de la glace des lacs atteints en moyenne 120 cm vers la fin mars. La profondeur de neige sur les lacs ne dépasse guère les 40 cm étant donné l'abrasion provoqués par les vents. Elle débute à la fin octobre et recouvre la glace jusqu'au début de juin (figure 8).

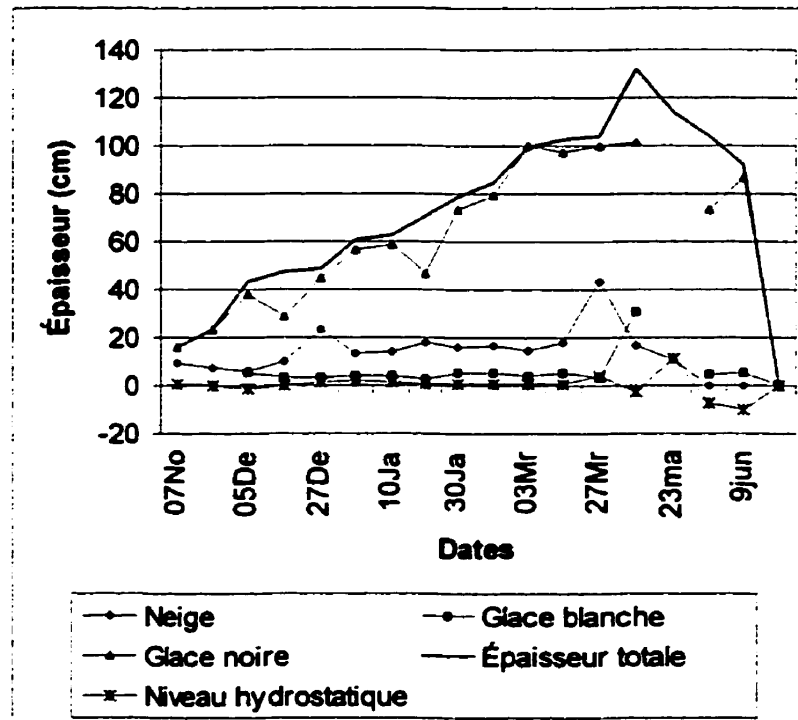


Figure 8. Épaisseur des divers types de glaces recouvrant le lac Knob, 1993-1994.

Les processus généraux de la formation de la glace furent l'objets de nombreuses études à Schefferville. Les premières publications à ce sujet conclurent que le vent agit comme catalyseur sur les composantes du couvert de glace. La redistribution de la neige par le vent impose une très grande variabilité spatiale du couvert nival au niveau de son épaisseur, de sa densité et conséquemment de sa conductivité thermique. Le taux de croissance de la glace noire et de glace blanche est directement affecté par l'état du couvert nival (Andrews, 1962; Findlay, 1966). Les endroits où se produisent de grandes accumulations de neige ont été observés comme étant des sites de formation de glace blanche (Shaw, 1964; Archer, 1965; Jones, 1969, 1970; Adams and Jones, 1971; Adams, 1982, 1984). Également, une forte corrélation s'établit entre le couvert neigeux et la croissance de la glace noire (Shaw, 1964; Adams, 1981). Ces observations ont été rapportées à partir de trois sites d'échantillonnage espacés de quelques centaines de mètres les uns des autres sur le lac Knob. Andrews (1962) leur attribuait les noms de site Ouest, centre et Est. La proximité relative de ces sites révélait tout de même de bonnes différences sur l'épaisseur des couches de glace. Il est clair que trois points aussi rapprochés ne s'avèrent pas très représentatifs des variabilités spatiales du couvert de glace à l'échelle du lac entier. La connaissance du développement du couvert de glace des plans d'eau est plutôt limitée non pas par le manque de savoir théorique, mais plutôt

par un accès limité dans l'acquisition des données. En 1984, une cartographie issue de données recueillies à partir de 119 sites choisis aléatoirement sur le lac fut élaborée au centre de recherche subarctique de l'Université McGill à Schefferville. L'information compilée de la glace noire et blanche, du couvert nival et du niveau hydrostatique de l'eau montrèrent les conditions du couvert de glace pour un mois de février dans la région nordique Québec-Labrador (Adams, 1984). Bien que ces résultats reposent sur un grand nombre de points d'échantillonnage, les données requises pour sa construction demeurent ponctuelles et il devient difficile de comprendre l'évolution globale de la formation et de la croissance de la glace. L'espacement entre les sites d'acquisition des données réduit le niveau de précision de la carte. Ainsi, une telle méthode d'analyse spatiale restreint la compréhension sur l'évolution de la glace dans une perspective spatiotemporelle. Néanmoins, ils constituent une bonne source de référence de la réalité terrain et peut servir à l'analyse et l'interprétation des images radar.

Les données utilisées pour compléter l'analyse repose sur des températures prises sur une échelle quotidienne à la station météorologique de Schefferville. Ces données sont utilisées afin de déterminer les degrés-jours de gel nécessaires au calcul de l'épaisseur de glace avec le modèle numérique de croissance de la glace afin d'évaluer l'état de celles-ci à divers stades de croissance, surtout pour les journées coïncidant avec l'acquisition des images. Également, des mesures d'épaisseur de glace prises sur les sites Ouest, centre et Est sur le lac Knob à intervalle de 15 jours viennent préciser l'efficacité du modèle de croissance. Ces mesures comprennent non seulement l'épaisseur de la glace blanche et noire, mais aussi d'autres caractéristiques comme le niveau hydrostatique de l'eau et la profondeur de la neige sur le lac Knob. Elles sont distribuées par la station de recherche de l'Université McGill localisée à Schefferville. La densité de neige ainsi que l'équivalent en eau seront évalués ultérieurement avec les paramètres énumérés précédemment. L'organigramme méthodologique résume les étapes de traitement des données.

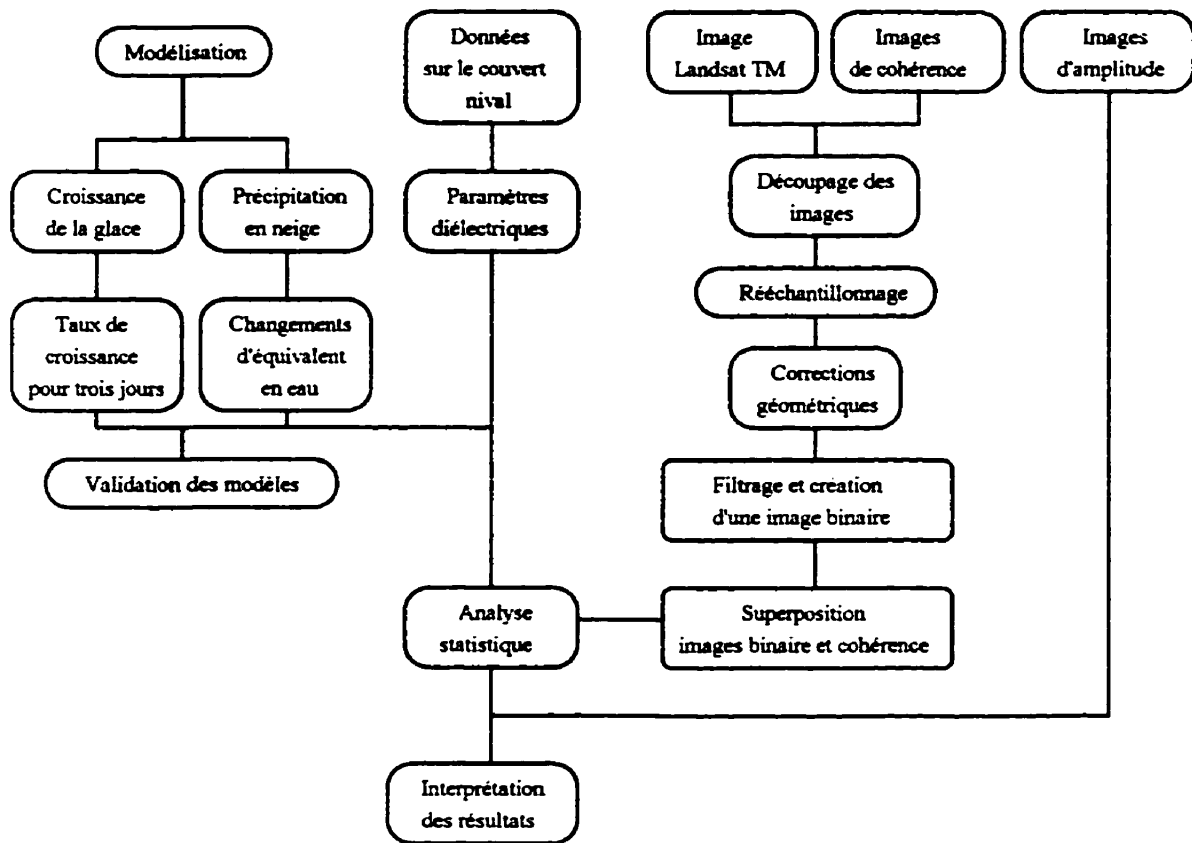


Figure 9. Organigramme méthodologique.

La modélisation comprend deux volets soit : la croissance de la glace et les précipitations et leur validation. Ces modèles vont permettre de calculer respectivement le taux de croissance et les changement d'équivalent en eau pour chaque intervalle de trois jours afin de savoir la quantité de nouvelle glace et de neige ajoutée. Les données sur le couvert nival sont utilisées pour estimer les paramètres diélectriques ϵ' et ϵ'' nécessaires pour calculer le coefficient de réflexion. En parallèle, le traitement des images consiste à créer des sous-images communes du territoire étudié. Une image Landsat TM est rééchantillonnée à 20 m et corrigée géométriquement par rapport aux images de cohérence. Un filtre de détection de contour est appliqué sur l'image TM pour rehausser les contours des lacs. À partir de l'image filtrée, la création d'une image binaire permet ensuite de la superposer aux images de cohérence. Le traitement statistique repose sur la régression multiple où les variables indépendantes, en l'occurrence les données de modélisations et de terrains sont confrontées aux données de cohérence retenues comme variables dépendantes. L'interprétation des résultats

consiste à analyser les images de cohérence et d'amplitude en relation avec l'état de la neige et de la glace.

3.2 ESTIMATION DE LA CROISSANCE DE LA GLACE D'EAU DOUCE

Il est possible d'évaluer la croissance de glace sur une échelle quotidienne à partir de principes physiques simples reposant sur la loi de la conduction thermique. L'échange de chaleur des plans d'eau avec l'atmosphère est très variable dans le temps et l'espace, car plusieurs paramètres physiques liés à l'état de la glace et de la neige influencent ce processus.

3.2.1 Modèle numérique de croissance de la glace

Le modèle numérique proposé évaluera la croissance verticale de la glace. Il origine du processus thermodynamique engendrer par l'échange de chaleur entre les diverses composantes physiques. Ce modèle est basé sur la loi de Stefan selon laquelle la chaleur libérée lors du gel de la couche inférieure du couvert traverse la glace suivant un gradient de température constant dT/dz (Leppäranta, 1993). Ce gradient est linéaire et le modèle est applicable dans les conditions suivantes: absence d'inertie thermique, aucune source de chaleur n'est présente à l'intérieur de la glace, une température de l'air donnée et finalement, aucun flux de chaleur ne provient de l'eau. La loi de Stefan s'exprime selon la relation:

$$H^2 = H_0^2 + a^2 S \quad (3.1)$$

$$\text{où } a = \sqrt{\frac{2k_i}{\rho_i L}}; \quad (3.2a)$$

$$S = \int [T_f - T_o(\tau)] dt. \quad (3.2b)$$

La fonction S représente la sommation des degrés-jours de gel pour une température moyenne quotidienne inférieure à 0 °C. T_o est la température régnant à la surface de la glace et T_f , la température de fusion de la glace. Le coefficient empirique a correspond à 1,82 cm °C⁻¹ jour⁻¹ (Leppäranta, 1991). Plusieurs facteurs influençant la conductivité thermique k_i sont ici négligés. L'effet atmosphérique de même que l'effet isolant du

couvert nival ne sont pas considérés. Par conséquent, les résultats obtenus de l'application de cette relation théorique seront supérieurs à l'épaisseur réelle de la glace *in situ*.

Toutefois, en considérant l'échange thermique entre l'eau, la glace et l'atmosphère, les données issues du modèle illustrent mieux la réalité. Le flux de chaleur Q_a s'exprime ainsi:

$$Q_a = k_a(T_o - T_a) \quad (3.3)$$

où T_a représente la température de l'air (ne pas confondre avec T_o) et k_a est un coefficient d'échange de chaleur déterminé selon Anderson (1961) par :

$$k_a = \frac{H_o + h}{k_i h + \alpha^2 H_o} \alpha^2 k_i. \quad (3.4)$$

H_o = épaisseur de la glace;

h = épaisseur effective de la glace;

k_i = conductivité thermique de la glace 224 W / cm / °C.

Le gradient de température de l'air entre T_o et T_a s'avère difficile à estimer, car T_o dépend du flux de chaleur généré par les couches de glace et de l'eau. Cependant, le gradient dans la glace s'établit en fonction de la densité ρ_g et de la chaleur latente de fusion L . À partir de l'équation 3.1, la relation prend la forme:

$$\rho_i L \frac{dH}{dt} = \frac{k_i(T_f - T_a)}{(H + k_i/k_a)} \quad (3.5)$$

et le modèle de croissance de glace devient:

$$H = \sqrt{H_o^2 + \alpha^2 S + (k_i/k_a)^2} - (k_i/k_a). \quad (3.6)$$

L'effet du couvert nival sur la croissance de la glace

L'épaississement de la glace dépend également de la quantité de neige déposée sur celle-ci. La neige agit plus ou moins comme un isolant thermique. Sa densité influence la conductivité thermique. La densité du couvert nival sur un plan d'eau peut être estimée par rapport au niveau hydrostatique de l'eau. Shaw (1964) propose un modèle reposant sur le principe d'Archimède où le poids de l'eau impliquée dans la différence du changement de niveau hydrostatique dans le trou du carottier équivaut au poids de la colonne de neige de même volume. La densité est alors calculée ainsi:

$$\rho_n = \frac{H_e \rho_e - H_g \rho_g}{H_n} \quad (3.7)$$

où ρ_n = densité de la neige;
 ρ_e = densité de l'eau: 0.9999 g/cm³;
 H_e = hauteur de l'eau dans le trou du carottier;
 H_g = épaisseur de la glace;
 H_n = épaisseur de la neige.

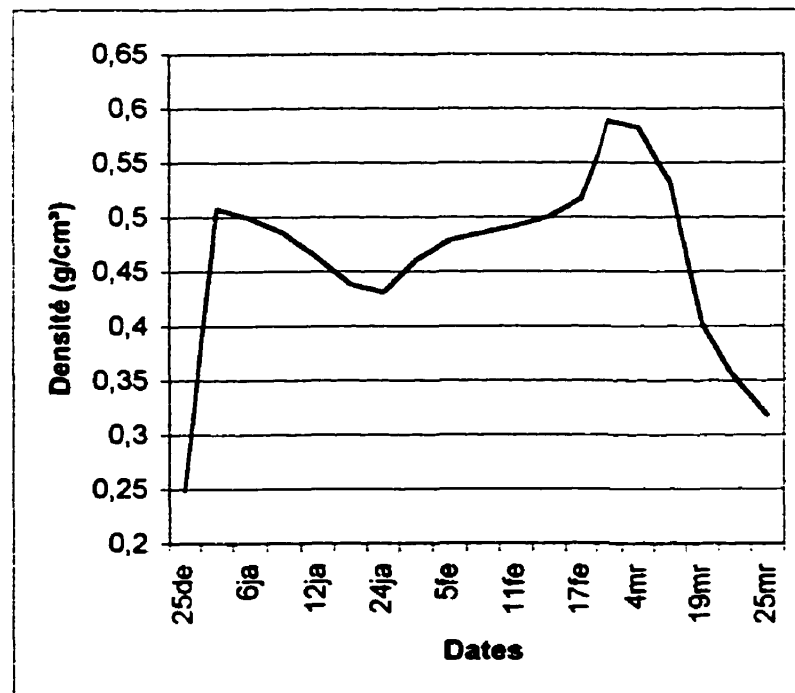


Figure 10. Densité moyenne de la neige, lac Knob 1993 1994

La distribution spatiale de la neige est très variable sur les plans d'eau et le principal agent responsable de cette variabilité est le vent. À Schefferville, il est fréquent d'observer des vents de plus de 5 m/s (Vachon *et al*, 1995). Le vent transporte la neige des surfaces dégagées sur de plus ou moins longues distances et cette érosion s'accompagne d'un arrondissement des côtés saillants des flocons par fragmentation (Granberg, 1988). Ces derniers sont alors compactés plus facilement et s'accumulent en strates de différentes densités. À mesure que la saison progresse, la neige accumulée sur la glace se densifie. La figure 10 illustre cette tendance avec cependant quelques variations le 27 décembre 1993 et le 27 mars 1994. Ces journées présentent des densités très inférieures à la moyenne. L'accroissement du volume de neige favorise une forte diminution de la densité, car celle-ci est inversement proportionnelle à la profondeur de neige selon le modèle.

L'effet de la neige sur la croissance de la glace agit donc selon son volume λ_n , sa densité ρ_n et sa conductivité thermique k_n . Elle réduit l'épaisseur de la glace obtenue de l'équation (3,6) par un facteur de $(1 + \lambda_n k_i / k_n)^{-0.5}$ (Leppäranta, 1993). Le modèle de croissance de la glace tenant compte de l'effet cryogénique est alors:

$$H = \frac{\sqrt{H_o^2 + a^2 S + (k_i / k_a)^2} - k_i / k_a}{\sqrt{1 + \lambda_n k_i / k_n}} \quad (3.8)$$

où H_o = épaisseur initiale de la glace en cm;
 k_n = conductivité thermique de la neige;
 $H_n = \lambda_n H_o$;
 λ_n = volume de neige en % de l'épaisseur de la glace H_o

$$\lambda_n = \frac{(\rho_e - \rho_g)}{\rho_n}$$

La conductivité thermique de la neige k_n augmente de façon exponentielle en fonction de la densité (figure 11). La conduction de chaleur est déterminée à partir de ces mesures empiriques selon la densité obtenue par le modèle de Shaw (1964). Cette opération est répétée pour chaque année afin de tenir compte de leurs fluctuations climatiques.

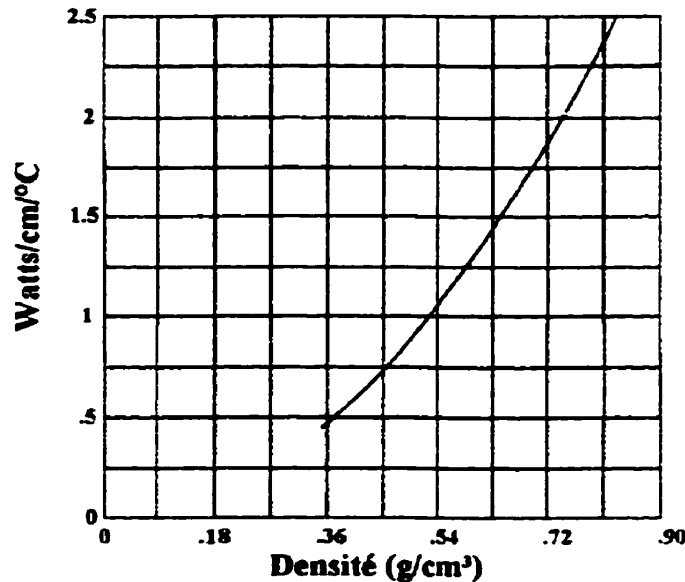


Figure 11. Conductivité thermique de la neige. (selon Kondrat'eva, 1945)

Compte tenu de la variabilité spatiale des paramètres physiques du couvert nival, les paramètres de densité, de conductivité thermique et de volume de la neige incluent dans le modèle représentent les valeurs moyennes. Pour cette raison, il est impératif de vérifier la précision des mesures obtenues sur plusieurs années afin d'en constater l'efficacité.

3.2.2 Validation du modèle numérique de croissance de la glace

Le modèle numérique de croissance de la glace fut calculé sur une dizaine d'années. Comme ce modèle opère principalement à partir des degrés-jours de gel cumulés, il ne tiens pas compte de la fonte qui s'amorce en général vers la mi-avril. Cependant, comme le démontrent les graphiques de la figure 12, il offre une bonne précision pour les fins de cette étude. Bien que de petites variabilités se manifestent d'une année à l'autre, la courbe suit assez fidèlement les valeurs observées sur le terrain du moins, pour la période de croissance.

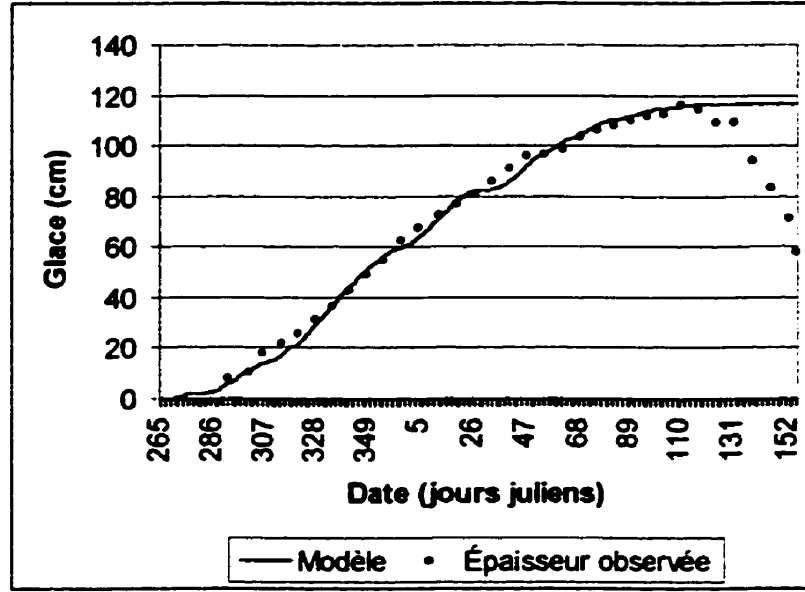


Figure 12 a. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1978-1979.

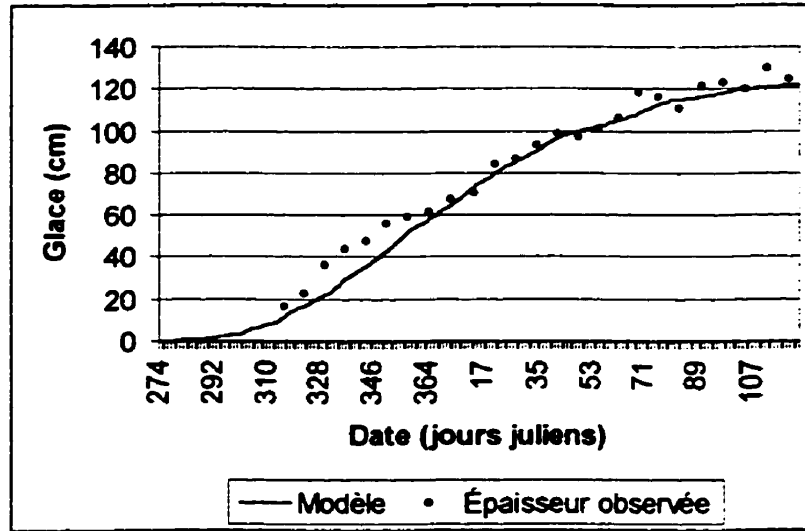


Figure 12 b. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1983-1984.

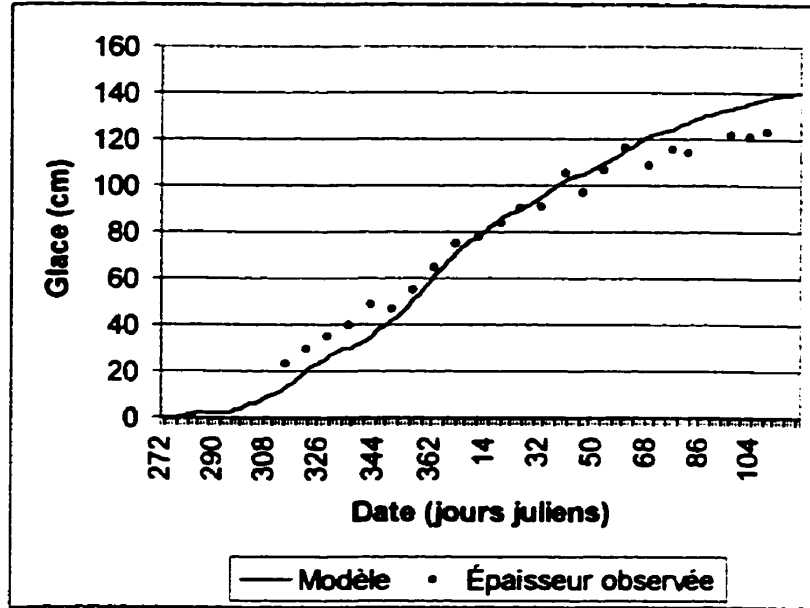


Figure 12 c. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1984-1985.

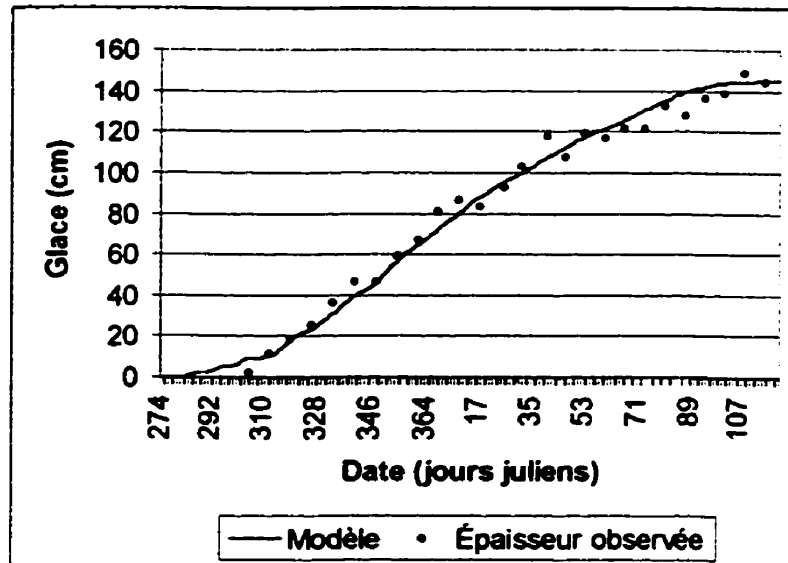


Figure 12 d. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1985-1986.

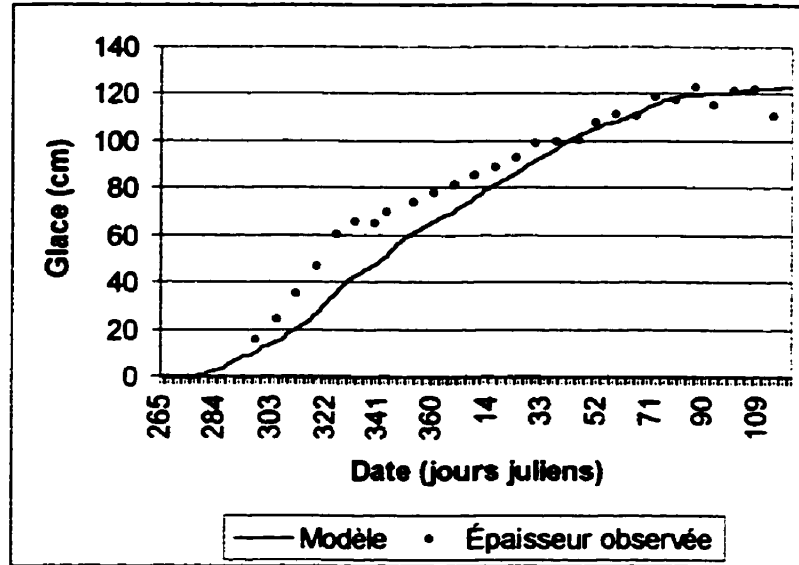


Figure 12 e. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1986-1987.

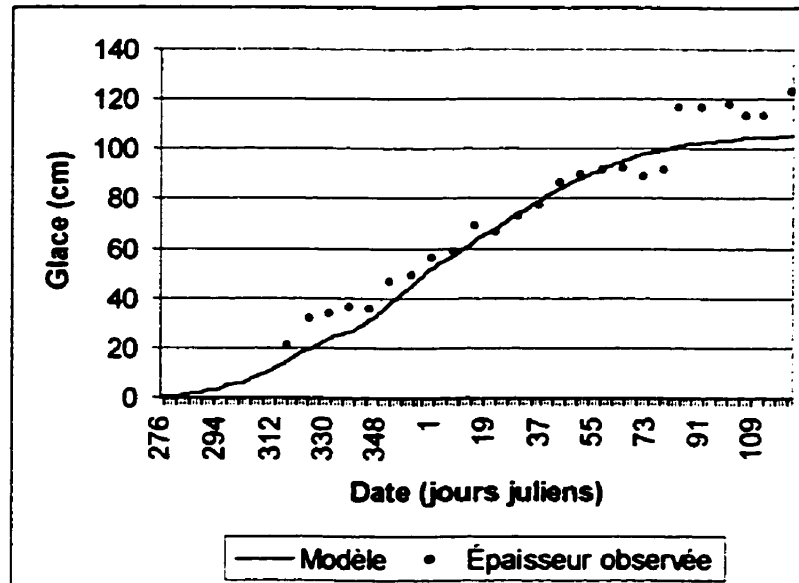


Figure 12 f. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1987-1988.

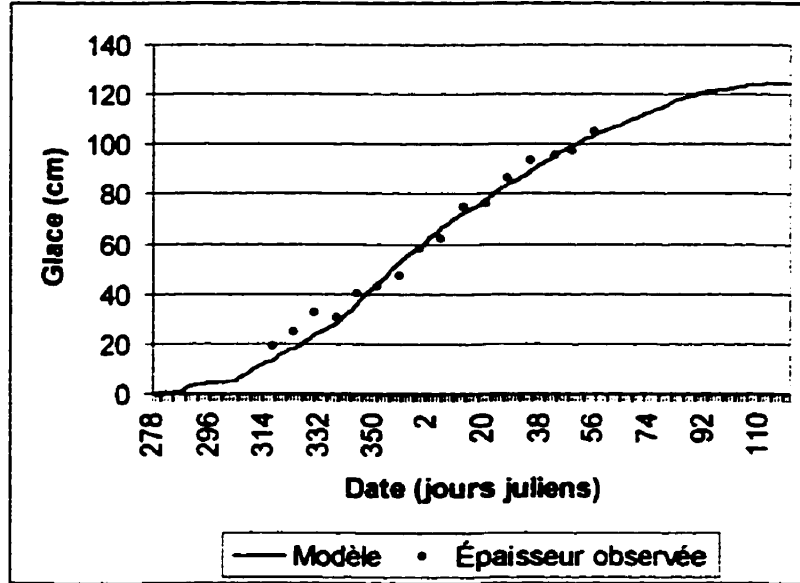


Figure 12 g. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1988-1989.

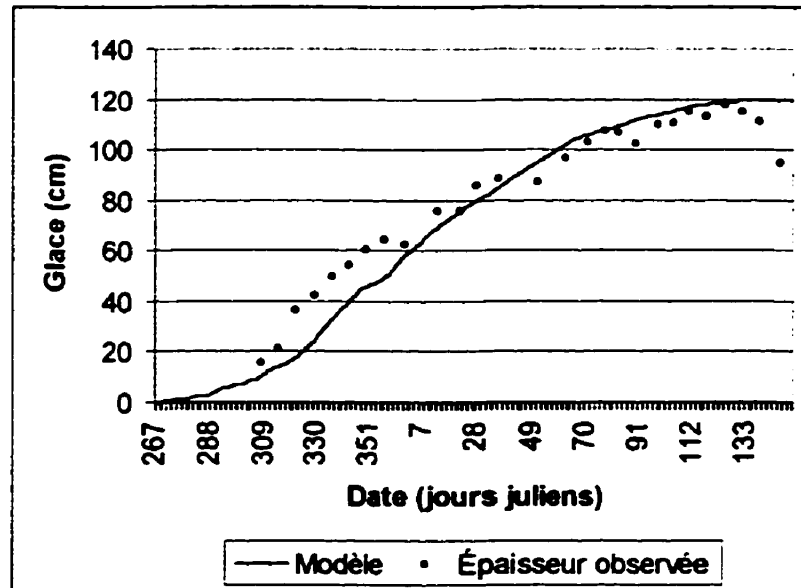


Figure 12 h. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1989-1990.

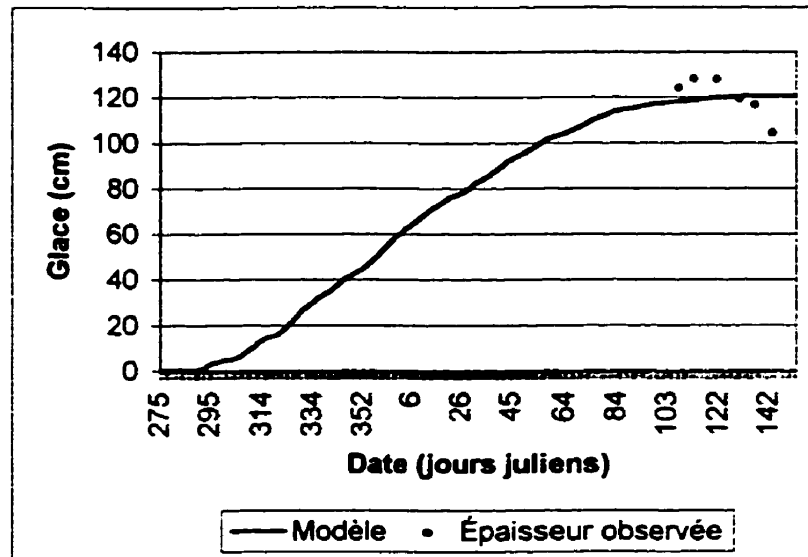


Figure 12 i. Croissance de la glace sur le lac Knob, 1990-1991.

Nonobstant les degré-jours de gel, un autre facteur influence la précision du modèle. Il s'agit de la densité de la neige sur le plan d'eau. Pour les années où le volume de neige est important, la densité estimée par le modèle de Shaw (1964) s'avère très faible ce qui par conséquent sous-estime les valeurs réelles d'épaisseur de la glace. Comme le modèle maintient constant le volume, la densité et la conductivité thermique de la neige, la sous-estimation de l'épaisseur de la glace se manifeste surtout au début de chaque saison quand le modèle considère la présence d'une couche de neige supérieure à ce qu'elle est en réalité (figures 12a à 12h). La modélisation de la croissance de la glace pour l'hiver 1986-1987 (figure 12 e) illustre bien cette caractéristique où la courbe indique des valeurs d'épaisseur de glace inférieures aux données acquises sur le lac et ce jusqu'à la mi-mars. L'épaisseur du couvert nival de cet hiver-là était inférieure aux autres années incluses dans la période de validation. La neige constitue donc un facteur important sur la croissance de la glace.

3.3 MODÈLE DE PRÉCIPITATION EN NEIGE

La neige ne provient pas uniquement de la dynamique éolienne mais aussi par les précipitations. L'apport de nouvelle neige sur le terrain amène des changements

d'équivalent en eau. La connaissance des variations d'épaisseur du couvert nival sur les lacs, particulièrement sur de courts intervalles de temps prend tout son sens dans une telle perspective. Malheureusement, le système automatisé pour les mesures de précipitations à l'aéroport de Schefferville a mal fonctionné pendant la période d'expérimentation. Mettre au point un modèle pour estimer l'occurrence des chutes de neige requiert un maximum d'information climatique de la région. Dans le cas présent, les données de précipitations à Schefferville furent enregistrées à chaque heure de la journée sous forme d'intensité par un coefficient établie entre 0 et 3 qui se définissent comme suit :

- 0 = absence de précipitation;
- 1 = faibles chutes de neige;
- 2 = précipitations modérées;
- 3 = fortes précipitations.

Il s'agit maintenant de transformer ces informations d'intensité en mesures tangibles. Les données ponctuelles existantes sur l'équivalent en eau présentent une fréquence d'acquisition beaucoup trop faible pour les besoins de cette étude (21 jours d'écart en moyenne). En revanche, les données d'intensités des précipitations en neige constituent des relevés quotidiens.

Les bases du modèle reposent sur les données de précipitations en neige prises à la station météorologique de LG4 située à 430 km à l'Ouest de Schefferville. La distance entre les deux stations ne permet pas de conclure que les précipitations tombées à LG4 seront les mêmes à Schefferville. Néanmoins, les différents systèmes météorologiques provoquant les précipitations à LG4 observent régulièrement une trajectoire vers la région de Schefferville (NOAA, 1993, 1994). Pour tenir compte de cette variance, un facteur de correction vient préciser l'ampleur des précipitations à Schefferville par rapport à LG4. Il s'agit des mesures d'équivalent en mesuré dans la forêt à proximité de l'aéroport de Schefferville. Comme cet endroit est à l'abri des vents, la neige accumulée ne subit pas d'érosion éolien contrairement aux lacs. Il constitue donc un très bon site témoin des séquences de précipitations (figure 13).

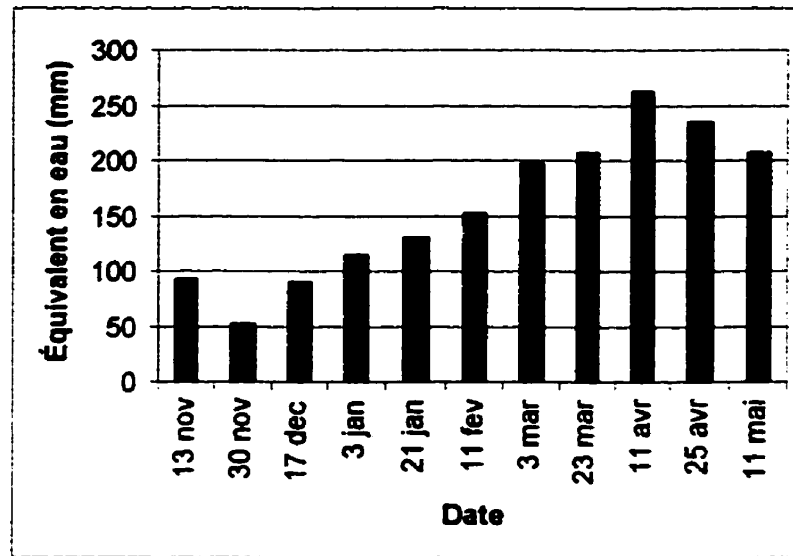


Figure 13. Équivalent en eau de la neige mesuré dans la forêt à Schefferville, 1993-1994.

Une interpolation linéaire est effectuée sur les données de la figure 13 dans le but de définir le taux moyen d'équivalent en eau par jour afin de réajuster le montant de précipitation tombé à Schefferville par rapport à celles de LG4. Le modèle de précipitation P_n estimées à LG4 est:

$$P_n = (P_{Schefferville} * E_{Forêt}) + A_{lg4} \quad (3,9)$$

où $P_{Schefferville}$ = nombre d'heures de précipitation enregistrées durant le jour;
 $E_{forêt}$ = changement d'équivalent en eau moyen par jour estimé par interpolation linéaire entre les dates d'acquisition en forêt (figure 13);
 A_{lg4} = accumulation de nouvelle neige à la station de LG4 en cm.

Les résultats du modèle sont ensuite utilisés pour estimer le taux de changement d'équivalent en eau entre chaque intervalle séparant les images radar.

3.4 ÉVALUATION DES PARAMÈTRES DIÉLECTRIQUES

Les paramètres diélectriques sont calculés afin de définir l'impact de chaque interface du couvert de glace et de neige sur la rétrodiffusion. Ces mesures permettent par la suite d'estimer le coefficient de réflexion qui témoigne de la contribution de chaque surface

sur la réflectance des signaux radar compte tenu de l'état physique des divers milieux de la cible.

3.4.1 La constante diélectrique

La constante diélectrique de la neige sèche est calculée à différentes dates sur le lac Knob pour l'hiver 1993-1994 avec les équations (2,7) et (2,8). Les températures froides de Schefferville maintiennent le couvert nival sec, du moins en surface, car l'eau contenu reste à l'état solide sous forme de cristaux. Le tableau 4 présente les valeurs de e'_{ns} , e''_{ns} calculées et de la densité de la neige.

Tableau 4			
PARTIES RÉELLES ET IMAGINAIRES DE LA CONSTANCE DIÉLECTRIQUE CALCULÉES POUR LA NEIGE SÈCHE DU COUVERT NIVAL SUR LE LAC KNOB			
Date	e'_{ns}	e''_{ns}	ρ_n (g/cm ³)
7 novembre 1993	1.39	0.0000935	0.21
13 novembre 1993	1.58	0.000154	0.31
5 décembre 1993	1.72	0.000202	0.38
19 décembre 1993	1.69	0.000192	0.37
27 décembre 1993	1.45	0.000111	0.24
3 janvier 1994	2.02	0.000313	0.52
10 janvier 1994	1.91	0.000275	0.48
22 janvier 1994	1.72	0.000203	0.38
30 janvier 1994	1.87	0.000261	0.46
13 février 1994	1.90	0.00027	0.47
3 mars 1994	2.22	0.00037	0.59
15 mars 1994	2.01	0.000307	0.52
27 mars 1994	1.57	0.000146	0.29
26 avril 1994	1.94	0.000288	0.49

Ces données démontrent une relation direct de e'_{ns} et la densité de la neige (Cummings, 1952) (Hallikainen *et al*, 1986). La partie imaginaire e''_{ns} montre que la neige sèche ne

constitue pas un milieu diélectrique absorbant. Elle est si petite qu'elle n'est pas retenue pour calculer le coefficient de réflexion.

3.4.2 Coefficient de réflexion

Les valeurs de ϵ'_{ns} présentées dans le tableau 5 permettent d'estimer le coefficient de réflexion de chaque interface.

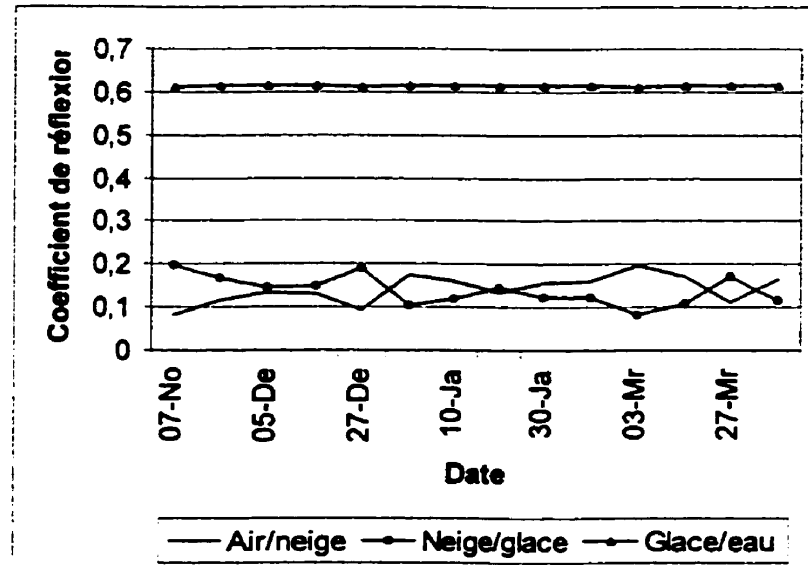


Figure 14. Coefficient de réflexion, lac Knob, 1993-1994.

Le coefficient de réflexion est calculé à partir des équations (2.15), (2.18) et (2.19) pour les différentes dates apparaissant dans le tableau 5. Il indique la portion du rayonnement réfléchi de chaque milieu diélectrique du couvert de glace. La figure 14 illustre les conditions théoriques de réflexion des signaux radar en fonction des valeurs réelles estimées de ϵ'_{ns} . Ces données constituent une référence sur l'interaction des micro-ondes avec le couvert de glace durant la période d'étude. Elles démontrent le patron de réflexion des signaux du satellite ERS-1 et serviront à l'analyse et l'interprétation des données de cohérence et d'amplitude.

3.5 TRAITEMENTS NUMÉRIQUES DES IMAGES

Les images de cohérence furent calculées au Centre canadien de télédétection avec un processeur de type VMP (Verification Mode Processor) (Vachon et al, 1995). À partir de

de ces images, le traitement des images radar effectué dans le cadre de cette étude se divise en trois segments soit: le découpage des images, le rééchantillonnage et la correction géométrique.

3.5.1 Découpage des images

Chaque image de cohérence est découpée en sous-image de 512 pixels par 512 lignes avec des pixels de 20 m par 20 m. La perte de cohérence associée aux lacs dresse un contour plus ou moins précis du rivage. Le patron de cohérence varie de façon spatiotemporelle et la démarcation des rives n'est pas définie clairement. Afin d'obtenir un contour réel des plans d'eau, une image du satellite Landsat TM du même site acquise le 1 août 1992 est découpée. Les bandes spectrales 3, 4 et 5 sont retenues parce qu'elles correspondent au rouge et proche infrarouge respectivement. Le rouge est très bien réfléchi par les sols nus alors que le proche infrarouge est absorbé par l'eau. La pertinence de ces trois bandes s'avère donc tout à fait justifiée, car le réseau hydrographique est rehaussé par le contraste marqué sols nus-eau dans ces bandes.

Cependant, compte-tenu de l'angle d'acquisition différent de Landsat TM et de ERS-1, des déformations de la surface due à la géométrie de visée pose un problème. De plus, la résolution de 30 m par 30 m de Landsat ne permet pas la superposition de ces images. Un rééchantillonnage devient donc nécessaire.

3.5.2 Rééchantillonnage de l'image Landsat TM

Cette étape préalable à la correction géométrique se veut fort simple. Pour obtenir des pixels de 20 m par 20 m, l'opération se fait en deux étapes. Premièrement, une nouvelle image est créée avec un nombre de pixels trois fois plus élevé que l'image du capteur TM de Landsat originale. Ainsi, la taille des pixels passe de 30 m à 10 m, car chaque pixel est divisé en neuf. Par la suite, cette nouvelle image est filtrée par une fenêtre de trois par trois. La figure 15 illustre les étapes de rééchantillonnage.

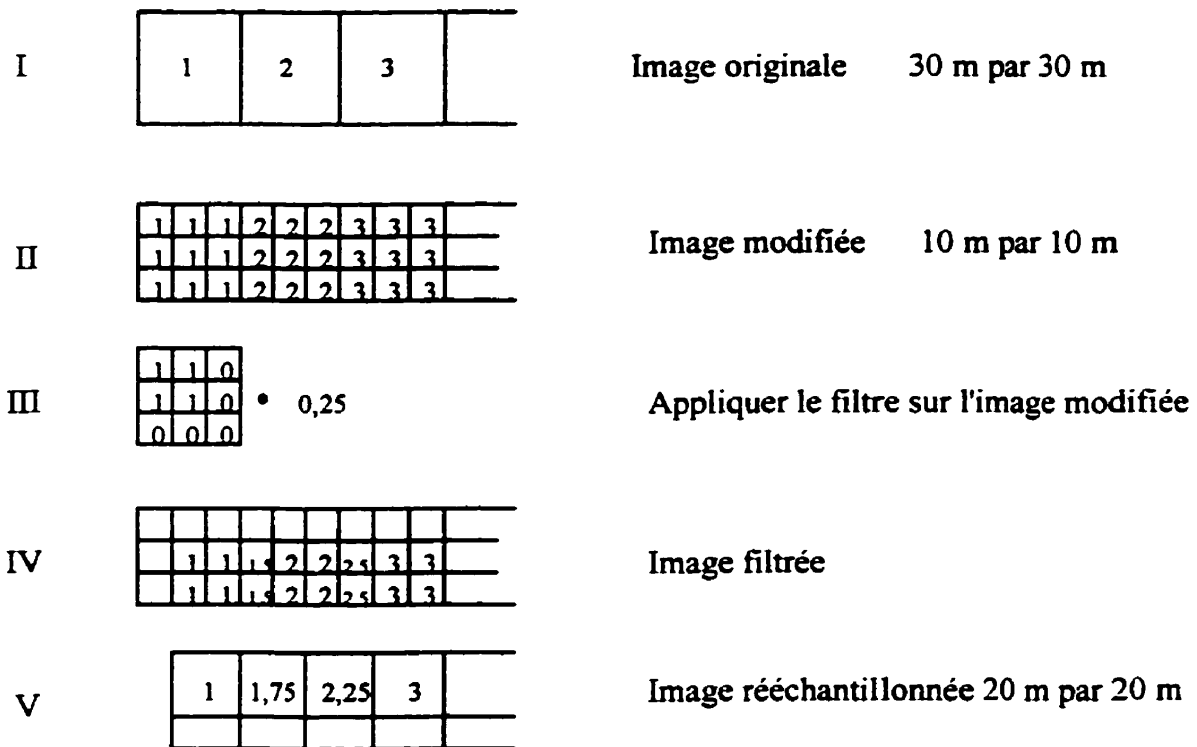


Figure 15. Schématisation du rééchantillonnage.

La fonction du filtre est de produire une succession de paires de pixels dans l'image modifiée. Il simule ainsi la dimension d'un pixel de 20 m par 20 m, car il ne conserve uniquement que les valeurs de niveau de gris pour quatre pixels de 10 mètres soit deux de large par deux de haut. Une fois filtrée, l'image modifiée présente une alternance de paires de pixels homogènes séparées par un pixel intermédiaire. Ces résultats sont transférés dans un autre fichier où une image comptant deux fois moins de pixels est créée. La taille des pixels passe alors à 20 m par 20 m.

3.5.3 Correction géométrique

La nouvelle image rééchantillonnée est corrigée géométriquement par rapport aux images radar avec le logiciel EASI-PACE. L'algorithme du plus proche voisin avec un polynôme de 2e degré assure l'intégrité des valeurs radiométriques (Bonn et Rochon, 1993). Une image de cohérence est retenue comme référence et l'image Landsat doit être corrigée par rapport à celle-ci. Une cinquantaine de points de contrôles sont sélectionnés en périphérie de l'image où les repères abondent comme les routes minières et les cratères des mines.

L'image corrigée est ensuite filtrée avec le filtre de détection des contours Prewitt pour rehausser la limite des plans d'eau (Gonzalez and Woods, 1993). Une fois cette opération complétée, une image binaire générée à partir de ces contours est superposée à chaque image de cohérence. Maintenant, il est possible d'obtenir un périmètre exact des lacs et autres cours d'eau perceptibles offrant une limite de résolution de 20 m par 20 m.

3.6 ANALYSE NUMÉRIQUE DES IMAGES

L'analyse numérique des images s'effectue dans une perspective statistique où les niveaux de gris sont prélevés des images de cohérence. Un site d'échantillonnage est sélectionné sur chacun des lacs Vacher, Sauvaget et LaCosa pour les images. La cohérence moyenne est ensuite établie à chaque image. La taille des sites d'échantillonnage compte respectivement 2135 pixels, 1881 pixels et 1006 pixels. La localisation de ces sites apparaît dans la figure 6.

L'approche statistique préconisée pour cette analyse repose sur la régression multiple. La cohérence du signal des lacs Vacher, Sauvaget et Lacosa est retenue comme variable dépendante (VACHER, SAUVAGET et LACOSA). Elle se voit confrontée à plusieurs variables indépendantes représentant les paramètres physiques de la neige et de la glace. Ces calculs permettent d'estimer l'impact de chaque paramètre physique de la cible sur la cohérence des signaux.

4. CONTENU DE L'INFORMATION EN MODE INTERFÉROMÉTRIQUE

Le contenu de l'information des signaux du radar offre une perspective nettement différente dans les modes amplitude et interférométrique. Ce chapitre présente les données de cohérence d'interférogramme en fonction de l'état physique de la glace au moment de l'acquisition des images. Le taux de croissance de la glace, les précipitations en neige et les conditions diélectriques sont présentés pour vérifier les hypothèses à propos de l'effet de la neige et de la glace sur la phase des signaux rétrodiffusés.

4.1 RÉSULTATS

4.1.1 Effet de la croissance de la glace sur les données de cohérence

L'hiver 1993-1994 fut légèrement plus froid que la moyenne, particulièrement durant la période de la mi-janvier à la mi-février où la température moyenne quotidienne s'abaissa régulièrement sous la barre des -30 °C . Ces conditions climatiques extrêmes favorisent un taux de croissance rapide et constant de la glace. Le modèle numérique montre une forte croissance de la glace de la fin décembre jusqu'au début mars. La courbe du modèle dans la figure 16 devient plus abrupte à partir du 25 décembre [359]. Ceci coïncide avec une chute importante de la température survenue à cette date. Du 23 au 31 décembre [357 au 365], le taux de croissance demeure relativement élevé et dépasse même plus de 1 cm par jour. Sur une base de trois jours, il atteint son maximum les 28 et 29 décembre [361 et 362] avec 3,58 cm/ 3 jours. La figure 17 illustre le déclin général au cours des mois suivants.

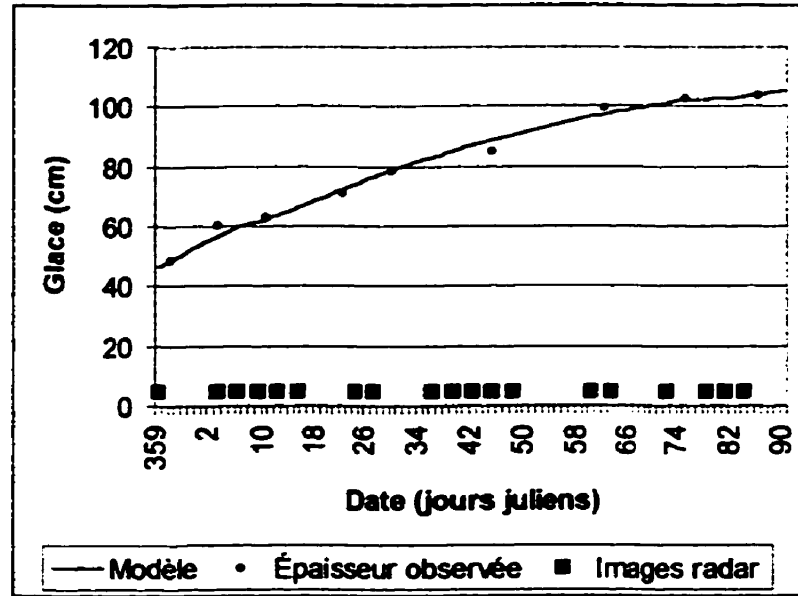


Figure 16. Modélisation de la croissance de la glace, lac Knob, 1993-1994.

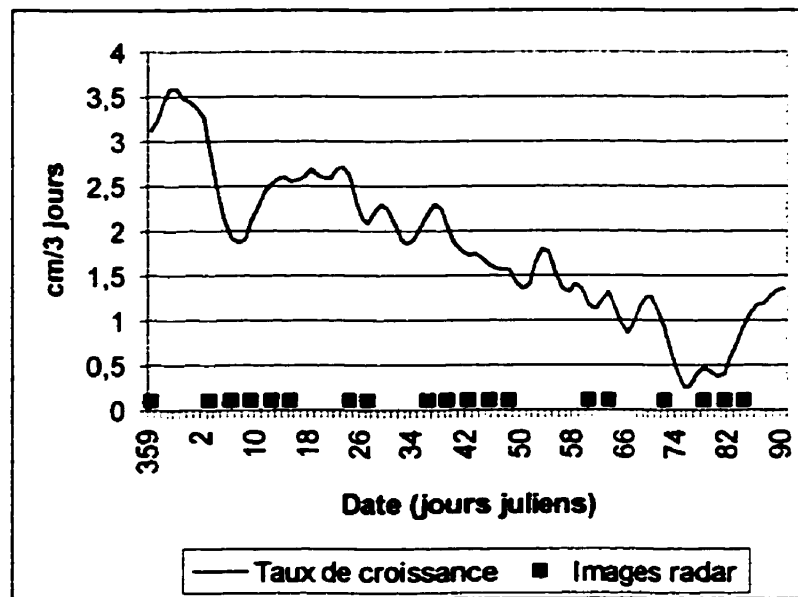


Figure 17. Taux de croissance de la glace sur une base de trois jours, lac Knob, 1993-1994.

Curieusement, la cohérence diminue de façon significative durant l'intervalle du 25 décembre au 9 janvier [359 au 9]. Le même phénomène se produit entre le 5 et le 8 février [36 et 39], du 1er au 4 mars [60 et 63]. Les deux dernières séquences présentent un taux de croissance variant respectivement de 2,30 cm/ 3 jours à 1,31 cm/ 3 jours.

Cette tendance à la baisse se poursuit dans la semaine du 13 au 19 mars [72 au 78] avec un taux de seulement 0,25 cm/ 3 jours. À première vue, le taux de croissance de la glace n'influence pas les variations de cohérence observées sur toute la période d'étude.

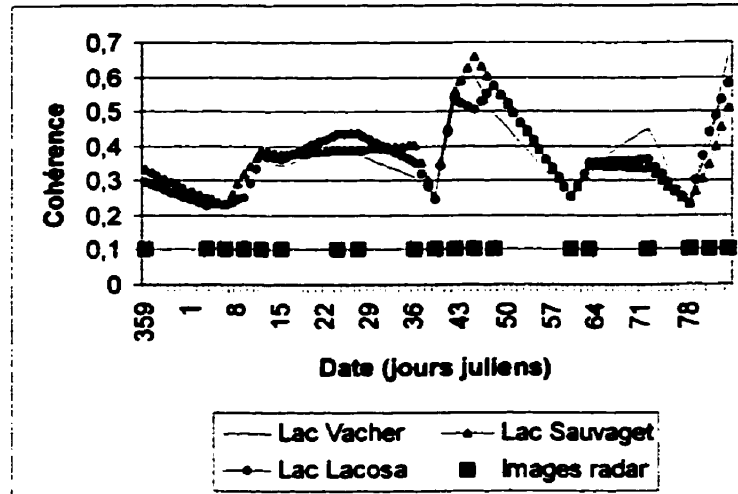


Figure 18. Cohérence du signal sur les lacs.

Toutefois, il ne faut pas en négliger son effet. La faible cohérence des signaux au début de janvier survient au moment où le taux de croissance de la glace est de l'ordre de 2,49 cm / 3 jours. Entre le 12 et le 15 janvier [12 et 15], la glace conserve une forte croissance et maintient une faible cohérence. La croissance de la glace agit sur le déphasage quand le taux d'épaississement dépasse 1,94 cm/ 3 jours. Sur la figure 17, les données supérieures à ce seuil s'échelonnent du 25 décembre au 8 février [359 au 39]. La cohérence varie de 0,23 à 0,44.

Les plus fortes valeurs de cohérence se manifestent dans la semaine du 11 au 17 février [42 au 48] alors que le taux de croissance ne dépasse pas 1,74 cm/ 3 jours. La forte augmentation de cohérence durant cette période semble s'associer à une réduction de la croissance de la glace. La première hypothèse sur l'effet de la croissance de la glace est donc confirmée. La relation entre le taux de croissance de la glace et la cohérence est inversement proportionnelle. Une série ponctuée de fluctuations du taux de croissance confirme une diminution graduelle de la masse de glace produite dans l'intervalle du 1er au 13 mars [60 au 72] où progressivement, la cohérence devient forte. La température moyenne subit des écarts supérieurs à 15 °C pendant ces 13 journées.

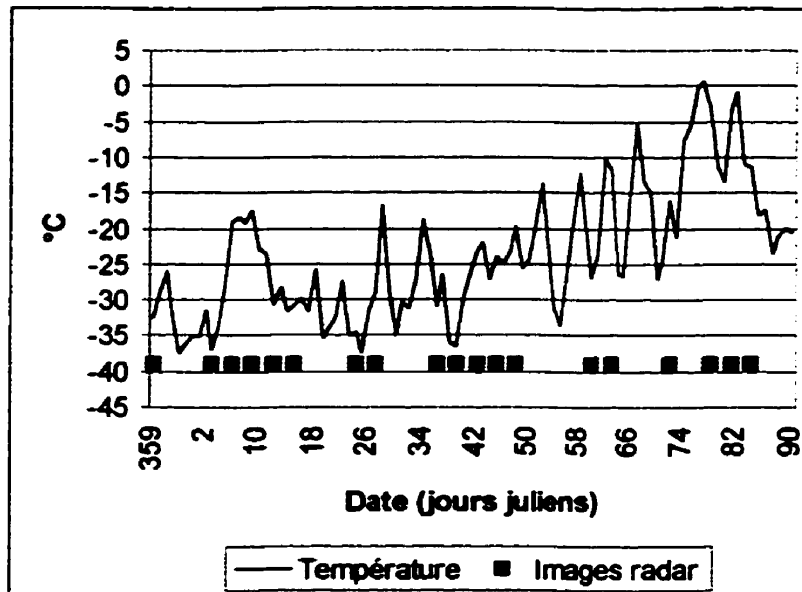


Figure 19. Températures observées à Schefferville, 1993-1994.

La température constitue un élément important sur le taux de croissance de la glace comme en témoigne le figure 15. En comparant les figures 16 à 19, il semble que la baisse de cohérence ne se limite pas uniquement à la production de nouvelle glace. En effet, l'intervalle du 19 au 22 mars [78 au 81] expose une perte importante de cohérence des signaux radar et pourtant, le taux de croissance de la glace est à peine de 0,25 cm/ 3 jours. La faible cohérence du 19 mars [78] s'explique alors par un autre facteur.

4.1.2 Effet des précipitations en neige sur les données de cohérence

La neige constitue le premier élément intercepté par le rayonnement incident transmis par le radar. Sa condition ambiante au moment de l'acquisition des images agit directement sur ε' . Un effet important du couvert nival sur le changement diélectrique de la surface se situe au niveau de l'équivalent en eau de la neige. L'équivalent en eau marque l'historique des accumulations en neige durant l'hiver 1993-1994. Dans cette analyse, les variations d'équivalent en eau incluses pour chaque intervalle d'intérêt sont considérées. Ainsi, les changements de masse du couvert nival pour trois jours commandés par les précipitations sont présentés dans les figures 20 à 23.

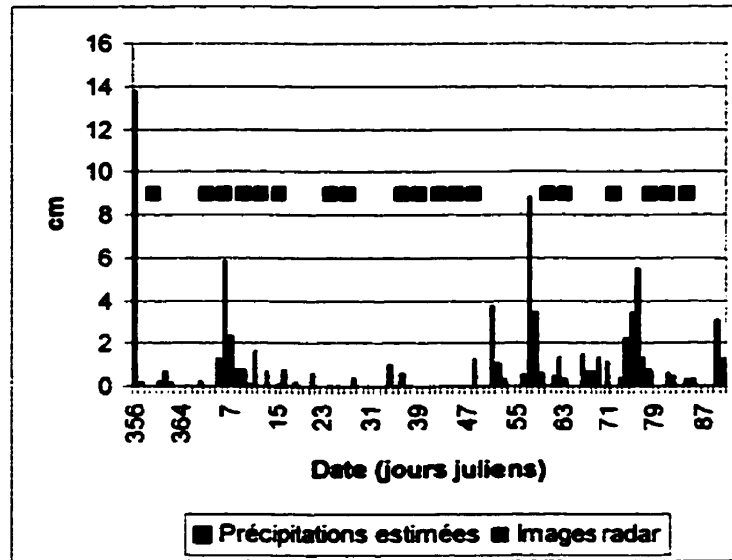


Figure 20. Précipitations en neige estimées à Schefferville, 1993-1994.

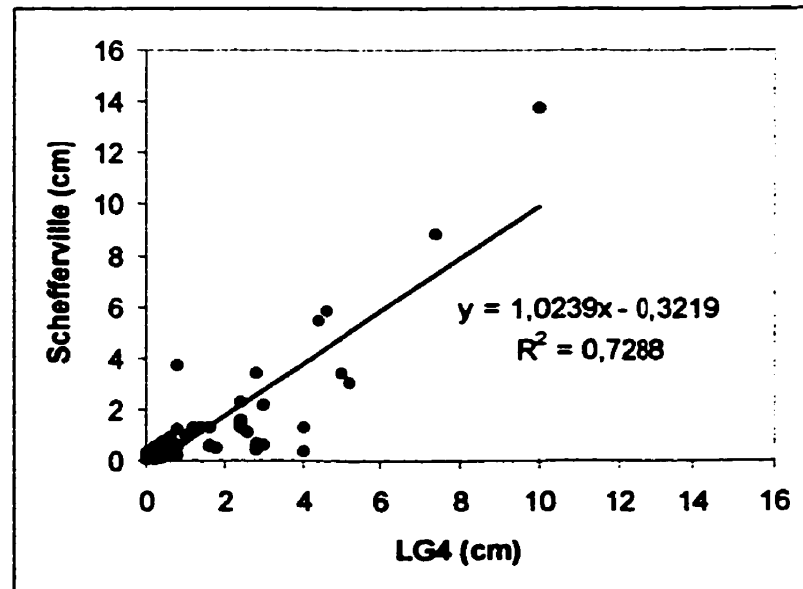


Figure 21. Régression linéaire entre les précipitations de Schefferville et de LG4.

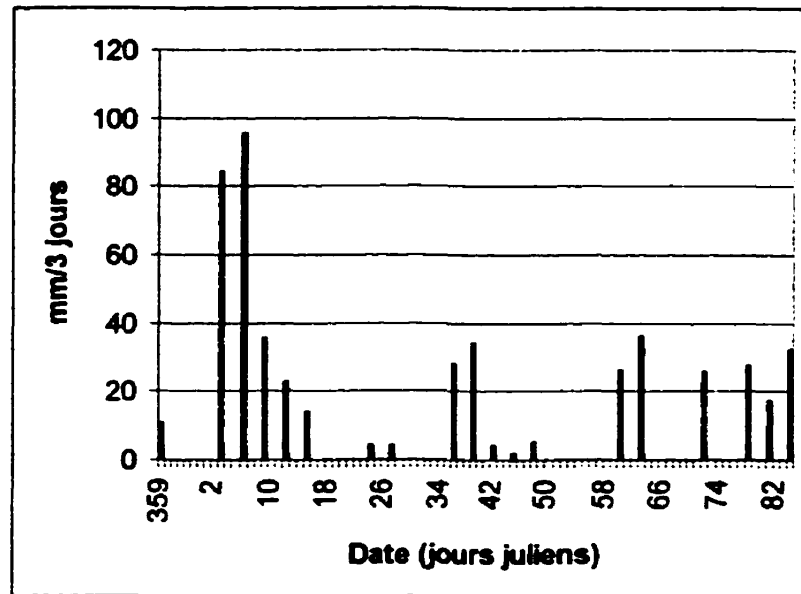


Figure 22. Changements d'équivalent en eau, Schefferville, 1993-1994.

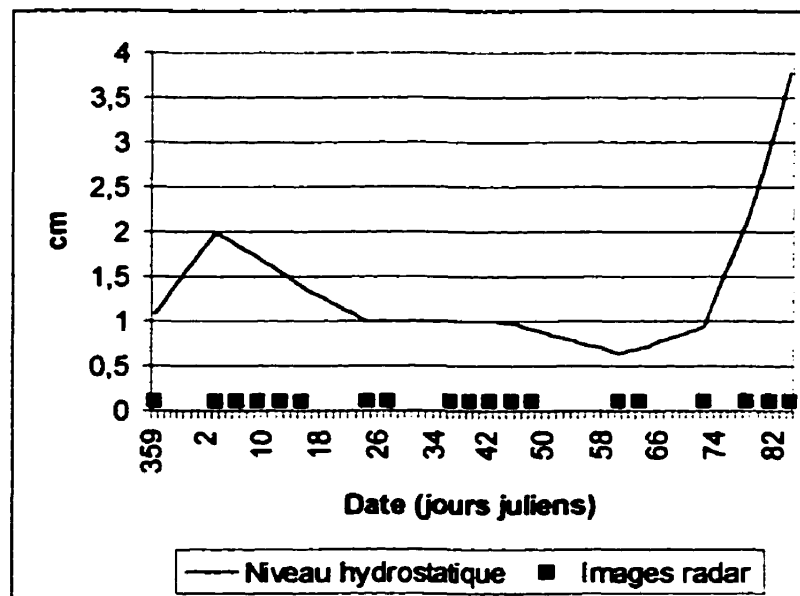


Figure 23. Niveau hydrostatique de l'eau mesuré sur le lac Knob.

Malgré le fait que la neige soit transparente au rayonnement de la bande C, les changements de l'équivalent en eau coïncident de façon inversement proportionnelle aux différences de cohérence mesurées. Du 25 décembre au 14 février [359 au 45], chaque augmentation de la masse neigeuse s'associe à une perte de cohérence significative sur

les lacs (figures 17 et 22). Les intervalles du 3 et du 6 janvier [3 et 6], du 6 au 9 janvier [6 au 9] de même que ceux du 5 et du 8 février [36 et 39] présentent un changement d'équivalent en eau suffisant pour engendrer un déphasage. Le 1er mars [60] signe le début d'une séquence de 13 jours où la cohérence s'accroît progressivement. Durant cette période, le changement d'équivalent en eau reste faible. Cependant, tel que mentionné dans la section précédente, la baisse de cohérence du 19 mars s'explique par un autre phénomène physique.

L'intervalle du 13 au 16 mars [72 au 75] montre une cohérence comparable à celle observée à la fin de janvier au moment où là encore, l'équivalent en eau était faible. La séquence suivante se caractérise par une forte baisse de la cohérence du signal. Un facteur explicatif peut éclaircir ce phénomène particulier à cette période soit, les douces températures. Le 19 mars [78], la cohérence chute à 0,25 non pas à cause de l'équivalent en eau qui est très stable, mais parce que la température dépasse 0 °C le 17 et le 18 mars [76 et 77]. Une fonte de neige s'amorce et en quelques heures à peine, le volume d'eau du couvert nival augmente suffisamment pour générer une absorption du rayonnement incident. La rétrodiffusion se fait en surface du couvert nival le 19 mars [78] alors que le 22 mars [81], le contenu en eau a gelé favorisant la pénétration du signal. Cette différence de niveau de réflexion entre les passages du 19 et du 22 mars [78 et 81] produit une perte globale de la cohérence. Les séquences subséquentes présentent une augmentation de la cohérence analogue à celle de la mi-février. L'équivalent en eau se maintient constant et aucun changement notable n'est enregistré.

L'ajout d'une quantité de neige sur le couvert nival implique une diffusion volumique proportionnelle à la masse de neige ajoutée et un changement de vitesse attribuable à la réfraction n_r du milieu en question. Comme le changement d'équivalent en eau calculé ne dépasse pas 100 mm ($\sim 2\lambda$), l'effet de la diffusion volumique apparaît négligeable en bande C. Le déphasage est alors engendré par l'indice de réfraction n_r . De plus, la nouvelle neige augmente la pression exercée sur la glace. Cette masse flottante s'enfonce après chaque accumulation. Par surcroît, des fissures dans la glace provoquent l'infiltration de l'eau et l'inondation résultante forme des plaques de *slush*. La courbe de la figure 22 illustre les séquences où la masse de neige augmente et où elle diminue. Après chaque accumulation de neige, la perte de cohérence est due à la fois à un changement de vitesse conjugué à un abaissement de l'interface glace/eau auxquels s'ajoute le taux de croissance de la glace. Ces paramètres physiques commandent la différence de la distance franchie par les signaux radar entre l'antenne et la surface.

Le niveau hydrostatique de l'eau dans la figure 23 varie selon la masse de neige ajoutée ou l'équivalent en eau. L'augmentation du niveau hydrostatique est synonyme d'un mouvement verticale de la glace généré par une variation de la masse du couvert nival. Cependant, la masse de neige sur les lacs ne fluctuent pas uniquement au gré des précipitations, mais aussi par l'action du vent qui redistribue la neige (Granberg, 1988). Le cas du lac Knob illustré dans les données précédentes montre une relation de cause à effet entre l'équivalent en eau et le niveau hydrostatique. Cette situation peut être légèrement différente sur les lacs avoisinant le secteur du lac Vacher. Par exemple, la profondeur de neige sur chacun des lacs peut varier spatialement. Néanmoins, le même processus s'applique dans cette région, car elle fut exposée aux mêmes conditions climatiques.

4.2 ANALYSE STATISTIQUE

L'analyse statistique comporte trois variables dépendantes référant à la cohérence des signaux radar et neuf variables indépendantes se rapportant aux caractéristiques physiques de la glace et de la neige. En voici la liste:

- VACHER, SAUVAGET et LACOSA: cohérence respective des lacs Vacher, Sauvaget et Lacosa;
- CROISS3J: taux de croissance de la glace sur une base de trois jours;
- TEMPERAT: température moyenne quotidienne;
- SWE: changements dans l'équivalent en eau de la neige sur une base de trois jours;
- PROFNEIG: profondeur de neige sur le lac Knob;
- HWL: niveau hydrostatique de l'eau sur le lac Knob;
- DENSNEIG: densité modélisée de la neige sur les lacs;
- PERMISSI: perméabilité diélectrique de la neige;
- GLACEEPA: épaisseur modélisée de la glace;
- WINDSPEE: vitesse du vent à Schefferville.

La matrice de corrélation de Pearson montre à quel point les relations observées entre la cohérence (VACHER, LACOSA et SAUVAGET) et les autres variables physiques de la surface diffèrent en terme d'intensité. Sur les trois lacs étudiés, les paramètres physiques associés à la neige offrent les corrélations les plus fortes. Malgré cela, ces relations ne sont pas très intenses (tableau 5).

Tableau 5
CORRÉLATIONS $r(x,y)$
n = 19

	Va cher	Sauv aget	La cosa	Crois s3j	Temp erat	Swe	Prof neig	Hwl	Dens neig	Permi ssi	Glace epa	Wind spee
VACHER	1	.89	.92	-.27	.23	-.51	.43	.20	-.18	-.18	.40	-.33
SAUVAGET	.89	1	.90	-.06	.03	-.60	.14	-.06	-.04	-.07	.23	-.33
LACOSA	.92	.90	1	-.22	.17	-.61	.37	.12	-.15	-.16	.39	-.18
CROISS3J	-.27	-.06	-.22	1	-.87	.09	-.59	-.34	-.09	-.13	-.90	.01
TEMPERAT	.23	.03	.17	-.87	1	.00	.61	.49	-.11	-.08	.64	-.07
SWE	-.51	-.60	-.61	.09	.00	1	-.16	.30	.22	.21	-.30	.07
PROFNEIG	.43	.14	.37	-.59	.61	-.16	1	.81	-.67	-.64	.52	-.14
HWL	.20	-.06	.12	-.34	.49	.30	.81	1	-.57	-.58	.15	-.07
DENSNEIG	-.18	-.04	-.15	-.09	-.11	.22	-.67	-.57	1	.99	.19	.19
PERMISSI	-.18	-.07	-.16	-.13	-.08	.21	-.64	-.58	.99	1	.23	.16
GLACEEPA	.40	.23	.39	-.90	.64	-.30	.52	.15	.19	.23	1	.03
WINDSPEE	-.33	-.33	-.18	.01	-.07	.12	-.14	-.07	.19	.16	.03	1

La principale cause de ces faibles coefficients repose sur l'analyse bi-variée entre la cohérence et chacune des variables indépendantes. L'interaction conjuguée de ces paramètres sur le signal du radar respecte davantage le contexte *in situ* où les conditions ambiantes jouent un rôle prédominant sur l'interaction signal-cible.

Des relations plus fortes se distinguent tout de même entre certaines variables indépendantes. Les variables PROFNEIG-HWL, PROFNEIG-DENSNEIG et PROFNEIG-PERMISSI présentent de bonnes corrélations entre-elles. Considérant ce fait, les variables HWL, DENSNEIG et PERMISSI mesureront sensiblement la même chose, car leur relation avec la variable dépendante s'expliquent davantage par leur interrelation entre-elles et avec PROFNEIG. L'impact de la neige sur les lacs s'avère donc déterminant et agit directement sur plusieurs paramètres physiques du couvert de glace. Les paramètres liés à la glace présentent également de fortes corrélations entre certaines variables indépendantes comme par exemple TEMPERAT-CROISS3J et GLACEEPA-CROISS3J. La variable CROISS3J expose un coefficient de corrélation similaire avec TEMPERAT et GLACEEPA selon le tableau 6. Les variables

dépendantes seront maintenant confrontées aux variables indépendantes dans un contexte multivariée.

4.2.1 Régression multiple

Les variables indépendantes retenues pour l'analyse figurent dans le tableau 6. Leur sélection repose sur l'hypothèse voulant que la croissance de la glace et l'équivalent en eau de la neige influencent la phase du signal radar. Les cinq variables indépendantes concernent les données sur la neige et la glace estimées par les modèles et aussi celles acquises sur le terrain.

Variables	n	Min.	Max.	X	σ	σ^2	Asymé.	Kurtose
CROISS3J (cm/3jours)	19	.4149	3.13	1.80	.7840	.6146	-.1779	-1.0652
SWE (mm/3jours)	19	2.00	95.72	26.89	25.27	638.57	1.46	1.51
PROFNEIG (cm)	19	13.33	39.17	18.70	6.82	46.51	1.87	2.39
HWL (cm)	19	.6444	3.78	1.45	.8089	.6543	1.44	1.39
GLACEEPA (cm)	19	46.71	103.44	81.39	17.90	320.41	-.3261	-1.32
VACHER	19	.2307	.6648	.3752	.1302	.0169	.7758	-.5494
SAUVAGET	19	.2306	.6588	.3758	.1217	.0148	.7666	-.3846
LACOSA	19	.2292	.5758	.3707	.1176	.0138	.3470	-1.26

Tableau 7 PARAMÈTRES DE LA RÉGRESSION MULTIPLE
VARIABLES INDÉPENDANTES: CROISS3J, SWE, PROFNEIG, HWL, GLACEEPA
VARIABLES DÉPENDANTES: VACHER, SAUVAGET, LACOSA
MÉTHODE: Étapes progressives pas à pas (<i>forward stepwise</i>)
INTERCEPT: Ordonnée à l'origine
TOLÉRANCE: 0.0100000

Le modèle statistique de la régression multiple sélectionne la variable explicative ou indépendante offrant le plus fort coefficient de corrélation avec la variable dépendante. Une deuxième variable est ensuite retenue et ainsi de suite. Le modèle procède ainsi par élimination des variables statistiquement non-significatives, car l'opération s'interrompt quand la relation n'est plus significative (Groupe Chadule, 1987). La force de la relation entre les variables indépendantes et la variable dépendante est indiquée par les coefficients R et R² multiple. R signifie l'intensité de corrélation et R² indique le degré d'association de la variance expliquée par les variables indépendantes.

Le tableau 8 présente les résultats des régressions multiples pour chaque variable dépendante.

Tableau 8 RÉSULTATS DE LA RÉGRESSION MULTIPLE	
Variable dépendante: VACHER n = 19	
R multiple: 0.63 R: 0.40 R ajusté: 0.32	
Erreur type de l'estimé: 0.10 Erreur standard: 0.18 Intercepte: 0.37	
F = 5.389373 df = 2, 16 F de la table = 3.63 p = 0.016242	
t (16) = 1.97 p < 0.06	
SWE β = -0.63 HWL β = 0.39	
(variable significative en gras)	
Variable dépendante: SAUVAGET n = 19	
R multiple: 0.59 R: 0.35 R ajusté: 0.32	
Erreur type de l'estimé: 0.10 Erreur standard: 0.17 Intercepte: 0.45	
F = 9.55 df = 1, 17 F de la table = 4.45 p = 0.006	
t (17) = 2.65 p < 0.01	
SWE β = -0.59	
(variable significative en gras)	
Variable dépendante: LACOSA n = 19	
R multiple: 0.69 R: 0.47 R ajusté: 0.41	
Erreur type de l'estimé: 0.09 Erreur standard: 0.15 Intercepte: 0.38	
F = 7.30 df = 2, 16 F de la table = 3.63 p = 0.005	
t (16) = 2.44 p < 0.02	
SWE β = -0.71 HWL β = 0.33	
(variable significative en gras)	

La variable SWE fut sélectionnée comme étant la plus influante sur les données de cohérence des trois lacs. Le niveau hydrostatique de l'eau (HWL) se place deuxième pour VACHER et LACOSA. Ces dernières présentent un R multiple plus élevé que SAUVAGET étant donné la contribution d'une seconde variable indépendante. Cependant, seule la variable SWE est significative. Le nombre aléatoire de Fisher ou F de Snédécour permet d'analyser la variance entre deux variables et d'indiquer le niveau de signification de la régression multiple (Groupe Chadule, 1974). La valeur de F calculée doit être supérieur au seuil dans la table F de Snédécour établie par les degré de liberté

(df). Pour les trois régressions multiples, le F calculé respecte cette condition (tableau 8). Les trois régressions multiples sont donc statistiquement significatives. Cela n'explique toutefois pas la signification de chaque variable dans la régression.

Tableau 9		
NIVEAU DE SIGNIFICATION STATISTIQUE DES VARIABLES POUR VACHER		
VARIABLES	R multiple (R > .468)	Pente B (2 * E. T. de B < B)
SWE	.512 > .468 donc significatif	2 * .104 < -.325 donc significative
HWL	.370 < .468 donc non significatif	2 * .032 > .063 donc non significative
NIVEAU DE SIGNIFICATION STATISTIQUE DES VARIABLES POUR SAUVAGET		
VARIABLE	R multiple (R > .468)	Pente B (2 * E. T. de B < B)
SWE	.599 > .456 donc significatif	2 * .093 < -.288 donc significative
NIVEAU DE SIGNIFICATION STATISTIQUE DES VARIABLES POUR LACOSA		
VARIABLES	R multiple (R > .468)	Pente B (2 * E. T. de B < B)
SWE	.611 > .468 donc significatif	2 * .088 < -.331 donc significative
HWL	.321 < .456 donc non significatif	2 * .027 > .049 donc non significative

Le coefficient R et la pente B établissent le niveau de signification statistique de SWE avec les données de cohérence du lac Vacher (VACHER), du lac Sauvaget (SAUVAGET) et du lac Lacosa (LACOSA). Le niveau hydrostatique de l'eau (HWL) ne possède pas une pente significativement différente de zéro, car deux fois l'erreur-type (E.T.) de B s'avère supérieur à la pente. Selon les statistiques descriptives, ceci s'explique par la distribution très asymétrique des données de HWL avec un coefficient de 1.44. Une telle dissymétrie à droite témoigne de la présence de valeurs extrêmes non régies par une loi normale. Le test de normalité des distributions confirme par ailleurs cette asymétrie de la courbe des données de HWL, car le pourcentage associé au t de Student dépasse les 5 % (tableau 10). La forte concentration des fréquences observées autour du mode prévaut pour les deux variables. Le coefficient d'aplatissement évoque une distribution leptokurtique. Cependant, HWL manifeste une plus forte variance que SWE avec respectivement 0.65 et 0.07. Dans ces conditions, la pente de la droite de régression B sera beaucoup plus faible traduisant par le fait même une baisse d'intensité de la corrélation. Effectivement, la faiblesse du coefficient de corrélation R entre HWL

et VACHER et LACOSA n'admet pas un seuil suffisant selon la table de R pour conclure du moins en une relation linéaire à 95 % de certitude.

Tableau 10						
POIDS DE LA RÉGRESSION POUR VACHER						
VARIABLES	BETA Standardisé	Erreur type de BETA	B	Erreur type de B	t (16)	probabilité associée au t
SWE	-.63	.20	-.32	.10	-3.11	.006
HWL	.39	.20	.06	.03	1.94	.070
POIDS DE LA RÉGRESSION POUR SAUVAGET						
VARIABLE	BETA Standardisé	Erreur type de BETA	B	Erreur type de B	t (17)	Probabilité associée au t
SWE	-.59	.19	-.28	.09	-3.09	.006
POIDS DE LA RÉGRESSION POUR LACOSA						
VARIABLE	BETA Standardisé	Erreur type de BETA	B	Erreur type de B	t (16)	Probabilité associée au t
SWE	-.71	.18	-.33	.08	-3.76	.001
HWL	.33	.18	.04	.02	1.77	.094

Le poids de chaque variable dans la régression multiple évoqué par la pente B démontre leur ordre d'importance. La première est SWE suivie de HWL. La pente standardisée BETA conserve la même disposition des variables. L'intensité de corrélation augmente en fonction de la pente BETA. Ainsi, il est possible de prévoir une relation supérieure de SWE avec LACOSA qu'avec VACHER et SAUVAGET. La table sommaire du tableau 11 expose la force de ces corrélations.

Tableau 11						
TABLE SOMMAIRE DE LA RÉGRESSION ENTRE VACHER ET LES PARAMÈTRES PHYSIQUES						
VARIABLES	ÉTAPES	R MULTIPLE	R ² MULTIPLE	R ² CHANGE	F	Probabilité associée au F
SWE	1	.51	.26	.26	6.02	.025
HWL	2	.63	.40	.14	3.76	.070
TABLE SOMMAIRE DE LA RÉGRESSION ENTRE SAUVAGET ET LES PARAMÈTRES PHYSIQUES						
VARIABLE	ÉTAPES	R MULTIPLE	R ² MULTIPLE	R ² CHANGE	F	Probabilité associée au F
SWE	1	.59	.35	.35	9.55	.006
TABLE SOMMAIRE DE LA RÉGRESSION ENTRE LACOSA ET LES PARAMÈTRES PHYSIQUES						
VARIABLE	ÉTAPES	R MULTIPLE	R ² MULTIPLE	R ² CHANGE	F	Probabilité associée au F
SWE	1	.61	.37	.37	10.15	.005
HWL	2	.69	.47	.10	3.16	.094

La table sommaire de la régression multiple indique les variables sélectionnées ayant le plus d'influence sur les données de cohérence. Le coefficient R multiple augmente de 0.51 à 0.63. Toutes contributions confondues, seulement 40 % des données de cohérence (VACHER) s'associent aux paramètres physiques exposés dans la table. De plus, la marge d'erreur associée à HWL s'élève au delà des 5 %. Le test F confirme également que seul la variable SWE est statistiquement significative, car seul le F calculé de cette variable est supérieur au seuil de la table et ce pour les trois lacs (tableaux 8 et 11).

Dans le cas du lac Sauvaget (SAUVAGET), seul le changement de l'équivalent en eau impose sa prédominance. La table sommaire expose un coefficient de corrélation plus faible que dans le cas précédent avec 0.59. Les variations contenues dans les données de cohérence de ce lac s'associent au changement d'équivalent en eau dans une proportion de 36 %. La grande variance des données explique ce faible pourcentage.

Le lac Lacosa est soumis à la même influence du changement d'équivalent en eau que les deux autres. Le modèle statistique a sélectionné la variable HWL au second rang. Là encore, la variable SWE montre un coefficient R supérieur aux précédents. R multiple passe de 0.61 à 0.69. De plus, R^2 multiple affiche un pourcentage d'association légèrement supérieur aux données de VACHER.

Ces résultats de régressions multiples montrent globalement l'influence prédominante du changement dans l'équivalent en eau par rapport aux autres variables physiques de la surface. Les tables sommaires pour les lacs Sauvaget et Lacosa confirment cet énoncé (tableau 11). Ces résultats viennent également confirmer l'hypothèse de départ à l'effet que le changement de l'équivalent en eau constitue un facteur important sur le déphasage du signal radar. Toutefois, ce phénomène n'intervient pas seul dans ce processus. Le mouvement vertical de la glace et son taux de croissance constituent des agents non-négligeables auxquels il faut porter attention.

4.3 DISCUSSION

La cohérence observée sur les plans d'eau témoigne d'un patron de variation spatiotemporelle cyclique où une succession de forte et faible cohérence des signaux radar démontre la dynamique hydrologique et son influence sur la rétrodiffusion. La présentation des résultats statistiques permet de cerner le paramètre physique de la surface le plus déterminant sur le déphasage. Effectivement, le changement dans l'équivalent en eau s'affiche comme la variable corrélative la plus intense avec les données de cohérence. Son effet se manifeste à deux niveaux soit: la réfraction du signal radar et le mouvement vertical de l'interface glace/eau généré par un ajout de poids sur le couvert de glace. La série d'images des figures 24 a, 24 b et 24 c permettra de constater davantage le processus de déphasage des signaux par la surface.

4.3.1 Présentation et interprétation des images de cohérence

L'interprétation visuelle des images illustre bien les fluctuations spatiales de la cohérence produites sur les lacs. Les plans graphiques figurant en vert tracent la périphérie exacte des éléments hydrographiques. Ces informations proviennent de l'image de Landsat corrigée géométriquement. Les images présentées sont les premières de chaque paire séparées par intervalle de trois journées.

Cohérence observée sur les lacs

Dans l'ensemble, la cohérence est bien conservée sur le terrain contrairement aux plans d'eau où le contraste apparaît évident. La baisse de cohérence engendrée au début de la séquence survient au moment d'un changement de l'équivalent en eau enregistré au début de janvier. Ce mécanisme s'étend bien au delà des plans d'eau pour les intervalles du 3 et du 6 janvier. Les lacs présentent une très faible cohérence sur toute leur superficie. Comme ces surfaces sont instables comparativement au terrain avoisinant, la variation de 95 mm d'équivalent en eau constitue une masse considérable de neige dont le poids contraint la glace à s'enfoncer dans l'eau. Le mouvement verticale de la glace discuté précédemment intervient dans le mécanisme de déphasage du rayonnement incident. Les images du 3 janvier, 6 janvier, 9 janvier, 8 février et 1er mars démontrent bien la dynamique de ce processus, car la perte de cohérence se distribue de façon homogène sur les étendues glacées.

À partir du 9 janvier, bien qu'elle demeure faible, la cohérence des lacs augmente et laisse paraître quelques surfaces sombres. Ces plaques apparaissent après chaque augmentation de l'équivalent en eau. Tout porte à croire qu'un mouvement verticale de la glace provoque la formation de *slush* suite à l'inondation de l'interface neige/glace. Elles ressortent plus clairement sur les images du 24 et du 27 janvier. Ce processus se produit à la mi-février aux mêmes endroits que la période précédente. Du 8 au 11 février, le changement d'équivalent en eau atteint 33 mm. L'émergence de l'eau se fait par un réseau de fissures implanté plutôt dans la saison au moment où la glace était plus mince. Ces faiblesses du couvert de glace persistent et laissent infiltrer l'eau quand le niveau hydrostatique fluctue. Le déphasage des signaux le long de ces cassures provient de l'eau qui réfléchit le signal à partir de niveaux différents. La forte cohérence de la glace entourant les plaques de *slush* témoigne de la stabilité de la glace quand l'équivalent en eau reste inchangé. Les conditions physiques ambiantes y sont similaires dans l'intervalle d'acquisition ces images.

Le début de mars est le théâtre d'événements analogues aux épisodes précédents. La cohérence des signaux s'accroît à partir du 1er mars. À ce moment là, le taux de croissance de la glace ne dépasse guère les 12 mm par trois jours. L'effet sur le déphasage est donc négligeable. Le patron de cohérence qui suit s'apparente au même processus que la mi-janvier et mi-février. Toutefois, la faible cohérence du 19 mars montre à quel point la fonte de la neige agit sur le déphasage. Sans les plans graphiques,

il est impossible de localiser les diverses composantes hydrographiques. Le 22 mars, les températures se situent autour de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Le volume d'eau au sein du couvert nival a complètement gelé. Le gain de cohérence sur les lacs s'explique d'une part par le fait que le signal provient de l'interface glace/eau où la croissance de la glace reste négligeable ($1\text{ cm}/3\text{ jours}$) et d'autre part par l'absence de mouvement vertical du couvert de glace dans l'intervalle. Entre le 25 et le 28 mars, la stabilité de la glace persiste sur tout les plans d'eau. Un important réseau de fissures de la glace annonce les signes avant-coureur d'une période de débâcle suite aux températures douces répertoriées dans la même semaine.

La région des tourbières délimitée en rouge dans la figure 24 offre des conditions similaires à la toundra alpine (voir les secteurs 1 et 2 sur la figure 24). Les étangs contenues sur les tourbières sont généralement de faible profondeur. Or, le couvert de glace atteint facilement le fond des étangs considérant le fort taux de croissance de glace de cette région. Aucun mouvement vertical ne peut donc se produire contrairement aux lacs. Les images témoignent de cette stabilité comparable à la toundra. Seules les précipitations engendrent une perte de cohérence significative à ces endroits. Le déphasage du signal radar provient alors de la réfraction par la nouvelle neige ajoutée. Cette sensibilité à l'équivalent en eau ouvre la voie à diverses applications en hydrologie.

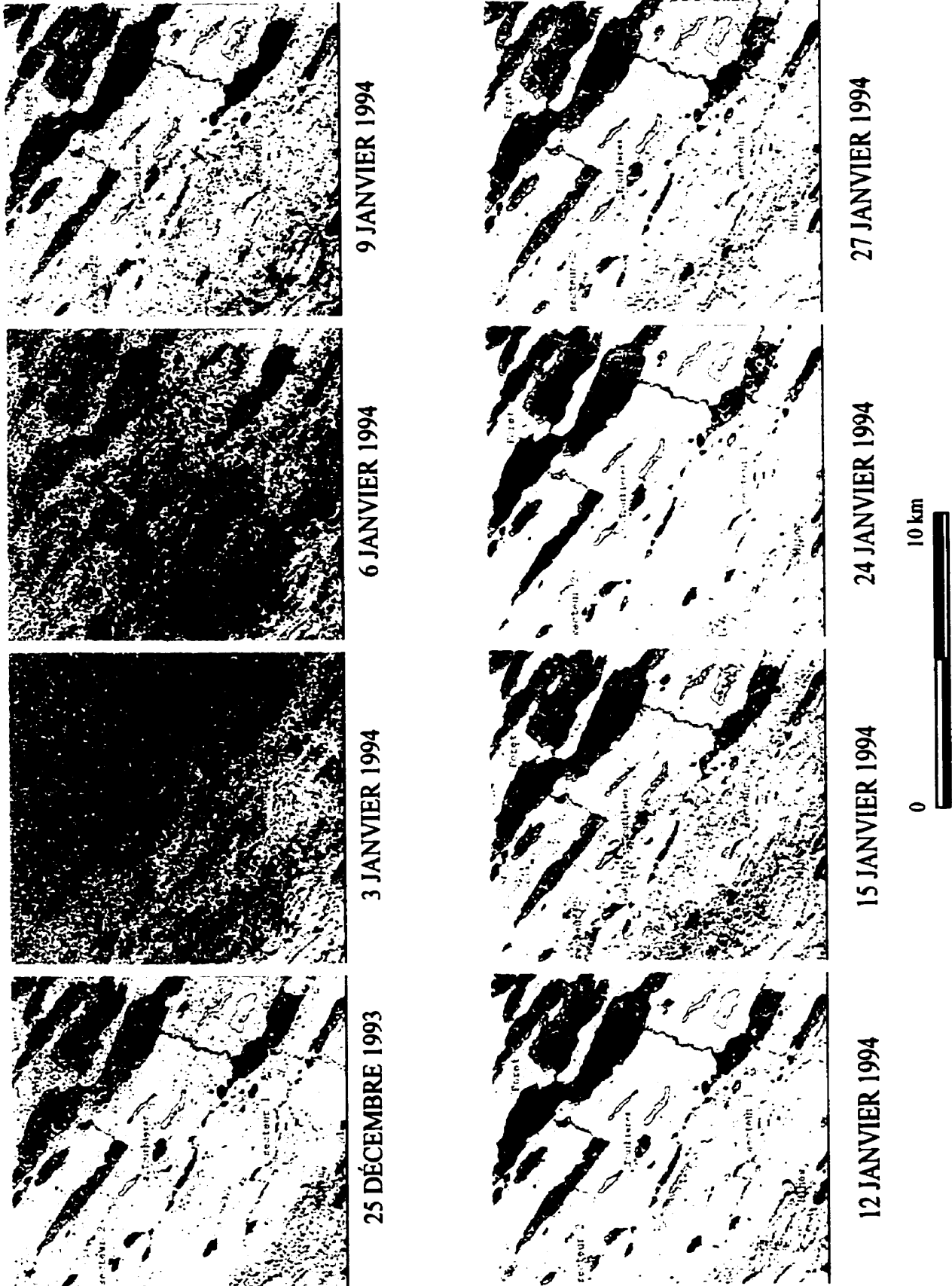


Figure 24 a. Images de cohérence.

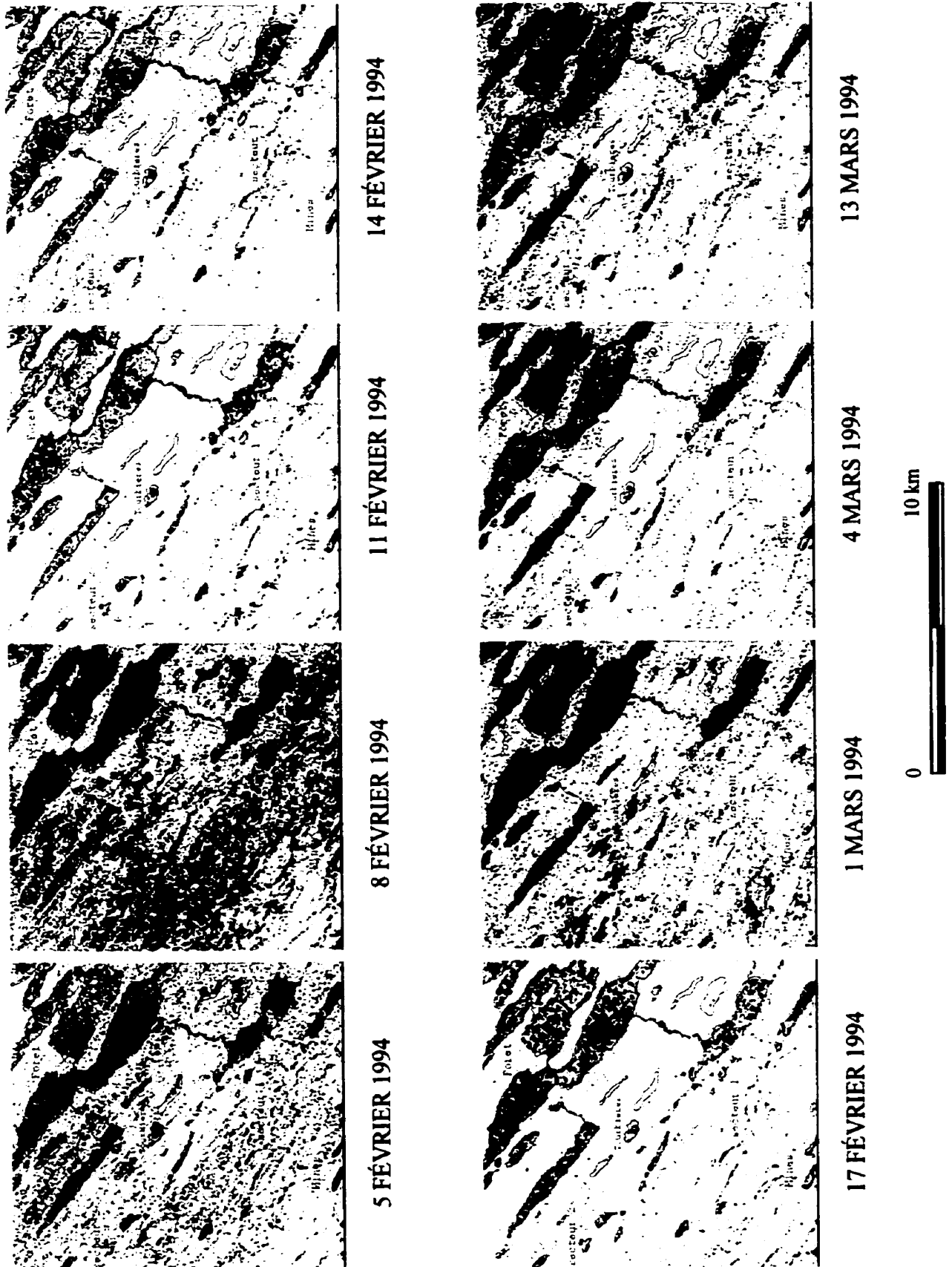


Figure 24 b. Images de cohérence

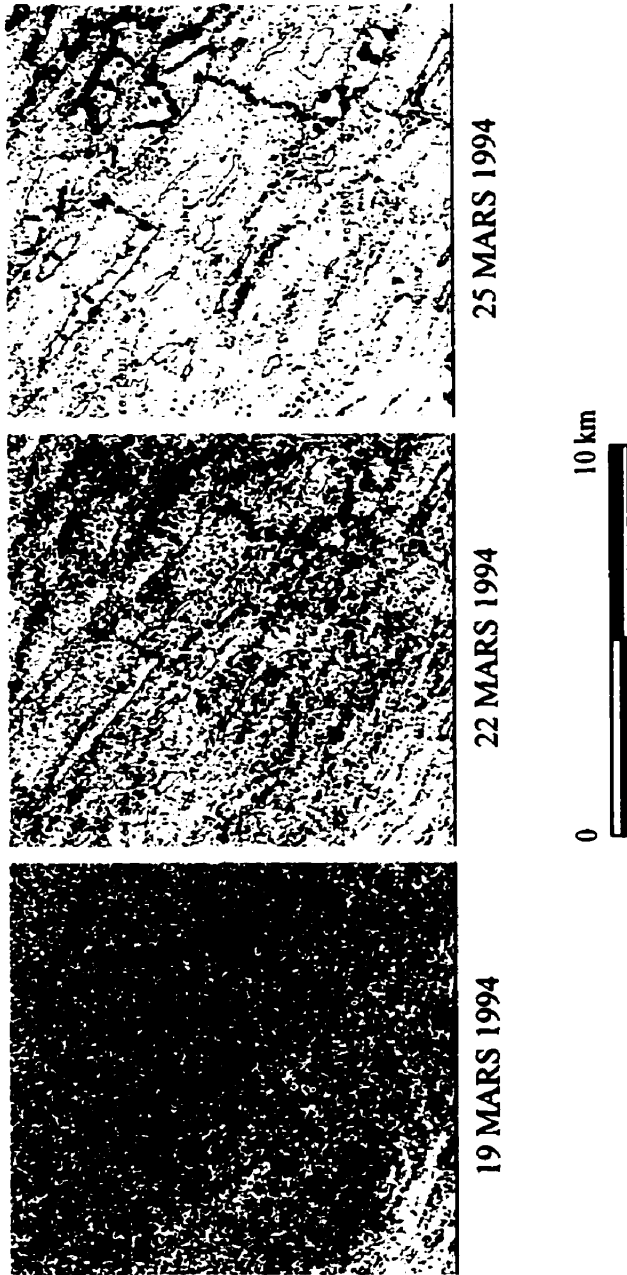


Figure 24 c. Images de cohérence.

5. CONTENU DE L'INFORMATION EN MODE AMPLITUDE

Jusqu'à maintenant, l'information contenu dans la cohérence d'interférogramme permet de rehausser les changements d'équivalent en eau, les mouvements du couvert de glace et la croissance de la glace. Le présent chapitre inclura l'information traitée en mode amplitude. La séquence d'images d'amplitude est interprétée parallèlement aux images de cohérence pour des fins de comparaison.

5.1 RÉSULTATS

5.1.1 Données sur l'amplitude des signaux radar

Le coefficient de réflexion calculé à partir des mesures de la constante diélectrique sur la neige sèche au chapitre 2 permettent d'estimer la réflectance de chaque interface du couvert de glace. La réflectance du signal demeure forte et constante à l'interface glace/eau. Les interfaces air/neige et neige/glace présentent des variations opposées l'une par rapport à l'autre. Par contre, leur très faible réflectance témoigne de la transparence de la neige sèche au rayonnement de la bande C en mode amplitude. Le passage du signal dans la neige sèche ne produit pas de dégradation significative de la puissance. L'information véhiculée sur le couvert nival s'avère donc très réduite et le signal rétrodiffusé provient alors principalement de la glace. Toutefois, la neige *in situ* n'est pas toujours sèche. Les données de cohérence ont démontré les zones de formation de *slush* où l'eau s'infiltré par des fissures dans la glace. Les sites de neige inondée retournent une forte impulsion. Chaque intervalle rapportant la présence de *slush* dans les données de cohérence se traduit par une forte rétrodiffusion.

L'amplitude réfère à la puissance des signaux qui réagissent aux aspects structuraux et aux changements diélectriques des interfaces du couvert de glace. La figure 23 illustre la puissance moyenne déterminée à partir des deux images parents de chaque paire d'intervalle.

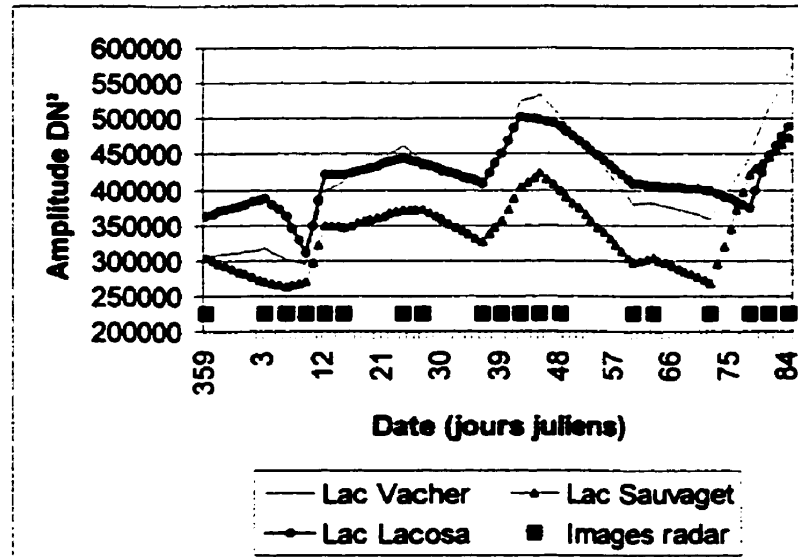


Figure 25. Amplitude du signal pour les lacs Vacher, Sauvaget et Lacosa, 1993-1994.

L'amplitude fluctue énormément d'un intervalle à l'autre. Sur le plan temporel, ces variations s'apparentent à celles de la cohérence, car il s'agit des mêmes signaux traités cette fois en terme de puissance. La baisse de puissance enregistrée durant la première moitié du mois de mars coïncide avec une période où la neige s'est avérée transparente au rayonnement incident. Le mode amplitude revoit l'information des caractéristiques structurales de la glace dans la mesure où la neige sèche recouvre la glace. Le 19 mars [78], la fonte de neige engendre l'absorption du signal réduisant par le fait même la puissance du signal reçu.

5.2 DISCUSSION ET INTERPRÉTATION DES IMAGES D'AMPLITUDE

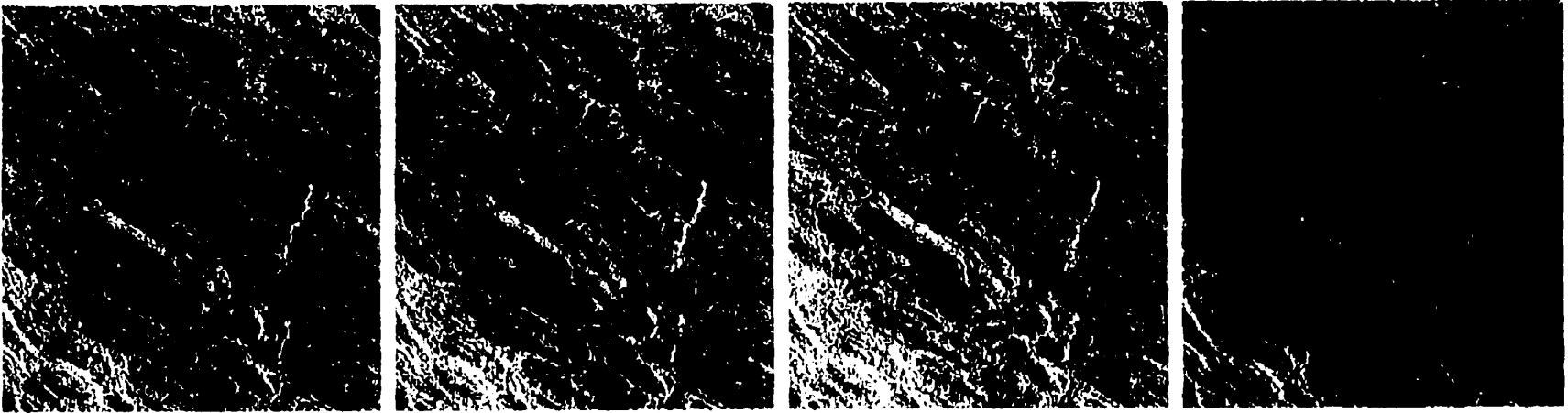
Les images de décembre et janvier montrent une augmentation graduelle de la puissance (figure 26). Certaines caractéristiques structurales contribuent à faire accroître l'intensité du signal. Des linéaments brillants apparaissent sur les images du 25 décembre au 6 janvier [359 au 6] comme étant des fissures. L'aspect rugueux de celles-ci favorise la présence d'interstices d'air et d'eau très réflecteurs. La portion nord ouest du lac Sauvaget se distingue par une surface très réflectrice. De plus, les rives de cette baie ainsi que la partie entre l'île et le bord du lac renvoient un fort signal. Ce patron se manifeste jusqu'à la fin de la série d'images. Le taux de croissance de la glace a rapidement gelé l'eau jusqu'au fond. À ces endroits, la glace probablement ancrée au fond du lac offre un

interface particulièrement rugueux. Le reste du lac présente une faible rétrodiffusion, car l'interface lisse glace/eau réfléchit les signaux spéculairement. La figure 25 en témoigne avec une amplitude inférieure à ceux des deux autres lacs.

Le même processus de réflexion spéculaire est observé sur le lac Vacher entre le 25 décembre et le 9 janvier [359 au 9]. Des surfaces sombres entourées par des fissurations d'aspect brillant évoluent durant cet intervalle. Le changement d'équivalent en eau du 3 au 9 janvier [3 au 9] n'affecte pas la rétrodiffusion de façon significative. Cependant, à partir du 12 janvier [12], une série de plaques très brillantes réparties sur l'ensemble de la superficie des lacs Vacher et Lacosa se développent jusqu'à la dernière image de février. Cet effet apparaît particulièrement là où la formation de *slush* fut localisée dans les images de cohérence c'est à dire dans les parties nord-ouest et sud-est du lac Vacher. Pour le lac Lacosa, la *slush* se répartit assez uniformément. D'ailleurs, la forte rétrodiffusion par la glace de ce lac le rend pratiquement imperceptible dès le début de la séquence d'image. En février, ces plaques sont rehaussées davantage suite aux précipitations du 5 et du 8 février [36 au 39]. L'eau émerge par la glace fissurée et la neige inondée devient très réfléchissante. Avec le temps, la neige mouillée gèle et devient de la glace blanche. La texture granulaire de la glace blanche offre une surface suffisamment rugueuse pour générer une forte rétrodiffusion à l'interface glace blanche/glace noire. Elle s'avère tout de même moins réfléchissante que la *slush*. Les deux premières images de mars témoignent du regel des plaques de *slush*, car la puissance du signal a considérablement diminué. La fonte de neige amorcée dans les journées du 17 au 19 mars [76 au 78] provoque une baisse de la puissance par l'absorption des signaux dans le couvert nival saturé d'eau. Ceci confirme la sixième hypothèse sur l'effet d'absorption du signal par la neige humide. L'augmentation graduelle de la puissance dans les images suivantes réfère à la diminution du volume d'eau dans la neige, car elle gèle progressivement.

Les principaux attributs de la surface des plans d'eau gelés perceptibles par l'imagerie radar en mode amplitude sont donc la *slush*, la glace blanche et la glace noire. L'effet direct du couvert nival sur ces couches sous-jacentes modifie la texture et la structure auxquels les ondes radar réagissent de façon significative. Ces résultats confirment les hypothèses cinq et sept stipulant que la rugosité du couvert de glace et la présence de fissures accentuent la rétrodiffusion.

Figure 26 a. Images d'amplitude



25 DÉCEMBRE 1993

3 JANVIER 1994

6 JANVIER 1994

9 JANVIER 1994



12 JANVIER 1994

15 JANVIER 1994

24 JANVIER 1994

27 JANVIER 1994

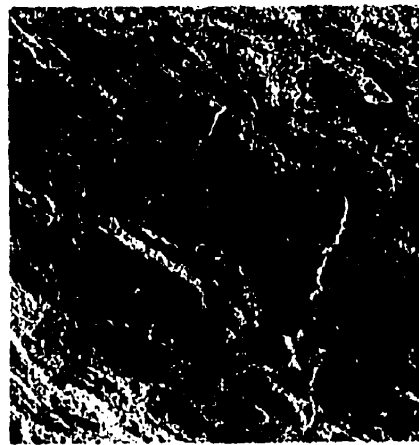
0 10 km



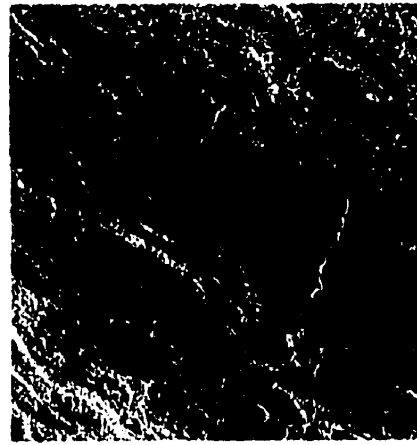
Figure 26 b. Images d'amplitude



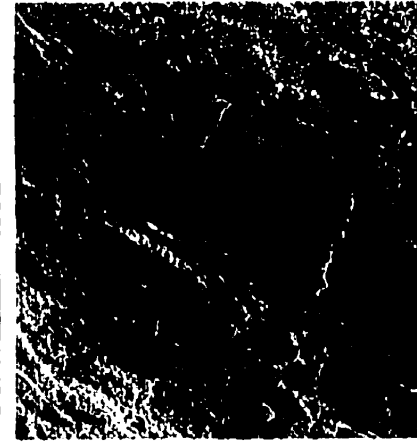
5 FÉVRIER 1994



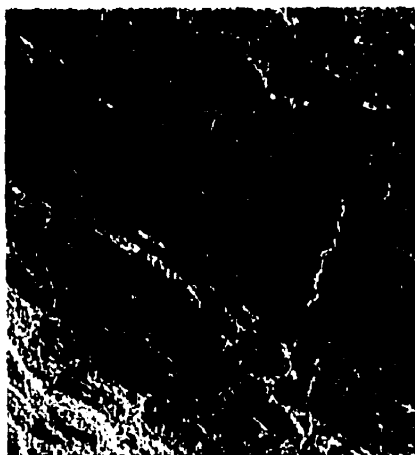
8 FÉVRIER 1994



11 FÉVRIER 1994



14 FÉVRIER 1994



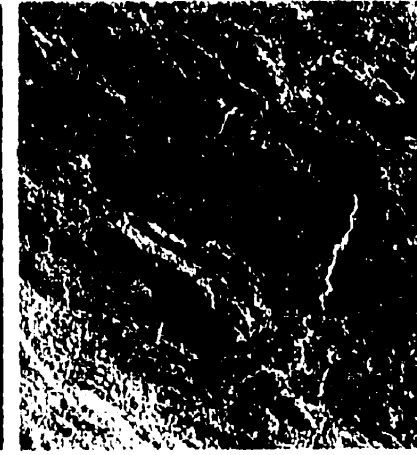
17 FÉVRIER 1994



1 MARS 1994



4 MARS 1994



13 MARS 1994



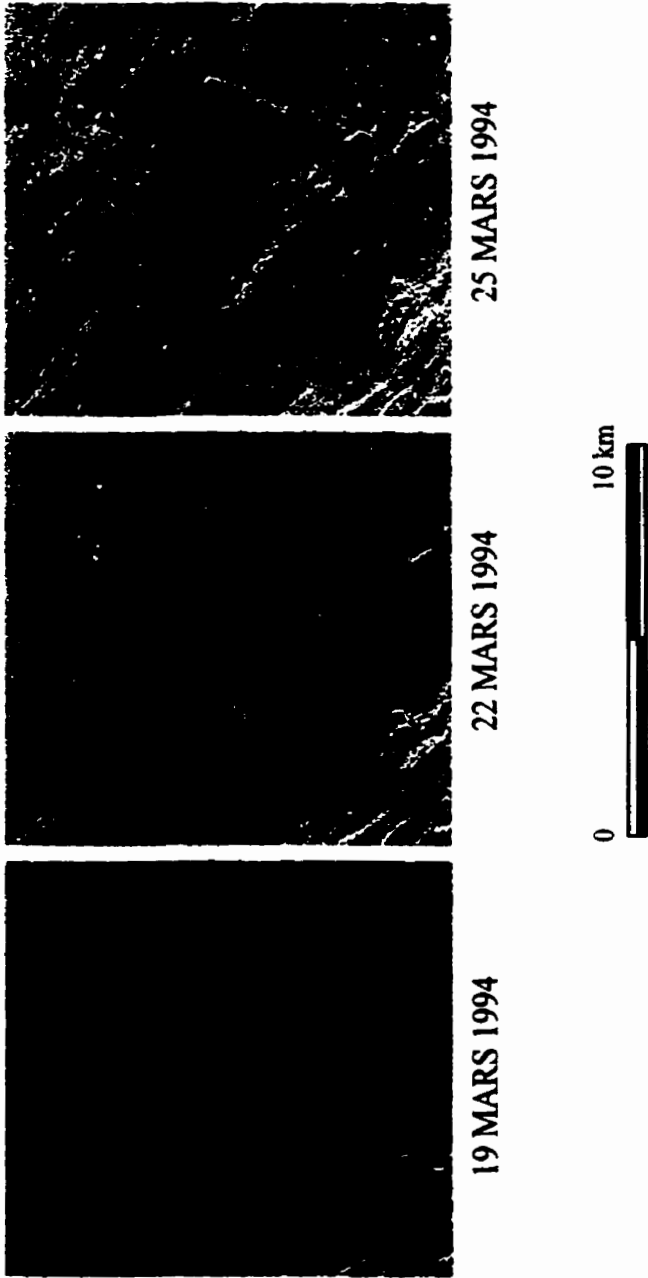


Figure 26 c. Images d 'amplitude.

6. CONCLUSION

Cette étude a examiné l'information contenue dans les signaux radar rétrodiffusés par la glace des lacs et a déterminé ce qu'il est possible de voir au niveau de la glace sur les images de cohérence et d'amplitude. La méthodologie basée sur l'estimation de la croissance de la glace et les changements d'équivalent en eau visait à obtenir une réalité terrain absolue sur les conditions du couvert de glace et de neige. La bonne précision des modèles d'estimation de la croissance de la glace et des précipitations en neige ont permis de créer une base de données de référence pour l'analyse des signaux radar et l'interprétation des images. L'interférométrie par passages répétés a dévoilé une série de changements temporels liés aux conditions diélectriques et également aux mouvements des couverts de glace occasionnés entre les intervalles séparant les images.

Les données de cohérence ont révélé que le couvert de glace constitue un milieu très instable où la cohérence demeure toujours plus faible comparativement au terrain. À la lumière de l'analyse statistique, une bonne corrélation s'établit entre la cohérence et le changement de l'équivalent en eau de la neige. La réfraction des signaux produit par accumulation de nouvelle neige engendre un changement de phase contribuant ainsi à maintenir une faible cohérence. De plus, la masse de la nouvelle neige provoque un mouvement vertical de l'interface glace/eau. Il se manifeste par une perte généralisée de la cohérence sur l'ensemble des lacs. La formation de *slush* est également apparente par des zones sombres associées à une faible cohérence après chaque séquence de précipitation. Ce fait est d'autant plus intéressant, car il est maintenant possible d'avoir un aperçu général de l'étendue des plaques de *slush* sur le couvert de glace ce qui n'est pas visible sur le terrain où par d'autre type d'imagerie. La croissance de la glace entre les intervalles d'acquisition des images augmente la différence de trajectoire franchi à l'intérieur du couvert de glace produisant ainsi un déphasage.

Le phénomène d'absorption par le contenu en eau dans le couvert nival agit fortement sur le déphasage. Bien que cette donnée ne fut pas acquise sur le terrain, la perte de cohérence enregistrée le 19 mars suggère un régime hydrique funiculaire où la masse volumétrique de l'eau (M_v) supérieure à 3 % s'avère suffisante pour causer une diffusion en surface de la neige. Seules les convexités du relief exposent une bonne cohérence, car le vent de la toundra alpine balait constamment ces crêtes et la face exposée au rayonnement incident reste inchangée.

L'interférométrie offre donc un niveau de précision appréciable pour la détection des changements spatiotemporels des lacs gelés. Ces capacités permettent l'utilisation de cette technique comme outil d'analyse de la distribution spatiale de la neige ainsi que du processus de croissance de la glace. Cependant la sensibilité du signal à la neige peut s'avérer un inconvénient pour la détection des changements de la surface. Le couvert nival est directement exposé aux conditions météorologiques ambiantes. Par exemple, quand la fonte de neige s'amorce, le volume d'eau provoque l'absorption du signal radar et la perte de cohérence est très importante. L'image du 19 mars constitue un bon exemple où le volume d'eau augmente de façon substantielle. Ainsi, il s'avère difficile de définir les entités topographiques ou d'évaluer le ruissellement sur les parois du bassin versant. Également, de fortes précipitations entraînent un déphasage produisant le même effet. La recherche devra orienter ses efforts à ce niveau pour développer une meilleure compréhension du processus de déphasage par le couvert nival.

Les données d'amplitude du signal dévoilent un aspect différent de la glace. Le mode amplitude n'est pas influencé directement par les changements d'équivalent en eau de la neige. Les principaux facteurs déterminants sur la rétrodiffusion sont la formation de *slush* et de fissures sèches et humides dans la glace. La glace blanche a également démontré une forte rétrodiffusion dans les images de mars. La rugosité de l'interface glace blanche/glace noire favorise une forte impulsion.

L'application de l'interférométrie par radar en période hivernale comporte des aspects encore inconnus. La sensibilité des ondes radar en bande C aux changements d'état de la couverture nivale témoigne d'un milieu diélectrique complexe où les mécanismes gérant la propagation du signal agit selon la disposition spatiale et la forme des cristaux de glace. L'usage de l'image TM de Landsat dans cette étude aide à interpréter les variations spatiotemporelles du patron de cohérence, car il a été possible de définir précisément les contours des lacs et ainsi observer les variations de cohérence. Le traitement numérique des images complexes d'interférogramme amène certes une perspective intéressante de la surface visée. Cependant, analyser le contenu représente un défi de taille et les chercheurs devront s'attarder davantage à l'effet du couvert neigeux sur les signaux radar. Celui-ci constitue un élément perturbateur de premier plan engendrant un déphasage important du rayonnement incident.

RÉFÉRENCES

- ADAMS, W.P. (1981) Snow and ice on lakes. Hand Book of Snow; principles, processes, management and use, Pergamon press, Toronto, pp 437-474.
- ADAMS, W.P. and SHAW, J.B. (1982) Ten years of ice survey on Knob lake, New-Quebec. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 21-31.
- ADAMS, W.P. (1984) Lake cover research in northern Quebec and Labrador. McGill Subarctic Research Laboratory, Montreal n° 39, pp 109-124.
- ADAMS, W.P. and JONES, J.A.A.A. (1971) Observations on crystallographic relations of white ice and black ice. Geophysica, n° 11, pp 151-163.
- ANDREWS, J.T. (1962) Variability of lake ice growth and quality in schefferville region, central Labrador-Ungava. J. of glaciology, #4, pp 337-347.
- ANDERSON, D.L. (1961) Growth rate of sea ice. Journal of glaciology, vol. 3, pp 1170-1172.
- ARCHER, D.R. (1965) The ice survey 1964-65. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 170-194.
- ARCONE, S.A. and DALY, F.D. (1989) Airborne radar survey of brash ice jam in the St-Clair river. CRREL Report 89-2, U.S. army cold regions research and engineering laboratory, Hanover, New Hampshire, 18 p.
- ARCONE, S.A. and CALKINS, D.J. (1990) Radar surveying of the bottom surface of ice cover. Canadian journal of remote sensing, vol. 16, n°1, p.30-39.
- ASHTON, G.D. (1986) River and lake ice engineering. George D. Ashton, Editor. Water resources publications, Littleton, Colorado, USA. 485 p.
- BELTAOS, S., BURRELL, B.C., DAVAR, K.S., DUBLIN, J., ISMAIL, S., LANE, R.J. and PROWSE, T.D. (1989) Guide des glaces fluviales au Nouveau-Brunswick. Environnement Canada, Direction des eaux intérieures et Ministère de l'Environnement du Nouveau-Brunswick, Sous-comité responsable des glaces de cours d'eau du Nouveau-Brunswick, 18 p.

BENNER D.A. and BERTOLA, C.A. (1992) Operational satellite sea ice analysis at the Navy/NOAA joint ice center. *Satellite meteorology and oceanography*, 6th Conference, Atlanta, GA, January 5-10, pp 395-398.

BERNIER, M. et FORTIN, J.P. (1991) Suivi du couvert nival par radar : résultats obtenus dans le sud du Québec. *Comptes rendus du 7^e congrès de l'Association québécoise de télédétection, Télédétection et gestion des ressources*, vol. VII, pp 83-92.

BERNIER, M., FORTIN, J.P. et GAUTHIER, Y. (1994) Suivi du couvert nival par le satellite ERS-1 : résultats préliminaires obtenus dans l'Est du Québec. *Journal canadien de télédétection*, vol. 20, n° 2, pp 138-149.

BERNIER, M., DEDIEU, J.P. et FORTIN, J.P. (1995) Suivi du couvert nival par radar dans les Alpes françaises; application d'une approche développée au Québec. *Journal canadien de télédétection*, vol. 22, n° 1, pp 53-64.

BONN, F. et ROCHON, G. (1993) *Précis de télédétection; volume 1; principes et méthodes*. Presses de l'Université du Québec, 485 p.

BROWN, R.J., BRISCO, B., LECONTE, R., MAJOR, D.J., FISCHER, J.A., REICHERT, G., KORPORAL, K.D., BULLOCK, P.R., POKRANT, H. and CULLEY, J. (1993) Potential applications of RADARSAT data to agriculture and hydrology. *Canadian journal of remote sensing*, vol. 19, n° 4, pp 317-329.

CAMBELL, K.J. and ORANGE, A.S. (1974) A continuous profile of sea ice and freshwater ice thickness by impulse radar. *Polar Research*, vol. 17, n° 106, pp 31-41.

CENTRE CANADIEN DE TÉLÉDÉTECTION (1992) *ERS-1 : guide des utilisateurs canadiens*. Secteur des levés, de la cartographie et de la télédétection. 22 p.

CUMMING, W.A. (1952) The dielectric properties of ice and snow at 3.2 centimeters. *Journal of applied physics*, vol. 23, n° 7, July 1952, pp 768-774.

COULSON, S.N. (1993) Interférométrie SAR au moyen d'ERS-1. *Observation de la terre, ESA*, n° 40, avril 1993, pp. 20-23.

DELKER, C.V., ONSTOTT, R.G. and MOORE, R.K. (1980) Intermediate results of the radar backscatter study of sea ice in the Beaufort sea. *Final sursat ice Workshop*, Toronto, Ontario, June 23-27, 47 p.

EICKEN, H., FISCHER, H. and LEMKE, P. (1995) Effects of snow cover on Antarctic sea ice and potential modulation of its response to climate change. *Annals of glaciology*, n° 21, pp. 369-376.

FINDLAY, B. (1966) A hydrologic study in the Knob lake area New Quebec. McGill subarctic Research Laboratory, Montreal pp. 144-162.

FUK K.L. and GOLDSTEIN, M. (1990) Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 28, n° 1, january 1990, pp. 88-96.

GABRIEL, A.K. and GOLDSTEIN, R.M. (1988) Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B. *International journal of remote sensing*, 1988, vol. 9, n° 5, pp. 857-872.

GENS, R. and VAN GENDEREN, J.L. (1996) Review article, SAR interferometry – issues, techniques, applications. *International journal of remote sensing*, vol. 17, n° 10, pp 1803-1835.

GLEN, E. L. and HALL, D. (1995) Sensitivities of lake freeze-up and break-up to climate change : a physically based modeling study. *Annals of glaciology*, n° 21 pp. 387-393.

GOLDSTEIN R.M., ZEBKER H.A. and WERNER, C.L. (1988) Satellite radar interferometry : two-dimentional phase unwrapping. *Radio science*, n°23, pp 713-720.

GONZALEZ, R.C. and WOODS, R.C. (1993) *Digital image processing*. Reading, Mass. :Addison-Wesley. 716 p.

GRAHAM, C.L. (1974) Synthetic interferometer radar for topographic mapping. *Proceeding of the IEEE*, vol. 62, n° 6, june 1974, pp. 763-768.

GRANBERG, H.B. (1988) On the spatial dynamics of snow cover-permafrost relationships at Schefferville. V International conference on permafrost, Trondheim, Norway, august 2-5 1988, pp 1-6.

GRANBERG, H.B. (1994) Mapping heat loss zones for permafrost prediction at the northern/alpine limit of the boreal forest using high-resolution C-band SAR. *Remote sensing environnement* n° 50, pp280-286.

GRANBERG, H.B., JUDGE, A.S., FADAIE, K. and SIMARD, R. (1994) C-band backscatter from northern terrain with discontinuous Permafrost: the Schefferville digital transect. *Canadian journal of remote sensing*, vol. 20, n° 3, pp. 245-256.

GRANBERG, H.B. and VACHON, P.W. (1998) Delineation of discontinuous permafrost at Schefferville using RADARSAT in interferometric mode. 7th International conference on permafrost, 23-27 June 1998, Yellowknife, N.W.T.s

GRAY, D.M. and MALE D.H. (1981) *Handbook of snow, principles, processes, management and use*, Pergamon press, Toronto, 765 p.

GRAY, J. T. (s.d.) Winter temperatures in Knob lake, central Labrador Ungava, 1964-65. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 195-212.

GROUPE CHADULE (1974) *Initiation aux méthodes statistiques en géographie*. Masson et Cie, Éditeur, Paris, 192 p.

GROUPE CHADULE (1987) *Initiation aux pratiques statistiques en géographie*. Masson et Cie, Éditeur, Paris, 189 p.

HALL, D.K. and MARTINEC, J. (1985) *Remote sensing of ice and snow*. Edition Chapman and Hall Ltd and J. Martinec, Great Britain at University Press, Cambridge, 190 p.

HALLIKAINEN, M.T., ULABY, F.T. and ABDELRAZIK, M. (1986) Dielectric properties of snow in the 3 to 37 GHz range. *IEEE Transactions on antennas and propagation*, vol. AP-34, n° 11, November 1986, pp 1329-1339.

IIZUKA, K. (s.d.) Development of a step frequency radar for measuring thickness sea ice. University of Toronto, Department of Electrical Engineering, 17 p.

JACKSON, M. and LASENBY, D.C. (1982) A method for predicting winter oxygen profile in ice-covered Ontario lakes. *Canadian journal of Fish. Aquat. Science*, n°39 pp 1267-1272.

JEFFRIES, M.O., MORRIS, K. and LISTON, G.E. (1996) A method to determine lake depth and water availability on the north slope of Alaska with spaceborne imaging radar and numerical ice growth modeling. *Arctic*, vol, 49, n°4, pp 367-374.

JONES, J.A.A.A. (1966) *Ice year 1965-66 : preliminary report*. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 11-25.

JONES, J.A.A.A. (1969) The growth and significance of white ice at Knob lake, Quebec. *Canadian geographic*, n°13, pp 354-372.

JONES, J.A.A.A. (1970) The growth and significance of white ice at Knob lake, Quebec. McGill subarctic research laboratory, Montreal n° 25, pp 223-271.

KLEIN, K., RYAN, J.P. and HOUSE, M. (1987) Evaluation of two search radar systems for detection of ice masses. Environmental studies research fund report n°091, Ottawa, 240 p.

KONDRAT'EVA, A.S. (1945) Teploprovodnost' snegovogo pokrova i fizicheskie protsessy, pris khodiaschie v nem podvlianiem temperaturunogo gradienta (thermal conductivity of the snow cover and the physical processes caused by the temperature gradient). Akad. Nauk. SSSR [English Transl. By U.S. Army Snow, Ice Permafrost Res. Estab., Transl. 22].

KONDRATYEV, K.Y., VLASOV, V.P., MELENTYEV, V.V., KALMYKOV, A.I. and KULESHOV, Y.A. (1988) An experience of active and passive radar sounding the lake and sea ice. Physics of remote sensing of the atmosphere and ocean/ acoustic remote sensing of the atmosphere and ocean, joint conference, Canberra, Australia, february 16-24.

LARSON, R.W., RAWSON, R., AUSERMAN, D., BRYAN, L. and PORCELLO, L. (1974) Multispectral microwave imaging radar for remote sensing applications. Microwave and emission from the earth, URSI, Comm. II specialist meeting Proceeding, Berne, Switzerland, sep.23-26 1974, pp 305-315.

LECONTE, R., CARROLL, T. and TANG, P. (1990) Preliminary investigations on monitoring the snow water equivalent using synthetic aperture radar. 47 th Annual eastern snow Conference, Bangor, Maine, june 7-8 1990, pp 73-86.

LECONTE, R. and KLASSEN, P.D. (1991) Lake and river investigations in northern Manitoba using airborne SAR imagery. *Arctic*, vol. 44, supp. 1, pp 153-163.

LECONTE, R. (1996) Exploring the behavior of microwaves in a snowpack using modelling techniques. *Canadian journal of remote sensing*, vol. 22, n° 1, pp 23-35.

LEPPÄRANTA, M. (1983) A growth model for black ice, snow ice and snow thickness in subarctic bassins. *Nordic hydrology*, n° 14, 1983, pp 59-70.

- LEPPÄRANTA, M. and LENSU, M. (1992) ERS-1, Baltic sea ice calibration/validation post-experiment report/ Pipor/Finland. Research internal report Helsinki, 1992(9), 69 p.
- LEPPÄRANTA, M. (1993) A review of analytical models of sea-ice growth. Atmosphere-ocean, n° 31 (1), 1993, pp. 123-138.
- LI, F.K. and GOLDSTEIN, R.M. (1990) Studies of multibaseline spaceborn interferometric synthetic aperture radars. IEEE Transaction on geoscience and remote sensing, vol. 28, n°1, pp 88-96.
- LILLESAND, T.M and KIEFER, R.W. (1994) Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Son, Inc. 3rd ed., 754 p.
- MASSONNET, D. (1985) Interférométrie par radar. Centre national d'études spatiales, bulletin interne, CT/PF/TI/AS n° 249, Toulouse, 7 p.
- MASSONNET, D. (1985) Étude de principe d'une détection de mouvements tectoniques par radar. Centre national d'études spatiales, bulletin interne, CT/PF/TI/AS n° 326, Toulouse, 8 p.
- MASSONNET, D. and RABAUTE, T. (1993) Radar interferometry: limits and potential. IEEE Transactions on geoscience and remote sensing, vol. 31, n° 2, March 1993, pp. 455-464.
- MASSONNET, D. et ADRAGNA, F. (1993) Validation en grandeur réelle de l'interférométrie au moyen d'ERS-1: le tremblement de terre de Landers. Observation de la terre, ESA, n° 41, juillet 1993, pp.1-5.
- MASSONNET, D., ROSSI, M., CARMONA, C., ADRAGNA, F., PELTZER, G., FEIGL, K. and RABAUTE, T. (1993) The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry. Nature, vol. 364, 8 july 1993, pp. 138-142.
- MATZLER, C. (1987) Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. Remote sensing reviews, vol. 2, october 1987, 391 p.
- MICHEL, B. (1971) Winter regime of rivers and lakes. DA Project 4A062112A894, U.S. army, corps of engineers, cold regions research and engineering laboratory, Hanover, New Hampshire, 130 p.

MOCCIA, A. and VETRELLA, S. (1992) A tethered interferometric synthetic aperture radar (SAR) for topographic mission. IEEE Transaction on geoscience and remote sensing, vol 30, n° 1, pp 103-109.

MOORE, R.K. and ONSTOTT, R.G. (1980) Radar backscatter study of sea ice in the Beaufort sea and Chukchi seas. Terrain and sea scatter Workshop, Washington D.C. March 10-12, 30 p.

NOAA (1993) Daily weather maps. Meteorological operation division and climate analysis center, Department of commerce, USA. Weekly series December.

NOAA (1994) Daily weather maps. Meteorological operation division and climate analysis center, Department of commerce, USA. Weekly series January-April.

ONSTOTT, R.G. (1982) Four years of low-altitude sea ice broad-band backscatter measurements. IEEE Journal of oceanic engineering, vol. oe-7, n° 1, pp 44-50.

ROGERS, A.E.E. and INGALLS, R.P. (1969) Venus : mapping the surface reflectivity by radar interferometry. Science, n° 165, pp 797-799.

ROULET, N.T. (1981) Variability of the quality and quantity of light penetrating a winter lake cover. M. sc. thesis, Trent University, Peterborough, Ontario.

ROTT H., DOMIK, G., MATZLER, C. and MILLER, H. (1985) Towards a SAR system for snow and land ice applications. Proceedings Workshop on thematic applications of SAR data, Frascati, Italy, 9-11 sept. 1985, pp 29-39.

SHAW, J.B. (1963) Ice survey Knob lake 1961-62: a critical re-evaluation of main environmental factors of lake ice growth. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 34-60.

SHAW, J.B. (1964) Calculation of the density of a lake snow cover. McGill subarctic Research Laboratory, n°18, Montreal pp 56-59.

SMITH, P.A.W. (1967) A note of the 1966-1967 ice year. McGill subarctic research laboratory, Montreal pp 165-174.

TOIKKA, M. (1987) The use of radars to measure the distribution of ice and frazil in rivers. Proceedings of IGARSS' 87 Symposium, Ann Arbor, 18-20 May 1987 pp 1407-1408.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNK, A.K. (1981) Volume I: Microwave remote sensing: fundamentals and radiometry. Artech House Inc. Norwood, MA. 456 p.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNK, A.K. (1982) Volume II: Microwave remote sensing: radar remote sensing and surface scattering and emission theory. Artech House Inc. Norwood, MA. 607 p.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. and FUNK, A.K. (1986) Volume III: : Microwave remote sensing: from theory to applications. Artech House Inc. Norwood, MA. 607 p.

ULANDER, L.M.H., CARLSTRÖM, A. and ASKNE, J. (1995) Effect of frost flowers, rough saline snow and slush on ERS-1 SAR backscatter on thin Arctic sea-ice. *International journal of remote sensing*, vol. 16, n° 17, pp 3287-3305.

VACHON, P.W. (1995) Scène de démonstration InRas. *La télédétection au Canada*, vol.23, n° 1, p 5.

VACHON, P.W., GEUDTNER, D., GRAY, A.L. and TOUZI, R. (1995) ERS-1 synthetic aperture radar repeat-pass interferometry studies: implications for RADARSAT. *Canadian journal of remote sensing*, vol. 21, n° 4, pp 441-454.

WEEKS, W.F. (1979) Sea ice : the potential of remote sensing. *Remote sensing of snow and soil moisture by nuclear techniques*, Workshop, Voss, Norway, April 23-27, pp 39-48.

WORSFOLD, R.D. (1979) Project SAR'77 summary report : summary, report and recommendations. *Project SAR'77 Summary report*, pp 389-402.

YANKIELUN, N.E. (1992) An airborne millimeter-wave FM-CW radar for thickness profiling of freshwater ice. *CRREL Report 92-20*, U.S. army corps of engineers, cold regions research and engineering laboratory, Hanover, New Hampshire, 63 p.

ZEBKER, H.A. and GOLDSTEIN, R.M. (1986) Topographic mapping from interferometry synthetic aperture radar observations. *Journal of geophysical research*, n° 91, pp 4993-4999.

ZEBKER, H.A., MADSEN, S.O., MARTIN, J., WHEELER, K.B., MILLER, T., LOU, Y., ALBERTI, G., VETRELLA, S. and CUCCI, A. (1992) The TOPSAR interferometric radar topographic mapping instrument. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 30, n° 5, september 1992, pp. 933-939.

ZEBKER, H.A. and VILLASENOR, J. (1992) Decorrelation in interferometric radar echos. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, vol. 30, n° 5, pp. 950-959.