

Université du Québec
Institut National de la Recherche Scientifique Eau Terre et Environnement
(INRS-ETE)

Modélisation électromagnétique de la rétrodiffusion de la glace de rivière

Thèse présentée pour l'obtention du grade de Philosophie doctor en sciences de l'eau
Spécialité : Télédétection spatiale appliquée à l'hydrologie

Par

Imen Gherboudj

Membres du jury

Examineur externe	Ramata Magagi, Université de Sherbrooke (Sherbrooke, Canada)
Examineur externe	Brian Morse, Université Laval (Québec, Canada)
Examineur interne	Éric Pottier, Université de Rennes (Rennes, France)
Directeur de recherche	Monique Bernier, INRS-ETE (Québec, Canada)
Co-directeur de recherche	Robert Leconte, École de Technologie Supérieure (Montréal, Canada)

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué à l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS). Je tiens à exprimer mes remerciements les plus sincères à ma directrice de recherche Madame Monique Bernier pour m'avoir accueillie et intégrée dans son équipe de recherche. Je tiens à lui exprimer ma gratitude de m'avoir conseillée et d'avoir encouragé mes initiatives tout au long de ce travail.

Mes remerciements vont également à mon co-directeur de recherche Monsieur Robert Leconte (École de Technologie Supérieure) pour son aide et ses conseils précieux. Je le remercie pour les commentaires et les jugements critiques qu'il m'a apportés pour l'avancement de mes travaux.

Je voudrais aussi témoigner toute ma gratitude à la Professeure Faye Hicks (Université d'Alberta), pour son accueil et son appui scientifique lors de mes travaux au laboratoire de Génie Civil de l'université d'Alberta. Je la remercie pour le temps consacré à la lecture de mon premier article et aux nombreuses réunions téléphoniques. Les discussions que nous avons partagées ont permis d'orienter mes recherches de manière pertinente.

Je remercie Monsieur Yves Gauthier d'avoir organisé les campagnes de mesures terrain ainsi que de son soutien technique.

Je suis également redevable au Professeur Karem Chokmani (Institut National de la Recherche Scientifique) de son intérêt et des conseils qu'il m'a donnés. Mes remerciements vont également à mes collègues Lisa-Marie Pâquet, Alain Royer, Stéphane Mermoz, pour leurs encouragements et conseils techniques.

Je tiens à remercier également Annie Poulin avec qui j'ai partagé un bureau pendant trois années. Je la remercie pour son amitié chaleureuse et son aide morale, surtout durant la phase de rédaction.

Merci aux membres de jury d'évaluation Madame Ramata Magagi (Université de Sherbrooke), et Messieurs Éric Pottier (Université de Rennes) et Brian Morse (Université Laval) qui ont accepté de consacrer une partie de leur temps précieux à l'évaluation de ce travail de recherche.

Un grand remerciement aux membres du service d'informatique de l'INRS pour leur aide précieuse en particulièrement Monsieur Luc Jalbert.

Enfin, j'adresse mes remerciements à ma famille et mes amis pour l'incalculable soutien qu'ils n'ont cessé de m'apporter ces derniers temps.

Ce projet a été financé par le Réseau des Centres d'Excellences GÉOIDE.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS.....	iii
TABLE DES MATIÈRES	v
LISTE DES FIGURES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX	xi
RÉSUMÉ.....	xiii
1. INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1 Introduction	1
1.2 Etat de l'art	2
1.3 Problématique.....	7
1.4 Objectifs de la recherche	8
1.5 Plan de la thèse	9
2. GLACE DE RIVIÈRE	11
2.1 Introduction	11
2.2 Propriétés physiques et thermiques de l'eau	11
2.2.1 Masse volumique	11
2.2.2 Chaleur massique	11
2.2.3 La stratification thermique des masses d'eau naturelle	12
2.2.4 Mélange	12
2.2.5 Chaleur latente de fusion	13
2.3 Propriétés physico-chimiques de la glace	13
2.3.1 Structure de la glace.....	13
2.3.2 Masse volumique	14
2.3.3 Conductivité thermique.....	14
2.3.4 Porosité de la glace	15
2.3.5 Nombre de degrés-jours de gel	15
2.4 Apparition de la glace dans les masses d'eau naturelle	15
2.4.1 Nucléation de la glace à la surface.....	16
2.4.2 Nucléation des particules de frasil	16
2.4.3 Précipitation de neige.....	17
2.5 Formation du couvert de glace dans une rivière	18
2.5.4 Formation de la glace colonnaire.....	18
2.5.5 Formation du frasil.....	19
2.5.6 Formation de la glace de neige (glace superposée)	22
2.5.7 Formation de la glace agglomérée	23
2.6 Inclusions et impuretés.....	25
2.7 Estimation de l'épaisseur du couvert de glace	26
3. CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES INCLUSIONS D'AIR DANS LA GLACE DE RIVIÈRE	27
3.1 Introduction	27
3.2 Sites d'étude	27
3.3 Campagnes de mesures terrain	28
3.4 Caractérisation physique des inclusions d'air	29
3.4.1 CT Scanneur	29
3.4.2 Analyse microscopique.....	31
3.5 Rugosité des interfaces de la glace de rivière	33
3.6 Conclusion.....	35

4.	MODÉLISATION ÉLECTROMAGNÉTIQUE D'UN COUVERT DE GLACE ..	37
4.1	Introduction	37
4.2	Description du couvert de glace	37
4.2.1	Constante diélectrique d'un couvert la glace	38
4.2.1.1	<i>Formule diélectrique d'un mélange</i>	38
4.2.1.2	<i>Constante diélectrique de la glace des masses d'eau naturelle</i>	39
4.2.2	Définition des paramètres de rugosité de la surface	40
4.2.2.1	<i>Description statistique de la rugosité de surface</i>	40
4.2.2.2	<i>Critère de mesure de rugosité</i>	43
4.3	Modèles électromagnétiques de diffusion	44
4.3.1	Coefficient de rétrodiffusion	45
4.3.2	Équation du transfert radiatif	46
4.3.3	Équation du transfert radiatif vectoriel	47
4.3.3.1	<i>Matrice de phase</i>	48
4.3.3.2	<i>Matrice d'extinction</i>	48
4.3.4	Méthode de résolution de l'équation du transfert radiatif	49
4.3.5	Méthode de "Doubling Matrix"	50
4.3.5.1	<i>Concept de base</i>	50
4.3.5.2	<i>Décomposition en série d'harmoniques</i>	51
4.3.5.3	<i>Calcul des matrices de phase d'une couche</i>	53
4.3.5.4	<i>Calcul des matrices de réflexion et de transmission aux interfaces</i>	53
4.3.5.5	<i>Diffusion totale d'un milieu hétérogène ayant des interfaces rugueuses</i>	54
4.3.5.6	<i>Diffusion totale d'un milieu hétérogène multicouche</i>	56
4.4	MATRICES DE PHASE ET D'EXTINCTION	56
4.4.1	Approximation de Rayleigh	57
4.4.2	Approximation de Mie pour les inclusions sphériques	59
4.4.3	Approximation de Mie modifiée pour les milieux denses (DM-PACT)	60
4.4.4	Approximation de Rayleigh-Gans généralisée	63
4.5	MODÈLES ELECTROMAGNETIQUES DE LA SURFACE	65
4.5.1	Modèle de l'équation intégrale (IEM)	66
4.5.2	Modélisation de l'influence de la résolution SAR	68
4.6	CONCLUSION	69
5.	RÉTRODIFFUSION DE LA GLACE : INTERPRÉTATION DES	
	RÉSULTATS DE MODÉLISATION	71
5.1	Introduction	71
5.2	Considérations d'étude	71
5.3	Sommaire des résultats	73
5.4	Limitations de la modélisation	77
5.5	Conclusion	77
6.	VALIDATION DU MODÈLE	79
6.1	Introduction	79
6.2	Données terrain	79
6.3	Données RADAR	80
6.4	Validation du modèle avec les données mesurées	83
6.5	Conclusion	85
7.	CONCLUSION ET PERSPECTIVES	87
8.	RÉFÉRENCES	93

ANNEXE 1 : ARTICLES 1 ET 2
ANNEXE 2
ANNEXE 3

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1	Assemblages des molécules d'eau.....	13
Figure 2.2	Structure de la glace.....	13
Figure 2.3	Glace colonnaire extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006.....	19
Figure 2.4	Glace colonnaire extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006 (Polarisation croisée)..	19
Figure 2.5	Flocons de frasil (Beltaos, 1995)	20
Figure 2.6	Glace de fond (Beltaos, 1995)	20
Figure 2.7	Différentes formes et distribution du frasil en rivière (Michel, 1972)	21
Figure 2.8	Formation d'un couvert de glace (Bisaillon, 2004)	22
Figure 2.9	Glace de neige extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006.....	23
Figure 2.10	Glace agglomérée photographiée sur la rivière de la Paix, Alberta (hiver 2004.....	24
Figure 2.11	Bloc de glace de la rivière Athabasca, Alberta, formé de trois types de glaces.....	24
Figure 2.12	Différentes formes d'inclusions d'air présentes dans la glace (sphériques et tubulaires).....	26
Figure 3.1	La localisation des deux sites d'étude : a- rivière Saint François, Québec et b- rivière Athabasca, Alberta.....	28
Figure 3.2	Scanneur médical Siemens Somatom Volume Access du Laboratoire de Scannographie de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS)	30
Figure 3.3	Outils utilisés au laboratoire de département de génie civil de l'université d'Alberta à Edmonton. a) Filtre de polarisation croisée, b) Microscope, c) Chambre froide.....	32
Figure 3.4	La rugosité de l'interface inférieure d'un couvert de glace de frasil (Sylvio Demers).....	33
Figure 3.5	La rugosité de l'interface inférieure d'un couvert de glace colonnaire.....	33
Figure 4.1	Processus stochastique de la rugosité de surface.....	40
Figure 4.2	Configuration géométrique de la définition de l'intensité spécifique.....	46
Figure 4.3	Configuration de la modélisation électromagnétique d'un milieu hétérogène (glace) reposant sur l'eau.....	50
Figure 4.4	Domaine de validité des modèles électromagnétiques (Allain, 2003).....	65
Figure 5.1	Représentation schématique d'un couvert de glace.....	71
Figure 5.2	Coefficients de rétrodiffusion en bande C d'un couvert de glace colonnaire en fonction de l'angle d'incidence.....	75
Figure 5.3	Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion (bande C) d'un couvert de glace colonnaire flottant de 100 cm et un autre gelé jusqu'au fond. ($k\sigma$, kL) de l'interface air-glace est (0.15, 2). ($k\sigma$, kL) des interfaces glace-eau et glace-sédiment sont (0.15, 2) et (0.70, 2).....	76
Figure 5.4	Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion de la glace colonnaire transparente et de la glace de frasil ($r_s=0.05\text{cm}$, fraction volumique $p=18\%$) pour différentes fréquences (5.3GHz, 10GHz and 15GHz). ($k\sigma$, kL) des deux interfaces air-glace et glace-eau est de (0.15, 1)	76
Figure 6.1	Stratification des différentes carottes de glace extraites de la rivière Athabasca (Mars 2006).....	80
Figure 6.2	Image radar acquise par RADARSAT-1 sur la rivière Athabasca à l'hiver 2006.....	81

Figure 6.3	Classification non supervisée de la glace de la rivière Athabasca.....	82
Figure 6.4	Méthode de sélection des zones pour les différents points de mesures.....	82
Figure 6.5	Comparaison des coefficients de rétrodiffusion simulés et mesurés.....	84

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 3.1	Caractéristiques physiques des inclusions d'air présents dans le couvert de glace de la rivière Saint François.	31
Tableau 3.2	Caractéristiques physiques des inclusions d'air présentes dans le couvert de glace de la rivière Athabasca.	32
Tableau 3.3	Rugosité de l'interface inférieure de la glace de rivière exprimée en coefficient de Manning.	34
Tableau 3.4	Rugosité des deux interfaces d'un couvert de glace de la rivière exprimée en centimètre (F. Hicks communication personnelle).	35
Tableau 6.1	Indices d'évaluation du modèle de rétrodiffusion.	85

RÉSUMÉ

Ce travail de recherche a conduit au développement d'un modèle électromagnétique de rétrodiffusion. Ce modèle, basé sur la théorie du transfert radiatif, constitue un outil d'analyse capable de simuler la rétrodiffusion des couverts de glace de la rivière. Il permet de mieux comprendre et interpréter l'interaction du signal radar avec le milieu. Son originalité touche deux aspects. Premièrement, la description des caractéristiques des types de glace a été améliorée en utilisant des instruments de laboratoire plus précis comme le scanneur tomographique (CT) et le microscope. Deuxièmement, les différents mécanismes de diffusion (diffusion de surface, de volume et multiple) pouvant contribuer dans cette interaction ont été considérés. Les résultats du modèle montrent que la réponse totale d'un couvert de glace colonnaire exempté d'inclusions d'air dépend principalement des interfaces air/glace et glace/eau (ou glace/sédiments si le couvert est gelé jusqu'au fond). De plus, la glace colonnaire flottante provoque une réponse supérieure de 6dB par rapport à celle gelée jusqu'au fond. La présence d'inclusions d'air de forme tubulaire cause une forte augmentation dans la rétrodiffusion totale due aux effets du double rebond (*Double Bounce*). La présence de la glace de neige dans la rivière a une faible contribution dans la rétrodiffusion totale simulée en bande C. Par ailleurs, la présence de la glace de neige ou de la glace de frasil contenant des inclusions d'air de taille comparable à la longueur d'onde provoque une augmentation dans la réponse totale due à la diffusion de volume et aux diffusions multiples entre les couches de glace.

1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 INTRODUCTION

À l'heure actuelle, le suivi de la formation, de l'évolution et de la disparition des couverts de glace de lacs et de rivières est devenu une nécessité incontournable. L'importance que revêt la compréhension de ce phénomène est principalement due à ses répercussions sur la sécurité publique et les pertes économiques. En effet, les inondations hivernales, caractérisées par leur rapidité et leur imprévisibilité, constituent un risque pour toutes les régions nordiques du globe. De plus, les opérations de sauvetage et d'évacuation sont difficiles et délicates durant la saison froide. La glace de rivière provoque également des hausses des niveaux d'eau et en l'occurrence des dommages économiques. Ces dommages se résument principalement dans les pertes causées par les forces exercées par la glace sur des structures intra riveraines (ponts, barrages, quais, route et bâtiments, etc.) et riveraines (érosion des berges), les perturbations de la navigation et les baisses de la production d'énergie hydroélectrique (Ice Engineering, 1999).

La glace de rivière peut aussi être utilisée comme un baromètre environnemental de changement climatique à l'échelle globale (Burn, 1999). En effet, les dates de gel et du dégel du couvert de glace, l'épaisseur atteinte, la présence d'embâcles et d'inondations imprévisibles constituent des paramètres clés pour toute étude du suivi des changements climatiques (Palecki et al, 1985; Palecki et Bary, 1986; Schindler et al, 1990). Toutefois, plusieurs de ces paramètres sont difficiles à obtenir, notamment en raison de la rapidité avec laquelle le couvert de glace évolue, surtout au moment de sa formation et de sa disparition, et de l'importante quantité de données requises pour une caractérisation adéquate des paramètres. De plus, les méthodes traditionnelles utilisées pour les collecter sont souvent difficiles à réaliser, dangereuses et nécessitent un investissement financier important.

La télédétection radar satellitaire peut jouer un rôle important dans l'étude du suivi dynamique de la glace des lacs et des rivières. Cette technologie, considérée comme complémentaire aux autres approches existantes (observations aériennes, observations au sol, modèles hydrauliques), offre la possibilité d'obtenir des observations sur de très grandes surfaces pour un coût bien moins élevé que les radars aéroportés et permet d'effectuer cette mission même en présence des conditions météorologiques qui rendent impossible les mesures terrains.

1.2 ETAT DE L'ART

Durant la dernière décennie, plusieurs travaux ont été menés afin d'évaluer le potentiel des Radars à Synthèse d'Ouverture (RSO) pour faire le suivi du couvert de glace en eau douce. Avant le lancement des RSO satellitaires, ce potentiel radar était exploré via les capteurs aéroportés et les capteurs opérant dans d'autres régions du spectre électromagnétique.

Le signal radar entre en interaction avec la glace des lacs et des rivières par une multitude de façons. Les différentes signatures obtenues sur les images radar sont liées aux propriétés physiques et chimiques de la glace (constante diélectrique, rugosité, porosité, température, épaisseur et type) et aux paramètres du capteur (fréquence, polarisation et angle d'incidence) (Thibault et al, 1996). Les propriétés diélectriques jouent un rôle primordial dans cette interaction (Bryan et Larson, 1975; Elachi et al, 1976).

La constante diélectrique relative (par rapport au vide) de la glace d'eau douce est typiquement de faible valeur. Chimiquement, la glace est considérée comme un matériau pur, elle contient une faible concentration d'impuretés ioniques qui provoquent de fortes interactions avec les ondes électromagnétiques (Leconte et Klassen, 1991). En 1975, Vickers a étudié les propriétés électromagnétiques de la glace d'eau douce dans la gamme de

fréquences [1GHz-18GHz]. Il a constaté que la partie réelle de sa constante diélectrique est indépendante de la fréquence et de la température et qu'elle ne varie quasiment pas dans une vaste plage de fréquence [1GHz-10GHz]. Il a également démontré qu'elle est fortement dépendante de la quantité de bulles d'air présentes dans la glace. Sa valeur mesurée, en absence de bulles d'air, varie entre 2.99 et 3.2 selon les types de glace (columnaire ou blanche) (Cooper et al, 1976). Vickers (1975) a également démontré qu'il n'y a pas de pertes d'absorption dans une glace pure, et que les pertes mesurées dans une glace qui contient un volume important d'impuretés sont dues à la diffusion engendrée par ces différents éléments. L'ordre de grandeur des pertes mesurées était de 2 à 8dB/m.

La faible valeur de la constante diélectrique de la glace d'eau douce implique un faible contraste diélectrique entre l'air et la glace (1/3.2). Ainsi, une grande partie de l'énergie des micro-ondes peut pénétrer dans le couvert de cette glace. Les résultats montrent que les profondeurs de pénétration des micro-ondes dans la glace pure en bande L (1.275GHz), C (5.3GHz) et X (9.25GHz) sont de 65 m, de 16 m et de 9 m respectivement. Ainsi, l'énergie radar serait sujette à un mécanisme de diffusion complexe qui consiste en la diffusion volumique causée par les hétérogénéités présentes dans la glace, la diffusion de surface aux interfaces air/glace et glace/eau et de la diffusion à l'interface glace/fond dans les situations où l'eau est gelée jusqu'au fond.

Afin de mieux comprendre la rétrodiffusion de l'énergie radar avec le couvert de glace, des études ont été réalisées au CRREL (U.S Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire) sur des images radar aéroportées SLAR acquises en bande L et X sur des lacs du Nord de l'Alaska par Sellmann et al. (1975), Elachi et al. (1976) et Weeks et al. (1977, 1978, 1981). En se basant sur des observations et des mesures terrain, leurs études montrent qu'il y a deux catégories de lacs avec deux réponses radar distinctes :

ceux qui sont gelés jusqu'au fond et qui donnent une faible rétrodiffusion, et ceux qui ne sont pas gelés jusqu'au fond et qui donnent une forte rétrodiffusion. L'explication de ce phénomène était attribuée au fort contraste diélectrique existant entre la glace et l'eau (3.2/80) par rapport à celui existant entre la glace et les sédiments (3.2/8). L'analyse de Bryan et Larson (1975) a montré que la contribution des interfaces glace/eau et air/glace est la source principale de l'énergie réfléchie et mesurée par le radar. Leur justification était basée sur une estimation approximative du rapport des coefficients de rétrodiffusion aux deux interfaces ayant une rugosité identique. Les résultats montrent que la réflexion à l'interface air/glace est approximativement de -10 dB, en revanche celle à l'interface glace/eau varie de -3 dB à -5 dB.

Dans un autre volet, ces arguments ne peuvent pas être la seule explication de la forte rétrodiffusion obtenue sur les images radar, parce que les surfaces lisses de l'interface glace/eau (cas des lacs si la glace n'est pas déformée) provoquent une diffusion spéculaire du signal émis par le capteur (Bryan et Larson, 1975). La présence des hétérogénéités dans le milieu peut contribuer de façon significative à la réponse totale du signal radar rétrodiffusé (Page et Ramseier, 1975). Des études montrent que la contribution de l'interface glace/eau et des inclusions d'air de forme tubulaire, présentes dans le milieu et orientées verticalement, peuvent causer une forte rétrodiffusion du signal radar (Sellmann et al, 1975 ; Elachi et al, 1976; Weeks et al, 1977, 1978, 1981). L'ampleur du phénomène s'accroît avec l'augmentation de la taille et la densité de ces inclusions dans le milieu (Drinkwater, 1989).

Les résultats présentés précédemment sont basés exclusivement sur des corrélations faites entre des signatures radar non calibrées et des observations terrain non quantifiées, comme la description générale de la structure des inclusions (Jeffries et al, 1994). De plus, l'absence de données terrain adéquates pour justifier ces conclusions et pour déterminer le coefficient de rétrodiffusion provenant de l'interface glace/eau rendait ces interprétations spéculatives. La

validation de leurs résultats nécessiterait ainsi des vérifications considérables et des données terrain additionnelles (Bryan et Larson, 1975).

Avec le développement des RSO, d'autres horizons s'ouvraient pour la télédétection. En effet, des études plus avancées faites sur la glace d'eau douce identifient les systèmes RSO comme étant le capteur de télédétection le plus adéquat pour faire le suivi de la glace des lacs et des rivières (Petriy et al, 1996). En 1990, Melloh et Gatto, après une analyse d'une série d'images RSO aéroportées acquises avec le radar NASA-JPL en bandes C, L et P et avec les quatre polarisations (HH, VV, HV, VH) sur des rivières et des lacs de l'Alaska, confirment que les images RSO peuvent identifier des embâcles, l'eau libre, la glace de lac et la glace de rivière avec différents degrés de rugosité. En plus, il a été démontré à partir des résultats que la bande L donne une meilleure distinction entre les types de glaces comme les embâcles, les couverts moins rugueux, l'eau libre, les couverts flottants ou gelés jusqu'au fond, et la glace de lac (Melloh et Gatto, 1990). Toutefois, Jeffries et al, (1994), qui ont travaillé sur des glaces du Montana à partir des images ERS-1 en bande C, soutiennent que cette bande est aussi utile pour détecter les variations de rétrodiffusion du signal radar des glaces que les bandes X ou L. D'après ces mêmes auteurs, les polarisations parallèles (HH et VV) permettent généralement d'avoir une plus forte rétrodiffusion que la polarisation croisée, et la polarisation VV semble être particulièrement affectée par les inclusions tubulaires.

Des études récentes faites à partir des données ERS-1 sur la glace fournissent une description quantitative plus précise sur la structure des inclusions (longueur, diamètre, densité, etc.) et sur leur effet sur le signal radar (Jeffries et al, 1994; Hall et al, 1994). Les mesures expérimentales faites sur une glace dépourvue d'inclusions et une autre incluant des inclusions tubulaires indiquent une rétrodiffusion radar d'environ -20dB et de -6dB respectivement (Wakabayashi et al, 1993; Morris et al, 1995; Jeffries et al, 1996).

Les inclusions tubulaires ne sont pas les seules formes d'inclusions présentes dans un couvert de glace. D'autres formes d'inclusions associées à certains types de glace peuvent être présentes. En 1994, Hall et al, suggèrent que les inclusions sphériques présentes dans la neige glacée peuvent causer de fortes rétrodiffusions radar. Une glace analogue formée à partir de la congélation de la glace mouillée (frasil) peut avoir le même effet (Leconte et Klassen, 1991). Cependant, cet effet n'est pas encore déterminé dans les deux cas (Hall et al, 1994). Toutefois, la comparaison entre ces différentes inclusions a permis de conclure que la structure de la glace n'est pas la même d'une zone à une autre et qu'elle peut apporter une contribution dans la distinction des signatures des différents types de glace présents sur un site donné (Hall et al, 1994).

Un autre paramètre fondamental peu abordé dans l'étude de la glace est l'épaisseur de la glace. Les études indiquent que sa progression provoque une augmentation dans la rétrodiffusion radar, surtout si elle entraîne une hausse de la concentration des hétérogénéités présentes dans la glace (Week et al, 1977; Jasek et al, 2003). D'après Jeffries et al. (1994), un couvert de glace de quelques centimètres d'épaisseur, incluant des inclusions tubulaires, est suffisant pour occasionner une rétrodiffusion assez forte. Toutefois, d'après Weeks et al, (1977), cette augmentation est limitée. Ils ont en effet remarqué la formation d'une couche exceptionnelle de *glace de mer* à la partie inférieure du couvert de glace de rivière atteignant presque le fond. Cette glace de mer limite la pénétration de la radiation des bandes X à l'intérieur de la glace. Sa formation est causée par une augmentation suffisante de la concentration des impuretés ioniques dans la matrice d'eau du lac (ou rivière) non encore gelée durant la phase du gel. Indépendamment de ces résultats, l'épaisseur de glace ne peut être déduite directement à partir du signal radar parce qu'elle est dépendante d'une combinaison de paramètres tant du capteur que de la glace (Bryan et al, 1975).

1.3 PROBLÉMATIQUE

Comme vu précédemment, plusieurs facteurs influencent la rétrodiffusion du signal radar. Les propriétés diélectriques et la rugosité des interfaces sont les principaux facteurs qui influencent la rétrodiffusion (Raney, 1998). Ces paramètres sont liés, selon les résultats d'analyse des données RSO du satellite ERS-1, à l'épaisseur de la glace, à la couche de neige glacée, aux bulles d'air et leur structure, et aux conditions à l'interface glace/eau et glace/fond (Hall, 1998). Ainsi, afin d'établir un modèle d'inversion du signal radar en terme de caractéristiques de la glace, deux solutions sont possibles : empirique et théorique. La solution empirique consiste à construire une grande base de données reliant le coefficient de rétrodiffusion d'une part aux différents paramètres du couvert de glace (épaisseur de glace, rugosité, etc.), et d'autre part aux paramètres instrumentaux du capteur (incidence, fréquence, polarisation). La solution théorique consiste à disposer d'un modèle de rétrodiffusion capable de reproduire le signal radar réel quelles que soient les caractéristiques du couvert de glace. Cependant, bâtir une base de données représentative de toutes les conditions physiques possibles du couvert de glace aux différentes configurations radar nécessiterait un investissement en moyens humains et financiers très importants. La disponibilité des données RSO calibrées, d'une description plus précise de la géométrie des inclusions et de la théorie de la modélisation électromagnétique peuvent permettre le développement d'un modèle électromagnétique pour évaluer le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert de glace de rivière (Jeffries et al, 1993, 1994).

Très peu d'études théoriques existent sur la modélisation du signal radar de la glace d'eau douce. La seule étude qui semblerait avoir été faite sur ce sujet porte sur la glace de lac (Wakabayashi et al, 1993). Le modèle développé consistait à estimer l'intensité du signal radar de la glace acquis avec le capteur ERS-1 opérant en bande C avec la polarisation VV.

La diffusion volumique a été considérée en supposant la présence d'inclusions tubulaires et sphériques dans la glace colonnaire. Les couches de glace de neige et de frasil (glace granulaire) formées n'avaient pas été modélisées adéquatement dans cette étude parce qu'elles n'étaient pas caractérisées à ce moment là. De plus, la rugosité a été considérée lisse aux deux interfaces. Ainsi, le modèle montrait une sous-estimation du signal radar.

Par ailleurs, la diffusion de surface des milieux naturels peut être calculée avec des modèles de rétrodiffusion théorique, comme le modèle des petites perturbations qui n'est valide que pour les surfaces de faible rugosité, l'approximation scalaire des champs qui n'est valable que pour des surfaces très rugueuses, ou le modèle d'équation intégral (IEM) qui couvre un champ d'applications plus grand que les autres modèles. Ces derniers modèles sont plus sophistiqués que les modèles empiriques comme les modèles d'Oh (Oh et al, 1992) et de Dubois (Dubois et al, 1994).

1.4 OBJECTIFS DE LA RECHERCHE

L'objectif principal de la recherche doctorale présentée dans ce manuscrit est d'améliorer la compréhension des interactions entre l'onde radar et le couvert de glace en rivière. Cette compréhension permettra de déterminer les paramètres du milieu qui influencent le signal radar, et par conséquent les mécanismes d'interaction par lesquels ces paramètres interviennent. Les réponses à ces questions sont planifiées comme suit :

1. Caractérisation physique des différents types de glace formés dans une rivière.
2. Développement d'un modèle de rétrodiffusion capable d'estimer le coefficient de rétrodiffusion de la glace de rivière, acquis en bande C, avec différentes polarisations (HH, VV, HV et VH) en prenant en considération les différents mécanismes de diffusion contribuant dans cette interaction.

3. Analyse de sensibilité du coefficient de rétrodiffusion à la variation des différents paramètres d'entrée de modèle (paramètres du capteur et du couvert de glace).
4. Validation du modèle développé avec des données radar réelles acquises avec le capteur RADARSAT-1 au dessus de la rivière Athabasca le 23 mars 2006.

1.5 PLAN DE LA THÈSE

Cette thèse comprend sept chapitres et trois annexes. Le premier chapitre définit le cadre général du sujet de recherche et identifie les objectifs de ce travail.

Le deuxième est constitué d'une synthèse des dernières théories publiées concernant la formation du frasil et l'évolution des couverts de glace en milieu fluvial. Il s'attarde surtout sur la description des processus physiques observés et sur les facteurs qui sont à l'origine de cette formation. Une description des principales propriétés de l'eau et de la glace sera aussi introduite.

La caractérisation physique des inclusions d'air dans les différents types de glace formés dans une rivière est présentée dans le troisième chapitre. Elle consiste à déterminer la distribution spatiale, la taille et la forme des différentes inclusions présentes dans deux types de glace qui sont la glace de neige et de frasil. Afin de réaliser cette caractérisation, deux expériences en laboratoire ont été planifiées et réalisées durant l'hiver 2006. Les résultats issus de ces expériences ont fait l'objet d'un premier article (Annexe 1) qui a été publié au *Cold Regions Science and Technology* sous le titre ''Physical Characterization of air inclusions within the river ice''.

Dans le quatrième chapitre, la théorie de la modélisation électromagnétique est abordée en commençant par la présentation des modèles de la constante diélectrique et par la description statistique de la rugosité des interfaces. Ensuite, la théorie du transfert radiatif est présentée.

La modélisation des diffuseurs présents dans le couvert de glace ainsi que le modèle de diffusion de surface (IEM) sont présentés en détail dans les dernières sections de ce chapitre.

Le cinquième chapitre présente dans un premier temps les hypothèses de l'étude et la description du modèle proposé. Ensuite, une analyse de sensibilité de la rétrodiffusion totale à la variation des différents paramètres du couvert de glace et du capteur est présentée. A la fin du chapitre, les limitations du modèle sont exposées. Le modèle proposé ainsi que les résultats obtenus ont été présentés dans un article qui a été soumis à la revue *Transactions in Geosciences and Remote Sensing* (TGARS) publiée par International Electrical Electronic Engineering IEEE sous le titre "*A Backscatter Model for River Ice: Analysis and Numerical Results*".

Le sixième chapitre présente la validation du modèle avec des mesures expérimentales collectées durant les campagnes de mesures terrain réalisées sur la rivière Athabasca, Alberta. Les coefficients de rétrodiffusion simulés sont comparés avec ceux mesurés par le capteur RADARSAT-1.

Le septième chapitre présente la synthèse des résultats obtenus et une discussion sur les perspectives de recherche.

Trois annexes complètent le document. L'Annexe 1 comporte deux articles: l'un sur la caractérisation de la glace et l'autre sur le modèle de rétrodiffusion de la glace de rivière. Le lecteur averti se doit de les lire pour apprécier l'ampleur du travail réalisé et la pertinence des résultats obtenus.

2. GLACE DE RIVIÈRE

2.1 INTRODUCTION

Depuis son apparition à l'automne jusqu'à sa fonte au printemps, un couvert de glace subit de multiples transformations durant la saison froide. Les facteurs qui conditionnent l'accumulation de glace de rivière au long de l'hiver sont aussi variés que nombreux. On compte parmi ceux-ci les conditions climatologiques régionales, fortement variables, et les divers régimes d'écoulement (débit et vitesse d'écoulement).

2.2 PROPRIÉTÉS PHYSIQUES ET THERMIQUES DE L'EAU

Les propriétés physiques de l'eau dépendent de sa température. Toute variation de celle-ci a des répercussions sur la stratification thermique et le mixage des masses d'eau.

2.2.1 Masse volumique

La masse volumique de l'eau n'augmente pas continuellement avec la diminution de la température. Elle est maximale à 4°C. Dans ces conditions, si la température diminue encore, la masse volumique diminue. La masse volumique de l'eau (ρ) en fonction de la température (T) est donnée par l'équation suivante (Heggen, 1983) :

$$\rho = 1000 - 1.955 \times 10^{-2} |T - 4.0|^{1.68} \quad (2.1)$$

où ρ est en kilogramme par mètre cube kg/m^3 (MKSA), T est en degré Celsius.

2.2.2 Chaleur massique

La chaleur massique est la quantité de chaleur nécessaire pour faire augmenter la température d'une unité de masse de fluide d'un degré sous une pression constante. La chaleur massique de l'eau est supérieure à celle des autres matériaux. Ainsi, une plus grande quantité de chaleur

doit être ajoutée ou extraite à l'eau afin de changer sa température. La chaleur massique de l'eau (C_p) en fonction de la température (T) est donnée par l'équation suivante (Heggen, 1983) :

$$C_p = 4174.9 + 1.6659 (e^{r/10.6} + e^{-r/10.6}) \quad (2.2)$$

où $r = 34.5 - T$ pour $T < 34.5$ °C.

C_p est en joule par kilogramme par degré Celsius J/kg°C (MKSA).

T est en degré Celsius.

À 0 °C, la chaleur massique de l'eau est de 4218.17J/kg°C.

2.2.3 La stratification thermique des masses d'eau naturelle

La stratification est le résultat des différences importantes de température et de densité des couches supérieures et inférieures des masses d'eau naturelle en écoulement laminaire. En été, la température de l'eau à la surface (>4 °C) est supérieure à celle du fond. Par conséquent, l'eau à la surface se trouverait moins dense que celle du fond. En hiver quand la température de l'eau à la surface diminue à environ 4°C (ou moins), le comportement de la densité est inversée, avec pour résultat que l'eau à la surface est moins dense que celle du fond même si sa température est inférieure à celle du fond.

2.2.4 Mélange

En hiver, la différence de masse volumique entre les couches supérieures et inférieures des masses d'eau naturelle est trop faible pour causer un mélange. La turbulence est un mélangeur efficace. Toutes les rivières ayant un débit d'écoulement considérable sont turbulentes. Par conséquent, l'eau dans la rivière est mélangée et ne montre aucune stratification. L'eau des lacs peut être mélangée à une certaine profondeur grâce à la turbulence créée par le vent. Les

lacs peuvent aussi être mélangés à l'automne ou au printemps quand le refroidissement/ réchauffement de l'eau amène temporairement une plus grande densité en surface. L'eau coule ce qui provoque un mélange.

2.2.5 Chaleur latente de fusion

Durant la période du gel, et sous une pression atmosphérique standard, l'eau pure gèle à 0°C. Dans ce cas, elle dissipe une chaleur de 333.4J/g appelée chaleur latente de fusion.

2.3 PROPRIÉTÉS PHYSICO-CHIMIQUES DE LA GLACE

2.3.1 Structure de la glace

Le gel est la phase durant laquelle l'eau passe de l'état liquide à l'état solide (glace). Ainsi, tout type d'impuretés (air, ioniques) présent dans l'eau serait rejeté. Dans les conditions terrestres, la glace se trouve le plus souvent sous la forme hexagonale, dite Ih. Dans cette structure, les atomes d'oxygène de la molécule d'eau ont un emplacement régulier alors que les atomes d'hydrogène sont placés de façon aléatoire (Hobbs, 1974).

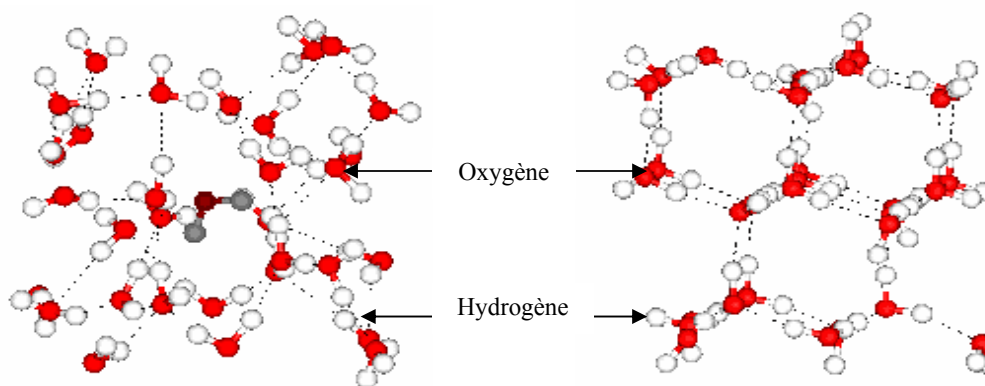


Figure 2.1 Assemblages des molécules d'eau

Figure 2.2 Structure de la glace.

2.3.2 Masse volumique

Une des plus importantes propriétés physiques de la glace est qu'elle est moins dense que l'eau liquide. La masse volumique de la glace pure est de l'ordre de 0.9166gcm^{-3} ce qui lui permet de flotter à la surface. De plus, comme les autres matériaux, la densité de la glace augmente avec la diminution de la température (à -30°C , la masse volumique de la glace est de 0.9206 g/cm^3).

Dans les masses d'eau naturelle, la densité de la glace est affectée par la présence d'impuretés comme les bulles d'air et les sédiments. Les bulles d'air tendent à réduire sa densité alors que les sédiments tendent à l'augmenter.

2.3.3 Conductivité thermique

La conductivité thermique décrit la capacité de la glace à transmettre de la chaleur sous l'effet d'un gradient de température unitaire. Elle est donnée par l'équation suivante :

$$k_i = 2.21 - 0.011 T \quad (2.3)$$

où k_i est en Watt par mètre par degré Celsius $\text{W/m}\cdot^{\circ}\text{C}$ (MKSA).

T est en degré Celsius $^{\circ}\text{C}$.

La conductivité thermique de la glace est faible. Cependant, comme pour la densité, sa valeur est grandement influencée par la présence des bulles d'air et des inclusions d'eau non gelées. La quantité de ces inclusions dans la glace de rivière (ou de lac) n'est pas connue. Ainsi, leur influence est négligée.

2.3.4 Porosité de la glace

Souvent, il existe dans la glace de lacs et fluviales de minuscules cavités remplies d'air, créées lors de la période du gel. La porosité décrit le pourcentage du volume occupé par l'air dans la matrice de glace sur le volume total. Pour un couvert de glace libre d'inclusions ioniques et de densité δ , sa porosité (v_a) peut être déterminée à l'aide de l'équation suivante (Shumskii, 1964).

$$v_a = \frac{\rho_0 - \delta}{\rho_0} \times 100 \% \quad (2.4)$$

où ρ_0 est la masse volumique de la glace pure (0.9168g/cm^3).

2.3.5 Nombre de degrés-jours de gel

Le nombre de degrés-jours de gel est une quantité très utile pour décrire le régime de température durant l'hiver. Il a été largement utilisé conjointement avec l'équation de conduction de chaleur, proposée par Stefan en 1891, afin d'estimer l'épaisseur du couvert de glace. Il est donné par l'équation suivante

$$S_d = \sum_{i=1}^k \left(0^\circ\text{C} - \frac{T_{\max,i} + T_{\min,i}}{2} \right) \quad (2.5)$$

où $T_{\max,i}$ et $T_{\min,i}$ sont les températures maximales et minimales journalières de l'air respectivement.

0°C représente la température d'équilibre à l'interface glace/eau.

2.4 APPARITION DE LA GLACE DANS LES MASSES D'EAU NATURELLE

La nucléation est le processus physique par lequel un liquide se cristallise. D'une façon générale, la formation des couverts de glace se fait essentiellement selon trois mécanismes fondamentaux dans une masse d'eau naturelle (rivière, lac ou mer). Le premier est la

nucléation de la glace à la surface d'une masse d'eau calme ou se déplaçant lentement (habituellement les rives). Le second est la nucléation des particules de frasil à l'intérieur d'une masse d'eau à écoulement turbulent. Le dernier, pour sa part, est consécutif à une précipitation de neige tombant dans l'eau avoisinant le point de congélation (Michel, 1978).

2.4.1 Nucléation de la glace à la surface

Dans les masses d'eau à écoulement laminaire (ou calme), il n'y pas de mélange entre les couches supérieures et inférieures. Ainsi, la diminution de la température de l'air au cours de l'hiver a pour conséquence d'abaisser la température de l'eau à son point de congélation et de produire, si le bilan thermique conserve une valeur négative, de la glace à la surface de l'eau. La glace apparaît d'abord le long des rives où le refroidissement de l'eau est plus rapide, mais la glace peut aussi être nucléée sur la surface, loin des berges (Michel, 1978).

Sur ces surfaces d'eau calme, un faible gradient de température cause une cristallisation lente, laquelle conduit généralement à un couvert composé de très gros cristaux de forme colonnaire aux limites irrégulières, présentant une orientation préférentielle verticale de l'axe optique (Shumskii, 1964). Par contre, s'il y a un important gradient de température, la solidification se produit beaucoup plus rapidement, laquelle conduit à des cristaux légèrement moins développés que dans le cas précédent, où l'orientation cristallographique de chaque cristal est aléatoire.

2.4.2 Nucléation des particules de frasil

Lorsque la température de l'eau descend sous une température critique, elle ne gèle pas immédiatement, mais demeure dans un état de surfusion métastable (Osterkemp, 1978). L'eau pure doit être refroidie à près de -40°C avant de voir apparaître une nucléation (Daly, 1994). Cette température est appelée température de nucléation homogène et ne se produit que

lorsque l'eau est pure. L'eau des rivières n'est pas pure et contient des particules microscopiques et macroscopiques par exemple des sédiments en suspension. Les particules agissent comme catalyseur de nucléation, ce qui permet la formation de cristaux de glace à une température plus élevée que -40°C mais inférieure à 0°C . Ce type de nucléation est appelé nucléation hétérogène. Les études indiquent qu'une nucléation spontanée est impossible dans les cours d'eau naturels et que les impuretés, qui agissent comme semences, sont absolument nécessaires. L'origine des semences et leur taux d'introduction dépendent des conditions environnementales locales présentes. Les gouttelettes d'eau qui sont introduites dans l'air par les éclaboussures de l'eau contre les roches, par l'éclatement de bulles à la surface et par évaporation, peuvent geler et retourner dans l'écoulement et agir comme semences (Yapa et Shen, 1986; Daly, 1994). Les particules de terre, de végétation et de neige qui tombent sur une surface d'eau sur-refroidie peuvent avoir le même effet (Michel, 1978). Afin que le processus de nucléation débute, la température de l'air doit être inférieure à -8°C , l'eau doit être en surfusion et l'écoulement doit être rapide et turbulent en plus d'avoir des particules qui peuvent agir comme semences (Yapa et Shen, 1986 ; Beltaos, 1995).

2.4.3 Précipitation de neige

Dans une rivière (ou un lac) dont l'eau avoisine le point de congélation, il est fréquent qu'une chute de neige amorce le couvert de glace lorsque les particules de neige flottante se recongèlent en surface. D'un tel ensemencement résulte un couvert initial à grains équi-axes, fins, dont l'orientation cristallographique est aléatoire. Une fois ce premier couvert développé, la glace va s'épaissir. Dépendamment des conditions climatiques et hydrodynamiques, les cristaux de glace peuvent être gros ou pas, avec une orientation verticale ou pas. La précipitation peut prendre d'autres formes comme le givre, la brume de glace, la neige tombant des arbres ou des buissons qui bordent la masse d'eau.

2.5 FORMATION DU COUVERT DE GLACE DANS UNE RIVIÈRE

Essentiellement, il y a quatre types de glace qui peuvent apparaître dans une rivière. Ce sont la glace colonnaire, glace de frasil, glace de neige et glace agglomérée.

2.5.4 Formation de la glace colonnaire

La glace colonnaire est formée principalement dans les masses d'eau à écoulement laminaire. Son développement se fait horizontalement tout au long des rives, mais aussi perpendiculairement vers le centre de la rivière. Cette progression dépend de facteurs tels que la température de l'air, la vitesse du vent, et bien entendu le régime d'écoulement qui tend à devenir turbulent au centre de la rivière ce qui la freine. La glace colonnaire peut croître aussi loin des berges autour des obstacles présents dans la rivière : îlots de rochers, piliers de ponts, (Michel., 1972).

Ce type de glace est, selon les régions, communément désigné par les expressions "glace noire" ou "glace transparente" (*Figure 2.3*). Cette glace est caractérisée par sa solidité. Les spécialistes l'identifient par le qualificatif colonnaire parce qu'elle est formée de cristaux en forme de colonnes soudées les unes aux autres (*Figure 2.4*). Les dimensions des colonnes dépendent essentiellement de la température de l'air et de la pureté de l'eau lors de la formation des premières particules de glace.

La glace colonnaire est un type dominant dans les petites rivières et les ruisseaux. Dans les grandes rivières cependant, la progression rapide du couvert de glace ne peut être expliquée uniquement par la croissance de la glace de rive. La masse volumique de cette glace varie de 0.90 à 0.917g/cm³.

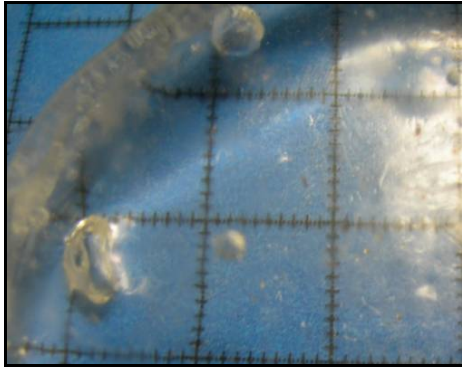


Figure 2.3 Glace colonnaire extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006.

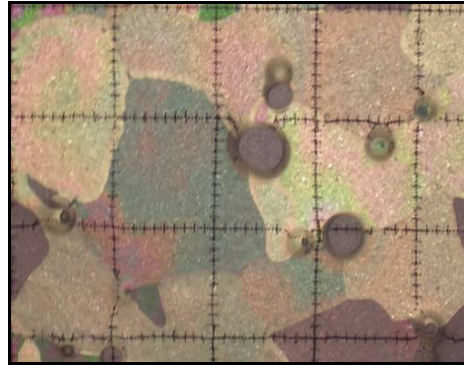


Figure 2.4 Glace colonnaire extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006 (Polarisation croisée).

2.5.5 Formation du frasil

Le frasil est défini comme l'ensemble des cristaux de glace formés dans un écoulement turbulent où l'eau est à l'état de surfusion. Dans les tronçons de rivières à écoulement rapide (où dans un lac venteux et peu profond), le mélange turbulent affecte toute la masse d'eau en profondeur. Cela a pour effet d'égaliser les températures en dehors de la couche de surface et, en principe, le frasil apparaît uniformément dans la section de l'écoulement (nucléation hétérogène). Les premières particules de glace formées sont trop petites pour être observées à l'œil nu, mais elles croissent rapidement et forment des disques de glace dont la plus grande dimension est de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre. La concentration des particules de frasil peut atteindre 10^6 particules/m³ (Michel, 1972). La quantité de frasil formée à la surface de l'eau peut être estimée en utilisant le principe de la conservation de l'énergie à condition que la turbulence soit suffisamment élevée pour garder les cristaux nouvellement formés en suspension (Ashton, 1978). Les flocons de frasil adhèrent très facilement aux éléments étrangers se trouvant dans la zone de formation de ce type de glace (**Figure 2.5**). Dans le cas où il y a des roches dans le lit de la rivière à l'endroit de la zone de formation du frasil actif (la longueur de la rivière où le frasil apparaît sur toute la profondeur) les particules

de glace adhèrent et croissent, dans certains cas, sur des cailloux pour former de la *glace de fond* (Figure 2.6).



Figure 2.5 Flocons de frazil (Beltaos, 1995)



Figure 2.6 Glace de fond (Beltaos, 1995)

Pour bien saisir l'évolution du frazil en rivière, nous distinguons cinq zones de transformation (Figure 2.7).

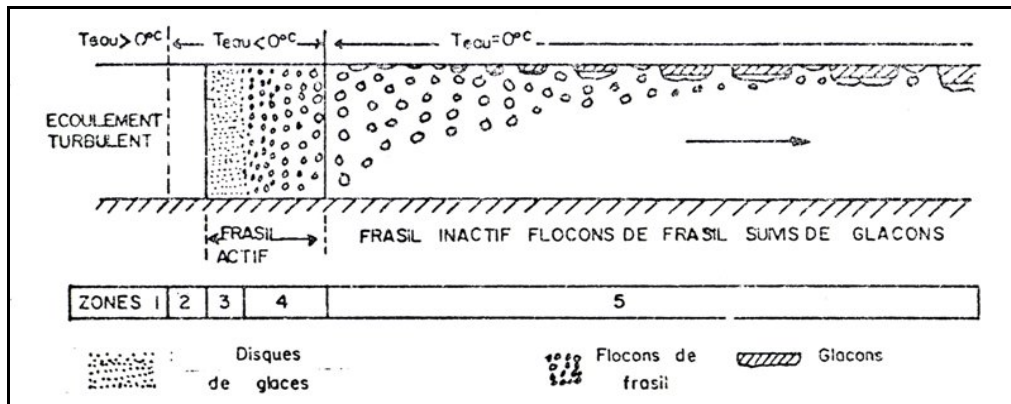


Figure 2.7 Différentes formes et distributions du frazil en rivière (Michel, 1972).

Zone1 :

Dans la zone 1, l'écoulement est turbulent et la température de l'eau s'abaisse graduellement jusqu'à ce qu'elle atteigne 0°C.

Zone2 :

La zone 2 représente une section plus ou moins longue de la rivière. C'est dans cette zone turbulente que la masse d'eau est sur-refroidie de quelques centièmes de degré °C.

Zone3 :

Lorsque la température de l'eau atteint son minimum, des particules de glace apparaissent dans l'eau, uniformément réparties dans la masse d'eau où l'écoulement est turbulent. Elles sont alors trop petites pour être observées à l'œil nu. Ces particules isolées croissent rapidement et forment des disques de glace dont la plus grande dimension est de l'ordre de quelques dixièmes de millimètre, les autres étant très petites.

Zone4 :

Dans la zone 4, la température de l'eau qui était auparavant légèrement au-dessous de 0°C, remonte rapidement vers cette température. Les disques de glace formés dans la zone 3, à travers l'écoulement, croissent spontanément pour former les flocons de frasil répartis dans l'écoulement, lesquels deviennent visibles comme le montre la **Figure 2.7**. Les zones 3 et 4 sont celles caractérisées par l'apparition des disques et leur croissance. Dans ce cas le frasil est dit actif.

Zone5 :

Lorsque le frasil a été formé et que la température de l'eau est redescendue à 0°C, il ne reste que des flocons vaporeux de cristaux de glace qui n'ont plus tendance à croître spontanément. Ces flocons oscillent dans l'écoulement turbulent et ceux qui atteignent la surface, à un instant donné, servent de noyaux pour la croissance régulière de la glace. À ce stade, le frasil ne possède plus aucun potentiel de croissance spontanée et devient du frasil inactif.

Au tout début, les couverts de glace s'amorcent à partir d'obstacles artificiels, qui barrent la rivière en travers, ou plus généralement par l'augmentation de la concentration des glaçons en surface puis par l'interpénétration des glaçons de dérive qui s'arrêtent et se soudent les uns aux autres. Les couverts de glace progressent ensuite vers l'amont, alimentés par les glaçons

et les flocons de frasil. La masse volumique de ce type de couvert de glace varie de 0.85 à 0.917g/cm³ (Michel, 1972).

Dans une rivière à écoulement turbulent le couvert de glace amorcé par des glaçons provenant du frasil est le premier type de glace formé (*glace primaire*). Cependant, dans d'autres cas, il peut être considéré comme une *glace secondaire* s'il est formé au-dessous d'une glace primaire (*Figure 2.8*).

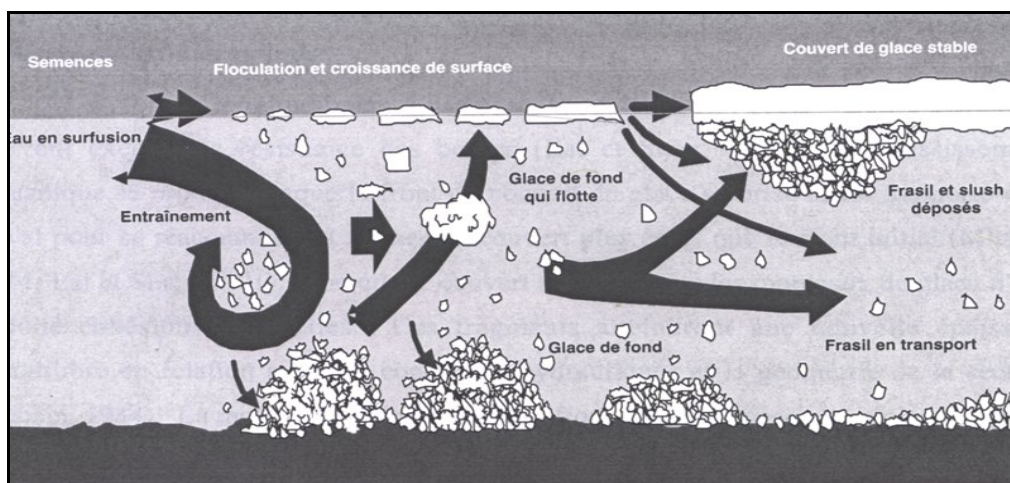


Figure 2.8 Formation d'un couvert de glace (Bisailon, 2004).

2.5.6 Formation de la glace de neige (glace superposée)

Les deux mécanismes de formation de la glace de neige (*Figure 2.9*) sont à la fois simples mais très différents l'un de l'autre.

Premièrement, il y a le cas de l'amorce d'un couvert de glace lors d'une chute de neige. Cette situation se présente lorsque la température de la couche de surface du plan d'eau est de 0°C ou près de cette température et qu'une précipitation de neige survient. Dans ces conditions de température, la neige demeure en grande partie à l'état solide. Ainsi, une couche de bouillie de neige se forme sur le plan d'eau. Par la suite cette bouillie se congèle pour former de la glace de neige si la température de l'air est favorable.

Deuxièmement, il existe un cas où l'eau s'infiltré dans la neige recouvrant un couvert de glace établi. Les fissures d'un couvert de glace, par où s'infiltré l'eau, peuvent être d'origine thermique. Elles peuvent aussi se produire sous le poids d'une épaisseur suffisante de neige ou encore par une fluctuation du niveau d'eau.

Au cours d'un hiver, plusieurs couches de glace de neige peuvent se former, toujours sur un couvert de glace déjà établi (*glace superposée*). Leur masse volumique varie de 0.80 à 0.90g/cm³ (Michel, 1972).



Figure 2.9 Glace de neige extraite de la rivière Athabasca, hiver 2006.

2.5.7 Formation de la glace agglomérée

Dans certaines rivières, il est fréquent de rencontrer de la glace agglomérée (*Figure 2.10*). Cette glace est formée par le regel de fragments de glace flottante de toutes formes et de tous types. Ce type de glace se rencontre principalement en aval des zones de rapides où l'écoulement est turbulent. Cette glace peut contenir un mélange de frasil, de neige et de parcelles de glace de rive détachées par l'action de l'eau, du vent ou par les fluctuations du niveau d'eau. Ces particules se soudent les unes des autres par le gel de l'eau remplissant les vides de ce mélange non homogène. Sa masse volumique est autour de 0.91g/cm³ (Michel, 1972).



Figure 2.10 Glace agglomérée photographiée sur la rivière de la Paix, Alberta (hiver 2004).

Le couvert de glace formé sur la rivière (ou le lac) peut être constitué d'un ou plusieurs types de glaces (*Figure 2.11*). La figure suivante montre une carotte de glace de la rivière Athabasca extrait durant l'hiver 2006.

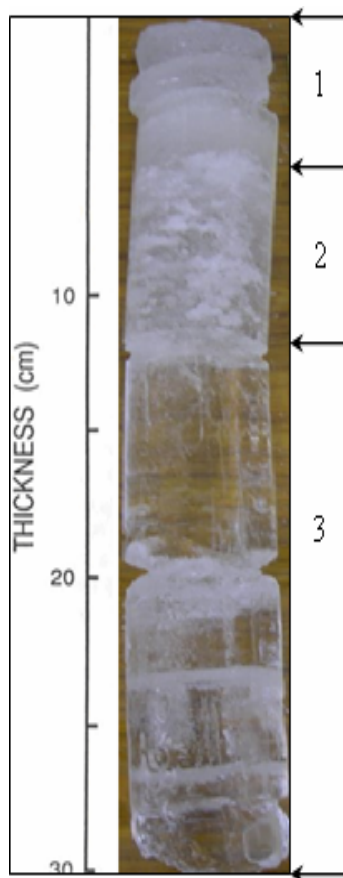


Figure 2.11 Carotte de glace de la rivière Athabasca, Alberta (hiver 2006), formé de trois types de glace. 1- glace de neige, 2- glace de frasil, et 3- glace colonnaire.

2.6 INCLUSIONS ET IMPURETÉS

L'air emprisonné dans le couvert de glace est une inclusion prédominante. La concentration de ces inclusions, leurs formes et distributions dépendent fortement des conditions météorologiques et hydrodynamiques (Michel et al, 1969). Habituellement, l'air dissout dans l'eau est rejeté à l'interface glace/eau durant la période de gel. Des corrélations établies entre l'épaisseur de la glace et les conditions climatiques montrent que la concentration des bulles d'air dans la glace augmente avec l'augmentation du taux de gel. Inversement, si le processus de gel est assez lent, l'air est totalement rejeté à l'eau pour produire finalement un couvert de glace exempt d'inclusions (glace transparente).

Dans un froid intense, et à mesure que le couvert de glace progresse, les bulles d'air formées prennent une forme cylindrique. De plus, elles sont disposées parallèlement à la direction du gel. Elles peuvent garder cette forme initiale sur quelques centimètres dans la glace, et avec un diamètre maximal qui ne dépasse généralement pas 0.15cm (Gow et al, 1977). Cependant, elles peuvent aussi se briser en une série de petites inclusions tubulaires qui se transforment par la suite en des inclusions sphériques. Généralement, la porosité de la glace ne dépasse pas 3-4 % (*Figure 2.12*).

La glace de rivière peut avoir aussi d'autres types d'inclusions comme des bulles d'eau, des grains de sable, sel, etc.

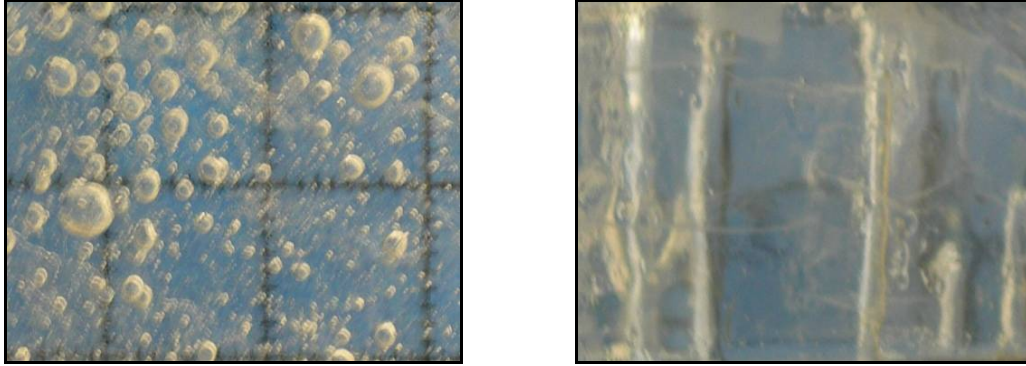


Figure 2.12 Différentes formes d'inclusions d'air présentes dans la glace (sphériques et tubulaires).

2.7 ESTIMATION DE L'ÉPAISSEUR DU COUVERT DE GLACE

Plusieurs tentatives ont été faites afin de prédire l'épaisseur que pouvait atteindre le couvert de glace. La plus complète des formulations est décrite par Shen et Chiang (1984). Elle exprime la croissance verticale de la glace solide par conduction de chaleur au travers d'un couvert d'une épaisseur initiale donnée. Elle inclut la distribution de la température dans le couvert et le budget thermique prend en considération l'absorption des radiations solaires par la couverture de glace. Elle est aussi capable de tenir compte des chutes de neige quotidiennes. Cette formulation, plus représentative de la complexe réalité, voit également son application restreinte à des cas spécifiques en raison de ses hypothèses simplificatrices. L'une d'entre elles suppose en effet que le couvert soit bien drainé et qu'aucune inondation ne peut se produire, inhibant du même coup toute formation de glace de neige.

3. CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES INCLUSIONS D’AIR DANS LA GLACE DE RIVIÈRE

3.1 INTRODUCTION

Tel que mentionné au chapitre 1, la caractérisation physique des inclusions d’air dans les différents types de glace est essentielle pour bien comprendre les mécanismes de rétrodiffusion du signal radar dans un couvert de glace. La caractérisation de ces inclusions dans la glace colonnaire a été largement étudiée. En revanche, leur caractérisation dans la glace de neige et la glace de frasil n’est pas encore établie. L’objectif de ce présent volet de notre recherche répond à ce problème.

3.2 SITES D’ETUDE

Ce travail de recherche s’appuie essentiellement sur deux sites d’étude situés dans les régions à climat tempéré froid et ayant un écoulement qui se fait du sud vers le nord:

Le premier site est un tronçon de la rivière Saint François situé en amont de la ville de Drummondville, au sud du Québec (Canada). Sur cette section d’environ 30km de long, la largeur du chenal varie de 100 à 850m et la pente moyenne du lit de la rivière est d’environ 0.0003. Trois barrages contrôlent le débit sur le tronçon. Deux sont situés près de Drummondville et l’autre à 69km en amont de cette même ville (*Figure 3.1-a*).

Le deuxième site d’étude est un tronçon de la rivière Athabasca qui se situe au Nord de la ville de Fort McMurray en Alberta (Canada) (*Figure 3.1-b*). Sur cette section d’environ 30km de long, la largeur moyenne du chenal est de 450m et la pente moyenne du lit de la rivière est $\sim 0,001$. Cette rivière est caractérisée principalement par une série de rapides situés à environ 140km en amont de la ville de Fort McMurray. Près de cette même ville, la morphologie de la rivière change radicalement pour contenir plusieurs îles.

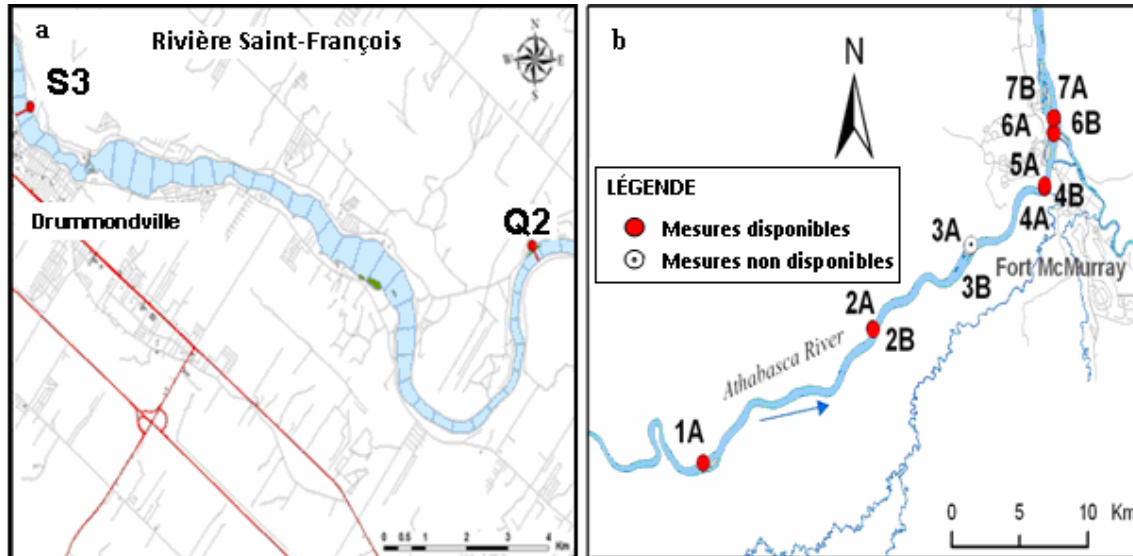


Figure 3.1 La localisation des deux sites d'étude :
a- rivière Saint François, Québec et b- rivière Athabasca, Alberta.

3.3 CAMPAGNES DE MESURES TERRAIN

Afin d'obtenir une caractérisation physique des inclusions d'air emprisonnées dans le couvert de glace de la rivière, des campagnes de mesures terrain ont été planifiées et réalisées sur les deux sites d'étude durant l'hiver 2006. Lors de ces campagnes de mesures, plusieurs localisations ont été visitées (**Figure 3.1**). Ces points ont été choisis grâce à deux images RADARSAT-1 acquises à la mi-janvier et à la mi-mars sur la rivière Saint-François et la rivière Athabasca, respectivement. Le critère de sélection utilisé était la facilité d'accès au couvert de glace avec un minimum de risque.

Les carottes de glace ont été extraites avec un carottier de glace de 70mm de diamètre. Sept localisations ont été visitées sur la rivière Athabasca (une à trois carottes étaient extraites à chaque fois) et trois sur la rivière Saint-François (quatre carottes étaient extraites à chaque fois). Des mesures additionnelles, comme l'épaisseur du couvert de glace et la couche de neige, ont été acquises à chaque localisation. Toutes les carottes extraites ont été photographiées avant d'être scellées dans des pellicules de plastique et transportées dans des

glacières dans les chambres froides de l'Institut National de Recherche Scientifique (INRS) ou de l'Université d'Alberta à Edmonton pour une étude détaillée.

3.4 CARACTÉRISATION PHYSIQUE DES INCLUSIONS D'AIR

La caractérisation physique des inclusions d'air a porté sur les points suivants :

- 1- la taille, la forme, et la distribution des inclusions d'air emprisonnées dans les différents types de glace formée dans la rivière,
- 2- le volume total de ces inclusions d'air.

3.4.1 CT Scanneur

La tomographie par rayons X assistée par ordinateur (CT), ou tomодensitométrie ou encore scannographie, fut développée par G.M. Hounsfield (Aubert, 1999). La première machine (scanner) utilisable en clinique fut installée en 1971 à Londres. Cette technologie est basée sur la détection d'un faisceau de rayons X tournant autour du patient ou autre (*Figure 3.2*). Cependant, à l'opposé de la radiologie classique où le faisceau transmis est détecté et visualisé à l'aide d'un film ou d'un amplificateur de luminance, le faisceau est détecté électroniquement puis numérisé. L'image est ensuite reconstruite à l'aide d'un ordinateur et visualisée. L'acquisition de plusieurs coupes adjacentes conduit à l'information tridimensionnelle.

Depuis son apparition, il y a maintenant plus de trente ans, la scannographie a connu un succès croissant. Outre la médecine, son utilisation s'est répandue à d'autres domaines de recherche, comme l'environnement terrestre pour quantifier des vers de terre dans le sol (Pierret et al, 2002), l'écologie pour caractériser la structure des sédiments (Kenter et al, 1989, Crémer et al, 2002), et la visualisation de la structure des biogéniques dans les sédiments marins (Montety et al, 2003).



Figure 3.2 Scanneur médical Siemens Somatom Volume Access du Laboratoire de Scannographie de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS).

Cette technologie d'imagerie a été appliquée au Laboratoire de Scannographie de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) sur les carottes de glace extraites de la rivière Saint François. Ces carottes ont été balayées avec le scanneur *Siemens Somatom Volume Access* sous une tension de 140KV et à chaque 0,5mm le long des carottes. En tout, cinq carottes de glace ont été balayées. Les images obtenues ont une taille de (512×512) pixels et une résolution de 0,1mm.

Toutes les données obtenues lors de cette expérience ont été traitées en détail. La porosité et la taille moyenne des inclusions d'air ont été déterminées à l'aide de programmes Matlab développés principalement pour cette étude. La forme des inclusions a été déterminée grâce aux reconstitutions 3D obtenues avec le système d'exploitation de ce même scanner. La description détaillée de la méthodologie établie et des résultats obtenus sont présentés dans Gherboudj et al, 2007 (annexe 1, article 1). Un résumé des résultats obtenus est présenté au *Tableau 3.1*.

Tableau 3.1 Caractéristiques physiques des inclusions d'air présents dans le couvert de glace de la rivière Saint François.

Identification	Porosité [%]	Diamètre moyen [cm]	Forme	Distribution	Espacement
Glace de neige	4,0-10,0	0,02-0,2	Sphérique	Homogène	Proches
	16,0-26,0	0,3-1,2			
Glace de frasil	1,0-4,0	0,1-0,5	Sphérique	Non Homogène	Proches
Glace Columnaire	1,0<	0,1-0,2 0,01 et 1,0	Sphérique Tubulaire	Homogène	Éloignées

3.4.2 Analyse microscopique

Les carottes de glace extraites dans la rivière Athabasca ont été analysées en détail dans la chambre froide du laboratoire du département de Génie Civil de l'Université d'Alberta à Edmonton. Le matériel utilisé incluait un microscope, un filtre en polarisation croisée, une scie et plaque chauffante (*Figure 3.3*). Les différentes étapes effectuées lors de cette expérience ont été :

- 1- Identification visuelle des différents types de glace et des changements de porosité observés dans les types de glace, pour chaque carotte de glace;
- 2- Des sections d'approximativement 20mm d'épaisseur et correspondant aux types de glace et/ou aux changements de porosité observés, ont été coupées avec une scie;
- 3- La densité de la glace a été calculée en mesurant la masse et le volume de chaque section individuellement;
- 4- La taille, la forme et la distribution des inclusions d'air ont été observées sous la lumière naturelle et la lumière polarisée. Les mesures ont été facilitées grâce à une grille graduée superposée à chaque section de glace.
- 5- Des investigations supplémentaires ont été effectuées à l'aide d'un microscope afin d'examiner les inclusions d'air en détail.



Figure 3.3 Outils utilisés au laboratoire de département de génie civil de l'université d'Alberta à Edmonton.

a) Filtre de polarisation croisée, b) Microscope, c) Chambre froide.

La méthodologie appliquée ainsi que les résultats obtenus de cette expérience sont aussi présentés en détail dans Gherboudj et al, 2007 (annexe 1, article 1). Le tableau suivant résume les principaux résultats.

Tableau 3.2 Caractéristiques physiques des inclusions d'air présentes dans le couvert de glace de la rivière Athabasca.

Identification	Porosité [%]	Diamètre moyen [cm]	Forme	Distribution	Espacement
Glace de neige	7,0-20,0	0,001-0,25	Sphérique	Homogène	Proches
Glace de frasil	5,0-18,0	0,2-1,3	Sphérique Irrégulier	Homo/ Non homogène Homo/ Non homogène	Proches
Glace Columnaire	1,5-3,0 4,0-7,0	0,1-0,3 0,1-0,3 and 2,0-4,0	Sphérique Tubulaire	Homogène	Éloignées

3.5 RUGOSITÉ DES INTERFACES DE LA GLACE DE RIVIÈRE

La rugosité de l'interface inférieure du couvert de glace a fait l'objet d'études en hydraulique. Ce paramètre est contrôlé par l'effet de l'interaction entre l'écoulement de l'eau et la température de l'air (Ashton, 1986). Sa valeur varie au cours de l'hiver (Michel et al. 1969). Au début, il y a généralement un dépôt de petites particules de frasil sous un couvert de glace déjà établi, lequel est progressivement lissé au fur et à mesure qu'il s'épaissit (*Figure 3.4*). Cette diminution se fait rapidement sur certains cours d'eau et lentement sur d'autres. Par ailleurs, des rides ou des dunes peuvent être formées sur la partie inférieure du couvert de glace (Michel, 1971), lesquelles font augmenter la valeur de la rugosité dans certains cas (*Figure 3.5*).



Figure 3.4 La rugosité de l'interface inférieure d'un couvert de glace de frasil (S. Demers, communication personnelle).

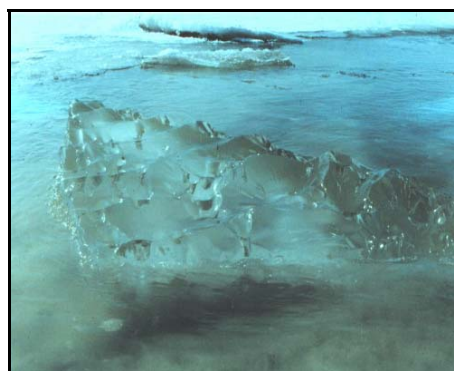


Figure 3.5 La rugosité de l'interface inférieure d'un couvert de glace colonnaire.

La valeur de cette rugosité est difficile à obtenir directement ou indirectement à partir des profils de vitesse (Ashton, 1986). Ce paramètre a été abordé de diverses manières et avec plusieurs coefficients tels que le coefficient de Manning n , le coefficient de Darcy et le coefficient de frottement f . En se basant sur des observations acquises durant plusieurs années sur diverses rivières, quelques valeurs de rugosité exprimées par des valeurs du coefficient de Manning, ont été proposées pour différents types de glace (Ashton, 1986). En classant le couvert de glace de rivière en trois classes (couvert de glace, couvert formé de frasil dense, et

particules de frasil collées à un couvert déjà établi), quelques valeurs du coefficient de Manning n ont été proposées (Ashton, 1986). La **Tableau 3.3** résume les valeurs obtenues dans plusieurs travaux de recherche.

Tableau 3.3 Rugosité de l'interface inférieure de la glace de rivière exprimée en coefficient de Manning (Ashton, 1986).

Classe de glace	Condition	Début de gel	Agé	Référence
Couvert de glace	Lisse	0,010- 0,012	0,008- 0,010	Nezhikhovsky (1964)
	Rides	-	0,014 0,010-0,028	Nezhikhovsky (1964) Carey (1966)
Glace de frasil	30 à 90 cm	0,01-0,03	0,01-0,02	Nezhikhovsky (1964)
	90 à 150 cm	0,03- 0,06		

La rugosité exprimée en centimètre n'est pas incluse dans les modèles hydrauliques les plus fréquemment utilisés. Aucune tentative n'a été faite pour convertir les valeurs de rugosité de l'interface de glace exprimées par le coefficient de Manning à des valeurs exprimées en centimètres. Le **Tableau 3.4** présente certaines gammes de rugosité exprimée en centimètre pour différents types de glace et pour les deux interfaces du couvert de glace. Ces valeurs ont été recueillies au cours de plusieurs années de terrain par l'équipe de Faye Hicks (communication personnelle), professeure au département de génie civil de l'université d'Alberta à Edmonton. La rugosité de la partie inférieure du couvert de glace peut être une source d'erreur dans les estimations des coefficients de rétrodiffusion, étant donné qu'elle est souvent considérée comme constante dans le temps.

Tableau 3.4 Rugosité des deux interfaces d'un couvert de glace de la rivière exprimée en centimètre (F. Hicks communication personnelle).

Classe de glace	Types de glace	Condition	Rugosité de l'interface inférieure [cm]	Rugosité de l'interface supérieure [cm]
Couvert de glace	Columnnaire	Lisse Rides	0,01-1 1-10	0,1-1
	Frasil	Juxtaposé	0,1-1	1-10
Embâcle	Différents types	Gel de morceaux	10-100 100-500	10-100 100-500

3.6 CONCLUSION

Chacun des types de glace formés dans une rivière possède une densité et des inclusions de différentes formes et tailles. La glace columnnaire peut se trouver exemptée totalement d'inclusions d'air. Elle peut aussi comprendre des inclusions tubulaires ou sphériques en partie ou en totalité. Ces dernières sont généralement petites et éloignées. Grâce aux deux expériences réalisées dans cette étude, il a été démontré que la glace de neige est caractérisée par la présence d'inclusions d'air de forme sphérique et de taille variant de 0,09 mm à 3 mm. Leur distribution spatiale assez rapprochée mène à considérer la glace de neige comme un milieu dense. Contrairement à ce type de glace, la glace de frasil est constituée généralement d'inclusions d'air de forme non sphérique. La taille de ces inclusions est plus considérable que celle trouvée dans la glace de neige. De plus, leur distribution spatiale est généralement non homogène. La rugosité de l'interface inférieure de la glace de rivière est un paramètre difficilement mesurable sur le terrain. Ce paramètre est considéré comme une source d'incertitude pour ce modèle de rétrodiffusion de la glace de rivière.

4. MODÉLISATION ÉLECTROMAGNÉTIQUE D'UN COUVERT DE GLACE

4.1 INTRODUCTION

En amont du développement d'un modèle de rétrodiffusion d'un couvert de glace s'inscrivent les étapes de description du milieu d'étude. Ainsi, la première partie décrit les caractéristiques du couvert de glace au moyen de sa constante diélectrique relative et de la rugosité de surface des deux interfaces air/glace et glace/eau. Dans la seconde partie sera présentée la théorie de la modélisation électromagnétique de chaque mécanisme de rétrodiffusion (surfactive et volumique). Les limitations et les approximations introduites pour chaque cas seront également présentées.

4.2 DESCRIPTION DU COUVERT DE GLACE

La glace de rivière n'est pas une matière uniforme et homogène. Ce qui semble être une seule couverture de glace peut varier en densité, en rugosité et en épaisseur. Les masses de glace, comme présentées dans les chapitres précédents, peuvent être constituées de différents types de glace (glace colonnaire, glace de frasil, glace de neige). Chaque type de glace est un milieu hétérogène constitué essentiellement de deux composantes, qui sont la glace pure et les inclusions d'air. D'autres composantes occasionnelles, comme les particules de sable ou de sel, peuvent également constituer le couvert de glace (Michel et al, 1969; Wakabayashi et al, 1993 ; Jeffries et al, 1994). L'organisation spatiale et les proportions de chacune des composantes, leur forme et leur taille, ainsi que la rugosité des interfaces déterminent le comportement du couvert de glace de la rivière avec le signal radar.

4.2.1 Constante diélectrique d'un couvert la glace

4.2.1.1 Formule diélectrique d'un mélange

La structure des milieux hétérogènes est modélisée en considérant qu'ils sont formés d'un milieu hôte homogène parsemé d'hétérogénéités ayant une constante diélectrique et une géométrie spécifiques. Cette hypothèse est valide si la longueur d'onde est grande par rapport aux dimensions des inclusions.

La glace des masses d'eau naturelle est modélisée sous la forme d'un milieu à deux composantes glace et air. Les bulles d'air sont assimilées à des inclusions ayant des formes sphériques ou cylindriques. À partir du calcul du champ électrique moyen, Polder et Van Santen (1946) puis De Loor (1968) ont proposé l'équation du mélange diélectrique suivante :

$$\varepsilon_c = \varepsilon_{hote} + \frac{v}{3} \sum_{i=1}^3 \frac{\varepsilon_{inc} - \varepsilon_{hote}}{1 + \left(\frac{\varepsilon_{inc} - 1}{\varepsilon^+} \right) A_j} \quad (4.1)$$

- ε_c , ε_{hote} , ε_{inc} sont respectivement les constantes diélectriques relatives du milieu total, du milieu hôte et des inclusions.
- v est la fraction volumique totale occupée par les inclusions.
- ε^+ est la constante diélectrique relative moyenne de l'environnement d'une particule et varie selon la densité des inclusions.
- A_j pour $j=1, 2, 3$ sont les facteurs de dépolariation des inclusions et dépendent uniquement des valeurs de leur demi-axes principaux, notés a, b, c .

Deux géométries d'inclusions sont distinguées :

- Sphérique, $a = b = c$.
- Cylindrique (ellipsoïdale allongée), $a = b, c > a$.

La forme, la dimension et l'orientation des inclusions rendent cette formule difficile à appliquer. Ainsi, une autre formule empirique a été développée.

4.2.1.2 Constante diélectrique de la glace des masses d'eau naturelle

En hyperfréquence, la constante diélectrique de la glace pure, ϵ_i , est quasi constante et indépendante de la température. Ainsi, la valeur de la constante diélectrique relative de ce type de glace, ϵ_c , est dépendante uniquement de la fraction volumique des bulles d'air v_a (Fung, 1994). Elle peut être estimée en utilisant la formule suivante :

$$\epsilon_c = \epsilon_i \left(\frac{1 + 2v_a y}{1 - v_a y} \right) \quad (4.2)$$

avec

$$y = \frac{1 - \epsilon_i}{1 + 2\epsilon_i} \quad (4.3)$$

Cette formule a été développée afin de calculer la constante diélectrique de la glace de mer de deuxième année (vieille glace) qui contient une faible quantité de sel par rapport à la glace de mer de première année. Cette glace est considérée comme une glace d'eau douce parsemée d'inclusions d'air uniquement (Fung, 1994).

Le volume de bulles d'air dans le couvert de glace est un paramètre primordial car il influe fortement sur le comportement électromagnétique de la glace de rivière (Leconte et al, 1991 ; Wakabayashi et al, 1993 ; Jeffries et al, 1994). Si le volume des autres types d'inclusions présents dans le couvert de glace est faible, la fraction volumique de l'air (v_a) peut être approximée ainsi (Shumskii, 1964) :

$$v_a = 1 - \frac{\rho_c}{\rho_i} \quad (4.4)$$

où ρ_c et ρ_i représentent respectivement la masse volumique du couvert de glace et de la glace pure (0.917g/cm^3).

4.2.2 Définition des paramètres de rugosité de la surface

4.2.2.1 Description statistique de la rugosité de surface

La rugosité est un paramètre physique qui caractérise l'état de surface d'un objet par rapport à un plan de référence. Elle peut être assimilée à un processus stochastique stationnaire et ergodique (Ulaby et al, 1986). Un point $M(x,y)$ appartenant à une surface est repéré par sa hauteur $z=f(x,y)$ par rapport à un plan de référence. On associe z à une variable aléatoire et on caractérise la surface par les paramètres statistiques de cette variable aléatoire. On se contente habituellement des moments d'ordre 1 et 2 pour décrire la surface.

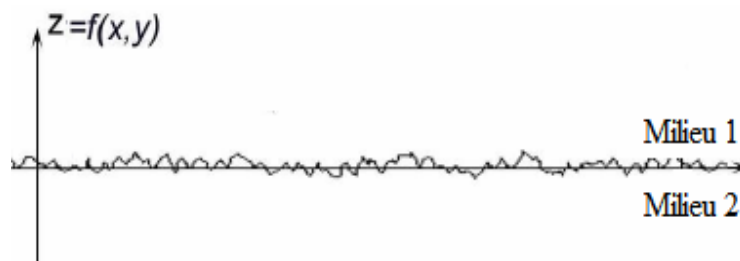


Figure 4.1 Processus stochastique de la rugosité de surface.

• Densité de probabilité

La loi de distribution des hauteurs, $p(z)$, est une des principales caractéristiques statistiques de la surface. La valeur $p(z).dz$ définit la probabilité qu'une hauteur atteigne une valeur comprise entre z et $z+dz$. La hauteur moyenne ($E[z]$) correspond au moment d'ordre 1 de la variable aléatoire z et est définie comme:

$$E[z] = \int_{-\infty}^{+\infty} z p(z) dz = 0 \quad (4.5)$$

Le plan de référence des hauteurs est choisi de telle façon que la valeur moyenne de z soit nulle. L'application du théorème de la limite centrale indique que la densité de probabilité des hauteurs suit une loi de probabilité qui se rapproche fortement d'une fonction gaussienne. Cette loi gaussienne $p_G(z)$ possède une moyenne nulle et une variance σ^2 .

• ***Écart type des hauteurs***

Le moment d'ordre 2 de la surface (ou variance) est égal à

$$\sigma^2 = E[(z - E[z])^2] = E[z^2] \quad (4.6)$$

L'écart type des hauteurs de la surface, σ , traduit l'importance de la variation de ses hauteurs autour du plan de référence.

• ***Fonction de corrélation et longueur de corrélation***

La fonction de corrélation de la surface est définie afin de tenir compte de la relation qui peut exister entre les hauteurs de deux points séparés d'une distance u . À partir de cette fonction, la longueur de corrélation L est calculée.

La fonction de corrélation, $\rho(u)$, est la fonction d'autocorrélation normalisée par rapport à sa valeur à l'origine. Elle est définie par l'équation :

$$\rho(u) = \frac{\langle z(x+u) \cdot z(x) \rangle}{\sigma^2} \quad (4.7)$$

où $z(x)$ est la hauteur mesurée à un point x .

Lorsque u égal à 0, la distance entre les deux points est nulle, la corrélation entre ces deux points confondus est maximale et la fonction de corrélation est unitaire $\rho(u)=1$. Lorsque u augmente, les points sont de moins en moins corrélés et la fonction $\rho(u)$ diminue. Enfin, il

existe une distance pour laquelle les points sont considérés comme n'étant plus corrélés : cette distance est appelée la longueur de corrélation (L).

La longueur de corrélation L est une mesure de la largeur de la fonction de corrélation autour de l'origine. On peut la définir comme la distance à partir de laquelle la fonction de corrélation est inférieure à e^{-1} .

En général, l'écart type des hauteurs est une mesure de la rugosité verticale de la surface du sol tandis que la longueur de corrélation est celle de la rugosité horizontale de la surface.

• ***Densité spectrale de puissance***

Le spectre d'un processus aléatoire stationnaire est défini comme la transformée de Fourier de sa fonction d'autocorrélation $R(u)$. Elle est définie par :

$$W(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} R(u) e^{-j2\pi f u} du \quad (4.8)$$

Ces paramètres statistiques (l'écart type, la longueur de corrélation et la fonction d'autocorrélation) constituent les variables d'entrée de la plupart des modèles de diffusion de surface. L'introduction de la fonction d'autocorrélation de surface se fait par des fonctions analytiques qui ajustent la fonction expérimentale. Les fonctions habituellement utilisées pour cet ajustement sont :

$$\rho_1(u) = \sigma^2 \exp\left(-\frac{u}{L}\right)^2 \quad (\text{Gaussienne}) \quad (4.9)$$

$$\rho_2(u) = \sigma^2 \left[1 + \left(\frac{u}{L}\right)^2\right]^{-1.5} \quad (\text{Puissance}) \quad (4.10)$$

$$\rho_3(u) = \sigma^2 \exp\left(-\frac{u}{L}\right) \quad (\text{Exponentielle}) \quad (4.11)$$

Cependant, aucune de ces fonctions ou même d'autres fonctions mathématiques ne permettent un bon ajustement de la fonction d'autocorrélation mesurée sur une surface réelle, notamment pour des distances r supérieures à L (Shi et al, 1995). Cette insuffisance dans la description de la rugosité d'une surface naturelle est en partie responsable de la faible corrélation souvent constatée dans les réponses radar simulées par des modèles théoriques et celles observées avec les données expérimentales.

La fonction puissance est la fonction d'autocorrélation la plus utilisée dans le cas de glace des mers (Fung, 1994). Ainsi, elle sera utilisée dans notre cas d'étude.

4.2.2.2 Critère de mesure de rugosité

Pour qualifier le degré de rugosité de la surface, les paramètres de rugosité (l'écart type et la longueur de corrélation de la surface) sont exprimés relativement à la longueur d'onde. Dans les modèles de diffusion de surface, les deux paramètres, kL et $k\sigma$, sont ainsi largement utilisés avec le nombre d'ondes dans l'air.

D'après le critère de Rayleigh, on a les conditions suivantes pour la rugosité :

$$2 k \sigma \cos \theta < 3 \quad (\text{lisse}) \quad (4.12)$$

$$2 k \sigma \cos \theta > 3 \quad (\text{rugueuse}) \quad (4.13)$$

où k est le nombre d'ondes du milieu et θ l'angle d'incidence locale.

Ce critère ne tient pas compte de la rugosité horizontale (longueur de corrélation). Ainsi, deux autres paramètres ont été rajoutés dans la description de la rugosité, qui sont la valeur quadratique moyenne des pentes (m_p) et le rayon de courbure des pentes (R_c). Le calcul de ces

deux paramètres se fait facilement dans le cas d'une surface isotrope dont la distribution des hauteurs est gaussienne de moyenne nulle. Elles sont données par les formules suivantes :

$$m_p = \sqrt{2} \frac{\sigma}{L} \quad (4.14)$$

$$R_c = \frac{L^2}{2.76 \sigma} \quad (4.15)$$

Il faut noter que ces résultats ne sont valables que pour une fonction de corrélation gaussienne. Néanmoins, ils servent à déterminer le domaine de validité des modèles électromagnétiques de la surface (section 4.4).

4.3 MODÈLES ÉLECTROMAGNÉTIQUES DE DIFFUSION

La modélisation radar des milieux naturels consiste à évaluer le coefficient de rétrodiffusion d'un milieu décrit par ses paramètres caractéristiques. Sa problématique est triple :

- **Problème de la description du milieu** : Les paramètres doivent permettre de décrire un milieu réaliste.
- **Problème électromagnétique** : Le calcul du coefficient de rétrodiffusion doit être précis, c'est-à-dire tenir compte des mécanismes importants d'interaction entre l'onde et le milieu.
- **Problème pratique** : Le modèle doit être explicatif, c'est-à-dire permettre de déterminer les liens entre les phénomènes électromagnétiques et les paramètres du milieu.

Ainsi, le travail de modélisation consiste à faire des compromis entre ces trois problèmes, qui dépendent du cas étudié. Il n'y a donc pas de solution unique. C'est pourquoi, plusieurs modèles, dont les domaines d'application sont spécifiques à un milieu ou une configuration radar (fréquence, polarisation, et incidence) ont été développés.

4.3.1 Coefficient de rétrodiffusion

La Section Efficace Radar (SER), σ , d'une cible ponctuelle est définie comme la section efficace d'un diffuseur omnidirectionnel équivalent générant la même densité de puissance que la cible dans la direction d'observation. Elle correspond donc au rapport de la puissance totale rayonnée par un diffuseur isotrope équivalent sur la densité de puissance incidente (Ulaby et al, 1982).

$$SER = \sigma_{pq} = 4 \pi R_0^2 \frac{\langle |E_{pq}^s|^2 \rangle}{|E_0|^2} \quad (\text{m}^2) \quad (4.16)$$

où E_0 : amplitude du champ électromagnétique incident.

E^s : amplitude du champ diffusé par la surface dans une direction d'observation.

R_0 : distance entre le point d'observation et le centre de la surface observée.

$\langle \rangle$: opérateur de moyenne.

p et q : polarisations d'émission et de réception de l'onde respectivement.

Cette définition ne peut pas être directement appliquée au calcul de la SER dans le cas d'une cible étendue, constituée d'un grand nombre de diffuseurs. Une SER moyenne par unité de surface, σ^0 , est définie au moyen de la relation suivante

$$\sigma_{pq}^0 = \frac{\langle \sigma_{pq} \rangle}{A_0} = \frac{4 \pi R_0^2}{A_0} \frac{\langle |E_{pq}^s|^2 \rangle}{|E_0|^2} \quad (4.17)$$

A_0 est l'aire de la surface illuminée.

La modélisation électromagnétique a pour objectif de calculer le terme de puissance $\langle |E_{pq}^s|^2 \rangle$ du champ diffusé.

4.3.2 Équation du transfert radiatif

La théorie du transfert radiatif décrit la propagation de l'énergie électromagnétique dans un milieu qui peut absorber, transmettre, diffuser, ou émettre de l'énergie. Le développement de la théorie se base sur le principe de la conservation de l'énergie. Elle est obtenue en considérant la variation d'intensité spécifique I observée lorsque l'onde traverse un volume élémentaire cylindrique de section unitaire et de longueur ds , peuplé d'hétérogénéités comme représenté à la **Figure 4.2**.

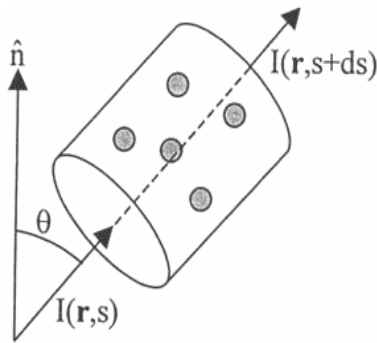


Figure 4.2 Configuration géométrique de la définition de l'intensité spécifique.

À partir du principe de conservation de l'énergie, la variation d'intensité spécifique peut s'écrire en télédétection active comme :

$$dI(r, \hat{s}) = -\kappa_a I(r, \hat{s}) ds - \kappa_s I(r, \hat{s}) ds + \int_{4\pi} P(r, \hat{s}') I(r, \hat{s}') ds d\Omega' \quad (4.18)$$

où κ_a et κ_s représentent respectivement les coefficients d'absorption et de diffusion de l'hétérogénéité qui constitue le volume. $P(r, \hat{s}')$ est la fonction de phase qui tient compte de la diffusion et représente le couplage entre une intensité incidente de direction de propagation \hat{s}' et l'intensité diffusée dans la direction \hat{s} (Ulaby et al, 1986).

Le premier terme de l'expression représente les pertes dues à l'absorption par le volume. Le deuxième correspond aux pertes par diffusion dans une direction autre que la direction de propagation, \hat{s} . Le dernier terme représente l'intensité diffusée par le milieu dans la direction de propagation qui est causée par l'ensemble des intensités incidentes suivant des directions de propagation quelconques.

Le coefficient d'extinction représente les pertes totales d'intensité dans le milieu. Il est défini à partir des coefficients d'absorption et de diffusion comme suit :

$$\kappa_e = \kappa_a + \kappa_s \quad (4.19)$$

Il est aussi utilisé pour définir l'albédo (a) et l'épaisseur optique (τ), donnés respectivement par :

$$a = \frac{\kappa_s}{\kappa_e} = \frac{\kappa_s}{\kappa_s + \kappa_a} \quad (4.20)$$

$$\tau = (\kappa_a + \kappa_s).d \quad (4.21)$$

4.3.3 Équation du transfert radiatif vectoriel

La formulation présentée ci-dessus, dite scalaire, ne permet pas de décrire la propagation d'ondes dont la polarisation change. En considérant que la longueur différentielle, ds , s'écrit en fonction de la profondeur z comme $ds = dz / \cos \theta$, l'équation du transfert radiatif décrite en (4.18) devient :

$$\cos \theta \frac{d\bar{I}}{dz} = -\bar{\kappa}_e \bar{I} + \int \bar{P} \bar{I} d\Omega \quad (4.22)$$

où \bar{T} est le vecteur de Stokes modifié de taille (4×1) se déplaçant dans un angle solide $d\Omega$. $\bar{\bar{\kappa}}_e$ et $\bar{\bar{P}}$ sont respectivement les matrices d'extinction et de phase de diffusion du milieu de taille (4×4).

4.3.3.1 Matrice de phase

Lors de l'interaction d'une onde électromagnétique incidente avec une cible radar, le vecteur de Stokes diffusé est lié au vecteur de Stokes incident par la matrice de Muller M donnée par la relation suivante :

$$M = \begin{bmatrix} |S_{vv}|^2 & |S_{vh}|^2 & \text{Re}(S_{vv}S_{vh}^*) & -\text{Im}(S_{vv}S_{vh}^*) \\ |S_{hv}|^2 & |S_{hh}|^2 & \text{Re}(S_{hv}S_{hh}^*) & -\text{Im}(S_{hv}S_{hh}^*) \\ 2\text{Re}(S_{vv}S_{hv}^*) & 2\text{Re}(S_{vh}S_{hh}^*) & \text{Re}(S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^*) & -\text{Im}(S_{vv}S_{hh}^* - S_{vh}S_{hv}^*) \\ 2\text{Im}(S_{vv}S_{hv}^*) & 2\text{Im}(S_{vh}S_{hh}^*) & \text{Im}(S_{vv}S_{hh}^* + S_{vh}S_{hv}^*) & \text{Re}(S_{vv}S_{hh}^* - S_{vh}S_{hv}^*) \end{bmatrix} \quad (4.23)$$

La matrice de phase est définie ainsi comme suit :

$$\bar{\bar{P}} = \frac{4\pi \langle M \rangle}{A \cos \theta} \quad (4.24)$$

4.3.3.2 Matrice d'extinction

La matrice d'extinction, $\bar{\bar{\kappa}}_e$, d'un milieu composé de n_0 particules par unité de volume est définie, dans le cas général, à partir des amplitudes de diffusion, S_{pq} , comme suit,

$$\bar{\bar{\kappa}}_e = \begin{bmatrix} -2\text{Re}(M_{vv}) & 0 & -\text{Re}(M_{vh}) & -\text{Im}(M_{vh}) \\ 0 & -2\text{Re}(M_{hh}) & -\text{Re}(M_{hv}) & -\text{Im}(M_{hv}) \\ -2\text{Re}(M_{hv}) & -2\text{Re}(M_{vh}) & -\text{Re}(M_{vv} + M_{hh}) & -\text{Im}(M_{vv} - M_{hh}) \\ -2\text{Im}(M_{hv}) & -2\text{Im}(M_{vh}) & -\text{Im}(M_{vv} - M_{hh}) & -\text{Re}(M_{vv} + M_{hh}) \end{bmatrix} \quad (4.25)$$

avec

$$M_{pq} = \frac{j2\pi n_0}{k_0} \langle S_{pq} \rangle \quad (4.26)$$

Dans cette étude on s'intéresse aux données multi-polarisées. Ainsi, seuls les deux premiers paramètres du vecteur de Stokes modifié diffusé seront considérés. Ainsi, les matrices de phase \bar{P} et d'extinction $\bar{\kappa}_e$ sont de taille (2×2).

4.3.4 Méthode de résolution de l'équation du transfert radiatif

La résolution d'un problème par l'approche du transfert radiatif se fait en deux étapes :

1. Choisir une expression pour les matrices d'extinction et de phase du milieu d'étude et calculer ces matrices. Ce choix dépend de la nature du milieu, continu ou discret. Dans le cas discret, la plupart des modèles sont basés sur l'approximation des diffuseurs indépendants (approximation de Rayleigh), c'est-à-dire que la matrice de phase est la somme des matrices de phase des diffuseurs. Cependant, en fonction de la densité et de la distribution des diffuseurs dans le milieu, il peut être nécessaire de tenir compte (partiellement) des effets cohérents comme dans le cas des diffuseurs proches (Chuah et al, 1996), etc. Dans tous les cas, les matrices d'extinction et de phase sont liées pour assurer la conservation de l'énergie (section-4.4).
2. Résoudre l'équation intégral-différentielle (4.23). Les méthodes de résolution dépendent de la géométrie et des caractéristiques du milieu. La méthode itérative est une solution analytique qui est valide pour les milieux homogènes ou homogènes par couche ayant un faible albédo (Ulaby et al, 1986). Dans un milieu non homogène où on a une diffusion multiple causée par les hétérogénéités une solution plus exacte de l'équation du transfert radiatif est nécessaire. Cela est possible avec la méthode de *Doubling Matrix* (Fung, 1994). En terme de calcul, cette méthode est plus intuitive et plus efficace surtout quand l'épaisseur optique du milieu est grande (Fung, 1994).

Ainsi, pour calculer le coefficient de diffusion total du couvert de glace de la rivière, la méthode du *Doubling Matrix* est appliquée. Le choix de cette méthode est basé sur les résultats de recherche de Ramseier et al. (1975), Leconte et al. (1991), et Jeffries et al. (1994) qui suggèrent que la forte rétrodiffusion obtenue est causée par la diffusion multiple entre les hétérogénéités et/ou entre les hétérogénéités et les interfaces. Les détails concernant cette méthode sont présentés dans la section suivante (Fung, 1994). Par ailleurs, la méthode alternative dite *itérative* pour résoudre l'équation du transfert radiatif est présentée en *Annexe 2*.

4.3.5 Méthode de "Doubling Matrix"

4.3.5.1 Concept de base

Considérons un milieu hétérogène ayant des interfaces irrégulières (*Figure 4.3*). L'intensité diffusée I^s causée par le milieu est reliée à l'intensité incidente I^i par

$$I^s(\theta_s, \phi_s) = \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} S_{T1}(\theta_s, \theta; \phi_s - \phi) I(\theta, \phi) d\Omega \quad (4.27)$$

où $\theta, \theta_s, \phi, \phi_s$ représentent respectivement l'angle d'incidence, l'angle de diffusion, l'angle azimutal incidente et l'angle azimutal de diffusion.

$S_{T1}(\theta_s, \theta; \phi_s - \phi)$ est la matrice de phase totale du milieu. Elle comprend les effets dus à la diffusion aux interfaces, à la diffusion de volume, aux interactions volume/interface et aux diffusions multiples entre les diffuseurs.

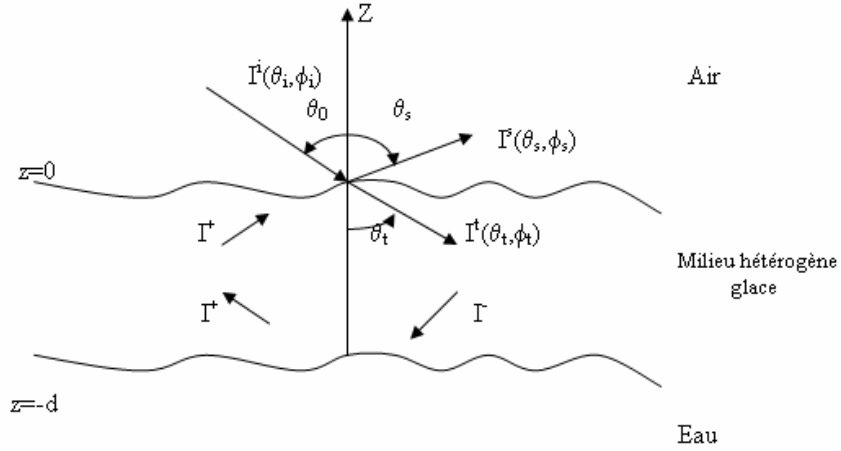


Figure 4.3 Configuration de la modélisation électromagnétique d'un milieu hétérogène (glace) reposant sur l'eau.

Les matrices de phase, S et F, d'une couche infinitésimale d'épaisseur optique $\Delta\tau$ dans les deux directions ascendante et descendante, sont reliées à la matrice de phase, $P(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi)$, d'une particule appartenant au milieu. Elles sont données par les équations suivantes :

$$S(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi) = a U^{-1} P(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi) \Delta\tau \quad (4.28-a)$$

$$F(\theta_t, \theta, \phi_t - \phi) = a U^{-1} P(\pi - \theta_t, \pi - \theta, \phi_t - \phi) \Delta\tau \quad (4.28-b)$$

où U est une matrice diagonale qui représente le cosinus directionnel des angles de diffusion et a est l'albédo du milieu (Leader, 1975 ; Twomey et al, 1966). Lorsque la direction de propagation est inversée, les matrices de phase de diffusion de cette couche sont :

$$S^*(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi) = a U^{-1} P(\pi - \theta_s, \theta, \phi_s - \phi) \Delta\tau \quad (4.29-a)$$

$$F^*(\theta_t, \theta, \phi_t - \phi) = a U^{-1} P(\theta_t, \pi - \theta, \phi_t - \phi) \Delta\tau \quad (4.29-b)$$

4.3.5.2 Décomposition en série d'harmoniques

La diffusion dépend de l'angle d'incidence θ et de l'angle azimutal ϕ . Afin de calculer les matrices de phase, il est nécessaire d'éliminer un angle. Étant donné que la matrice de phase

et le vecteur d'intensité sont des fonctions périodiques, leur développement en série d'harmoniques en fonction de l'angle azimutal peut découpler la dépendance azimutale de l'angle polaire :

$$S(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi) = \sum_{m=0}^{\infty} [S_e^m(\theta_s, \theta) \cos m(\phi_s - \phi) + S_o^m(\theta_s, \theta) \sin m(\phi_s - \phi)] \quad (4.30-a)$$

$$F(\theta_t, \theta, \phi_t - \phi) = \sum_{m=0}^{\infty} [F_e^m(\theta_t, \theta) \cos m(\phi_t - \phi) + F_o^m(\theta_s, \theta) \sin m(\phi_t - \phi)] \quad (4.30-b)$$

où

$$\bar{S}^m = \begin{bmatrix} S_e^m & -S_o^m \\ S_o^m & S_e^m \end{bmatrix} \quad \text{et} \quad \bar{F}^m = \begin{bmatrix} F_e^m & -F_o^m \\ F_o^m & F_e^m \end{bmatrix} \quad (4.31)$$

L'intensité descendante T à travers le milieu est constituée d'une composante diffuse et d'une composante directe liée aux pertes d'extinction :

$$\bar{T}^m = f_m \bar{F}^m + \bar{E} = f_m \begin{bmatrix} F_e^m & -F_o^m \\ F_o^m & F_e^m \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} E & 0 \\ 0 & E \end{bmatrix} \quad (4.32)$$

avec

$$f_m = \begin{cases} 1/2 & m = 0 \\ 1/4 & m > 0 \end{cases} \quad (4.33)$$

E est la matrice d'extinction qui est considérée comme diagonale pour un milieu isotrope. Ces éléments sont $\exp(-\Delta\tau/\mu_i)$, où μ_i est le cosinus directionnel.

Les matrices S_e^m, S_o^m, T_e^m et T_o^m , qui relient les deux premiers paramètres du vecteur de Stokes modifié diffusé à ceux du vecteur incident, sont des matrices de taille (2×2). Ainsi, les matrices \bar{S}^m et \bar{T}^m sont de taille (4×4).

4.3.5.3 Calcul des matrices de phase d'une couche

L'application de la technique Doubling Matrix afin de trouver la matrice de phase de diffusion multiple nécessite le calcul de N angles de diffusion qui correspondent à N angles d'incidence. Ainsi, $S_{epq}^m, S_{opq}^m, T_{epq}^m$ et T_{opq}^m sont de taille (N×N) et \bar{S}^m et \bar{T}^m sont de taille (4N×4N). Si la méthode de Quadrature Gaussienne est utilisée pour ce calcul, les éléments de ces matrices seront :

$$S_{pq}^m = P_{pq}^m(\mu_k, \mu_l) W_l \Delta\tau a / \mu_k \quad (4.34-a)$$

$$t_{pq}^m = T_{pq}^m(\mu_k, \mu_l) W_l \Delta\tau a / \mu_k \quad (4.34-b)$$

où, W_l est le coefficient de pondération calculé par la formulation de cette méthode.

4.3.5.4 Calcul des matrices de réflexion et de transmission aux interfaces

La diffusion aux interfaces du milieu est affectée par la rugosité de surface, le contraste diélectrique, et les hétérogénéités du milieu. Le modèle de diffusion de surface (section 4.5) est incorporé dans cette méthode à travers sa matrice de phase. Il a été démontré que l'intensité diffusée d'une surface rugueuse est reliée à l'intensité incidente par Fung et Eom (1981) :

$$I^s(\theta_s, \phi_s) = \frac{1}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_0^\pi \left[\frac{\sigma^0(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi)}{\cos \theta_s} \right] I(\theta, \phi) \sin \theta d\theta d\phi \quad (4.35)$$

En appliquant le développement en séries de Fourier sur l'équation (4.35), elle devient :

$$I^{sm}(\theta_s, \phi_s) = f_m \int_0^{\pi/2} \left[\frac{\sigma^m(\theta_s, \theta)}{\cos \theta_s} \right] I^m(\theta) \sin \theta d\theta \quad (4.36)$$

Les coefficients de Fourier de $\sigma^0(\theta_s, \theta, \phi_s - \phi)$ sont trouvés en appliquant la méthode de Quadrature Gaussienne. Ainsi, on trouve :

$$\sigma^m(\theta_s, \theta) = \frac{1}{4f_m} \sum_{k=1}^K \omega_k \sigma^0(\theta_s, \theta, \phi_k) \cos m\phi_k \quad (4.37)$$

et
$$\phi_k = 0.5\pi + 0.5\pi X_k \quad (4.38)$$

où, K est le nombre de nœuds et ω_k et X_k sont les zéros et les coefficients de pondération calculés par la formule de Quadrature Gaussienne.

En appliquant la formule de Quadrature Gaussienne sur l'équation (4.36) afin de calculer l'intégral par rapport à θ , on obtient :

$$I^{sm} = f_m \Gamma^m I^m \quad (4.39)$$

où

$$\Gamma^m = \begin{cases} R_{ij}^m & , \theta_s \leq 90^\circ \\ Q_{ij}^m & , \theta_s > 90^\circ \end{cases} = \frac{\sigma^m(\theta_s, \theta)}{\cos \theta_s} \quad (4.40)$$

R_{ij}^m et Q_{ij}^m représentent respectivement les harmoniques de la matrice de phase de réflexion et de transmission de l'interface séparant le milieu i du milieu j pour des intensités incidentes et diffusées dans le milieu i. La taille de ces matrices est (N×N). Pour les deux premiers paramètres du vecteur de Stokes modifié, la matrice Γ est de taille (2N×2N).

4.3.5.5 Diffusion totale d'un milieu hétérogène ayant des interfaces rugueuses

Soit un milieu non homogène ayant des interfaces irrégulières. Ce milieu est caractérisé par ses matrices de phase de diffusion de volume (S, S*, T et T*) et ses matrices effectives de

réflexion (\tilde{R}_{ij}^m et \underline{R}_{ij}^m) et de transmission (\tilde{Q}_{ji}^m et \underline{Q}_{ji}^m) (annexe 3). Les matrices totales de réflexion et de transmission de ce milieu sont données par les formules suivantes :

$$S_{T1} = \tilde{R}_{12} + \tilde{Q}_{12}(I - T^* \underline{R}_{23} T \tilde{R}_{21})^{-1} T^* \underline{R}_{23} T \tilde{Q}_{21} \quad (4.41-a)$$

$$T_{T1} = \underline{Q}_{32}(I - T \tilde{R}_{21} T^* \underline{R}_{23})^{-1} T \tilde{Q}_{21} \quad (4.41-b)$$

La décomposition en séries de Fourier donne :

$$S_{T1}^m = \tilde{R}_{12}^m + \tilde{Q}_{12}^m(I - f_m^2 T^{m*} \underline{R}_{23}^m T^m \tilde{R}_{21}^m)^{-1} T^{m*} \underline{R}_{23}^m T^m \tilde{Q}_{21}^m \quad (4.42-a)$$

$$T_{T1}^m = \underline{Q}_{32}^m(I - f_m^2 T^m \tilde{R}_{21}^m T^{m*} \underline{R}_{23}^m)^{-1} T^m \tilde{Q}_{21}^m \quad (4.42-b)$$

L'intensité diffusée d'une couche hétérogène ayant une interface irrégulière est reliée à l'intensité incidente par :

$$I^{sm} = f_m S_{T1}^m I^m \quad (4.43)$$

Les harmoniques du coefficient de diffusion du milieu peuvent être obtenues en comparant l'équation (4.43) aux équations (4.36) et (4.39). Elles sont données par :

$$\sigma_{pq,T}^m(\theta_i, \theta_j) = 4\pi \cos \theta_i [S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j)]_{epq} + 4\pi \cos \theta_i [S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j)]_{opq} \quad (4.44)$$

Le coefficient de diffusion total est alors donné par la relation suivante :

$$\sigma_{pq,T}^0(\theta_i, \theta_j; \phi_s - \phi) = \sum_{m=0}^{\infty} 4\pi \cos \theta_i \left[[S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j)]_{epq} \cos m(\phi_s - \phi) + [S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j)]_{opq} \sin m(\phi_s - \phi) \right] \quad (4.45)$$

Lorsque le milieu est isotrope, comme le milieu de Rayleigh, et la rugosité des interfaces est isotrope, le coefficient de diffusion total est simplifié comme suit :

$$\sigma_{pq}^0(\theta_i, \theta_j; \phi_s - \phi) = \sum_{m=0}^{\infty} 4\pi \cos \theta_i [S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j)]_{epq} \cos m(\phi_s - \phi) \quad (4.46)$$

En rétrodiffusion $\theta_s = \theta$ et $\cos m(\phi_s - \phi) = (-1)^m$.

4.3.5.6 Diffusion totale d'un milieu hétérogène multicouche

La matrice qui correspond à la diffusion multiple d'un milieu hétérogène caractérisé par une épaisseur optique arbitraire peut être trouvée en répétant l'application du processus indiqué dans la section 4.3.5.3.

La matrice de phase totale du milieu constitué de N_c couches peut être calculée en utilisant l'algorithme suivant :

- Déterminer les matrices de phase de diffusion de volume, S_i et T_i , pour chaque couche de glace, $1 < i < N_c$, en utilisant la méthode *Doubling Matrix* décrite dans les sections (4.3.5.2) et (4.3.5.3).
- Déterminer les matrices de réflexion et de transmission, R_{ij} et Q_{ij} , pour les interfaces principales considérées air/glace et glace/eau ou glace/sédiment avec un modèle de diffusion de surface IEM décrite dans les sections (4.3.5.4) et (4.3.5.5).
- En commençant le calcul par la couche inférieure N_c , déterminer sa matrice de phase de diffusion observée dans la couche N_c-1 .
- Calculer la matrice de phase de diffusion causée par la couche N_c-1 et observée dans la couche N_c-2 .
- Répéter cette opération jusqu'à la couche 1, afin d'obtenir la matrice S_{T1} .
- Calcul du coefficient de diffusion totale grâce à l'équation (4.46).

4.4 MATRICES DE PHASE ET D'EXTINCTION

Les diffuseurs présents dans les milieux naturels peuvent être sphériques ou non sphériques (cylindriques, disques, etc.). Selon leur taille, densité et distribution, différentes

approximations (Rayleigh, Mie, DMPACT ou Rayleigh-Gans) peuvent être appliquées afin de calculer leur matrice de phase et d'extinction.

4.4.1 Approximation de Rayleigh

L'approximation de Rayleigh pour le calcul de la diffusion par des particules est valide lorsque le rayon des particules, r_s , vérifie la condition suivante :

$$\frac{2\pi}{\lambda} r_s \ll 1 \quad (4.47)$$

Dans notre cas, la matrice de phase d'un milieu aléatoire contenant des particules sphériques est donnée par (Fung, 1994) :

$$\overline{\overline{P}}(\theta_s, \phi_s, \theta_i, \phi_i) = \begin{bmatrix} P_{vv} & P_{vh} \\ P_{hv} & P_{hh} \end{bmatrix} \quad (4.48)$$

avec

$$P_{vv} = \frac{3}{4} \left\{ 2 \sin^2 \theta_s \sin^2 \theta_i + \cos^2 \theta_s \cos^2 \theta_i [1 + \cos 2(\phi_s - \phi_i)] + 4 \sin \theta_s \sin \theta_i \cos \theta_s \cos \theta_i \cos(\phi_s - \phi_i) \right\} \quad (4.49-a)$$

$$P_{vh} = \frac{3}{4} \cos^2 \theta_s [1 - \cos 2(\phi_s - \phi_i)] \quad (4.49-b)$$

$$P_{hv} = \frac{3}{4} \cos^2 \theta_i [1 - \cos 2(\phi_s - \phi_i)] \quad (4.49-c)$$

$$P_{hh} = \frac{3}{4} [1 + \cos 2(\phi_s - \phi_i)] \quad (4.49-d)$$

Les matrices d'absorption et de diffusion sont des matrices diagonales composées d'éléments égaux. Ces représentations matricielles peuvent être remplacées par des coefficients scalaires de diffusion κ_s et d'absorption κ_a , donnés par :

$$\kappa_s = \frac{8}{3} \pi n_0 (k'_h)^4 r_s^4 \left| \frac{\epsilon_s - \epsilon_r}{\epsilon_s + 2\epsilon_r} \right|^2 \quad (4.50)$$

et

$$\kappa_a = \kappa_{as} + \kappa_{ah} \quad (4.51)$$

κ_{as} et κ_{ah} représentent respectivement les coefficients d'absorption dus aux inclusions sphériques et au milieu hôte. Ils sont donnés par :

$$\kappa_{as} = v_f k_h' \frac{\varepsilon_s''}{\varepsilon_h'} \left| \frac{3\varepsilon_h}{\varepsilon_s + 2\varepsilon_h} \right|^2 \quad (4.52)$$

$$\kappa_{ah} = 2 k_h'' (1 - v_f) \quad (4.53)$$

avec

- $\varepsilon_s = \varepsilon_s' + j \varepsilon_s''$ est la constante diélectrique des inclusions sphériques.
- $\varepsilon_h = \varepsilon_h' + j \varepsilon_h''$ est la constante diélectrique du milieu.
- $k_h = k_0 \sqrt{\varepsilon_h} = k_h' + j k_h''$ est le nombre d'onde dans le milieu.
- k_0 , le nombre d'onde dans l'air, défini comme $k_0 = 2\pi/\lambda$ où λ représente la longueur d'onde dans l'air.
- n_0 , la densité volumique des sphères égale à $v_f \cdot (4\pi r_s^3/3)^{-1}$
- v_f , la fraction de volume occupée par les sphères, $v_f = \frac{4\pi}{3} r_s^3 n_0$.
- r_s , le rayon moyen des sphères.

Pour des inclusions d'air sphériques ε_s'' est nul. Ainsi, son coefficient d'absorption κ_{as} est nul.

4.4.2 Approximation de Mie pour les inclusions sphériques

Le paragraphe précédent décrit l'effet des particules de taille très petite devant la longueur d'onde du rayonnement incident. Pour les particules dont le rayon oscille entre 0,1 et 10 fois la longueur d'onde, la théorie de Rayleigh ne s'applique plus, mais une solution exacte peut encore être trouvée en utilisant la théorie de Mie. Cette théorie est complexe et des résultats quantitatifs ne sont obtenus qu'avec des particules sphériques. De plus, contrairement à la théorie de Rayleigh, la puissance rétrodiffusée est plus grande que la puissance diffusée dans la direction de l'onde incidente.

Sans entrer dans tous les détails du calcul de la fonction de phase, les deux fonctions de l'amplitude de diffusion de Mie sont :

$$S_1(\theta) = \sum_{n=1} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (4.54-a)$$

$$S_2(\theta) = \sum_{n=1} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)] \quad (4.54-b)$$

où

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_n^1(\cos \theta) \quad (4.55-a)$$

$$\tau_n(\cos \theta) = \frac{d}{d\theta} P_n^1(\cos \theta) \quad (4.55-b)$$

P sont les fonctions associées aux polynômes de Legendre et a_n et b_n sont les coefficients de Mie donnés comme suit :

$$a_n = \frac{m\Psi_n(mx)\Psi_n'(x) - \Psi_n(x)\Psi_n'(mx)}{m\Psi_n(mx)\xi_n'(x) - \xi_n(x)\Psi_n'(mx)} \quad (4.56-a)$$

$$b_n = \frac{\Psi_n(mx)\Psi_n'(x) - m\Psi_n(x)\Psi_n'(mx)}{\Psi_n(mx)\xi_n'(x) - m\xi_n(x)\xi_n'(mx)} \quad (4.56-b)$$

où

$$\psi_n(x) = \left(\frac{\pi x}{2}\right)^{1/2} J^{(1)}_{n+1/2}(x) \quad (4.57-a)$$

$$\zeta_n(x) = \left(\frac{\pi x}{2}\right)^{1/2} H^{(2)}_{n+1/2}(x) \quad (4.57-b)$$

Les deux dernières fonctions sont appelées fonctions de Bessel-Riccati. Elles dépendent des fonctions sphériques de Bessel, J et H (Ulaby et al, 1986, annexe, F).

Finalement, les sections efficaces de diffusion (Q_{dif}), d'extinction (Q_{ext}) et d'absorption (Q_{abs}) sont calculées analytiquement (Fung, 1994) comme suit :

$$Q_{dif}(x, m) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (4.58-a)$$

$$Q_{ext}(x, m) = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (a_n + b_n) \quad (4.58-b)$$

$$Q_{abs} = Q_{ext}(x, m) - Q_{dif}(x, m) \quad (4.58-c)$$

où $m = \sqrt{\varepsilon/\varepsilon_0}$ est le rapport des indices de réfraction et $x = kr_s$ est la taille normalisée des particules.

4.4.3 Approximation de Mie modifiée pour les milieux denses (DM-PACT)

Contrairement à la diffusion de Rayleigh, la matrice de phase des milieux denses permet un étroit espacement entre les diffuseurs. Les éléments de cette matrice dépendent des propriétés diélectriques du diffuseur et du milieu hôte, de la fréquence, de la polarisation, ainsi que de la taille et de la fraction volumique des diffuseurs.

Les champs diffusés causés par une sphère ayant un rayon (r_s) et une constante diélectrique relative (ϵ_r) sont définis (Fung, 1994) comme suit :

$$\bar{E}_s = E_0 \sum_{n=1}^{\infty} j^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \{ -b_n \bar{m}_{o1n}^{(3)} + ja_n \bar{n}_{e1n}^{(3)} \} \quad (4.59-a)$$

$$\bar{H}_s = \frac{H_0}{\eta} \sum_{n=1}^{\infty} j^n \frac{(2n+1)}{n(n+1)} \{ a_n \bar{m}_{e1n}^{(3)} + jb_n \bar{n}_{o1n}^{(3)} \} \quad (4.59-b)$$

avec

$$\eta = \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (4.60)$$

μ et ϵ représentent respectivement la perméabilité et la permittivité relative du milieu. Les indices o et e des vecteurs de la fonction d'onde $\bar{m}_{o1n}^{(3)}$ et $\bar{n}_{e1n}^{(3)}$ représentent la notation paire et impaire.

En hyperfréquence, la taille moyenne des diffuseurs est petite (rayon < 1mm) comparativement à l'échelle du centimètre, $\kappa_s r_s < 0,8$. Ainsi, seulement les deux premiers termes des harmoniques sphériques seront utilisés dans le calcul de cette matrice de phase. Les termes correspondants aux vecteurs des fonctions d'onde sont donnés comme suit :

$$\bar{m}_{e11}^{(3)} = \frac{e^{jkr_s}}{kr} \alpha \left[\pm \hat{\theta} \frac{\cos \phi}{\sin \phi} - \hat{\phi} \cos \theta \frac{\sin \phi}{\cos \phi} \right] \quad (4.61-a)$$

$$\bar{m}_{o12}^{(3)} = \frac{e^{jkr_s}}{kr} \beta \left[\pm \hat{\theta} \cos \theta \frac{\cos \phi}{\sin \phi} - \hat{\phi} (-1 + 2 \cos^2 \theta) \cos \theta \frac{\sin \phi}{\cos \phi} \right] \quad (4.61-b)$$

$$\bar{n}_{e11}^{(3)} = \frac{e^{jkr_s}}{kr} \left[\hat{r} \gamma \sin \theta \frac{\cos \phi}{\sin \phi} + \delta \left(\hat{\theta} \cos \theta \frac{\sin \phi}{\cos \phi} \pm \hat{\phi} \cos \theta \frac{\sin \phi}{\sin \phi} \right) \right] \quad (4.61-c)$$

$$\bar{n}_{o12}^{(3)} = \frac{e^{jkr_s}}{kr_s} \left[\hat{r} \kappa \sin \theta \cos \theta \frac{\sin \phi}{\cos \phi} + \xi \left(\hat{\theta} (-1 + 2 \cos^2 \theta) \frac{\sin \phi}{\cos \phi} \pm \hat{\phi} \cos \theta \frac{\cos \phi}{\sin \phi} \right) \right] \quad (4.61-d)$$

avec

$$\alpha = -1 - j \frac{1}{\omega} \quad (4.62-a)$$

$$\beta = 3j \left(1 - \frac{3}{\omega^2} + j \frac{3}{\omega} \right) \quad (4.62-b)$$

$$\gamma = -2 \left(\frac{1}{\omega} + j \frac{1}{\omega^2} \right) \quad (4.62-c)$$

$$\delta = \frac{1}{\omega} + j \left(-1 + \frac{1}{\omega^2} \right) \quad (4.62-d)$$

$$\kappa = 18j \left(\frac{1}{\omega} - \frac{3}{\omega^3} + j \frac{3}{\omega^2} \right) \quad (4.62-e)$$

$$\xi = 3 \left[-1 + \frac{6}{\omega^2} + j \left(-\frac{3}{\omega} + \frac{6}{\omega^3} \right) \right] \quad (4.62-f)$$

$$\omega = kr_s \quad (4.62-g)$$

La matrice de phase modifiée associée aux deux premiers paramètres de Stokes est calculée à partir des champs de diffusion comme suit :

$$\bar{\bar{P}}(\theta_s, \phi_s, \theta_i, \phi_i) = \langle |\Psi^2| \rangle_n \cdot \text{Re} \left[\begin{array}{cc} \left(E_v^s H_h^{s*} \right)_{v-inc} & \left(E_v^s H_h^{s*} \right)_{h-inc} \\ \left(-E_h^s H_v^{s*} \right)_{v-inc} & \left(-E_h^s H_v^{s*} \right)_{h-inc} \end{array} \right] \quad (4.63)$$

$\langle |\Psi^2| \rangle_n$ est le facteur de correction de la phase du réseau d'antenne (Chuah et al, 1996) donné

par,

$$\langle |\Psi^2| \rangle_n = \frac{1 - e^{-k_{si}^2 \sigma_d^2}}{d^3} + \frac{e^{-k_{si}^2 \sigma_d^2}}{d^3} \sum_{q=1}^{\infty} \frac{(k_{si}^2 \sigma_d^2)^q}{q!} \left[\left(\sqrt{\frac{\pi}{q}} \left(\frac{l}{d} \right) \right)^3 \exp\left(\frac{k_{si}^2 \sigma_d^2}{4q} \right) - a(k_x) a(k_y) a(k_z) \right] \quad (4.64)$$

et

$$a(k_r) = \sqrt{\frac{\pi}{q}} \left(\frac{l}{d} \right) \exp\left(\frac{-k_r^2 l^2}{4q} \right) \text{Re} \left\{ \text{erf} \left(\frac{(qd/l) + jk_r l}{2\sqrt{q}} \right) \right\} \quad (4.65)$$

La distance moyenne (d) est reliée à la fraction volumique (v_f) des diffuseurs comme suit,

$$d = \left(\frac{v_0}{v_f} \right)^{1/3} \quad (4.66-a)$$

$$v_0 = \frac{4}{3} \pi r_s^3 \quad (4.66-b)$$

4.4.4 Approximation de Rayleigh-Gans généralisée

L'approximation de Rayleigh-Gans généralisée pour le calcul de la diffusion par des particules tubulaires, ayant une constante diélectrique relative de ε_r , est valide lorsque le rayon (r_s) et la longueur des particules ($2h$), vérifient les conditions suivantes :

$$2kr_s \sqrt{\varepsilon_r} \ll 1 \quad (4.67-a)$$

$$r_s \ll h \quad (4.67-b)$$

Dans ce cas, les éléments de la matrice de phase d'un milieu aléatoire contenant des particules tubulaires sont calculés par :

$$P_{pq} = 4\pi |F_{pq}(-\hat{i}, \hat{i})|^2 \quad (4.68)$$

avec

$$F_{vv}(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{k^2(\varepsilon_r - 1)v_0}{4\pi} [a_N \sin \theta_i \sin \theta_s - a_T \cos \theta_i \cos \theta_s \cos(\phi_s - \phi_i)] \mu(\hat{s}, \hat{i}) \quad (4.69-a)$$

$$F_{vh}(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{k^2(\varepsilon_r - 1)v_0}{4\pi} \cos \theta_s \sin(\phi_s - \phi_i) a_T \mu(\hat{s}, \hat{i}) \quad (4.69-b)$$

$$F_{hv}(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{k^2(\varepsilon_r - 1)v_0}{4\pi} \cos \theta_i \sin(\phi_s - \phi_i) a_T \mu(\hat{s}, \hat{i}) \quad (4.69-c)$$

$$F_{hh}(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{k^2(\varepsilon_r - 1)v_0}{4\pi} \cos(\phi_s - \phi_i) a_T \mu(\hat{s}, \hat{i}) \quad (4.69-d)$$

où v_0 est le volume des particules tubulaires et a_T et a_N sont donnés comme suit :

$$a_T = \frac{1}{(\varepsilon_r - 1)g_T + 1} \quad (4.70-a)$$

$$a_N = \frac{1}{(\varepsilon_r - 1)g_N + 1} \quad (4.70-b)$$

Les équations (4.70-a) et (4.70-b) dépendent de la géométrie des diffuseurs, de la fonction modifiée $\mu(\hat{s}, \hat{i})$, et des facteurs de démagnétisation g_T et g_N . Ces derniers paramètres sont calculés comme suit :

$$\mu(\hat{s}, \hat{i}) = \frac{\sin[kh(\cos \theta_i + \cos \theta_s)]}{kh(\cos \theta_i + \cos \theta_s)} \quad (4.71-a)$$

$$g_T = \frac{b(b^2 - 1)}{2} \left[\frac{b}{b^2 - 1} + \frac{1}{2} \log \left(\frac{b-1}{b+1} \right) \right] \quad (4.71-b)$$

$$g_N = -(b^2 - 1) \left[\frac{1}{2} b \log \left(\frac{b-1}{b+1} \right) + 1 \right] \quad (4.71-c)$$

$$b = \sqrt{1 - \left(\frac{r_s}{h} \right)^2} \quad (4.71-d)$$

La surface équivalente d'extinction d'un diffuseur cylindrique est reliée à la fonction de diffusion par,

$$\sigma_{ep}(\hat{i}) = \frac{4\pi}{k} \langle \text{Im} [f_{pq}(\hat{i}, \hat{i})] \rangle \quad (4.72)$$

Le coefficient d'extinction K_{ep} est calculé en multipliant la surface équivalente d'extinction (σ_{ep}) par le nombre de densité n_0 comme suit :

$$K_{ep} = n_0 \sigma_{ep}(\hat{i}) \quad (4.73)$$

4.5 MODÈLES ELECTROMAGNETIQUES DE LA SURFACE

De nombreux modèles de rétrodiffusion de surface ont été développés ces cinquante dernières années. La majorité de ces modèles théoriques peuvent être partagés en deux catégories. D'abord, les modèles approximatifs tels que la théorie de Kirchhoff et des petites perturbations et ensuite des modèles plus rigoureux basés sur les équations intégrales des champs. Une comparaison entre leurs domaines de validité (*Figure 4.4*) montre clairement que le modèle des petites perturbations n'est adapté que pour des surfaces très lisses et que les modèles utilisant la méthode de la phase stationnaire ne sont valables que pour des surfaces très rugueuses. De son côté, l'approximation scalaire des champs est valable pour des surfaces moyennement rugueuses. Cependant, le modèle IEM (Fung et al, 1994), qui est plus robuste mais très complexe, peut être utilisé dans un champ d'application plus grand que les autres modèles. Le Tableau 3.4 présenté dans la section 3.5 démontre que la rugosité aux interfaces air/glace et glace/eau peut être de lisse à très rugueuse. Toutefois, les conditions d'étude correspondent à un couvert de glace ayant une rugosité qui ne dépasse pas 3cm. Ainsi, les diffusions aux interfaces seront modélisées avec le modèle IEM.

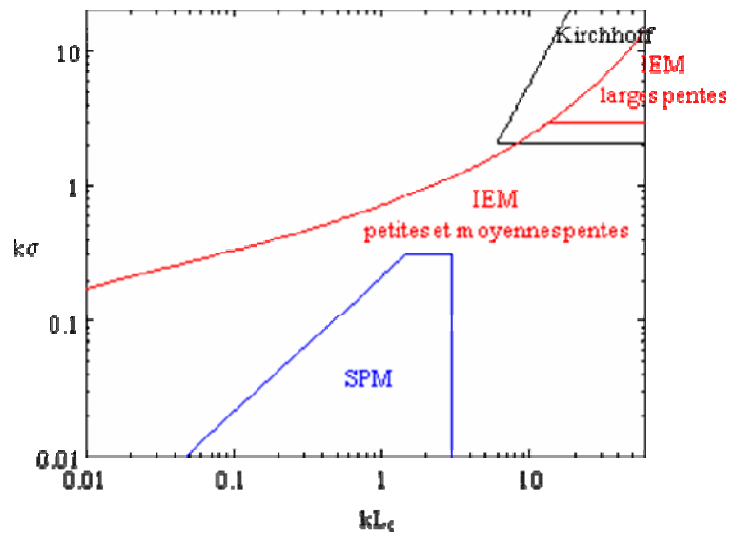


Figure 4.4 Domaine de validité des modèles électromagnétiques (Allain, 2003).

4.5.1 Modèle de l'équation intégrale (IEM)

Les premiers modèles ont été adaptés à des conditions de rugosité extrême. Ainsi, le modèle IEM a été développé pour étendre l'utilisation des modèles théoriques (Fung, 1992). Son calcul est basé sur l'équation intégrale du champ diffusé formulé par Stratton-Chu (Stratton, 1941) qui s'écrit dans le cas de la rétrodiffusion comme (Fung, 1994),

$$E_{qp}^s = -\frac{jk}{4\pi R_0} \exp(-jkR_0) \iint_S (\hat{k}_i \times \hat{q} \cdot (\hat{n} \times \vec{E}_p) + \eta \hat{q} \cdot (\hat{n} \times \vec{H}_p)) \exp(-jkk_i \vec{r}) dS \quad (4.74)$$

Les indices p et q correspondent respectivement au canal de polarisation d'émission et de réception de l'onde. Le vecteur \hat{k}_i indique la direction de propagation de l'onde incidente.

Par rapport à la théorie de Kirchhoff, une deuxième composante complémentaire est ajoutée dans le calcul du champ rétrodiffusé. Ce dernier terme permet de tenir compte des diffusions multiples qui sont ignorées dans le terme de Kirchhoff. Les coefficients de rétrodiffusion en copolarisation sont largement dominés par le terme de diffusion simple, le terme de diffusion multiple étant négligeable. Ils sont alors définis par :

$$\sigma_{pp}^0 \approx \sigma^s = \frac{k^2}{4\pi} \exp(-2k_z^2 \sigma^2) \sum_{n=1}^{\infty} \sigma^{2n} I_{pp}^n I_{qq}^{n*} \frac{W^n(-2k_x, 0)}{n!} \quad (4.75)$$

avec

$$I_{pp}^n = (2k_z)^2 f_{pp} \exp(-\sigma^2 k_z^2) + \frac{k_z^n (F_{pp}(-k_x, 0) + F_{pp}(k_x, 0))}{2} \quad (4.76-a)$$

$$F_{vv}(-k_x, 0) + F_{vv}(k_x, 0) = \frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{//})^2}{\cos \theta} \left(\frac{\varepsilon_r - 1}{\varepsilon_r} + \frac{\varepsilon_r - \sin^2 \theta - \varepsilon_r \cos^2 \theta}{\varepsilon_r \cos^2 \theta} \right) \quad (4.76-b)$$

$$F_{hh}(-k_x, 0) + F_{hh}(k_x, 0) = -\frac{2 \sin^2 \theta (1 + R_{\perp})^2}{\cos \theta^3} (\varepsilon_r - 1) \quad (4.76-c)$$

$$f_{hh} = \frac{2R_{//}}{\cos \theta}, f_{vv} = -\frac{2R_{\perp}}{\cos \theta}, \text{ et } f_{hv}=0 \quad (4.76-d)$$

$$k_x = k.\sin \theta \text{ et } k_z = k.\cos \theta \quad (4.76-e)$$

La composante de diffusion simple en polarisation croisée, σ_{qp}^s , a une rétrodiffusion nulle. De ce fait, en polarisation croisée, le coefficient de rétrodiffusion est essentiellement dû aux diffusions multiples et son expression est donnée par :

$$\begin{aligned} \sigma_{hv}^0 = \sigma_{vh}^0 &= \frac{k^2}{8\pi^2} \exp(-4k^2\sigma^2 \cos^2 \theta) \\ &\sum_{m=1}^{\infty} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(4k^2\sigma^2 \cos^2 \theta)^{m+n}}{m!n!} \iint \left[|F_{hv}(u,v)|^2 + F_{hv}(u,v)F_{hv}^*(-u,-v) \right] \\ &W^m(u+k \sin \theta, v)W^n(u-k \sin \theta, v)dudv \end{aligned} \quad (4.77)$$

avec

$$F_{hv}(u,v) = \frac{uv}{k \cos \theta} \left[\frac{8R^2}{(k^2 - u^2 - v^2)^{1/2}} + \frac{-2 + 6R^2 + (1+R)^2 / \epsilon_r + \epsilon_r(1-R)^2}{(\epsilon_r k^2 - u^2 - v^2)^{1/2}} \right] \quad (4.78-a)$$

$$R = \frac{R_{//} - R_{\perp}}{2} \quad (4.78-b)$$

Ce modèle peut être utilisé dans le cas de rugosité intermédiaire ($k\sigma < 3$). Ainsi son domaine de validité est défini par :

$$k\sigma < 3 \quad (4.79-a)$$

$$\cos^2 \theta \frac{k\sigma^2}{\sqrt{kc}} \exp(-\sqrt{2kc(L - \sin \theta)}) \ll 1 \quad (4.79-b)$$

où, $kc=0.459L$.

4.5.2 Modélisation de l'influence de la résolution RSO

Les différents modèles de rétrodiffusion présentés ci-dessus calculent la réflectivité d'une surface rugueuse considérée comme infinie. Cependant, dans le cas de l'imagerie RSO, la surface observée par le radar est limitée par la dimension de la cellule de résolution, ce qui peut dans certains cas entraîner des modifications des caractéristiques de diffusion (Sarabandi et al, 1995, Nesti et al, 1996). La principale étude menée par Nesti et al (1996) montre que la diffusion par une surface devient dépendante de la taille de la cellule de résolution lorsque cette dernière atteint des valeurs plus faibles que deux fois la longueur de corrélation de la surface. Cependant, lorsque la taille de la cellule de résolution atteint des valeurs au-delà de quatre fois la longueur de corrélation, la diffusion devient indépendante de la taille de la cellule de résolution. Dans le but de définir plus précisément l'influence de la résolution sur des données polarimétriques, un modèle de diffusion tenant compte de la taille de la cellule de résolution a été développé en décomposant le spectre de rugosité d'une surface gaussienne à deux composantes qui caractérisent la petite et la grande échelle de la surface (Allain, 2003). Ce modèle a été validé par des données RSO polarimétriques haute résolution (4.8 à 24cm) acquises à 40° avec une fréquence de 14GHz. Les résultats obtenus montrent que la rétrodiffusion des surfaces dépend de la dimension de la taille de résolution si cette dernière est assez faible devant la longueur de corrélation et que l'amélioration apportée au modèle de diffusion reproduit correctement cette dépendance.

Sans être comparable aux résolutions des capteurs aériens, la longueur de corrélation est nettement en dessous des résolutions atteintes jusqu'alors par les capteurs satellitaires comme ERS, RADARSAT-1,2 ou ENVISAT. La prise en compte de la taille de résolution de la cellule dans le calcul de la rétrodiffusion peut ne pas avoir d'influence sur le signal rétrodiffusé.

4.6 CONCLUSION

Ce chapitre a présenté, dans un premier temps, les deux paramètres caractéristiques d'un couvert de glace qui sont la rugosité des interfaces et la constante diélectrique. La rugosité des interfaces est définie principalement par l'écart-type des hauteurs, la longueur de corrélation et la fonction d'autocorrélation. La constante diélectrique du couvert de glace sera modélisée avec un modèle empirique basé principalement sur la fraction volumique des inclusions d'air parsemées dans la matrice de glace. Ces paramètres seront utilisés comme paramètres d'entrée pour le modèle de diffusion du couvert de glace. Ce modèle est basé sur la théorie de l'équation du transfert radiatif utilisée dans la modélisation électromagnétique des milieux hétérogènes. Cette équation sera résolue avec la méthode du *Doubling Matrix*. Selon la taille, la forme et la distribution des inclusions d'air, différentes approximations seront appliquées afin de calculer leurs matrices de phase et de transmission. Si la taille des inclusions sphériques est très petite devant la longueur d'onde, c'est l'approximation de Rayleigh qui sera utilisée. En revanche, si leur taille est comparable à la longueur d'onde, c'est la théorie de Mie qui sera appliquée. La diffusion volumique des inclusions tubulaires sera calculée sous l'approximation de Rayleigh-Gans. Les milieux denses seront modélisés avec la théorie de Mie modifiée. Finalement, la diffusion aux interfaces sera modélisée avec le modèle IEM. Pour ce modèle, c'est la fonction de corrélation puissance qui sera utilisée.

5. RÉTRODIFFUSION DE LA GLACE : INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS DE MODÉLISATION

5.1 INTRODUCTION

La modélisation a pour objectif de séparer les contributions des mécanismes et d'explicitier des relations qui les lient aux paramètres du couvert de glace et du capteur. Pour mener à bien la réalisation de cet objectif, des couverts formés d'un et de plusieurs types de glaces sont traités. L'effet d'une couverture de neige sur le couvert de glace sera également traité.

5.2 CONSIDÉRATIONS D'ÉTUDE

Pour analyser le processus de diffusion d'un couvert de glace multicouche, considérons la géométrie présentée à la **Figure 5.1**. Le milieu d'étude est décomposé à N_c couches horizontales de glace. Ces couches peuvent représenter différents types de glace et/ou un même type de glace, mais caractérisées par des densités différentes. Chacune des couches est caractérisée par sa propre constante diélectrique, épaisseur et rugosité aux deux interfaces.

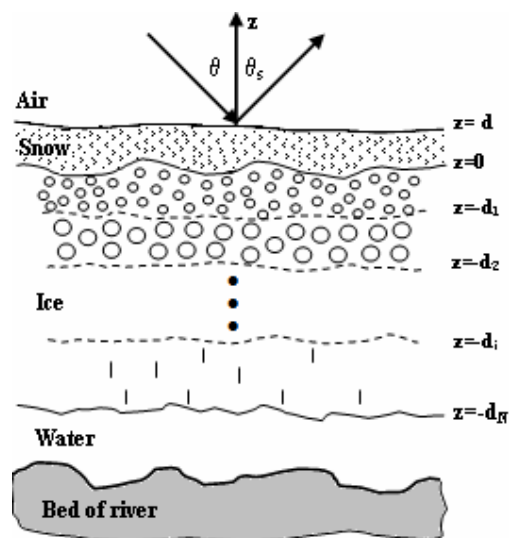


Figure 5.1 Représentation schématique d'un couvert de glace.

Une modélisation plus précise de l'interaction du signal radar avec le couvert glace de la rivière nécessite la considération de tous les phénomènes de diffusion pouvant contribuer dans cette interaction. Cependant, la prise en compte de tous les mécanismes de diffusions surfaciques, qui interagissent aux interfaces séparant les différentes couches de glace considérées, volumiques, appropriées à chaque type de glace, et multiples, causées par les interactions entre les interfaces et les inclusions d'air et/ou par la diffusion de volume, complique cette étude. En conséquence, et afin de réaliser cet objectif des hypothèses ont été considérées :

- 1) Trois milieux principaux existent : air/glace/eau ou air/glace/sédiment.
- 2) Chaque couche de glace est modélisée comme une glace pure parsemée d'inclusions d'air ayant une densité et une taille prédéfinies (une densité d'inclusions égale à zéro correspond à une glace transparente).
- 3) Les réflexions de surface aux interfaces séparant les différentes couches de glace sont négligées à cause du faible contraste diélectrique entre elles.
- 4) La couverture de neige présente sur le couvert de glace est considérée comme sèche permettant ainsi au signal radar de pénétrer dans les couches inférieures du couvert de glace (Rott et al, 1986). Dans ce cas, l'interface air/neige se rajoute dans le processus de modélisation.

Le modèle proposé est basé sur la théorie du transfert radiatif. L'équation qui décrit cette théorie est résolue avec la méthode du *Doubling Matrix*. Dépendamment de la taille, la forme et la distribution des diffuseurs emprisonnés dans les différents types de glace et la neige, la diffusion volumique est modélisée comme suit :

- La théorie de Mie des milieux denses (Fung, 1994) est utilisée pour la neige sèche, la glace de neige et certain cas de la glace de frasil.

- La théorie de Mie est utilisée pour la glace de frasil contenant des inclusions sphériques de taille comparable à la longueur d'onde de la bande C.
- L'approximation de Rayleigh est utilisée pour la glace colonnaire contenant des petites inclusions d'air sphériques et éloignées.
- L'approximation de Rayleigh-Gans est utilisée pour la glace colonnaire contenant des inclusions cylindriques.

5.3 SOMMAIRE DES RÉSULTATS

Afin d'interpréter le comportement de la rétrodiffusion du couvert de glace en fonction de ses paramètres physiques (densité, épaisseur, etc.) ainsi qu'avec les paramètres du capteur (angle d'incidence, polarisation et fréquence), différentes structures de glace ont été considérées. La description détaillée des résultats obtenus est présentée dans l'article soumis au *Transactions in Geosciences and Remote Sensing* (TGARS) publié par International Electrical Electronic Engineering IEEE (Annexe 1, article 2). Cette section résume les principaux résultats.

Dans un premier temps, la rétrodiffusion d'un couvert de glace formé d'une glace colonnaire exemptée d'inclusions d'air a été modélisée en bande C avec les différentes polarisations (HH, VV et VH). Les résultats obtenus en faisant varier la rugosité des deux interfaces et l'angle d'incidence, montrent que la rétrodiffusion dépend principalement des deux interfaces air/glace et glace/eau (ou glace/sédiment si le couvert est gelé jusqu'au fond). Ce résultat a été suggéré par Bryan et Larson en 1975. Quand l'interface air/glace est lisse, l'interface glace/eau (ou glace/sédiment) contribue d'une façon majeure dans cette interaction due au fort contraste diélectrique existant entre la glace et l'eau (ou les sédiments) (**Figure 5.2**). La rétrodiffusion obtenue de l'interface glace/eau est supérieure à celle obtenue par l'interface glace/sédiment étant donnée le plus fort contraste diélectrique glace/eau par rapport à glace

sédiments (*Figure 5.3*). Ces résultats ont été cités dans tous les travaux publiés auparavant. Les simulations issues de notre modèle les confirment.

La présence de la glace de frasil à l'intérieur d'un couvert de glace peut provoquer un fort retour vers le capteur à cause des inclusions d'air emprisonnées dans la matrice de glace. Dans ces cas, les inclusions sont sphériques ou irrégulières et leur diamètre moyen [0.2cm-1.3cm] est comparable à la longueur d'onde. Cependant, lorsque ces inclusions d'air sont petites et proches leur effet dépendra de la fréquence. D'après les résultats obtenus avec le modèle, la contribution de ces inclusions en bande C (5.6 cm) est faible. Avec l'augmentation de la fréquence (bande X, 3 cm), l'effet de ces inclusions dans la rétrodiffusion totale augmente également à cause de leur taille [0.05cm-0.1cm] et leur distribution dans le milieu qui se rapproche de la longueur d'onde correspondante (*Figure 5.4*).

La glace de neige est souvent superposée à un couvert de glace déjà établi dans la rivière. Plusieurs travaux suggèrent que cette glace peut provoquer une diffusion volumique assez importante à cause de la présence de petites inclusions d'air proches les unes des autres dans cette glace (Leconte et al, 1991; Jeffries et al, 1994). Cependant, d'après les résultats obtenus du modèle, cette glace est transparente pour le signal radar en bande C parce que la taille de ses inclusions d'air sphériques et leur espacement est très faible devant la longueur d'onde de cette même bande de fréquence. Comme dans le cas de la glace de frasil, avec l'augmentation de la fréquence (bande X), l'effet de ces inclusions d'air dans la diffusion totale augmente à cause de leur taille et la distribution dans le milieu.

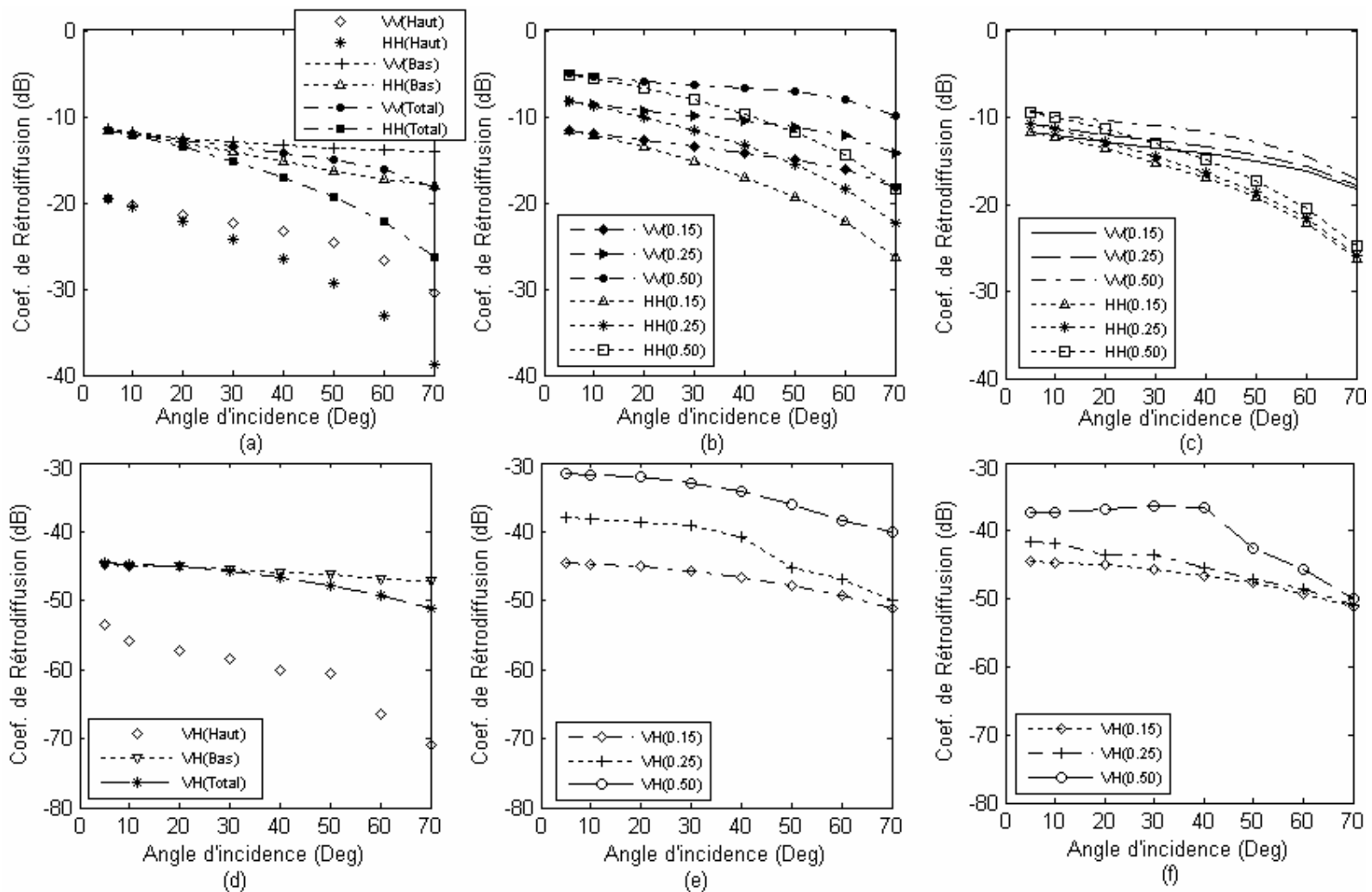


Figure 5.2 Coefficients de rétrodiffusion en bande C d'un couvert de glace colonnaire en fonction de l'angle d'incidence.

(a, d): $(k\sigma, kL)$ des deux interface air-glace et glace-eau est (0.15, 1);

(b, e): $(k\sigma, kL)$ de l'interface air-glace est (0.15, 1); et

(c, f): $(k\sigma, kL)$ de l'interface glace-eau est (0.15, 1).

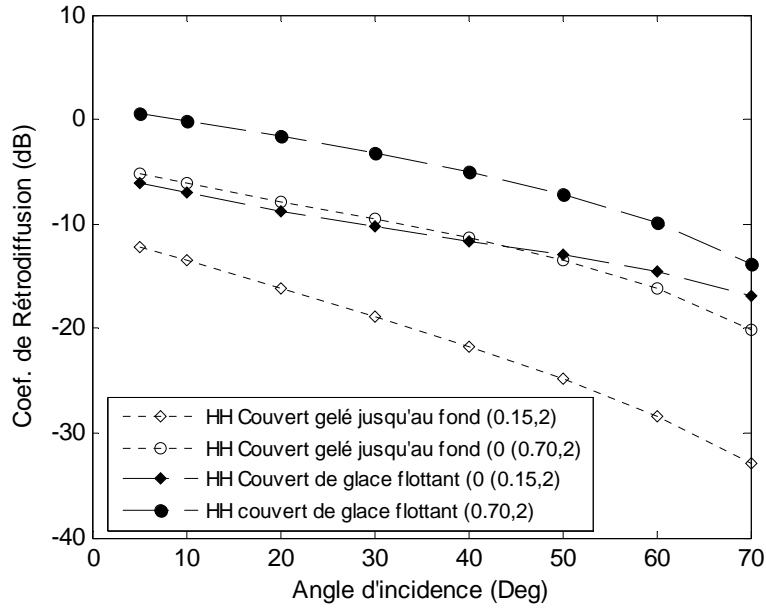


Figure 5.3 Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion (bande C) d'un couvert de glace colonnaire flottant de 100cm et un autre gelé jusqu'au fond. ($k\sigma$, kL) de l'interface air-glace est (0.15, 2). ($k\sigma$, kL) des interfaces glace-eau et glace-sédiment sont (0.15, 2) et (0.70, 2).

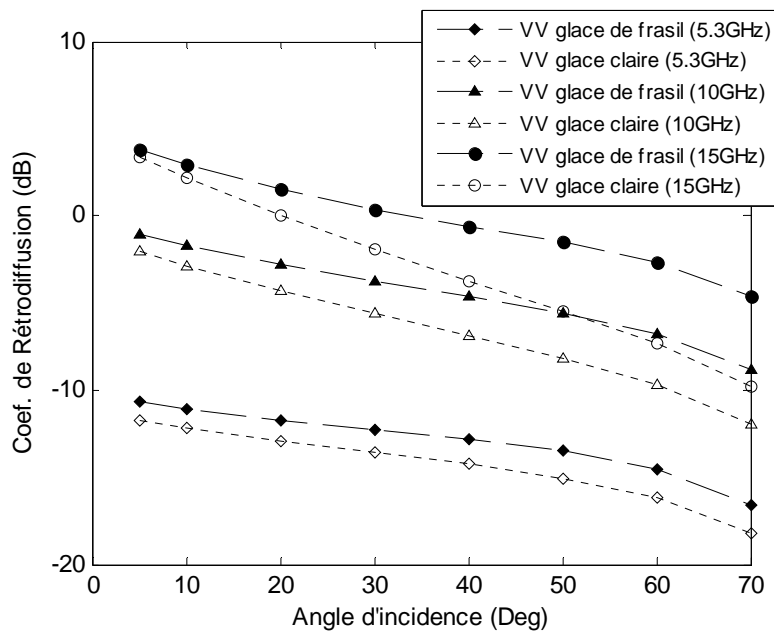


Figure 5.4 Comparaison entre les coefficients de rétrodiffusion de la glace colonnaire transparente et de la glace de frasil ($r_s=0.05\text{cm}$, fraction volumique $p=18\%$) pour différentes fréquences (5.3GHz, 10GHz and 15GHz). ($k\sigma$, kL) des deux interfaces air-glace et glace-eau est de (0.15, 1).

5.4 LIMITATIONS DE LA MODÉLISATION

Généralement, bien qu'elle soit le moyen le plus adéquat pour interpréter la rétrodiffusion totale, la modélisation n'est pas un outil parfait pour plusieurs raisons :

1. La théorie derrière la formulation des modèles utilisés est basée sur plusieurs approximations (Rayleigh, Rayleigh-Gans, etc.),
2. La théorie de Mie utilisée pour modéliser les milieux non homogènes ayant des inclusions d'air non sphériques (glace de frasil) ne décrit pas bien ces milieux,
3. Le domaine de validité des modèles de rétrodiffusion surfacique (IEM, SPM, etc.) et volumique (Rayleigh, Rayleigh-Gans, etc.) utilisés est peu étendu. Il faut utiliser plusieurs modèles pour comprendre les mesures, même dans la gamme limitée des mesures radiométriques en bandes L, C et X.
4. La détermination précise de leur domaine de validité n'est pas facile, en partie à cause du nombre important de paramètres comparés au nombre de mesures disponibles et de sites étudiés.
5. En plus d'être difficilement mesurables, les paramètres d'entrée des modèles sont connus avec une précision plus ou moins grande.

5.5 CONCLUSION

La modélisation de la rétrodiffusion du couvert de glace de la rivière est basée sur plusieurs paramètres : l'écart type des hauteurs, la longueur de corrélation et la fonction de corrélation des deux interfaces (air/glace et glace/eau), la densité et l'épaisseur des différents types de glace formés dans la rivière, ainsi que les dimensions des inclusions d'air emprisonnées dans la matrice de glace. Le modèle développé a permis une avancée dans l'interprétation de la rétrodiffusion par les différents types de glace de la rivière en hyperfréquence (Annexe 1 : article 2). Il a clairement mis en évidence la nécessité de prendre en compte les différents

mécanismes de diffusion pouvant contribuer dans l'interaction du signal radar avec le couvert de glace pour simuler et expliquer la rétrodiffusion totale. L'approche adoptée par ce modèle repose sur un compromis entre le degré de précision de la description du milieu d'étude (considérations et hypothèses) et la description mathématique du transfert radiatif (limitations de la modélisation).

6. VALIDATION DU MODÈLE DE RÉTRODIFFUSION

6.1 INTRODUCTION

La validation du modèle est une phase importante dans un processus de modélisation. Elle permet d'analyser les données expérimentales disponibles et par la suite d'améliorer le modèle proposé si l'écart obtenu entre les données simulées et mesurées est assez large. Dans un premier temps, les données de la campagne de mesure terrain réalisée sur un tronçon de la rivière Athabasca, Alberta, ainsi que les données radar acquises par le capteur RADARSAT-1 sur cette même rivière sont présentées. Dans un deuxième temps, ces données sont utilisées comme paramètres d'entrée au modèle de rétrodiffusion proposé afin de comparer les coefficients de rétrodiffusion simulés et mesurés.

6.2 DONNÉES TERRAIN

Les carottes de glace utilisées pour la validation du modèle de rétrodiffusion ont été extraites de la rivière Athabasca, Alberta, le 22 mars 2006. L'emplacement des carottes prélevées est présenté dans la *Figure 3.1*. Ces carottes ont été stratifiées afin de déterminer les différents types de glace formés dans cette rivière (*Figure 6.1*). D'après cette figure, le couvert de glace de la rivière Athabasca présente des stratifications différentes d'un point à un autre. Les mesures de leur masse volumique ainsi que la taille des inclusions d'air emprisonnées dans leur volume ont été prises durant l'expérience réalisée dans le cadre du premier objectif (section 3.4.2).

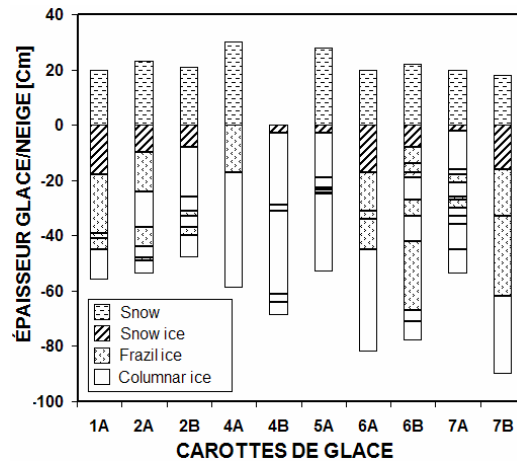


Figure 6.1 Stratification des différentes carottes de glace extraites de la rivière Athabasca (Mars-2006).

Contrairement à la rugosité à l'interface air/glace, la rugosité de l'interface glace/eau est difficilement mesurable avec les méthodes classiques. Cette rugosité dépend de l'état de l'écoulement de la rivière dans chaque tronçon et varie sur des intervalles de temps relativement courts à cause des fluctuations d'écoulement. Cependant, plusieurs travaux suggèrent que ce paramètre diminue avec la progression de l'hiver à cause de l'effet de l'érosion causé par l'eau (Michel, 1971). Étant donné que la campagne de mesure terrain a été réalisée à la fin de l'hiver, la rugosité de l'interface glace/eau aux différentes localisations a été considérée faible ($k\sigma$ est d'environ 0,2cm).

6.3 DONNÉES RADAR

L'image radar utilisée pour la validation du modèle a été acquise en mode fin ($\theta=42^\circ$) par le capteur RADARSAT-1 le 23 mars 2006. Afin de pouvoir utiliser l'information radiométrique, l'image a subi un prétraitement. Cette étape a consisté d'une part à appliquer les paramètres d'étalonnage sur l'image afin de retrouver les coefficients de rétrodiffusion exprimés en puissance et d'autre part à géoréférencer l'image radiométrique. Un filtre moyen de taille (5×5) a été appliqué par la suite afin de réduire le chatoiement (**Figure 6.2**). Une fois ces

étapes réalisées, des zones homogènes ont été choisies pour les différents points de mesure. Le choix de ces zones s'est basé sur la classification obtenue (*Figure 6.3*) par la procédure proposée par Gauthier et al, (2006). Cette procédure est basée principalement sur la classification non supervisée de *Fuzzy K-Means*. Ainsi, pour chaque point de mesure, des pixels appartenant à la même classe ont été regroupés dans un rayon de 40m (*Figure 6.4*). Les zones sélectionnées ont été superposées à l'image radiométrique afin de calculer la moyenne et l'écart type du coefficient de rétrodiffusion. Les faibles valeurs de l'intervalle de confiance prouvent que les zones sélectionnées grâce à la classification représentent des zones homogènes formées de mêmes types de glace (*Figure 6.5*).

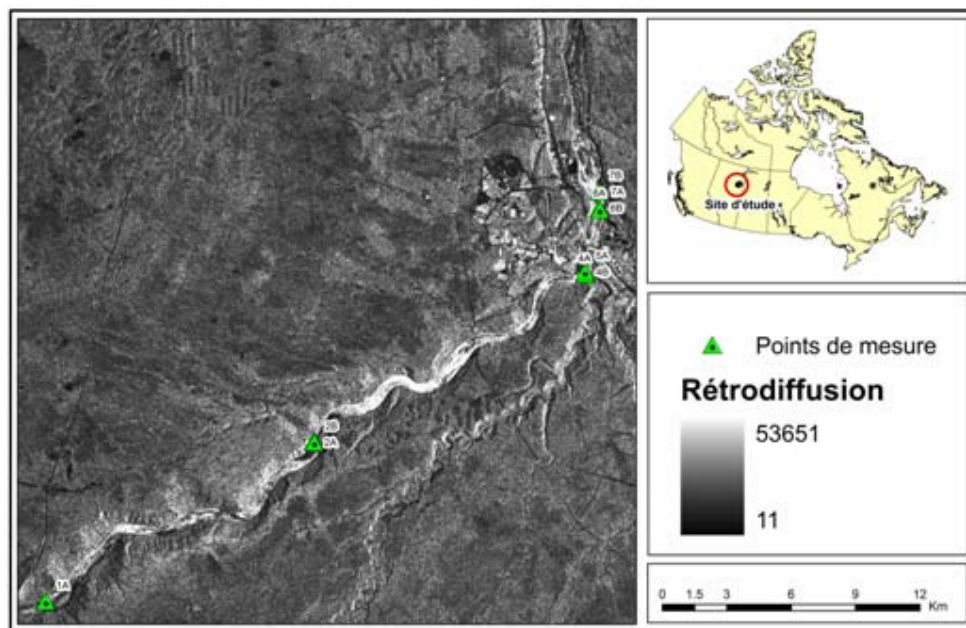


Figure 6.2 Image radar acquise par RADARSAT-1 sur la rivière Athabasca à l'hiver 2006.

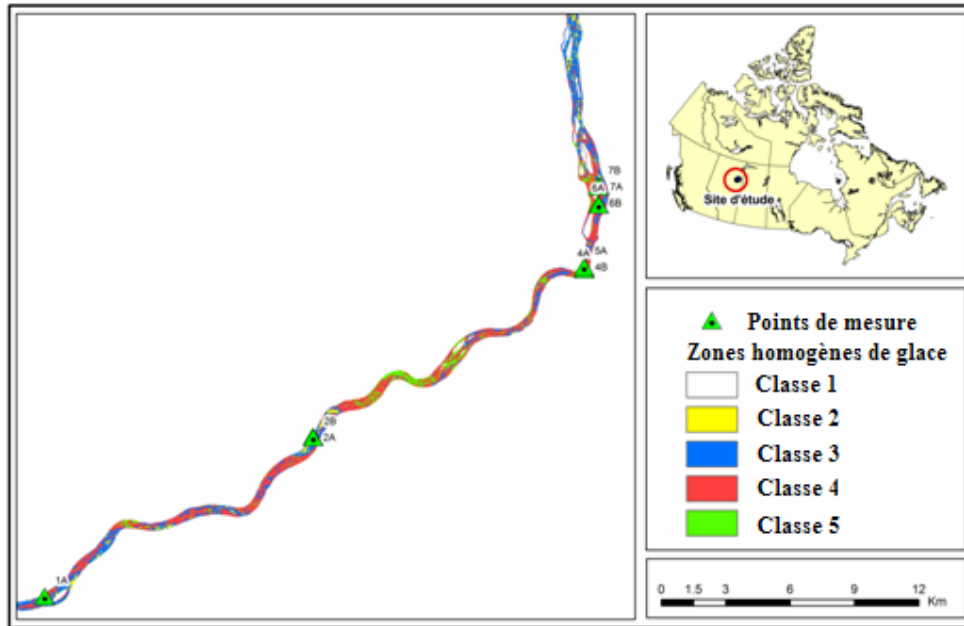


Figure 6.3 Classification non supervisée de la glace de la rivière Athabasca.

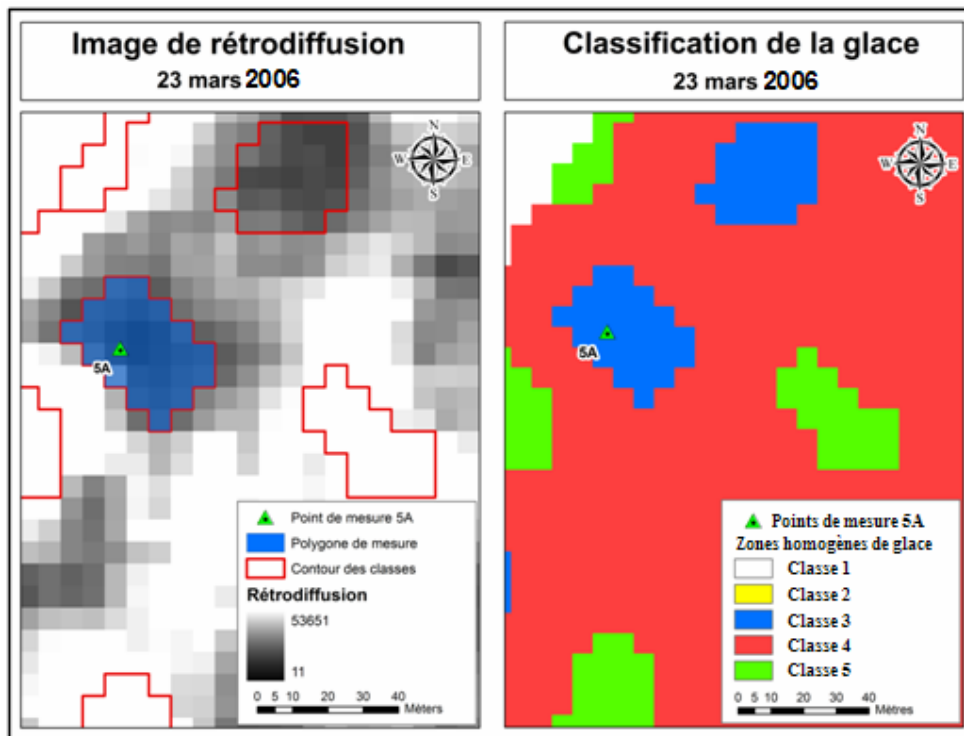


Figure 6.4 Méthode de sélection des zones pour les différents points de mesures.

6.4 VALIDATION DU MODELE AVEC LES DONNEES MESUREES

La validation du modèle a été effectuée en comparant les coefficients de rétrodiffusion simulés et mesurés des carottes de glace extraites de la rivière Athabasca (*Figure 6.1*). Les résultats sont présentés à la *Figure 6.5*. Des intervalles de confiance de 95%, calculés à partir de l'ensemble de pixels sélectionnés pour chaque site, ont été tracés sur la figure. La précision radiométrique absolue des images RADARSAT-1 a été trouvée égale à ± 1 dB (Srivastava et al, 2007). Généralement, on note une très bonne concordance entre les valeurs mesurées et les valeurs simulées pour la majorité des carottes. L'écart maximal obtenu ne dépasse pas 2dB. Cependant, les points les moins satisfaisants correspondent surtout aux carottes 1A, 6A, et 4B. La différence obtenue pour la carotte 4B est probablement due à une présence suffisante de sédiments et de végétation dans la matrice de glace. Pour les carottes de glace 1A et 6A, les coefficients de rétrodiffusion simulés sont supérieures à ceux mesurés. Ces différences peuvent être causées par l'hypothèse imposée sur les inclusions d'air emprisonnées dans la glace de frasil formée dans ces sites. Dans cette hypothèse, on considère que la forme des inclusions d'air est sphérique et que leur distribution est uniforme. Cependant, d'après les mesures terrains, la forme de ces inclusions était irrégulière et leur distribution non homogène. La non disponibilité de mesures de rugosité de l'interface glace/eau aux différents sites peut également expliquer les différences obtenues entre les coefficients mesurés et simulés.

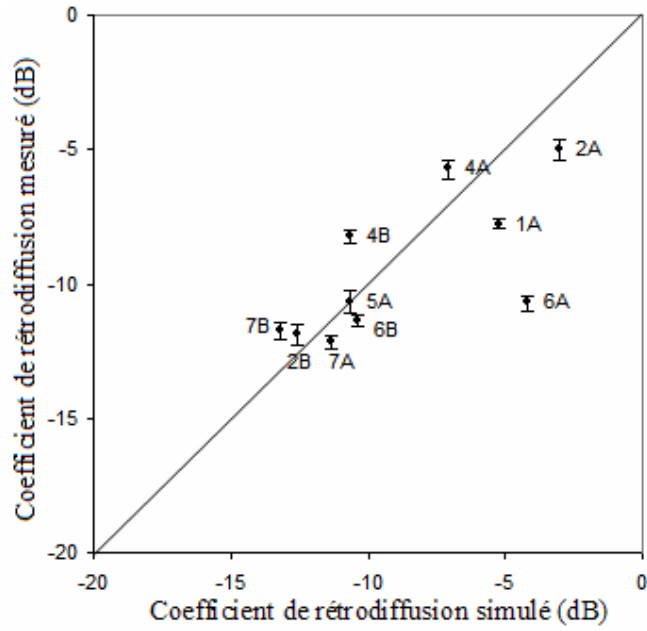


Figure 6.5 Comparaison des coefficients de rétrodiffusion simulés et mesurés.

Afin de mieux évaluer les performances du modèle proposé, certains indices d'évaluation ont été considérés (Tableau 6.1). Parmi ces indices on a le biais, l'indice de détermination (r^2), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), et l'erreur quadratique moyenne relative (RMSEr). Leurs équations sont données comme suit:

$$r = \sqrt{\frac{[\sum (y_i - \hat{y}_i)]^2}{\sum (y_i - \hat{y}_i)^2}} \quad (6.1)$$

$$RMSE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i) \quad (6.2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (6.3)$$

$$RMSEr = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{y_i - \hat{y}_i}{y_i}\right)^2} \quad (6.4)$$

où y_i et \hat{y}_i représentent respectivement les coefficients de rétrodiffusion mesurés et simulés.

Les résultats montrent que le modèle simule la rétrodiffusion du couvert de glace avec un biais de -0.98dB et une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 2.54dB. De plus, l'erreur quadratique moyenne relative (RMSEr) est inférieure à 0.3. Cependant, lorsqu'on retire les points correspondants aux carottes de glace qui ne sont pas bien représentées par le modèle (1A, 6A et 4B), les précédents paramètres statistiques s'améliorent considérablement. Dans ce cas, le biais, l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur quadratique moyenne relative (RMSEr) passent à -0.70dB, 1.20dB et 0.19 respectivement.

Tableau 6.1 Indices d'évaluation du modèle de rétrodiffusion.

Erreurs mesurées	Résultat 1	Résultat 2
Nombre de carottes	10	7
Biais (dB)	-0.98	-0.70
r^2	0.57	0.87
RMSE (dB)	2.54	1.20
RMSEr (%)	0.28	0.19

6.5 CONCLUSION

Ce chapitre avait pour but de valider le modèle de rétrodiffusion de la glace de rivière. Pour sa validation, quelques carottes de glace extraites de la rivière Athabasca ont été utilisées. Les résultats obtenus montrent que cette validation exige une description assez précise des propriétés physiques de la matrice de glace et de la rugosité des interfaces. Cependant, leur obtention est extrêmement difficile et dangereuse sur le terrain. De plus, les campagnes de mesure sont effectuées sur peu de sites. Une validation assez précise de ce modèle nécessite la planification d'expériences bien contrôlées en chambre froide comme celle réalisée par Leconte et al, (2007). Dans ces expériences, des types de glace ayant différentes propriétés physiques peuvent être créés. Différentes configurations radar peuvent aussi être utilisées afin de mesurer la rétrodiffusion.

7. CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Depuis quelques années, le besoin de connaître les caractéristiques du couvert de glace à l'aide de l'imagerie radar, comme son épaisseur et la rugosité de ses interfaces, s'avère d'une haute importance pour la gestion des ressources hydrauliques et pour la calibration et la validation des modèles numériques de prédiction. Avant d'établir des modèles d'inversion du signal radar pour la détermination de tels paramètres, il est indispensable de comprendre le comportement du signal radar faces aux différents paramètres des couverts de glace de rivière. L'approche fondamentale qui a permis à ce travail de recherche d'améliorer cette compréhension est la modélisation physique des milieux naturels.

Dans ce contexte, un modèle de rétrodiffusion a été proposé afin d'améliorer la compréhension de l'interaction du signal avec le couvert de glace. Cependant, cette modélisation se heurte à deux problèmes. Premièrement, la complexité du milieu pose un problème de mesure ou de caractérisation du milieu. Deuxièmement, la modélisation électromagnétique impose l'utilisation d'équations sophistiquées ainsi que la considération de tous les phénomènes de diffusion pouvant contribuer dans cette interaction.

Le premier objectif était la caractérisation des inclusions d'air présentes dans les trois types de glace de la rivière considérés dans cette étude (glace colonnaire, glace de frasil, glace de neige). La glace de neige et la glace de frasil ont été étudiées en détail car elles n'avaient pas été décrites jusqu'alors. C'est une première contribution scientifique de cette thèse qu'il est important de souligner. Afin de mener à bien cet objectif, des campagnes de mesures terrain ont été planifiées et réalisées. L'objectif de ces campagnes était d'établir des bases de données contenant des informations plus précises et plus riches sur les différents types de glace de la rivière. Deux expériences ont été planifiées et réalisées durant la session d'hiver 2006. La première expérience a été réalisée avec un scanner tomographique (CT) au laboratoire de

scannographie de Québec (INRS). Elle consistait à scanner des carottes de glace avec un scanner médical pour pouvoir identifier les différentes inclusions présentes dans cette glace. La deuxième expérience a été réalisée dans le laboratoire du Département de génie civil de l'Université de l'Alberta sur des échantillons de glace. Elle consistait à utiliser un filtre en polarisation croisée et un microscope afin d'avoir des résultats complémentaires à la première expérience pour caractériser les différents types de glace formés dans une rivière. Les résultats obtenus de ces expériences prouvent que la taille et la forme des inclusions d'air dépendent des cristaux de glace qui constituent chaque type de glace. La glace de neige et la glace de frazil contenant des petites inclusions d'air sphériques (autour de 1mm de diamètre) sont des milieux denses. Ces deux types de glace peuvent contenir également des inclusions d'air de quelques millimètres. Dans le cas de la glace de frazil, ces inclusions sont généralement non sphériques. Cependant, dans le cas de la glace de neige, ils sont sphériques. Les résultats obtenus à l'issue de ce volet de recherche ont été publiés au *Cold Regions Science and Technology* sous le titre "*Physical Characterization of air inclusions within the river ice*" (annexe 1: article 1). *L'originalité et la pertinence de cette contribution dans le domaine de la glaciologie ont d'ailleurs été soulignées par les réviseurs.*

La caractérisation des trois types de glace étudiés a été suivie par le développement d'un modèle de rétrodiffusion, soit le second et principal objectif de cette recherche. En plus de modéliser la rétrodiffusion de la glace colonnaire, ce modèle simule également la rétrodiffusion de la glace de neige et de frazil, deux milieux non encore étudiés jusqu'à présent. C'est la seconde et principale contribution scientifique de cette thèse multidisciplinaire, cette fois dans le domaine de télédétection. Le modèle est basé sur la théorie du transfert radiatif. Afin d'avoir une résolution plus exacte de cette équation, la méthode du *Doubling Matrix* a été appliquée. L'avantage de cette technique par rapport aux autres méthodes est qu'elle prend en considération la diffusion multiple qui peut être due soit

à la diffusion de volume soit aux interactions entre les hétérogénéités et les interfaces. Le calcul des matrices de phase des deux interfaces principales (air/glace et glace/eau ou glace/sédiment) a été fait avec un modèle de diffusion de surface IEM (Fung, 1994). Les matrices de phase et d'extinction des diffuseurs ont été calculées selon différentes approximations (Rayleigh, Mie, DMPACT ou Rayleigh-Gans).

Une analyse de sensibilité du coefficient de rétrodiffusion à la variation des différents paramètres d'entrée de modèle (angle d'incidence, polarisation, rugosité des interfaces, densité des inclusions tubulaires et sphériques et types de glace) a aussi été réalisée (objectif 3). Cette analyse visait à identifier les paramètres du capteur et de la glace les plus déterminants pour le fonctionnement du modèle. Par conséquent, cette analyse a permis d'identifier les mécanismes de rétrodiffusion dominants dans l'interaction entre le couvert de glace et signal radar ce qui s'avère très important pour le développement d'algorithmes de classification de la glace de rivière à partir d'images radar polarimétriques. Les résultats obtenus montrent que le signal radar de la glace colonnaire claire dépend des deux interfaces air/glace et glace/eau. Cependant, si l'interface air/glace est lisse, la réponse radar dépendra principalement de l'interface glace/eau. Le couvert de glace flottant provoque une réponse supérieure de 6dB à celle obtenue si le couvert de glace est gelé jusqu'au fond. La présence d'inclusions d'air de forme tubulaire dans ce type de glace provoque une augmentation de la rétrodiffusion totale due au mécanisme de diffusion de volume. La glace de neige contenant des inclusions d'air de taille très petite par rapport à la longueur d'onde est transparente au signal radar en bande C. Cependant, si la taille de ces inclusions, dans la glace de neige ou de frazil, est comparable à la longueur d'onde la diffusion de volume sera importante. L'augmentation de l'épaisseur de ces deux types de glace provoque une hausse dans la contribution de la diffusion de volume qui influence directement la réponse totale. En

bande C, la présence d'une couche de neige sur le couvert de glace de la rivière est également transparente pour le signal radar.

L'analyse des données expérimentales par modélisation est un processus circulaire de validation, d'analyse et d'amélioration des modèles. Le dernier objectif de la thèse était une comparaison entre les données simulées avec notre modèle et celles mesurées avec RADARSAT-1 sur la rivière Athabasca. L'analyse des résultats de cette comparaison montre un biais autour de -0.70dB et une erreur quadratique moyenne autour de 1.20dB. Les biais obtenus montrent que le modèle décrit mieux certains types de glace comme la glace colonnaire et les glaces de neige et de frazil contenant des petites inclusions d'air rapprochées. Cependant, quand la glace de frazil contient des inclusions d'air ayant une forme irrégulière et une distribution non homogène, le résultat de la modélisation n'est pas précis étant donné que la théorie appliquée ne décrit pas bien ce milieu.

La description du modèle, les résultats de l'analyse de sensibilité et les résultats de validation avec les données RADARSAT-1 sont présentés dans un article soumis en avril 2008 à la revue *Transactions in Geosciences and Remote Sensing* (TGARS) publiée par International Electrical Electronic Engineering IEEE sous le titre " *A Backscatter Model for River Ice: Analysis and Numerical Results* " (annexe 1 : article 2). L'ensemble des objectifs fixés pour cette thèse a donc été réalisé et les résultats ont été ou seront bientôt publiés.

Les perspectives d'études complémentaires à la suite de ces résultats sont nombreuses.

Premièrement, les inclusions d'air présentes dans la glace de frazil ont été supposées sphériques pour les besoins de la modélisation. Toutefois, les carottes recueillies sur la rivière Athabasca et ailleurs montrent que ce n'est pas toujours le cas. Le modèle pourrait être amélioré en incluant dans sa formulation la théorie des séries de perturbation de second ordre

(Nousiainen et al, 2001). Cette théorie a été développée afin de prendre en considération la forme non sphérique et irrégulière des particules de glace.

Deuxièmement, le traitement des données qui ont été collectées dans le cadre d'une expérience réalisée à l'automne 2006 au laboratoire du *Cold Region Research Engineering Laboratory* (CRREL) pourrait être une suite à court terme. Dans cette expérience, une glace colonnaire a été formée. Des données radar ont été collectées en bande C avec différentes polarisations (HH, VV, VH et HV) et différents angle d'incidences (0°, 20°, 40°, 50°) (Leconte et al, 2007). Ces données pourront être utilisées pour valider notre modèle. La prise en compte de la résolution du capteur utilisé dans le modèle de diffusion pourrait apporter une amélioration au modèle. La réalisation ultérieure d'autres expériences en laboratoire avec d'autres types de glace pourrait compléter la phase de validation de ce modèle.

Troisièmement, une étude de la sensibilité du signal radar aux différents paramètres du couvert de glace (et aux paramètres des capteurs), combinée avec une approche statistique basée sur ces mesures expérimentales, pourrait mener à des méthodes d'inversion robustes avec des domaines de validité bien définis.

Finalement, l'utilisation du simulateur développé dans cette étude et des connaissances obtenues sur l'interaction du signal avec la glace, la grande variété des mesures radars polarimétrique disponibles prochainement avec RADARSAT-2 devrait permettre le développement de méthodes de classification plus précises en termes de paramètres d'intérêt du couvert de glace (Mermoz et al, 2008).

8. RÉFÉRENCES

- Allain, S. 2003. Caractérisation d'un sol nu à partir de données SAR polarimétriques : étude multi-fréquentielle et multi-résolutions, Thèse de doctorat en Traitement du signal et Télécommunications à l'Université de Rennes 1, 150 p.
- Ashton, G. D. 1986. River and Lake Ice Engineering. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 485 p.
- Aubert, B. 1999. «Les scanners: de la première à la dernière génération». RBM-News, vol. 21, no. 7, pp. 118-121.
- Beltaos, S. 1995. River Ice Jams. Water Resource Publication, LLC. ISBN Number 0-918334-87-X, 372 p.
- Bisaillon, J.F. 2004. Processus de formation et modélisation de la glace de rivière, rapport GEO-9701/GLG-65437, Institut National de la Recherche Scientifique Eau Terre et Environnement, 64 p.
- Bonn, F. et G. Rochon 1992. Précis de télédétection: Principe et méthodes, Presse de l'Université du Québec/AUPELF, vol. 1, 485 p.
- Bryan, M.L. et R.W. Larson. 1975. «The study of fresh water lake ice using multiplexed imaging radar». Journal of Glaciology, vol. 14, no. 72, pp. 445-457.
- Burn, M., http://www.taiga.net/yourYukon_fr/col026.html, 1999.
- Burns, B. A., R. Shuchman, C. Matzler, et J. Dowdeswell. 1986. «Analysis of multichannel SAR data of Spitsbergen». Proceeding of IGARSS'86 Symposium, Zurich, pp. 367-371.
- Chuah, H.T., A. Fung, et J.W. Bredow. 1996. «A phase matrix for a dense discrete random medium: Evaluation of volume scattering coefficient». IEEE Transaction on Geosciences and remote sensing, vol. 34, no. 5, pp. 1137-1143.
- Chokmani, K., A.A. Viau, et G. Bourgeois. 2001. «Analyse de l'incertitude de quatre modèles de phytoprotection relative à l'erreur des mesures des variables agrométéorologiques d'entrée». INRA, EDP Sciences, Agronomie, vol. 21, pp. 147-167.
- Cooper, D.W., R.A. Mueller, et R.J. Schertler. 1976. «Remote profiling of lake ice using S-band short-pulse radar aboard an all-terrain vehicle». Radio Science, vol. 11, pp. 375-381.
- Daly, S.F. 1994. «Evolution of frazil ice in natural water bodies». In International Association for Hydraulic Research Working Group on Thermal Regimes: Report on Frazil Ice (ed. S. F. Daly), pp. 11-17. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- DeLoor, G.P. 1968. «Dielectric properties of heterogeneous mixtures containing water». Journal Microwave Power, vol. 3, pp. 67-73.

- Doyon, B. 2000. «Développement d'un modèle lagrangien de transport de glace de surface en milieu fluvial». Thèse de Doctorat en science de l'eau à l'INRS, 282 p.
- Drai, D. (). «Suivi de l'évolution spatio-temporelle de couverts de glace lacustres par télédétection en miro-ondes actives (Géoradar et Radarsat) ». MA thesis, Université Laval, Sainte Foy. p. 183.
- Drinkwater, M.R. 1989. «Limex'87 ice surface characteristics: implications for C-band SAR backscatter signatures». IEEE Transaction on Geosciences and remote sensing, vol. 27, no. 5, pp. 501-513.
- Dubois, P. C., J. Van Zyl, et E. T. Engman. 1994. «Measuring soil moisture with imaging radars». IEEE Transaction on Geosciences and remote sensing, vol. 33, no. 33, pp. 915-926.
- Elachi, C., et M.L. Bryan. 1976. «Imaging radar observations of frozen arctic lakes». Remote Sensing of Environment, vol. 5, pp. 169-175.
- Evans, S. 1965. «The dielectric properties of ice and snow- A Review», Journal of Glaciology, vol. 5, p[^]p. 773-792.
- Ewe, H.T., H.T. Chuah, et A.K. Fung. 1998. «A backscatter model for dense discrete medium: analysis and numerical results», Remote Sensing of Environment, vol. 65, pp. 195-203.
- El Battay, A., 2006. «Développement d'une approche de classification orientée objet pour une meilleure caractérisation de la glace d'une rivière de taille moyenne à l'aide des images du satellite RADARSAT-1 et d'un système d'information géographique : cas de la rivière Saint-François, Québec». Thèse de doctorat en science de l'eau à l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), 303 p.
- Ferro-Famil, L. 2000. «Télédétection multi-fréquentielle et multi-temporelle d'environnement naturels à partir des données SAR polarimétrique». Thèse de doctorat en électronique et génie électrique de l'Université de Nantes, 220 p.
- Fung, A.K. 1994. «Microwave Scattering and Emission Models and their Applications». Artech House, Inc., Boston, London, p. 573.
- Gauthier, Y., F. Weber., S. Savary., M. Jasek., L.M., Paquet., et M. Bernier. 2006. «A combined classification scheme to characterise river ice from SAR data». EARSel Proceedings, vol. 5, no. 1, pp. 77-88.
- Gherboudj, I., M. Bernier., F. Hicks., et R. Leconte. 2007. «Physical characterization of air inclusions in river ice». Cold Region Research, vol. 49, pp. 179-194.
- Gow, A.J., et Langston. 1977. «Growth history of lake ice in relation to its stratigraphic crystalline and mechanical structure». CRRL U.S Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, N.H., Rep. 77-1, p. 24.

- Grant, K. et al. 1973. «Side looking radar systems and their potential applications to Earth resources surveys». Neuilly sur Seine, European Space Research Organisation, ESRO Contact Report p. 141.
- Hall, D.K et J. Martinec. 1985. Remote sensing of ice and snow, Chapman and Hall Ltd: 189 p.
- Hall, D.K., D.B. Fagre, F. Klasner, G. Linebaugh, et G.E. Liston. 1994. «Analysis of ERS-1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implication for climate studies». Journal of Geophysical Research, vol. 99(C11), pp. 22.473-22.482.
- Hall, D. 1998. Remote Sensing of snow and ice using imaging radar, Dans: Hederson and Lewis (ed), Principles and applications of imaging radar- manual of Remote Sensing, 3rd Edition, vol.2, John Wiley and Sons, pp. 677-703.
- Hallikainen, M., et F.T. Ulaby. 1986. «Dielectric and Scattering Behaviour of Snow at Microwave Frequencies». Proceeding of the international Geosciences and Remote Sensing Symposium, Zurich, Switzerland, pp. 87-91.
- Hallikainen, M et al. 1984. «The dielectric behaviour for snow in the 3 to 37 GHz range». Proceeding of IGARSS'84 Symposium, Strasbourg, vol. 2, pp.169-174.
- Jasek, M., F. Weber, et J. Hurley. 2003. «Ice thickness and roughness analysis on the Peace River using RADARSAT-1 SAR imagery». CGU HS Committee on River Ice processes and the Environment, 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers Edmonton, AB, June 19-20.
- Jeffries, M.O., K. Morris, et W.F. Weeks. 1994. «Structural and stratigraphic features and ERS-1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of Ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991-1992». Journal of Geophysical Research, vol. 99(C11), pp. 22.459-22.471.
- Jeffries, M.O., H. Wakabayashi, et W.F. Weeks. 1993. «ERS-1 SAR backscattering changes associated with ice growing on shallow lakes in arctic Alaska». In Proceeding of the International Geosciences and Remote Sensing, publ. 93CH3294-6: 2001-2004, Inst. Of Elec. and Electron. Eng., New York.
- Leader, J.C. 1975. «Polarisation dependence in EM scattering from Rayleigh scatters embedded in a dielectric slabs». Journal of Applied Physics, vol. 46, no. 10, pp. 4371-4385.
- Leconte, R. et P.D. Klassen. 1991. «Lake and River Ice Investigations in Northern Manitoba Using Airborne SAR imagery». ARTIC, vol. 44, no. 1, pp. 153-163.
- Leconte, R. 1996. Suivi du couvert de glace à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT-1, Phase 1. Rapport Hydro-Québec, Service Géomatique et Relevés Techniques.
- Leconte, R., S. Daly, Y. Gauthier, N. Yankielun, F. Bérubé et M. Bernier. 2007. «A controlled experiment to retrieve river ice characteristics from an FMCW radar system». 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Québec (Québec), Canada.

- Melloh, R.A., et L.W. Gatto. 1990. «Interpretation of passive and active microwave imagery over snow-covered lakes and rivers near Fairbanks Alaska». Proceedings of the Applications of remote sensing in hydrology Workshop, Saskatoon, pp. 259-278.
- Mermoz, S., S. Allain, M. Bernier, E. Pottier et I. Gherboudj. 2008. «Classification of river ice using polarimetric SAR data». Article soumis au Journal Canadien de Télédétection.
- Michel, B., et R.O. Ramseier. 1969. Classification of river and lake ice based on its genesis, structure and texture. Rapport S-15, Département de Génie Civil Section Mécanique des Glaces, Université Laval, p. 40.
- Michel, B. 1971. Winter regime of rivers and lakes. Corps of Engineers, U. S. Army Hanover, New Hampshire, rapport no. A.D, p. 131.
- Michel, B., et M. Drouin, Formation classification et propriétés mécanique de la glace, Sixième colloque d'initiation aux principes de l'hydrologie, rapport no. GCE-72-08-1.
- Nousiainen, T., K. Muinonen, J. Avelin, et A. Sihvola. 2001. «Microwave backscattering by nonspherical ice particules at 5.6GHz using second order perturbation series ». Journal of quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer, vol. 70, pp. 639-661.
- Oh, Y., K. Sarabandi, et F. T. Ulaby, «An empirical model and inversion technique for radar scattering from bare soil surface». IEEE Transaction on Geosciences and remote sensing, 30(2), 370-381, 1992.
- Osterkemp, T.E. 1978. «Frazil formation: a review». Journal of the hydraulic division, 104(HY9).
- Page, D.F., et R.O. Ramseier. 1975. «Application of radar technique to ice and snow studies». Journal of Glaciology, vol. 15, no. 73, pp. 171-191.
- Palecki, M.A., R.G. Barry, et F. Tramoni. 1985. «Lake freeze-up and break-up records as a temperature indicator for detecting climate change». Third Conference on Climatic Variations and Symposium on Contemporary Climate 1850-2100, January 8-11, pp. 29-30.
- Palecki, M.A., et R.G. Barry. 1986. «Freeze-up and break-up of lakes as an index of temperature changes during the transition seasons: a case study in Finland». Journal of Climate and Applied Meteorology, vol. 25, pp. 893-902.
- Polder, D., and J.H. Van Santen. 1946. «The effective permeability of mixture of solids». Physica, vol. 12, no. 5, pp. 257-271.
- Polidori, L. 1997. Cartographie radar, Gordon and breach Science Publishers. ISBN 90-5699-051-9, 287 p.
- Thibault, D., L. Bilodeau, M.H. Briand, R. Leconte, et M. Rheault. 1996. Suivi du couvert de glace à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT-1, phase II, Rapport présenté au service Gestion de la technologie Hydro-Québec, 74 p. et annexe.

- Twomey, S., H. Jacobowitz, et H.B. Howell. 1966. «Matrix Methods for Multiple Scattering Problems». Journal Atmospheric Radiation Transfer, vol. 23, pp. 289-296.
- Raney, K. R. 1998. Radar Fundamentals: Technical Perspective, Dans: Henderson and Lewis (ed), Principles and Applications of Imaging Radar- Manual of Remote Sensing, 3rd Edition, vol. 2, pp. 9-130.
- Rice, S.O. 1951. «Reflection of electromagnetic waves from slightly rough surfaces». Comm. Pure Appl. Math, vol. 4, pp. 352-378.
- Rott, H., C. Matzler, D. Strobl, S. Bruzzi, et K.G Lenhart. 1988. Study on SAR land application for snow and glacier monitoring, ESA Contract No. 6618/85/F/FL (SC), Innsbruck: Universitat Innsbruck. 186 p.
- Ruck, G.T., D.E. Barrick, W.D. Stuart, et C.K. Krickbaum. 1970. Radar Cross Section Handbook, vol 1, New York: Penum, 1970.
- Sarabandi, K., et Y. Oh. 1995. «Effect of Antenna footprint on the statistics of radar backscattering from random surfaces». Proceeding of the International Geosciences and Remote Sensing Symposium, Florence, Italie, vol. 2, pp. 927-929.
- SCRHCENB (Sous Comité Responsable des Glaces de Cours d'Eau du Nouveau Brunswick). (1989). Guide des glaces fluviales au nouveau Brunswick. *Site Web*: <http://www.gnb.ca/009/0369/0004/index-f.html>.
- Schindler, D.W., K.G. Beaty, E.J. Fee, D.R. Cruikshank, E.R. DeBruyn D.L. Findlay, G.A. Linsey, J.A. Shearer, M.P. Stainton et M.A. Turner. 1990. «Effects of climatic warming on Lakes of the Central Boreal Forest». Science, vol. 250, pp. 967-970.
- Shi, J., A. Wang, Y. Hsu, P.E. O'Heil et E.T. Engman. 1995. «Estimation of bare surface soil moisture and surface roughness parameter using L-band SAR measurements». IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing, vol. 1, pp. 507-509.
- Shumskii, P.A. 1964. Principles of Structural Glaciology, N.Y. Dover Pub., Inc., (Trans. from Russian by D. Kraus).
- Sellmann, P.V., W.F. Weeks, et W.J. Campbell. 1975. Use of side-looking airborne radar to determine lake depth on the Alaskan North Slope, US Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, NH., SR 230.
- Srivastava, S.K., S. Cote, P. Le Dantec, R.K. Hawkins, et K. Murnaghan. 2007. «RADARSAT-1 calibration and image quality evolution to the extended mission». Advances in Space Research, vol. 39, pp. 7-12.
- Wakabayashi, H., W.F. Weeks, et M.O. Jeffries. 1993. «A C-band backscatter model for lake ice in Alaska». In Proceeding of the International Geosciences and Remote Sensing (IGARSS'93), publ. 93CH3294-6:1264-1266, Inst. Of Elec. and Electron. Eng., New York.

- Wakabayashi, H., M.O. Jeffries, et W.F. Weeks. 1993. «C-band backscatter from ice on shallow tundra lakes: Observation and modelling». Proceeding of the First ERS-1 Symposium- Space at the service of our Environment, Eur, Space Agency Spec. Publ., ESA SP-359, 333-337.
- Week, W.F., P. Sellmann, et W.J. Campbell. 1977. «Interesting features of radar imagery of ice covered north slope lakes». Journal of Glaciology, vol. 18, no. 78, pp. 129-136.
- Weeks, W.F., A.G. Fountain, M.L. Bryan, et C. Elachi. 1978. «Differences in radar return from ice-covered north slope lakes». Journal of geophysical Research, vol. 83, pp. 4069-4073.
- Weeks, W.F., A.J. Gow, et R.J. Schertler. 1981. Ground truth observations of ice covered North Slope lakes imaged by radar, *CRRL Res.* US Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, N.H., Rep. 81-19, 17 p.
- Vant, M. R., R. B. Gray, R. O. Ramseier, et V. Makios, Dielectric properties of fresh and sea ice at 10 and 35 Ghz, *Journal of Applied Physics*, 45(11) : 4712-4717, 1974
- Vickers, R.S. 1975. Microwave properties of ice from the Great Lakes, SRI Project 3571. Menlo Park : Stanford Research Institut, 25 p.
- Yapa, P.D., et H.T. Shen. 1986. River Ice Processes, *In* : Hydraulics of River Ice. CRREL. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, report 85-1.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, et A.K. Fung. 1981. Microwave Remote Sensing Active and Passive. Microwave Remote Sensing Fundamentals and Radiometry, Addison-Wesley, ISBN 0-201-10759-7, vol. 1, 456 p.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, and A.K. Fung. 1982. Microwave Remote Sensing Active and Passive. Radar Remote Sensing and Surface Scattering and Emission Theory, Addison-Wesley, ISBN 0-201-10760-0, vol. 2, 1064 p.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore, and A.K. Fung. 1886. Microwave Remote Sensing Active and Passive. From Theory to Application, Artech House, Dedham, vol. 3, 2162 p.

ANNEXE 1

ARTICLES 1 et 2

Physical characterization of air inclusions in river ice

Imen Gherboudj^{a,*}, Monique Bernier^a, Faye Hicks^b, Robert Leconte^c

^a *Institut National de la Recherche Scientifique, Centre Eau, Terre et Environnement, Québec, QC, Canada*

^b *University of Alberta, Department of Civil and Environmental Engineering, Edmonton, AB, Canada*

^c *Ecole de Technologie Supérieure, Department of Building Engineering Montréal, QC, Canada*

Received 12 December 2006; accepted 21 February 2007

Abstract

The physical characteristics of air inclusions embedded in the ice covers of the Saint François River (Quebec, Canada) and the Athabasca River (Alberta, Canada) are studied because of the importance of such inclusions to the analysis and interpretation of Synthetic Aperture Radar satellite images used to characterize river ice. Studies of ice cores sampled from these two rivers show that the concentration of air inclusions in the ice cover is highly dependent on both the ice type as well as the rate of freezing. When this rate is slow, the ice cover will have few air inclusions. However, when it is rapid and sustained in duration, the amount and cross sectional diameter of these inclusions increase. Air inclusions in the snow ice were found to be spherical and ranging in size from just a few millimetres up to about a centimetre. Generally, air inclusions formed in the sampled columnar ice were sparse and either spherical or tubular in shape. Air inclusions in the frazil ice were found to present a different structure from those formed in the other ice types. In most cases, their shape were irregular and their distribution was inhomogeneous. The study of these inclusions under a microscope showed them to have angular boundaries with a whitish appearance. These results will be valuable to the development of radar backscatter analysis algorithms for river ice characterization.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Air inclusion characteristics; River ice; Frazil; Snow ice; Backscatter model

1. Introduction

In northern regions, monitoring the formation and evolution of river ice is important, as the ice cover can have a significant impact on infrastructure and water resources. For example, river ice can reduce or shut down power generation at a hydroelectric generating station, interfere with shipping and navigation, damage or restrict the use of hydraulic structures, and cause flooding. Knowledge of ice cover characteristics, such

as ice thickness and roughness, are essential for quantifying these effects, and can be particularly useful for the calibration and validation of predictive numerical models. Knowledge of the location of ice jams at breakup can also provide valuable input to ice jam flood forecasting models. Information describing the ice cover formation is also important, since this has been found to affect the nature and severity of river ice breakup (Ashton, 1986; Beltaos, 1995). For example, the thick ice accumulation that results when a hummocky ice cover forms at freeze-up can present a significant impedance to ice runs at breakup, thus increasing the propensity for breakup ice jams.

Detailed information describing river ice characteristics such as ice thickness, surface texture and roughness

* Corresponding author.

E-mail addresses: Imen_Gherboudj@ete.inrs.ca (I. Gherboudj), Monique_Bernier@ete.inrs.ca (M. Bernier), Faye.Hicks@ualberta.ca (F. Hicks), Robert.Leconte@etsmtl.ca (R. Leconte).

can be time consuming and expensive to obtain, and the field work can involve adverse working conditions such as extreme cold weather and potentially unsafe ice conditions. Therefore, there is tremendous motivation to explore remote sensing techniques for obtaining information on ice cover properties.

Synthetic Aperture Radar (SAR) data has been shown to provide useful information for river ice studies (Weeks et al., 1978; Leconte and Klassen, 1991; Jeffries et al., 1994; Hall et al., 1994). The radar signal is known to interact with the ice cover in different ways, with the backscatter response depending upon the physical properties of the ice itself (e.g. porosity, ice thickness, interfacial roughness, and ice type) and on the parameters of the imaging radar (e.g. frequency, polarisation, and incidence angle) (Thibault et al., 1996). To date, promising results have been obtained in terms of relating backscatter to surface texture; for example Weber et al. (2003) were able to classify seven ice types during the formation period, identifying open water, frazil pans, juxtaposed ice and consolidated ice. Similarly, (Pelletier et al., 2005) were able to identify of open water leads, intact smooth ice, and ice jams at breakup. However, more specific ice cover parameters, such as ice type and thickness, have not yet been successfully extracted from the radar signal.

The current approach for obtaining parameters such as these is by the inversion of the radar signal data, using a backscattering model capable of simulating the radar signal. However, river ice is not a uniform and homogeneous medium. Ice characteristics tend to vary with depth, with ice type (e.g. frazil, columnar, or snow ice) and in terms of the degree of inclusions of impurities and air. For example, frazil layers often contain sediment inclusions if the frazil has drawn material up from the bed (during its active phase). In addition, air inclusions and ice porosity change drastically as the ice sheet ages and eventually thermally deteriorates. Thus, the development of a theoretical microwave backscattering model requires a good description of the ice cover and especially of the physical characterization of air inclusions. For this study, to have significant volume diffusion (caused by the interaction of radar signal with air inclusions), the corresponding wavelength at each band frequency (K, X, C, S, etc) must be of the same order of magnitude as the size of air inclusions, especially when these inclusions are closely spaced. In the case of X- and C-band, bubbles with radii in the millimetre and centimetre range would scatter the coherent radar signal. Moreover, a combination of forward scattering by the air inclusions and the presence of the high dielectric contrast ice–

water interface would result in the so-called ‘incoherent double-bounce mechanism’ (Jeffries et al., 1994) that would produce a strong radar return. It was the objective of this investigation to examine the nature and variability of air inclusions in natural ice covers to facilitate this model development.

2. Ice formation (background)

There are a number of different mechanisms governing the development and accumulation of river ice, each depending on a combination of hydrodynamic and atmospheric conditions. Near the banks, where the water is calm or slow moving, cold atmospheric conditions result in heterogeneous nucleation of ice crystals at the surface to form skim ice, which is subsequently thickened by thermal ice growth. Out in the faster moving portions of the flow, where turbulence is strong, ice particles nucleated in supercooled surface water are quickly entrained in the flow, leading to the apparent spontaneous development of frazil (small discs of ice, typically 1 to 3 mm in diameter) throughout the water column. The presence of impurities in the water provides critical nucleating agents for the formation of frazil ice particles. In addition, frazil production rates can be greatly enhanced by the direct introduction of ice crystals into the flow (e.g. when snow falls directly on the water). Until a complete ice cover forms, supercooling can continue and the frazil particles remain highly ‘active’, easily adhering to each other and forming frazil flocs. When these flocs become large enough for buoyancy effects to overcome fluid turbulence, they float to the surface to create frazil pans, and eventually accumulate to form the ice cover (Ashton, 1986). The nature of the resulting ice cover depends on the flow hydrodynamics; pans may accumulate either edge to edge in a juxtaposed fashion (at low to moderate flow velocities) or in an upturned hummocky orientation (in faster moving flows). While active, frazil may also adhere temporarily to other objects (e.g. bed sediments, under water vegetation, etc.) and later take portions of these impurities along to be incorporated into the ice cover. Once a continuous ice cover forms, subsequent thickening is typically due to thermal ice growth (unless there is a continuous frazil production zone upstream), and snow ice development (which occurs as snowfall on the ice cover weighs it down and the lower layers, below the phreatic surface, become saturated through water seepage through cracks in the ice cover and subsequently freeze). The snow ice is often referred to as *white ice* because a high concentration of air inclusions and/or freezing nuclei such as snow crystals causes

strong light scattering and a high albedo. As a result of these various mechanisms, it is possible to distinguish various types of ice cover: columnar or black ice, snow ice, frazil ice, agglomerated ice and the superposition of two or more of these ice types (Michel and Drouin, 1972; Ashton, 1986).

Most aspects of ice cover development cause some form of inclusion to be incorporated in the ice cover (air, salt, grass, etc.). However, in many cases, air is the predominant inclusion. This occurs during the solidification process, as air is rejected at the ice–water interface (Michel and Ramseier, 1969). If the ice growth is slow, most of this air will escape back to the water and the resulting ice will be transparent. Alternatively, if the growth proceeds rapidly, air can be trapped within the ice cover as it forms, creating these air inclusions. Air can also be introduced to the ice cover, either directly or indirectly, through cracks, drained snow ice, gaseous emissions from the river bed, or via an agitated water surface (Michel and Ramseier, 1969). In other cases, air inclusions of various forms and sizes can form due to surface melt. The shape can be elongated and parallel to the ice water surface (Michel and Ramseier, 1969).

Gow and Langston (1978) investigated the relationship between growth velocity and porosity in columnar lake ice, observing that a greater concentration of air inclusions can generally be linked with rapid freezing. Moreover, they found that, for a given concentration of air inclusions, changes in the rate of freezing tend to be reflected in changes in the cross sectional diameters of air inclusions. This seemed to be particularly true for cylindrical inclusions, which were found to constrict and dilate with decreasing and increasing freezing rates respectively.

The presence of air inclusions in river ice results in field ice densities that are slightly less than that of pure ice (which is 0.9168 g/cm³). The fraction, or the percentage, of these air inclusions is usually expressed by the porosity (n) which can be determined as follows:

$$n = (\rho_0 - \delta) / \rho_0 * 100\%$$

where

ρ_0 The density of pure ice (free of inclusions), and
 δ The measured density of the ice cover.

The characterization of the amount of air inclusions, as well as the sizes, shapes, and distributions of these air inclusions are needed for the development of a back-scattering model. This characterization is difficult to obtain, as standard pore analysis techniques are des-

tructive and often involve substantial changes in ice temperature (Perovich and Gow, 1996). Thus, other potentially promising means of non-destructive testing, such as magnetic resonance (MR) techniques (Edelstein and Schulson, 1991; Perovich and Gow, 1996; Bock and Eicken, 2004) and X-ray computed tomography (Kawamura, 1988), have been employed.

The structure and the texture of the different types of river ice have been studied extensively (Michel and Ramseier, 1970; Shumskii, 1964). Studies of lake ice (Weeks et al., 1978, 1981; Mellor, 1982; Wakabayashi et al., 1993; Morris et al., 1995) suggest that columnar ice can either be clear or may contain air inclusions and provide typical shapes and sizes of these inclusions. Moreover, Gow and Langston (1978) found that the shape of air inclusions established at the time of freezing tend to change as a lake ice cover ages. However, river ice is not yet well characterized in this regard since, to date, no research has been conducted investigating air inclusions in frazil and snow ice. Furthermore, it is not known if columnar ice in rivers and lakes has similar air inclusion characteristics.

The present study addresses these questions using two techniques to characterize the air inclusions present in different types of river ice. First, a Computerized Tomography (CT) Scanner is used to provide a three dimensional visualization of the shape, size and distribution of air inclusions. Second, a cross polarised filter and a microscope are used to analyze sections of different ice types.

3. Study areas

Two Canadian field sites were selected for this investigation: the Saint François River, Quebec, and the Athabasca River, Alberta. Both rivers are situated in regions of cool temperate climate and have a northward flow direction. The 30 km long study reach of the Saint François River is situated in southern Quebec upstream from the towns of Drummondville. Three dams control the flow in this reach; two are located close to Drummondville and another upstream at 69 km from this town. Channel widths in the study reach vary from 100 to 850 m, and the bed slope averages ~ 0.0003 .

The study reach of the Athabasca River is also about 30 km long, extending upstream from the community of Fort McMurray in Northern Alberta. The river is unregulated and a series of rapids characterize the steep river reach extending approximately 140 km upstream of Fort McMurray. Channel widths average about 450 m and the bed slope averages ~ 0.001 . A distinct change in the morphology of this river occurs at

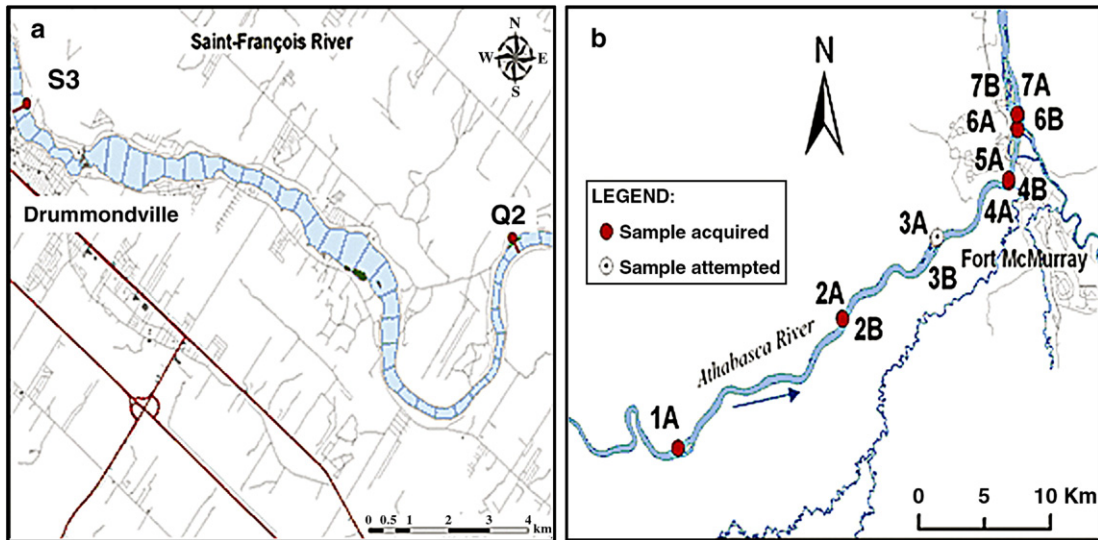


Fig. 1. Ice core sampling sites on (a) the Saint François River and (b) the Athabasca River.

Fort McMurray where the channel bed slope flattens significantly (to ~ 0.0001) and the width increases to encompass numerous bars and islands.

4. Field data

Field sampling programs were undertaken at the Saint François River and Athabasca River sites in late February and April 2006, respectively, to obtain ice core samples for the analysis of air inclusion characteristics in different ice types. The selection of sampling sites on the two rivers was based on two Radarsat-1 images, obtained in mid-January and mid-March on the Saint François River and the Athabasca River, respectively. These images were examined to identify sites exhibiting a continuous ice cover, with final site selection also based on ease of access from the bank. Fig. 1 illustrates the sampling sites for each river.

Samples of ice were extracted from the two rivers using a 70 mm diameter ice corer, and these samples were subjected to a preliminary examination in the field for classification purposes. A total of 7 sampling sites were visited on the Athabasca River (with 1 to 3 cores taken at each site) and two sampling sites on the Saint François River (4 cores taken at each site). Additional observations at each site included measurements of total ice thickness, depth of snow overlaying the ice cover, and qualitative observations of ice types and air inclusions embedded in the ice cover. All cores were then sealed in plastic on site and transported in coolers to cold rooms where the ice structure was studied in greater detail.

5. General description of the ice covers

All three types of ice: snow ice, frazil ice, and columnar ice were found on the Saint François River in late February 2006. The snow ice occurred at the top of cores extracted at site S3, which is situated between two dams (Fig. 2-a). This snow ice was comprised of frozen saturated snow which developed over the period between December and February, after rain saturated the snow on the ice cover and then subsequently froze. The thickness of this snow ice layer was about 26 cm.

At site Q2, the ice cover formed at the beginning of winter was made up of unconsolidated ice accumulations (i.e. not a continuous ice cover). Due to the strong rainfalls at the beginning of February, this ice cover was thinning. The frazil ice layer found at this site during later February was formed from the accumulation of frazil slush and pancake ice. The mean thickness of this frazil ice was about 15 cm (Fig. 3-a). Columnar ice was observed at sites S3 (Fig. 2-a) and Q2 (Figs. 3-a and 4-a), occurring below the snow ice and the frazil ice respectively, and ranged between 4 cm (site Q2) and 39 cm (site S3) in thickness.

The ice cover in the Athabasca River was also comprised of snow ice (2–16 cm), frazil ice (14–35 cm), and columnar ice (12–65 cm). In most of the ice cores extracted from the ice cover, all three ice types were found, often with alternating layers of frazil and columnar ice (Figs. 5 and 6). In particular, the thin layers of frazil ice found between thicker layers of columnar ice contained fine sediments and/or vegetation in some cases (Fig. 5.c2) and air inclusions in other

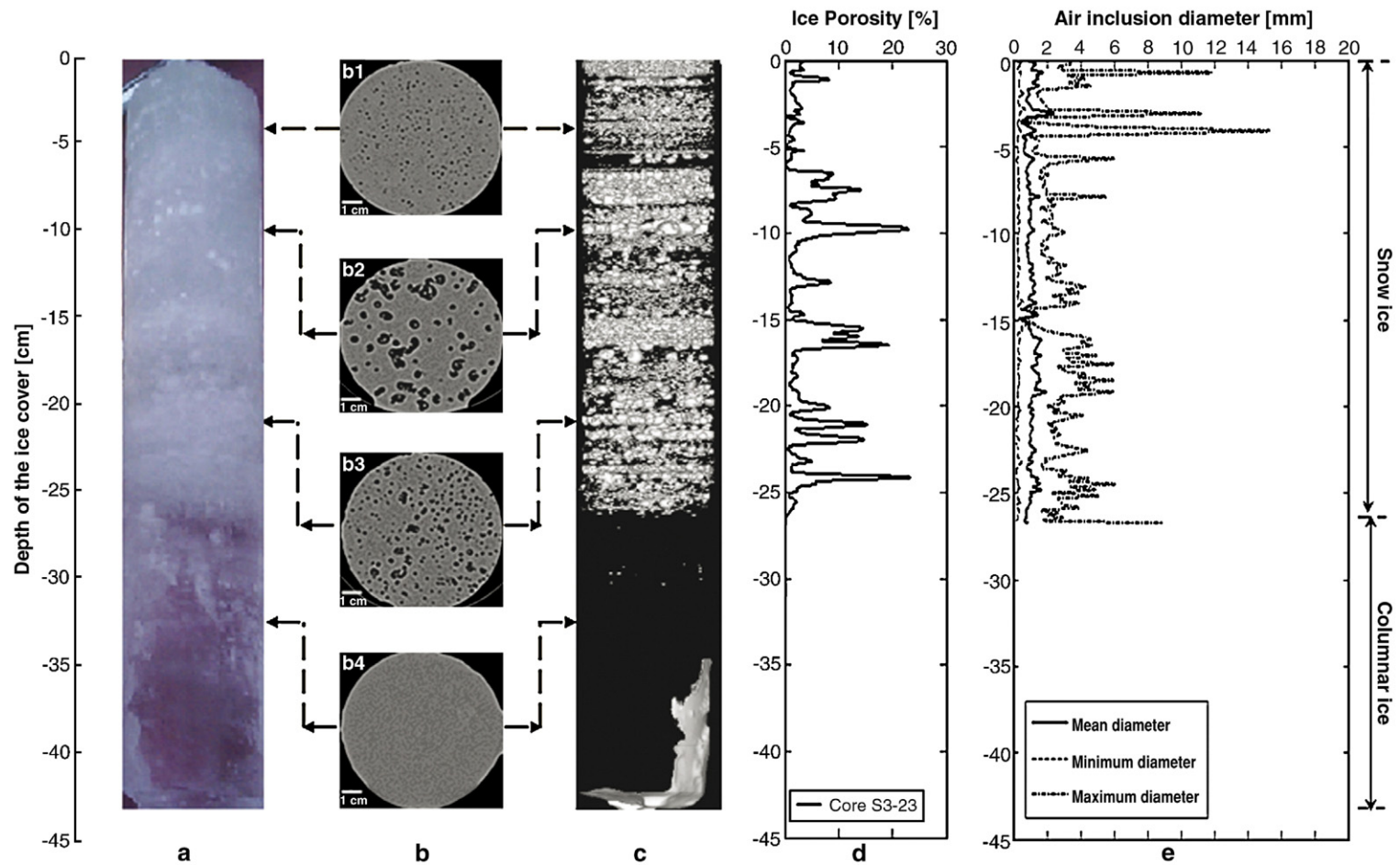


Fig. 2. (a) Ice core extracted from the Saint François River in site S3_23, (b) transverse section images obtained with CT Scan, (c) (3D) visualization of the air inclusions embedded in the ice core, (d) porosity of the ice core in function of the depth of the ice, (e) variation of the air inclusions diameter in function of the depth of the ice.

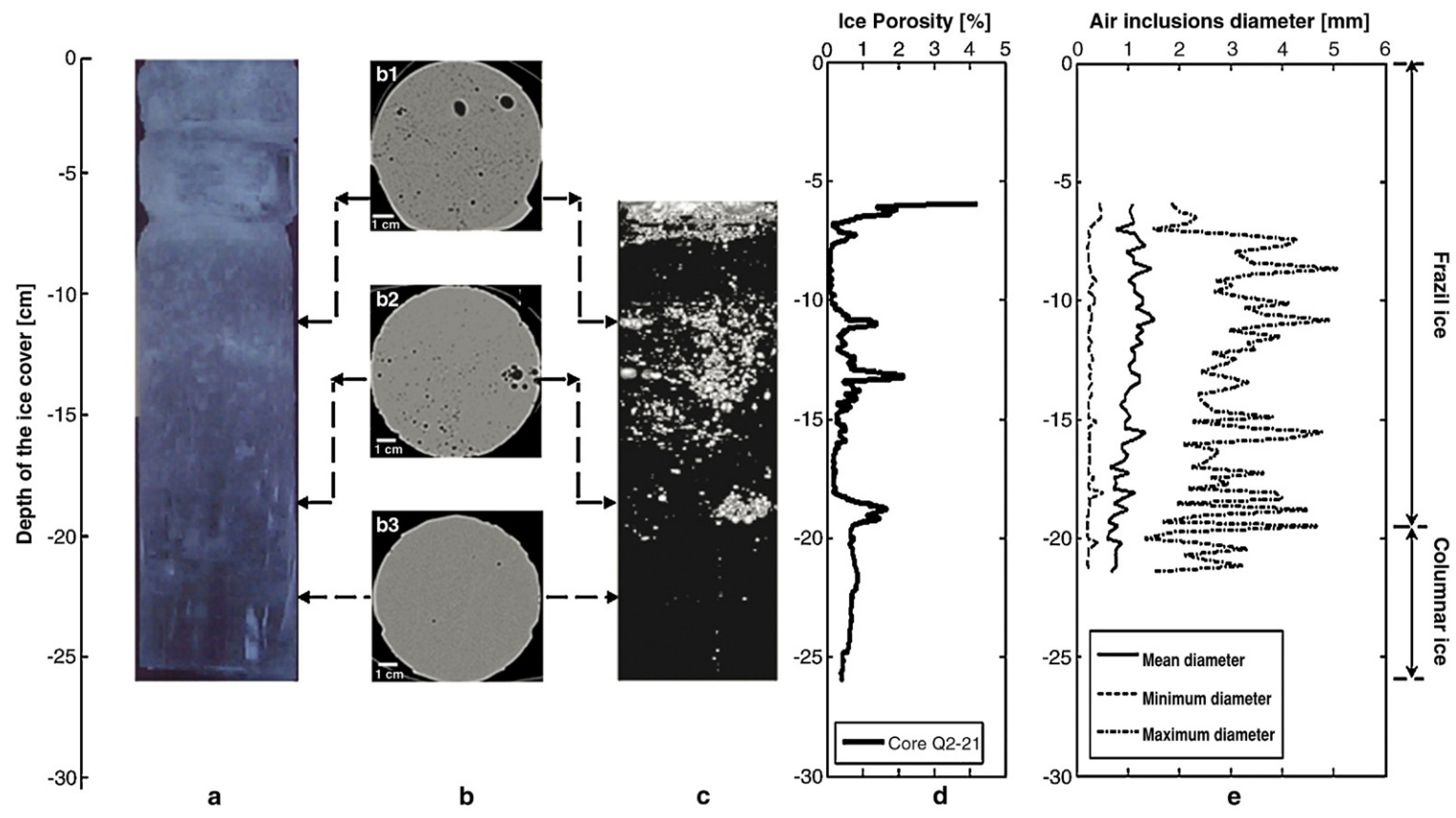


Fig. 3. (a) Ice core extracted from the Saint François River in site Q2_21, (b) transverse section images obtained with CT Scan, (c) (3D) visualization of the air inclusions embedded in the ice core, (d) porosity of the ice core in function of the depth of the ice, (e) variation of the air inclusions diameter in function of the depth of the ice.

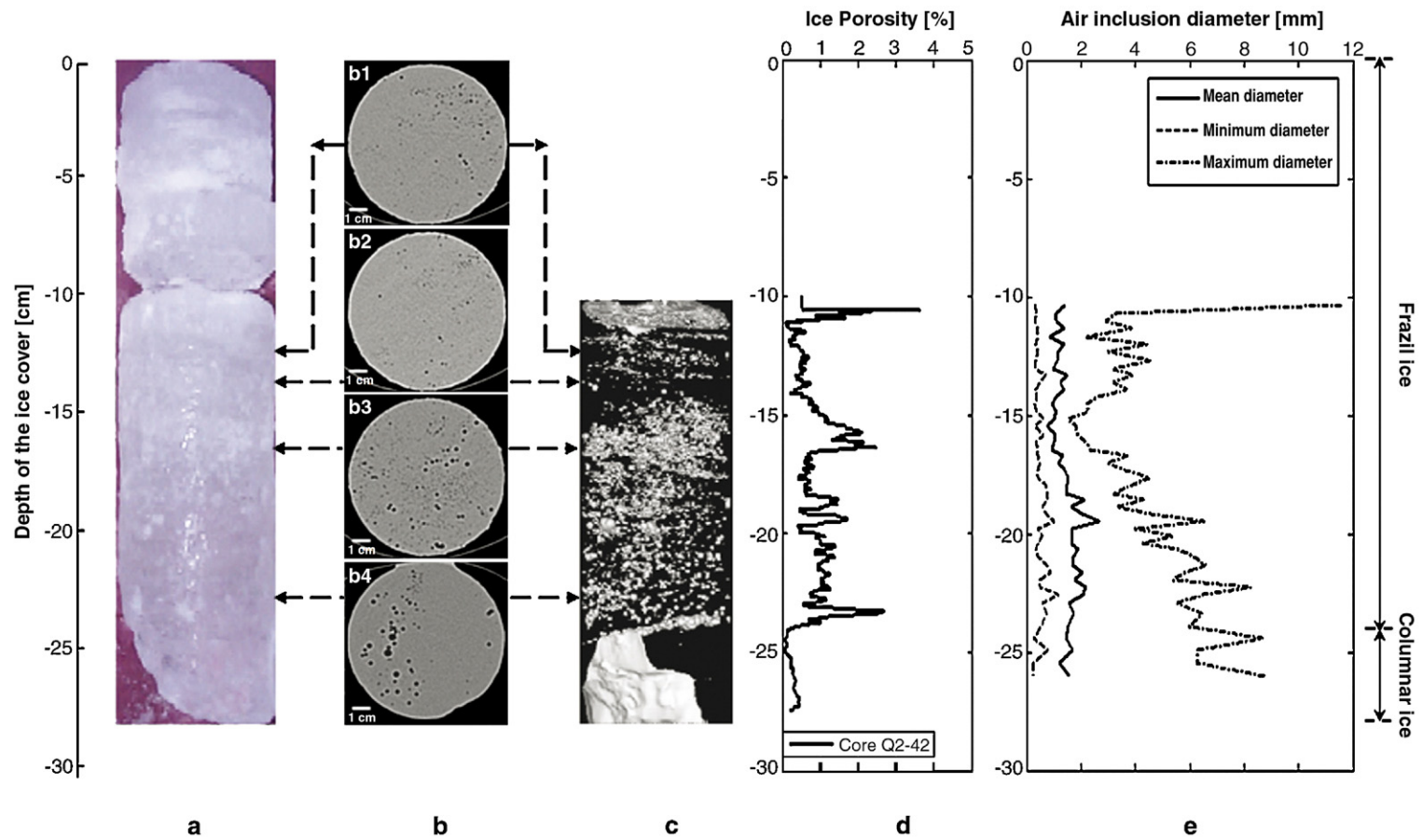


Fig. 4. (a) Ice core extracted from the Saint François River in site Q2_42, (b) Transverse section images obtained with CT Scan, (c) (3D) visualization of the air inclusions embedded in the ice core, (d) porosity of the ice core in function of the depth of the ice, (e) variation of the air inclusions diameter in function of the depth of the ice.

cases (Fig. 5.d2). Table 1 summarizes the field observations corresponding to all ice samples, as well as the proportional total thicknesses of each type of ice found (note however, alternating layers of frazil and columnar ice made up these totals in several of the Athabasca River samples).

Overall, the ice cover characteristics of the Saint François River were distinctly different from those observed on the Athabasca River. For example, the

Athabasca River had a mean ice thickness of about 65 cm which is significantly thicker than the 40 cm of ice thickness measured in the Saint François River. Also distinctively different inclusion stratigraphies developed in the two rivers, in terms of the nature and extent of air inclusions incorporated into the ice cover during the freezing process.

The contrasts in ice cover characteristics may be partially attributed to the difference in the nature, rate

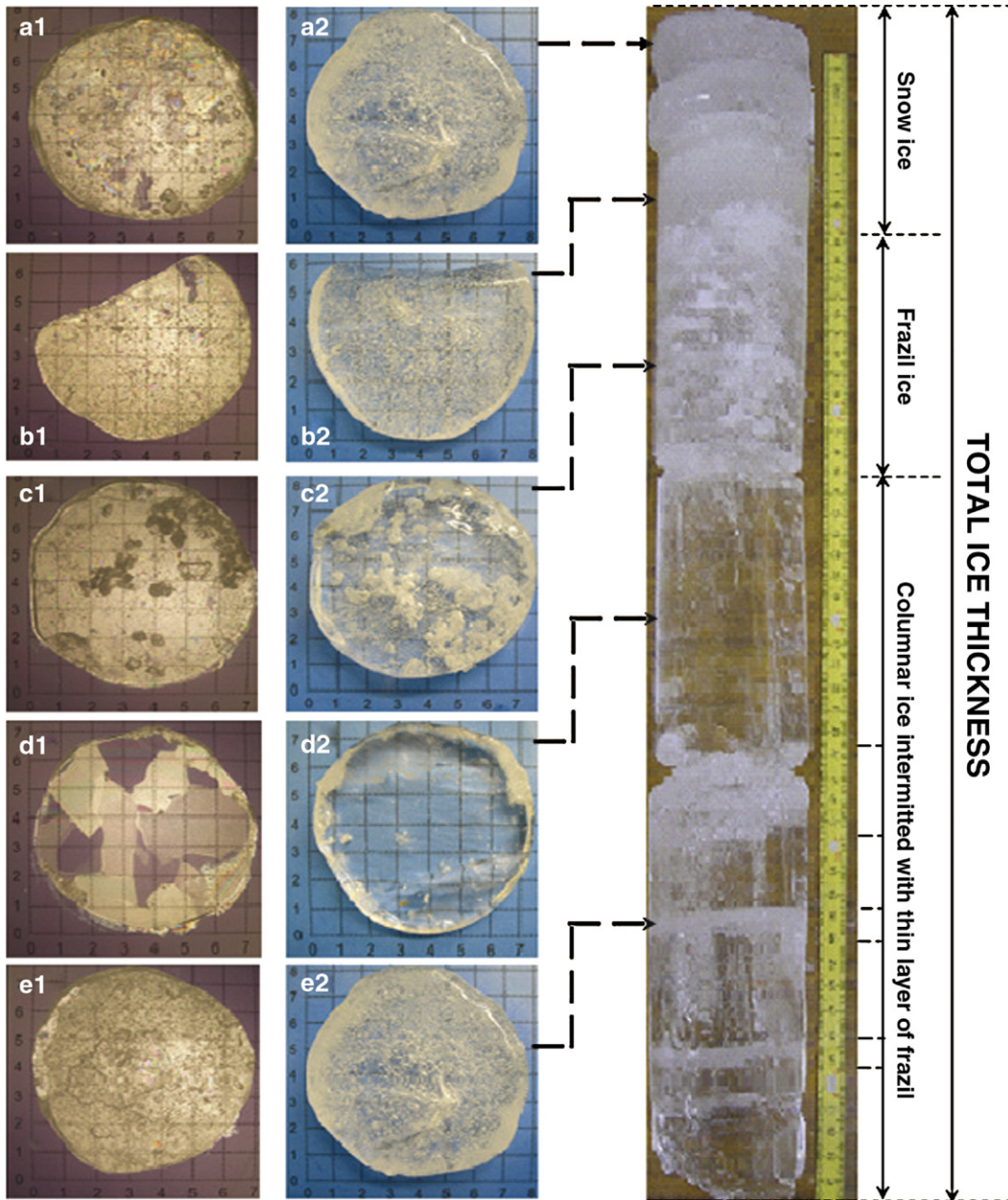


Fig. 5. Stratigraphy of the ice core extracted from site 2A. (a,b) Snow ice, (c) frazil ice, (d) columnar ice free of bubbles and (e) frazil ice with spherical inclusions.

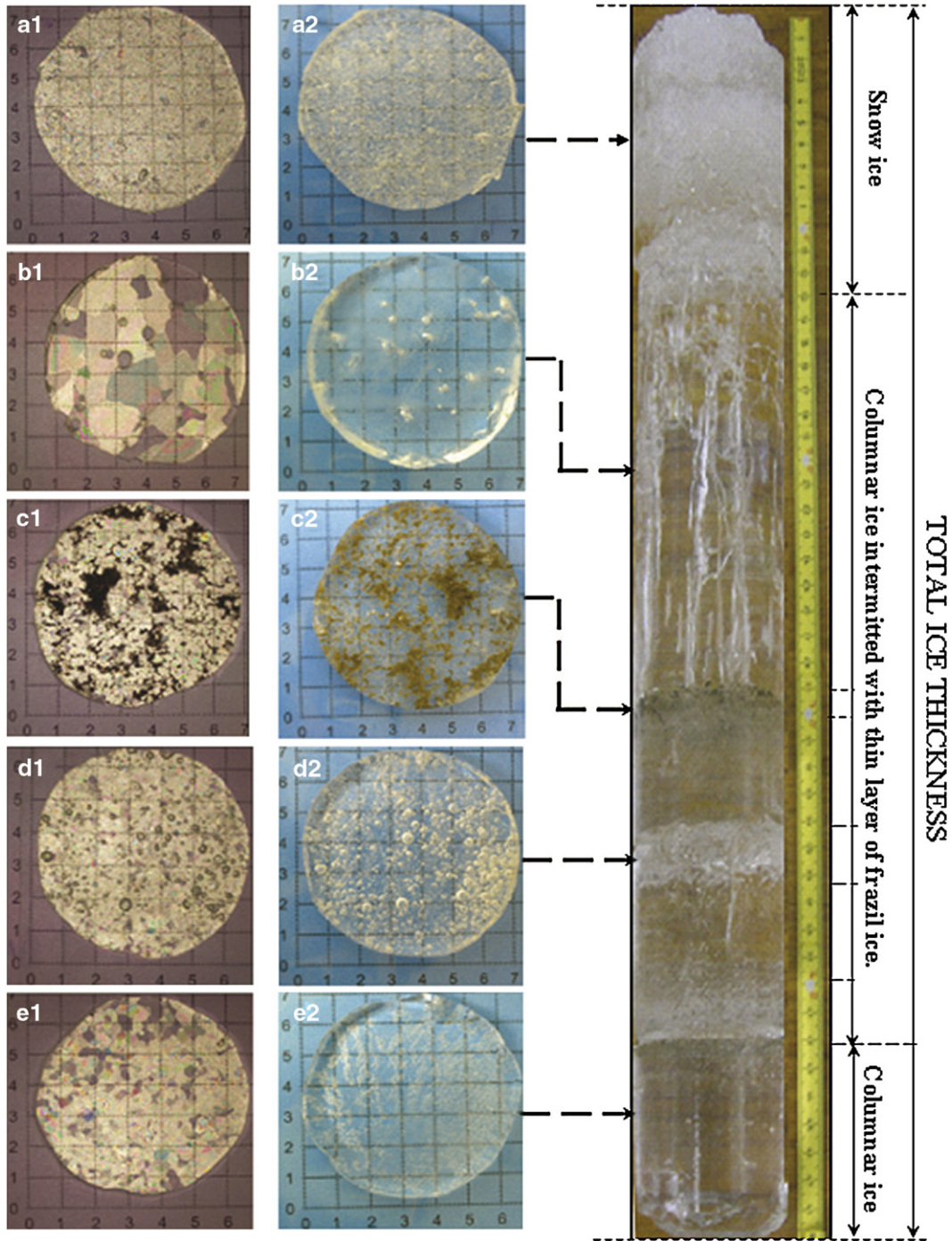


Fig. 6. Stratigraphy of the ice core extracted from site 2B. (a) Snow ice, (b) columnar ice with tubular inclusions, (c) frazil ice with vegetation impurities, (d) frazil ice with spherical inclusions and (e) columnar ice free of inclusions.

and total duration of freezing at the two sites, as well as to the different hydraulic characteristics in the two reaches. Calculation of the “cumulative freezing degree days” (°C-days) over the entire 2005/06 winter season

provides a useful tool for comparison of the freezing degree days index for the two sites (Fig. 7). From this figure, it is seen that the rate and duration of freezing degree day accumulation varied over the winter at both

sites. Although the two rivers experienced similar cumulative durations of slow freezing (~ 31 days at a freezing rate of ~ 1.8 °C/day for the Athabasca River, and ~ 30 days at ~ 2.3 °C/day for the Saint François River), periods of rapid freezing were quite different on the two rivers. The Athabasca River was dominated by rapid freezing, experiencing a cumulative duration of about 83 days at a cooling rate of ~ 12.7 °C/day. In contrast, the Saint François River experienced a cumulative total of only 14 days of rapid freezing (at ~ 12 °C/day). The Saint François River was characterised mainly by extensive periods of average freezing, experiencing about 58 days at a freezing rate of ~ 6 °C/day. These fluctuations in the rate of freezing may have had an effect on the relative quantities of air inclusions in the ice covers. For example, the relatively slower rate

of freezing on the Saint François River may have facilitated the escape of rejected air to back to the water, explaining the correspondingly fewer air inclusions. In contrast, for the Athabasca River, the extended periods of rapid freezing may explain the greater quantity of air trapped in the ice cover and fact that the cross sectional diameters of inclusions were also larger.

In terms of the hydraulic characteristics which contribute to the different nature of the ice covers on the two rivers, the Athabasca River is very steep upstream of Fort McMurray, with numerous rapids sections contributing to extensive frazil production, extensive incorporation of air in water, and hydraulic thickening of the ice cover. In addition, the presence of Grand Rapids (approximately 100 km upstream of the study reach) is known to be an intermittent source of

Table 1
Field data summary for the ground observation sites

River	Site ID	Section	Ice class	Snow depth [cm]	Ice depth [cm]	Ice stratification description [cm]		
Saint François River	S3	S3_23	Border ice	2	43	Snow ice : 26 Columnar ice : 17		
		S3_56	Border ice	–	48	Snow ice : 22 Columnar ice : 26		
		S3_78	Border ice	–	65	Snow ice : 26 Columnar ice : 39		
	Q2	Q2_21	Juxtaposed ice cover	–	26	Frazil ice : 21 Columnar ice : 5		
		Q2_31	Juxtaposed ice cover	–	27	Frazil ice : 23 Columnar ice : 4		
		Q2_42	Juxtaposed ice cover	–	30	Frazil ice : 24 Columnar ice : 6		
	Athabasca River	1	1A	Juxtaposed ice cover	20	56	Snow ice : 18 Frazil ice : 27 Columnar ice : 11	
			2	2A	Juxtaposed ice cover	23	54	Snow ice : 10 Frazil ice : 14 Columnar ice with intermittent frazil ice : 30
			2B	Border ice	21	48	Snow ice : 08 Columnar ice with intermittent frazil ice : 40	
4		4A	Juxtaposed ice cover	30	60	Frazil ice : 17 Columnar ice : 33		
		4B	Border ice	N/A	69	Snow ice : 03 Columnar ice : 66		
5		5A	Border ice	28	53	Snow ice : 03 Columnar ice with intermittent frazil ice : 50		
6		6A	Juxtaposed ice cover	20	82	Snow ice : 17 Frazil ice : 28 Columnar ice : 37		
		6B	Juxtaposed ice cover	22	78	Snow ice : 08 Frazil ice : 11 Columnar ice with intermittent frazil ice : 60		
7		7A	Border ice	20	54	Snow ice : 02 Columnar ice with intermittent frazil ice : 52		
	7B	Juxtaposed ice cover	18	90	Snow ice : 16 Frazil ice : 46 Columnar ice : 28			

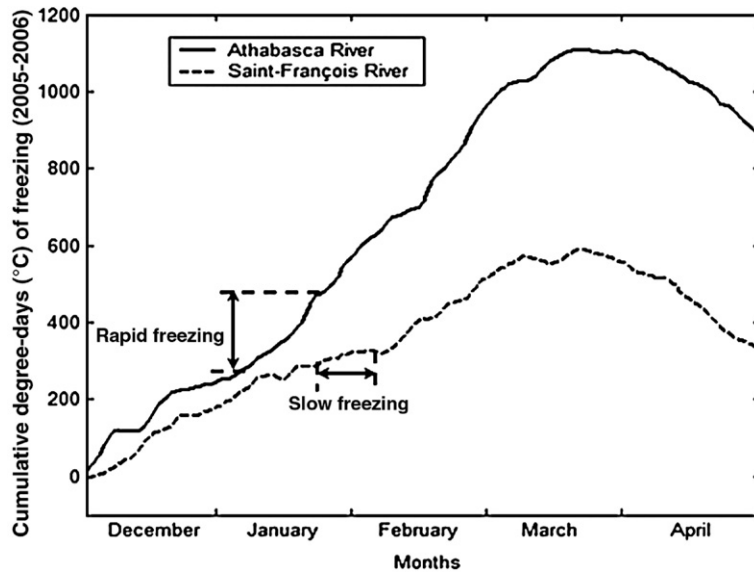


Fig. 7. Cumulative freezing degree day records for Saint François River and Athabasca River for winter 2005-2006.

frazil throughout the winter, with frazil transport under the ice observed downstream of site 7 in January and February in previous years. This likely explains the intermittent thin layers of frazil ice between the larger thermal ice layers in the Athabasca River ice cover and the presence of considerable amount of air inclusions within. In contrast, the Saint François River is relatively mild in slope, with only a few rapids sections upstream of the sampling sites. These rapids contribute to frazil production in the river. Due to the sinuosity of numerous sections of the river, especially upstream site Q2, the frazil ice which reaches site Q2 tends to accumulate as pancake ice and frazil slush in the slow flow backchannel.

6. Physical characteristics of air inclusions

This study focused on the following characterizations of air inclusions in the ice cover.

1. Study of the size, shape, and nature of the distribution of air inclusions in the river ice, and
2. investigation of the total volume of air inclusions.

Therefore, these parameters were documented in terms of their characteristics with respect to both ice type, and depth within the ice cover. Instruments available for the study included a Computerized Tomography Scanner (CT scan), a microscope, and a cross polarized filter.

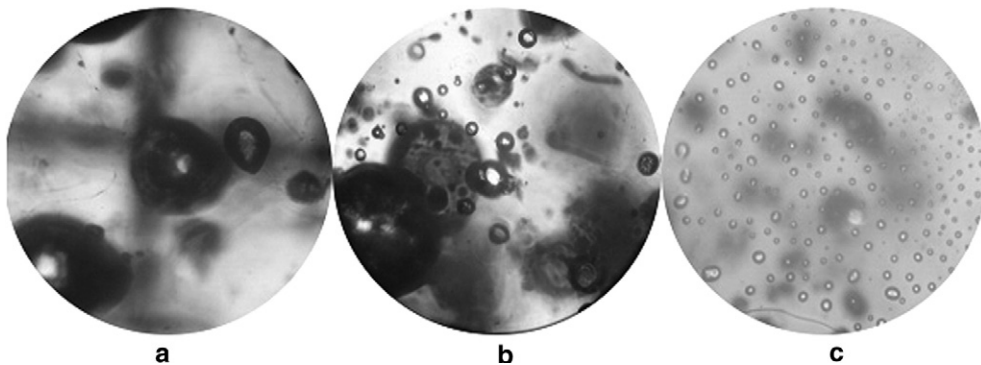


Fig. 8. Examples of air inclusion size and distribution embedded in snow ice (a) air inclusion in order of millimetre, (b) different size of air inclusion and (c) air inclusion in order of micrometer.

6.1. Computerized Tomography Scanner

The CT scan was used in order to characterize air inclusions in the ice cores of the Saint François River. This technique has been used in the past in the terrestrial environment to quantify earthworm burrows (Pierret et al., 2002), in geology to characterize sedimentary structure (Kenter, 1989; Crémer et al., 2002), and to visualize biogenic structure within marine sediments (De Montety et al., 2003). The use of the CT scan has many advantages. First, it reveals a precise view of air inclusions in three dimensions facilitating observation from multiple angles. Second, the system can detect the presence of small air inclusions that are not visible to the naked eye. As a result, ice cover density and composition can be determined to a very fine degree of precision.

The data obtained from this technique will be used as input data for a theoretical backscattering model. This model will enable an understanding of the backscattering response from each ice type and will facilitate an estimate of the total response diffusion from an ice cover by varying the ice parameters over each ice formation layer. Those simulations will be used later to understand the temporal and spatial variability of the ice cover in order to have an accurate classification of different ice types formed on the river, using radar images.

For this application, the ice cores extracted from the Saint François River were scanned using a Siemens Somatom Volume Access Scanner at the Scannographic Laboratory of the Institut National de la Recherche Scientifique (INRS) in Quebec City, Canada. This instrument generates transverse section image slices through the ice cores by revolving an X-ray tube around the core and obtaining projections at many different angles. A scanning voltage of 140 KV was used. Five cores were scanned over a selection length without interruption, with each transverse section 0.5 mm in length. The Siemens Scanner provides an optimal pixel resolution of 0.1 mm on a matrix of 512×512 pixels.

Figs. 2-b, 3-b, and 4-b presents the transverse section CT scan images obtained for ice core samples S3_23, Q2_21, and Q2_42 on the Saint Francois River. On these images, the space occupied by air inclusions appears in black. CT images (2D and 3D) of the densities of air inclusions were then reconstructed from the sequential transverse section slices of the ice core using the Siemens Software (Figs. 2-c, 3-c, and 4-c). All of the data obtained were analyzed using Osiris Freeware. This software permits visualization of the images as scanned and as reconstructed, facilitating determination of the shapes, sizes and spatial distributions of the air inclusions. Furthermore, their quantification according to depth was facilitated using an automated analysis program developed in Matlab, allowing the proportion of ‘air’ pixels be determined in each transverse section image. The results obtained (as a percentage) represent the porosity as a function of depth (Figs. 2-d, 3-d, and 4-d). The dimensions of each air inclusion embedded in snow ice and frazil ice were calculated with another program developed in Matlab, allowing their size to be determined in the three dimensions (x , y and z), which was useful given the irregular shape that’s of these inclusions. The mean, maximum and minimum diameter of air inclusions in each transverse section according to depth is presented in Figs. 2-e, 3-e, and 4-e.

As Figs. 2-c, 3-c, and 4-c illustrate, the characteristics of the ice inclusions appeared to be highly dependent upon ice type and thus vary through the ice depth. For the core sample shown in Fig. 2-c, the air inclusions embedded in the snow ice were roughly spherical in shape. The porosity of these snow ice layers varied between 4% and 10% for some sublayers and between 16% and 26% for others. For the lower values of porosity, the air inclusions mean diameter ranged from 0.08 cm to 0.15 cm, and were numerous and closely spaced (Fig. 2-b1 and -b2); for the higher values of porosity, air inclusion size varied between 0.3 cm and

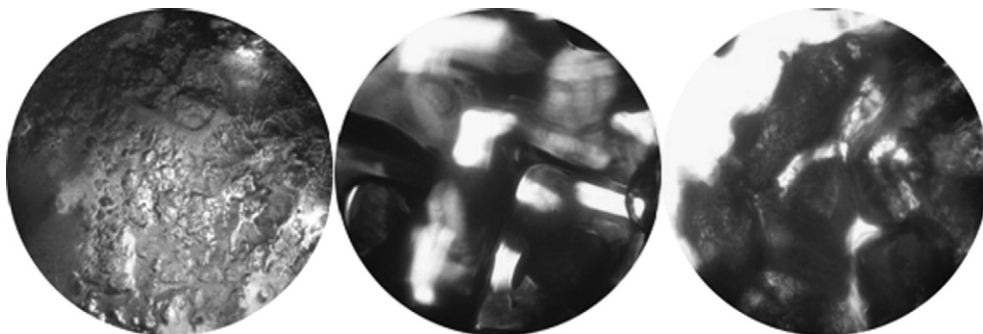


Fig. 9. Three examples of air inclusion embedded in frazil ice under the microscope.

1 cm (Fig. 2-b3). In both cases, the distribution of air inclusions in each sublayer was homogeneous.

The porosity of the frazil ice layer present in core Q2 varied between 1% and 4%. The air inclusions found in this ice type were generally rounded and their diameters ranged between 0.1 cm and 0.5 cm. The distribution of these cavities according to Fig. 3-b was inhomogeneous in most of the sublayers which formed in this ice type.

The columnar ice layers presented in samples S3 and Q2 were mostly free of inclusions; and those air inclusions that did occur were either tubular or spherical. The mean diameter of the spherical inclusions was about 0.15 cm. For the tubular inclusions, the mean diameter and mean length were 0.01 cm and 1 cm, respectively. In this ice type, air inclusions were sparsely distributed.

6.2. Microscopic analysis under polarized light

The 70 mm diameter ice cores extracted from the Athabasca River in March 2006 were transported in coolers to the laboratories of the Department of Civil and Environmental Engineering at the University of Alberta. In the laboratory cold room, at $-18\text{ }^{\circ}\text{C}$, the densities of the ice cores were measured and the sizes, shapes and distributions of air inclusions were evaluated. First the ice types and porosity changes within each core sample were visually identified (Figs. 5 and 6). Then, using a saw, sections of approximately 20 mm thickness were cut to correspond with the ice types and/or porosity changes noted. Using a hot plate, the boundaries of these ice sections were sealed so as to ensure that the air inclusions were confined within the ice samples. Ice density was calculated after first weighing each sample individually with an electronic scale, and then determining the sample's gross volume by measuring its displacement upon submergence in 300 ml of water in a 15 cm diameter graduated cylinder. There is a possibility of a slight over-estimation of the sample's volume, as a result of limitations in accurately reading the gradations on the cylinder. The potential magnitude of this error was determined based on the absolute error of the graduated cylinder (which

corresponds to half of smallest division of the graduated cylinder) (Boicclair and Pagé, 1992). Generally this error, in terms of the calculated density, did not exceed 2.5%. There is also a potential for under estimating the gross volume of the sample, should water infiltrate the more porous ice types (e.g. snow ice and frazil ice). However, it is believed that for these samples this error was negligible, since the samples were not particularly porous in appearance, and the test measurement was conducted immediately upon submergence.

Observations of the sizes, shapes, and distributions of air inclusions were made on thin sections, prepared by freezing the initial ice sections to glass plates and then reducing to the desired thickness (up to 5 mm) using hot plates. The shape and distribution of air inclusions were then examined and photographed under polarized light. Measurements of inclusion sizes were facilitated by a graduated grid superimposed on each glass plate. Additional investigations to characterize the air inclusions were accomplished using a microscope to examine the thin sections in more detail.

All the ice cores samples extracted from the Athabasca River were sectioned in details. Figs. 5 and 6 show examples of the air inclusions structures observed in the ice core samples extracted from sites A2 and B2 on this river, respectively. As discussed earlier, the key difference between the Athabasca and Saint François River ice covers was the presence of intermittent thin layers of frazil ice within the columnar ice on the Athabasca River.

The physical characteristics of the air inclusions found in the snow ice layers of the Athabasca River samples are similar to those observed in the cores of the Saint François River. Inclusions were typically spherical, with sizes ranging between 0.01 and 0.25 cm (Figs. 5-a2, and 6-a2). As seen in the figures, air inclusions within the snow ice had reasonably smooth and whitish boundaries and were found to be closely spaced, or very closely spaced (Fig. 8). The porosity of this ice type ranged between 7% and 20%, with the mean porosity being around 15%. The whitish appearance of the snow ice appears to be caused mainly by the smallest air inclusions, having diameters around 0.001 cm, which cause strong light scattering (Fig. 8-c). However, only those air inclusions having diameters of

Table 2
Physical characteristics of air inclusions embedded in the Saint François ice cover

Identification	Porosity [%]	Mean size [cm]	Shape	Distribution	Spacing
Snow ice	4.0–10.0	0.02–0.2	Spherical	Homogeneous	Closely spaced
	16.0–26.0	0.3–1.2			
Frazil ice	1.0–4.0	0.1–0.5	Spherical	Inhomogeneous	Closely spaced
Columnar ice	1.0<	0.1–0.2	Spherical	Homogeneous	Sparsely spaced
		0.01 and 1.0	Tubular		

Table 3
Physical characteristics of air inclusions embedded in the Athabasca ice cover

Identification	Porosity [%]	Mean size [cm]	Shape	Distribution	Spacing
Snow ice	7.0–20.0	0.001–0.25	Spherical	Homogeneous	Closely spaced
Frazil ice	5.0–18.0	0.2–1.3	Spherical Irregular	Homo/Inhomogeneous	Closely spaced
Columnar ice	1.5–3.0 4.0–7.0	0.1–0.3 0.1–0.3 and 2.0–4.0	Spherical Tubular	Homogeneous	Sparsely spaced

about a millimetre or more (whether closely spaced or not), will have an effect on the radar signal at either one or more frequencies (K, X, C, S...).

A frazil ice layer was observed below the snow ice layer at sites 1A, 2A, 2B, 4A, 5A, 6A, 6B, 7A, and 7B. Air inclusions within these frazil layers had the following common characteristics, also summarized in Table 3. Their shape was in most cases irregular (e.g. Fig. 5-c), but occasionally spherical. Their sizes ranged from 0.2 cm to 1.3 cm (Figs. 5-c and 6.d). Both homogeneous and inhomogeneous distributions of air inclusions were observed and in both cases the air inclusions were closely spaced. The study of the corresponding ice sections under the microscope showed that, unlike snow ice, air inclusions within the frazil ice had a considerable amount of angularity along the boundaries (Fig. 9), likely due to the irregular shape of the ice crystals. The whitish appearance of the ice crystals surrounding air inclusions suggests that there is a high reflection of light, possibly caused by their granular form. The porosity of this frazil ice ranged between 5% and 18%.

A large concentration of spherical air inclusions typically characterized the intermittent thin frazil layers found within the columnar ice. These had diameters ranging from 0.08 cm to 0.3 cm. Bulk density measurements suggested that the porosity of the bubbliest sublayers did not exceed 12%. In these cases, the inclusions were closely spaced.

The columnar ice found in the Athabasca River was essentially clear at any given sampling site, the density and the mean diameter of the air inclusions varied with depth and their shapes were tubular and/or spherical. The diameter of the spherical air inclusions ranged from 0.1 cm and 0.3 cm. The diameter of tubular inclusions ranged from 0.1 cm to 0.3 cm, while the lengths ranged from 3 and 18 cm respectively (Fig. 6-b). Otherwise, the majority of tubular inclusions exhibited mean length ranging from 2.0 cm and 4.0 cm. Their distribution within the ice was sparse (Fig. 6-b). For spherical air inclusions, the porosity of the columnar ice was evaluated to be around 2% in most cases, but did not exceed 3%. The porosity of the columnar ice embedded with tubular inclusions was around 4%.

7. Discussion and conclusion

This study provides the first investigation of the characteristics of air inclusions in river ice. This is important to the analysis and interpretation of radar backscatter images used for characterising river ice.

Two different investigative techniques for the physical characterization of air inclusions in river ice were employed: a Computerized Tomography Scanner; and a microscopic analysis under polarized light. The images obtained after scanning the cores extracted from the Saint François River confirmed that the CT scanning technique provides a powerful way to visualize the spatial distribution of air inclusions in the ice and to give a good determination of the densities of the ice cover at high resolution. However, this method does not reveal the crystal structure of the ice, which is often essential to classification. Conducting a microscopic analysis of cores extracted from the Athabasca River under cross-polarized light provided good qualitative pictures of the amount of air inclusions formed in the ice and was particularly useful for revealing its crystal structure. However, compared to the CT scan, this approach was found to be much more laborious and less precise for quantitative characterization of air inclusions in ice.

These investigations show that there are pronounced contrasts in the size, shape and distribution of air inclusions between cores obtained from the same river on a given date, and between the cores extracted from the two rivers. However, despite the distinctly different thermal and hydraulic influences affecting ice cover formation at the two sites, some consistent characteristics of air inclusions in the different river ice types do emerge. Specifically, the analyses of the ice core samples obtained show that three types of air inclusions may be found in a river ice cover: tubular, spherical and irregular. Air inclusions embedded in snow ice are generally spherical with smooth boundaries having a whitish appearance. They are generally numerous, small, closely spaced, and homogeneously distributed. The porosity resulting from these inclusions is between 8 and 15%. The porosity could reach up to about 20–25% for this ice type when the inclusions are large (about 5 mm).

The results of this investigation suggest that the physical characteristics of air inclusions present in frazil ice may be dependent on the rate of freezing and the hydraulic characteristics of the river channel. On the Saint François River, where freezing rates were more moderate, the sizes and concentrations of air inclusions in the frazil ice tended to be smaller than that observed in the snow ice (maximum size 0.5 cm and maximum porosity 4%). These inclusions were generally spherical in shape, inhomogeneous in distribution, and closely spaced (Table 2). On the Athabasca River, the air inclusions in the frazil ice were typically larger and more prevalent than seen on the Saint François River (maximum size 1.3 cm and maximum porosity 18%), and much more comparable to the snow ice. Theoretically during the solidification, ice rejects all air in water. The numerous rapids sections along the Athabasca River likely contribute to extensive frazil production and possibly also to a greater concentration of air in the water. These factors, together with the effects of rapid freezing, may explain the larger and more prevalent air inclusions observed in the Athabasca River ice. Both spherical and irregular shaped air inclusions were observed in the Athabasca River frazil ice, with both homogeneous and inhomogeneous distributions; all air inclusions were closely spaced (Table 3).

Of the three types of river ice, the columnar ice formed in both rivers exhibited the least amount of air inclusions. Again, the size and amount of air inclusions seem to be dependent on the rate of freezing, with columnar ice porosity less than 1% on the Saint François River, and up to 7% on the Athabasca River. For comparison, the study by Gow and Langston (1978) concluded that columnar lake ice porosity likely did not exceed 3–4%. The columnar ice on both rivers sampled for this study was found to contain both tubular and spherical air inclusions of varying sizes, and these inclusions were generally homogeneously, but sparsely distributed.

The next steps are the development of a theoretical backscattering model and the integration of those measured physical characteristics (ice densities, air inclusion dimensions, shape and distribution for each ice type) in a mathematical model describing the interaction of the radar signal with the upper and lower ice surface and the air inclusions embedded in the ice cover.

Acknowledgements

The authors acknowledge financial support from GEOIDE, a Canadian Network of Centres of Excellence. First, we greatly acknowledge Yves Gauthier (INRS) for his support in the organization of the field data collection. Also, we gratefully acknowledge the assistance of the

Institute of Research in Electricity of Quebec (IREQ) in the field work on the Saint-François River and of the members of the Department of Civil and Environmental Engineering of the University of Alberta for the Athabasca River field work and lab assistance: Robyn Andrishak, Chris Krath, Christine Hereygers, and Kurt Morrison. We thank Dr. David Segó (U. Alberta) for the use of the cold room, Dr. Stephen A. Craik (U. Alberta) for providing the optical microscope, and Jacques Labrie (INRS) for his assistance with the CT scan from the Scannographic Laboratory (Prof. Bernard Long).

References

- Ashton, G.D., 1986. River and Lake Ice Engineering. Water Resources Publications, Littleton Colorado. 485 pp.
- Beltaos, S., 1995. River Ice Jams. Water Resources Publications, LLC, Highlands Ranch, Colorado. 372 pp.
- Bock, C., Eicken, H., 2004. A magnetic resonance study of temperature-dependent microstructural evolution and self diffusion of water in arctic first year sea ice. *Annual Glaciology* 40.
- Boicclair, G., Pagé, J., 1992. Guide des sciences expérimentales: observations, mesures, rédaction du rapport de laboratoire. Éditions du Renouveau Pédagogiques. Saint-Laurent, Québec. 160 pp.
- Crémer, J.F., Long, B., Desrosiers, G., de Montety, L., Locat, J., 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires: exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Canadian Geotechnical Journal* 39, 440–450.
- De Montety, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J.F., Locat, J., Stora, G., 2003. Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments: influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 40, 937–948.
- Edelstein, W.A., Schulson, E.M., 1991. NMR imaging of salt-water ice. *Journal of Glaciology* 37, 177–180.
- Gow, A.J., Langston, D., 1978. Growth history of lake ice in relation to its stratigraphic crystalline and mechanical structure. CRREL Rep., vol. 77–1. U.S Army Cold Regions. Research and Engineering Laboratory, Hanover, N.H. 24 pp.
- Hall, D.K., Fagre, D.B., Klasner, F., Linebaugh, G., Liston, G.E., 1994. Analysis of ERS-1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implication for climate studies. *Journal of Geophysical Research* 99 (C11), 22,473–22,482.
- Jeffries, M.O., Morris, K., Weeks, W.F., 1994. Structural and stratigraphic features and ERS-1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991–1992. *Journal of Geophysical Research* 99 (C11), 22,459–22,471.
- Kawamura, T., 1988. Observations of the internal structure of sea ice by X-ray computed tomography. *Journal of Geophysical Research* 93, 2343–2350.
- Kenter, J.A.M., 1989. Application of computerized tomography in sedimentology. *Marine Geotechnology* 8, 201–211.
- Leconte, R., Klassen, P.D., 1991. Lake and river ice investigations in northern Manitoba using airborne SAR imagery. *Arctic* 44 (1), 153–163.

- Mellor, J.C., 1982. Bathymetry of Alaskan Arctic Lakes: a Key to Resource Inventory with Remote Sensing Methods. Ph.D. Dissertation. University of Alaska, Fairbanks, AK.
- Michel, B., Drouin, M., 1972. Formation, classification et propriétés mécaniques de la glace. Sixième colloque d'initiation aux principes de l'hydrologie. Report GCE-72-08-01. 18 pp.
- Michel, B., Ramseier, R.O., 1969. Classification of river and lake ice based on its genesis, structure and texture. Report S-15. Department of Civil Engineering, Section Ice Mechanic, Université Laval. 40 pp.
- Michel, B., Ramseier, R.O., 1970. Structural and textural characteristics of river ice based on meteorological parameters, Saint Lawrence River Ship Channel. Report T-13. Department of Civil Engineering, Université Laval. 60 pp.
- Morris, K.M., Jeffries, M.O., Weeks, W.F., 1995. Ice processes and growth history on arctic and subarctic lakes using ERS-1 SAR data. *Polar Record* 31 (177), 115–128.
- Pelletier, K., van der Sanden, J., Hicks, F., 2005. Synthetic aperture radar: current capabilities and limitations for river ice characterization. Canadian Society for Civil Engineering, 17th Annual Canadian Hydrotechnical Conference, Edmonton, AB, (August, 17–19, 2005). 10 pp.
- Perovich, D.K., Gow, A.J., 1996. Quantitative description of sea ice inclusions. *Journal of Geophysical Research* 101, 18.459–18.471.
- Pierret, A., Capowicz, Y., Belzunces, L., Moran, C.J., 2002. 3D reconstruction and quantification of macropores using X-ray computed tomography and image analysis. *Geoderma* 106, 247–271.
- Shumskii, P.A., 1964. Principles of Structural Glaciology. N.Y. Dover Pub., Inc. (Trans. from Russian by D. Kraus).
- Thibault, D., Bilodeau, L., Briand, M.H., Leconte, R., Rheault, M., 1996. Suivi du couvert de glace à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT-1. Phase II. Report submitted to Hydro-Québec, 74 p and annexes.
- Wakabayashi, H., Jeffries, M.O., Weeks, W.F., 1993. C-band backscatter from ice on shallow tundra lakes: Observation and modelling. Proceeding of the First ERS-1 Symposium-Space at the Service of our Environment, European Space Agency Spec. Publ., ESA SP-359, pp. 333–337.
- Weber, F., Nixon, D., Hurley, J., 2003. Semi-automated classification of river ice types on the Peace River using RADARSAT-1 synthetic aperture radar (SAR) imagery. *Canadian Journal of Civil Engineering* 30 (1), 11–27.
- Weeks, W.F., Fountain, A.G., Bryan, M.L., Elachi, C., 1978. Differences in radar return from ice-covered north slope lakes. *Journal of Geophysical Research* 83, 4069–4073.
- Weeks, W.F., Gow, A.J., Schertler, R.J., 1981. Ground truth observations of ice covered North Slope lakes imaged by radar. CRREL Res. Rep., vol. 81–19. US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, N.H. 17 pp.

ARTICLE 2 :

A BACKSCATTER MODEL FOR RIVER ICE: ANALYSIS AND NUMERICAL RESULTS

I- INTRODUCTION

In cold climates, river ice cover can have a significant impact on infrastructures and water resources, especially if it interferes with shipping and navigation, damages or restricts the use of hydraulic structures, and causes flooding. The last few years have brought an increased need for knowledge respecting ice cover characteristics, such as ice thickness and roughness, mainly to allow a better management of engineering problems it may cause, as well as for the calibration and validation of predictive numerical models.

The ability of the Synthetic Aperture Radar (SAR) to monitor freshwater ice has been demonstrated in the past few decades using various band frequencies and polarizations [1]-[4]. The dependence of the radar response to the physical properties of the ice itself (porosity, ice thickness, interfacial roughness, and ice type) has also been investigated and proven [5]. Most of the studies conducted suggest that combining forward scattering by tubular air inclusions with a high dielectric contrast at the ice-water interface should result in an “double-bounce mechanism” that should produce strong radar returns [6]-[8]. The spherical air inclusions embedded within refrozen slush and snow ice have been found to cause significant radar returns [9]-[10]. However, other studies seem to suggest that little radar returns can be associated with ice frozen over a river bed [11] or with smooth ice cover/water interfaces [12]. All the studies have shown that there is a real potential for obtaining parameters describing the ice cover from SAR data. The approach currently used to obtain such parameters involves the inversion of the radar signal using an appropriate radar backscattering model. Of course, to be able to develop a theoretical microwave backscattering model, we must first have a good description of the ice cover.

Substantial research has been carried out on river ice in a bid to describe ice cover formation and types (columnar ice, frazil ice, snow ice, etc.), ice cover characteristics (ice crystals, ice thickness and roughness) to be used in ice jam flood forecasting models (HEC-RAS and RIVER-1D) [13]-[14]. Recently, a detailed physical characterization of air inclusions embedded within the ice matrix has been carried out [15]. The study covered in this paper proves that river ice may be embedded with either spherical or non-spherical air inclusions. Moreover, depending on its type, ice cover may be considered as leading to either a dense or sparsely medium.

Contrary to these investigations, and unlike with sea ice, very few theoretical studies have been conducted on the modeling backscattering signals from fresh water ice covers [8]. The model developed in [8] was based on the radiative transfer theory and on several simplifying assumptions such as the elimination of the effect of two air/ice and ice/water interfaces. Moreover, it does not accurately model the snow ice and the frazil ice. Currently, the interaction of the radar signal with the ice cover must be better understood before any attempt for is made to retrieve ice parameters (e.g., ice thickness) from the radar signal. Such understanding requires a detailed description of the ice cover and consideration of all scattering mechanisms contributing to the interaction of the medium with the radar signal (surface, volume and multiple scattering).

This paper aims to provide an understanding of the backscattering response from various ice types using a backscatter model based on the Radiative Transfer (RT) Theory. The model is built to estimate the total response from the ice cover by varying the ice parameters of each ice layer forming the entire cover. River ice cover characteristics are described in Section II, while the formulation employed in the description of the backscatter model is given in section III. Assuming independent scattering conditions, the discrete scatterers in an ice layer are treated as either spherical *Rayleigh* or *Mie* particles, or as non-spherical particles (Needles)

[24]. When there is more than one scatterer within the distance of a radar wavelength, the assumption of an independent scattering in the RT theory does not hold, and the Dense Medium Phase and Amplitude Correction Theory (*DM-PACT*) [23] is used instead. In Section IV, we analyse the influence of some ice and radar parameters on the total backscattering response. Finally, Section V presents comparisons with experimental data collected in the field.

II- RIVER ICE COVER DESCRIPTION

A simplified ice cover geometry was considered for this study (Fig. 1). In this situation, the entire water surface is covered by a continuous, stationary ice sheet of known thickness. The heterogeneity of the structure of the river ice cover is mainly due to variations in freezing conditions and in the hydrodynamic regime of the river [14]. Its characteristics tend to vary horizontally and vertically with ice type and thickness, and in terms of amount and type inclusions (air bubbles, impurities) embedded within the cover. Consequently, an ice cover layer is typically comprised of a number of sublayers, with each displaying its own specific characteristics (see Fig.1).

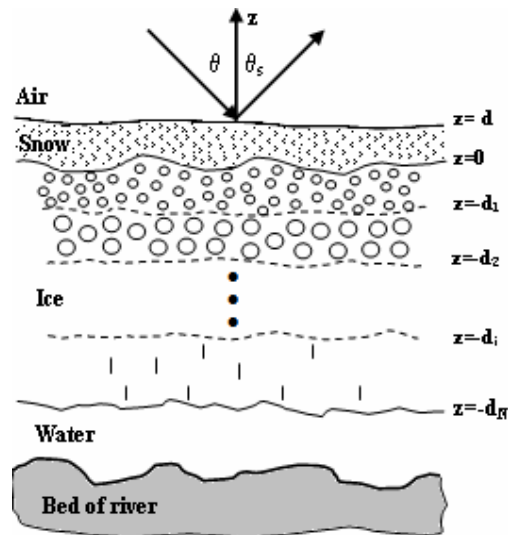


Fig.1. Geometry of the scattering problem.

A- Ice matrix

For this research, three ice types were considered: *Columnar ice*, *Frazil ice* and *Snow ice* [14].

This classification was based on processes leading to the formation of a stable river ice cover:

- 1- *Columnar ice*: also known as black or thermal ice. It is formed mainly near the shore, where water is slow-moving. Its ice crystals are large and display a tubular form.
- 2- *Frazil ice*: also known as refrozen slush. It is formed in faster moving portions of the flow, where frazil nuclei appear spontaneously throughout the water column. Their ice crystals are small and irregular.
- 3- *Snow ice*: also known mainly as white ice. This ice type is always formed on an established ice cover from an overlying snow cover saturated with rain or river water infiltration that has refrozen subsequently. It is whitish in appearance, and also has small and spherical crystals.

The entire ice cover formed may be constituted of one ice type or of a superposition of two or more ice types. Its thickness increases continually during the freeze-up and build-up stage to reach the river bed in some locations (e.g., near the shore). Furthermore, during the freeze-up and build-up, some impurities (e.g., sediments, underwater vegetation, etc.) may also be incorporated within the ice cover [13]. In many cases, air is the predominant inclusion. The occurrence of air bubbles in the ice matrix differs from one ice type to another, and is related to the ice build-up process and to the river characteristics. It has recently been shown that their shape is linked to the shapes of ice crystals [15]. In this study, two investigative approaches were employed for the physical characterization of air inclusions within each ice type: the first involved the use of a Computerized Tomography (CT) Scanner, and the second, a microscopic analysis performed under polarized light. The typical physical characteristics found within the three ice types (size, distribution, and volume fraction) are summarized in Table I.

B- Ice cover boundary

The roughness of the lower ice surface is the hydraulic property of established ice covers that has been most thoroughly explored. This property is affected by the interaction between water velocity and temperature, and its value varies during the winter months [16]. Initially, there is usually a small frazil deposit underneath that is gradually smoothed out over time as the ice cover thickens, decreasing roughness. As winter progresses, this decrease may be rapid for some rivers, and slow for others. Further studies have found that ripples or dunes are formed on the underside of the solid ice sheet, and may increase its roughness, especially as the water temperature increases, which typically occurs some time before ice break-up [14]. Finally, the break-up and subsequent freeze-up of an ice cover can dramatically change the roughness at the ice-water interface. This can occur either during the initial stage of the formation of an ice cover or during a mid-winter thaw.

The roughness of the ice subsurface is difficult to measure directly or indirectly from the velocity profile [14]. This parameter was examined from in several angles, and using several coefficients, such as Manning's n coefficient and the Darcy friction factor F . The equivalent roughness σ (cm) is occasionally used, but is not included in the most frequently used hydraulic models. Based on several observations acquired over many years and in many rivers, some roughness ranges expressed with Manning's n coefficient were proposed for different ice types [14]. No attempt was made to convert ice subsurface roughness estimates reported in the form of the Manning coefficient n to σ (cm). Table II presents some roughness ranges expressed in *centimetres* for different ice types and for both ice cover boundaries. These values were summarized from observations collected over several years by the team of Dr. Faye Hicks [17]. Finally, it should be noted that the roughness at the ice-water interface can be a non-negligible source of errors for estimating backscatter coefficients or for returning

ice characteristics from backscattering values, because it is usually considered to be constant over time.

TABLE I Physical characteristics of air inclusions embedded in river ice cover [15].

Identification	Porosity [%]	Mean Diameter [cm]	Shape	Distribution	Spacing
Snow ice	04-20 16-26	0.001-0.2 0.25-1.2	Spherical	Homogeneous	Closely spaced
Frazil ice	1-18	0.1-1.3	Spherical Irregular	Homo/Inhomogeneous Homo/Inhomogeneous	Closely spaced
Columnar ice	1-3 4-7	0.1-0.3 0.1-0.3 and 2-4	Spherical Tubular	Homogeneous	Sparsely spaced

TABLE II Roughness ranges for different ice types.

Ice class	Ice Types	Condition	Bottom Side Roughness [cm]	Top Side Roughness [cm]
Ice Sheet	Columnar	Smooth	0.01-1	0.1-1
		Rippled ice	1-10	
	Frazil	Frazil pan Frozen slush	0.1-1 0.01-1	1-10 -
Ice jams	Different types	New Freeze-up	10-100	10-100
		Break-up	100-500	100-500

III- THE MODEL FORMULATION

A- Geometry of the model

The proposed model describes the river ice medium as presented in Fig. 1. It is considered as a multi N layer inhomogeneous medium which is subdivided into four main regions: snow, air, ice and water (or ground, when the ice is frozen to the bottom). The ice matrix is embedded with scatterers representing air inclusions. As mentioned above, these inclusions may be present in the ice sublayers, and will display distinct physical properties according to the properties of the three ice types to be modelled. The scatterers are assumed to be uniformly distributed within each ice sublayer. For this study, the ice cover is bounded on

the top and bottom by randomly rough interfaces characterized by parameters such as surface height standard deviation and surface correlation length. The snow overlying the river ice is considered to be dry and therefore mostly transparent to the radar signal. Finally, the scattering at both the top surface of the dry snow layer and at the boundaries between the ice sublayers was neglected due to their corresponding low dielectric contrasts.

The model is based on the radiative transfer theory, which is solved by the Doubling Matrix method [18]. The total scattering phase matrix involved in this approach accounts for volume scattering, surface scattering at the boundaries, surface-volume interactions and multiple scattering occurring between scatterers of different layers. The determination of these scattering contributions to the total radar response is now presented.

Volume Scattering Phase Matrix

The complex *scattering amplitudes* $f_{pq}(\theta_i, \varphi_i, \theta_s, \varphi_s)$ of a single scatterer, which are a function of the incidence direction (θ_i, φ_i) , the scattering direction (θ_s, φ_s) , the incidence polarization $(q=V,H)$ and the scattering polarization $(p=V,H)$ are first computed. Next, the 2×2 average phase matrices (P_{pq}) corresponding to the two Stokes parameters [19]-[21] are obtained. To form the scattering matrix which will be used in the Doubling Matrix technique, it is necessary to eliminate the azimuth dependence, and this can be achieved by expanding the incident and scattered phase functions in Fourier series with respect to the azimuth angle [22]. The elements of matrices $S^m(\mu_s, \mu)$ and $T^m(\mu_s, \mu)$ are:

$$s_{pq}^m = P_{pq}^m(\mu_k, \mu_l) w_l \Delta\tau a / \mu_k \quad (1)$$

$$t_{pq}^m = P_{pq}^m(\mu_k, \mu_l) w_l \Delta\tau a / \mu_k \quad (2)$$

where μ_k and μ_l are Gaussian quadrature zeros, w_l is the weight at μ_l , a is the single scattering albedo, and $\Delta\tau$ is the optical thickness.

The scattering amplitude $f_{pq}(\theta, \varphi, \theta_s, \varphi_s)$ depends on the shape, dimensions, orientation and permittivity of the scatterers. In modeling the total scattering within each ice sublayer, some approximations are made during the model development:

- Snow, snow ice and frazil ice (in some cases) layers are modelled as closed packed inhomogeneous layers. The scattering phase matrices of the corresponding spherical scatterers (ice grains for snow and air inclusions for snow ice and frazil ice) are obtained by the dense medium phase and amplitude correction method (DM-PACT) [23]. The matrices for these modified phases allow a close spacing between scatterers, and are functionally dependent on scatterer size as follows:

$$P(\theta_s, \phi_s, \theta_i, \phi_i) = \left\langle \left| \Psi^2 \right| \right\rangle_n \cdot \overline{\overline{P}}(\theta_s, \phi_s, \theta_i, \phi_i) \quad (3)$$

where $\overline{\overline{P}}$ is the Stokes matrix and $\left\langle \left| \Psi^2 \right| \right\rangle_n$ is the array phase correction factor given by

$$\left\langle \left| \Psi^2 \right| \right\rangle_n = \frac{1 - e^{-k_{si}^2 \sigma_d^2}}{d^3} + \frac{e^{-k_{si}^2 \sigma_d^2}}{d^3} \sum_{q=1}^{\infty} \frac{(k_{si}^2 \sigma_d^2)^q}{q!} \left[\left(\sqrt{\frac{\pi}{q}} \left(\frac{l}{d} \right) \right)^3 \exp\left(\frac{k_{si}^2 \sigma_d^2}{4q} \right) - a(k_x) a(k_y) a(k_z) \right] \quad (4)$$

and

$$a(k_r) = \sqrt{\frac{\pi}{q}} \left(\frac{l}{d} \right) \exp\left(\frac{-k_r^2 l^2}{4q} \right) \operatorname{Re} \left\{ \operatorname{erf} \left(\frac{(qd/l) + jk_r l}{2\sqrt{q}} \right) \right\} \quad (5)$$

The first parameter used for the application of this theory is the rms variation of a scatterer's position from its mean position, which is estimated by

$$\sigma_d = (0.5(d - 2r)) \quad (6)$$

where (r) is the radius of the sphere, and (d) is the average distance between scatterers. The second parameter is the correlation length (l) , which is calculated analytically using the Hole-correction model [25] and is related to the scatterer volume fraction (p) and radius (r) by

$$\begin{aligned}
C(r) &= \Delta \left\{ p \left[1 - \frac{3}{4} \left(\frac{d}{r} \right) + \frac{1}{16} \left(\frac{d}{r} \right)^3 \right] + p^2 \left[\frac{9}{16} \left[\frac{1}{1260} \left(\frac{d}{r} \right)^6 - \frac{1}{10} \left(\frac{d}{r} \right)^4 + \frac{1}{3} \left(\frac{d}{r} \right)^3 \right] - 1 \right] \right\}, \quad d < 2r \\
&= \Delta \left\{ p^2 \left[\frac{9}{16} \left[-\frac{1}{1260} \left(\frac{d}{r} \right)^6 + \frac{1}{10} \left(\frac{d}{r} \right)^4 - \frac{5}{9} \left(\frac{d}{r} \right)^3 + \frac{32}{5} \left(\frac{d}{r} \right) - \frac{128}{9} + \frac{256}{35} \frac{d}{a} \right] \right] \right\}, \quad 2r \leq r < 4r \\
&= 0, \quad 4r < d
\end{aligned} \tag{7}$$

- When the size of the scatterers within the frazil ice is comparable to the wavelength, the scattering phase matrix is determined by applying the Mie scattering assumption [22]. In this case, the scatterers are modelled as being spherical in shape.
- As presented in section 2, air inclusions within the columnar ice are sparsely distributed. The scattering matrix for needle scatterers, of radius (r) and length (h), is obtained by applying the Rayleigh-Gans approximation [24], and their extinction coefficient is calculated via the forward scattering theorem [18], while the scattering phase matrix for spherical scatterers is modelled using the Rayleigh scattering approximation [18]. Both approximations hold for scatterers whose size is smaller than or comparable to the radar wavelength.

Surface Scattering Phase Matrix

The scattering terms that involve the main interfaces (snow/ice or air/ice and ice/water or ice/ground) were taken into account by incorporating a surface backscattering model into the Doubling Matrix formulation. Of the many surface backscattering models available, the Integral Equation Model (IEM) is used to calculate the surface scattering coefficient [18]. For this computation, the surface roughness spectrum is taken to be a power function, which is usually used for sea ice studies. The corresponding surface scattering and transmission phase matrices are constructed as per Ulaby et al. (1986, Appendix 13E).

River Ice Permittivity

The permittivity (ϵ_i) of freshwater ice is approximately 3.17 ± 0.001 . Like most materials, river ice permittivity is affected by the presence of impurities, and the presence of air inclusions will reduce its value. Thus, to determine all the phase matrices required in the model, the river ice permittivity is computed using the empirical formulas [18], with the fraction of air inclusions (p) embedded within each ice sublayer used as the input:

$$\epsilon_c = \epsilon_i \left(\frac{1 + 2py}{1 - py} \right) \quad (8)$$

where

$$y = \frac{1 - \epsilon_i}{1 + 2\epsilon_i} \quad (9)$$

Once the above specified phase matrices are determined, the different scattering mechanisms are combined using the Matrix Doubling algorithm [18]. If the scattering layer is isotropic, its total scattering coefficient is obtained:

$$\sigma_{pq}^0 = \sum_{m=0}^{\infty} \cos(\theta_i) \left[S_{T1}^m(\theta_i, \theta_j) \right]_{pq} \cos m(\phi_s - \phi) \quad (10)$$

4- SENSITIVITY TO THE RIVER ICE CHARACTERISTICS

The multilayer river ice model is used to simulate an ice cover made of one, two and three ice layers, with each layer having a given ice type, over a rough surface configuration, in order to illustrate the layering effects on the linearly polarized backscattering coefficients. For this analysis, there is no snow cover. In addition to the radar parameters (incidence angle, frequency and polarization), this model requires the following input data: ice cover thickness, ice cover porosity, size of scatterers within each ice layer and boundary characteristics (surface height standard deviation ($k\sigma$), correlation length (kL) and correlation function) (k is

the wave number of the host medium) of the main medium (air-ice and ice-water or ice-ground). The contribution of each the above mentioned parameters to the overall backscattering response was assessed using a series of modelling experiments, and the results are presented and discussed below.

A- Columnar Ice

As mentioned in section II, columnar ice formed in a river can be either clear or embedded with tubular or spherical air inclusions. To get a better understanding of the backscattering response with this ice type, numerical experiments were carried out on a single layer of columnar ice, with varying surface and volumetric characteristics.

1) Clear columnar ice

Fig. 2 shows the effects of ice cover surface parameters at the C-band (5.3 GHz) and for both co- (HH, VV) and cross- (VH) polarizations. The layer permittivity of pure ice relative to vacuum is approximately 3.17, and so backscattering from the air-ice interface contributes to the overall backscattered signal. First, we start by investigating the effects of the surface height standard deviation ($k\sigma$) at both air-ice and ice-water interfaces. As shown in Figs. 2(a)-(d), when ($k\sigma$) of both interfaces is low, the total backscattering coefficient is dominated by the ice-water interface. An increase of $k\sigma$ (e.g. 0.5) at the ice-water interface will cause a significant increase in the total radar response [Figs. 2(b)-(e)]. The contribution of the air-ice interface to the total response increases as its corresponding roughness $k\sigma$ increase as well [Figs. 2(c)-(d)]. However, the effect is much less pronounced because of the lower dielectric mismatch at the air-ice interface as compared to what is present at the ice-water interface. Further increasing $k\sigma$ to 1 at both boundaries causes the backscattering coefficient to further increase over a wider range of incidence angles. In such cases, the total response will depend on both river ice interfaces.

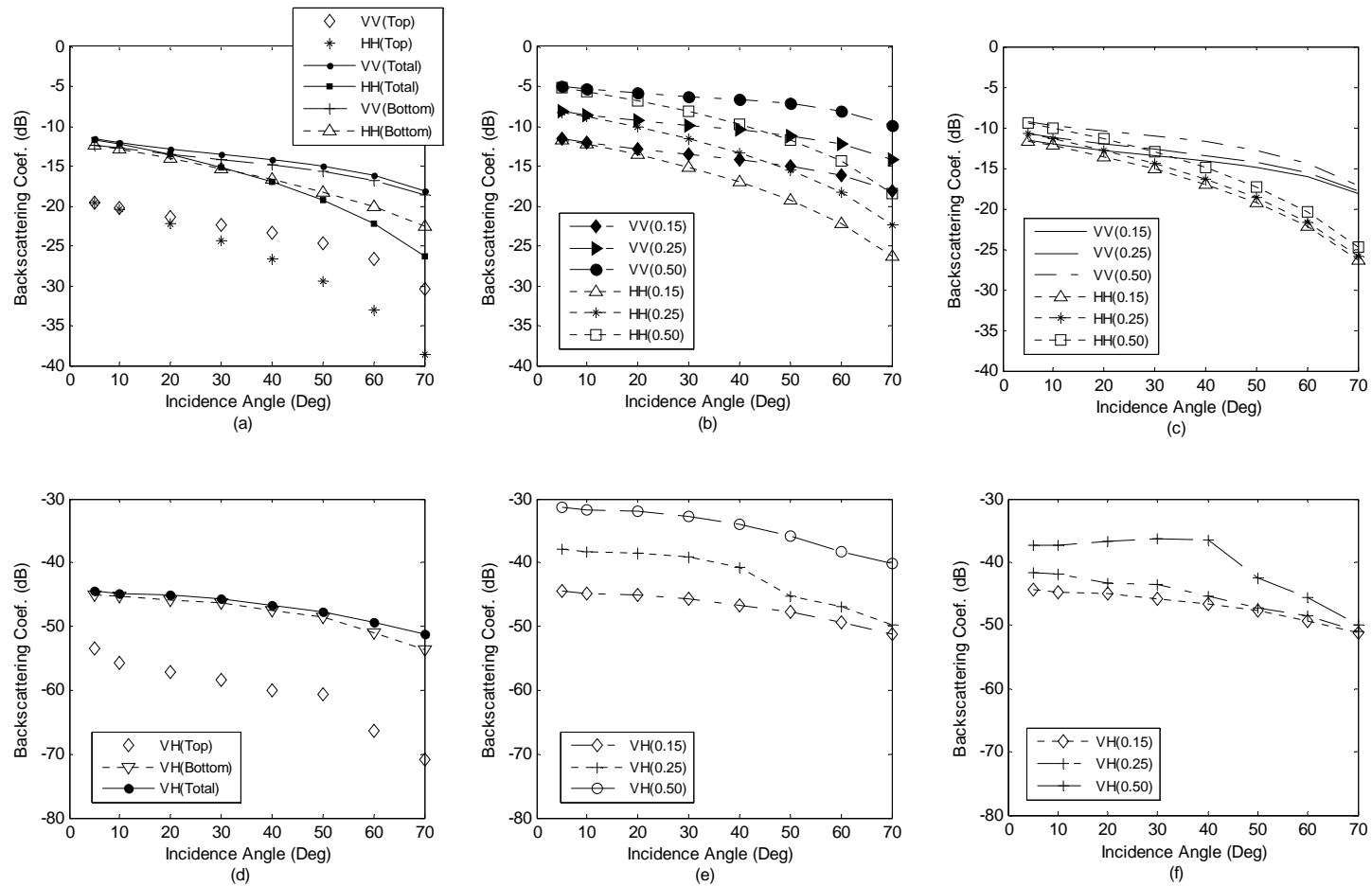


Fig.2. Effect of the surface standard height deviation ($k\sigma$) on the backscattering coefficient at C-band of a clear ice cover standing on water. Ice thickness is 30 cm. kL is the surface correlation length. k is the wave number.

(a, d): $(k\sigma, kL)$ of both air-ice and ice-water interfaces is (0.15, 1);

(b, e): $(k\sigma, kL)$ of air-ice interface is (0.15, 1); and

(c, f): $(k\sigma, kL)$ of ice-water interface is (0.15, 1).

In Fig. 3, we examine the effect of kL at the air-ice and ice-water interfaces for the VV polarization. In contrast to the top boundary, an increase in kL at the lower interface results in a notable increase in the total backscattering coefficient at smaller angles of incidence. This was expected because of the larger dielectric discontinuity present at the ice-water boundary. The same result was observed for the HH polarization.

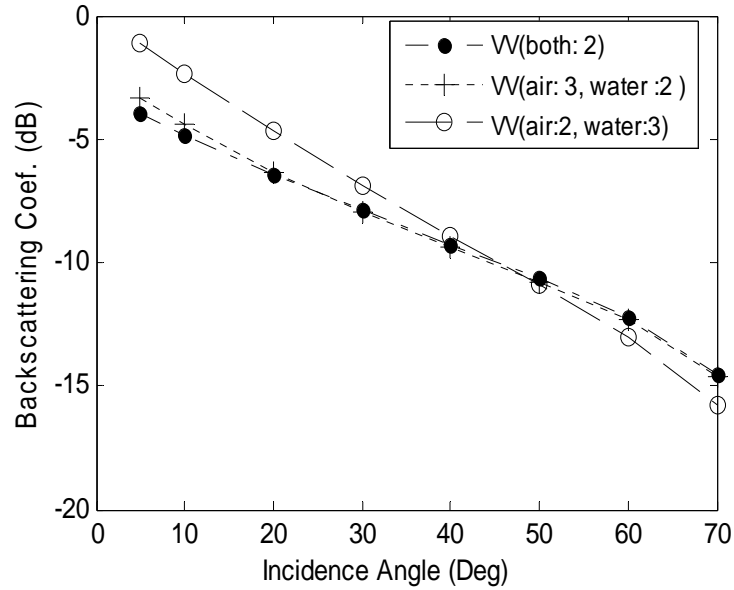


Fig.3. Effect of the surface correlation length (kL) on the backscattering coefficient at C-Band of a clear ice cover standing on water. Ice thickness is 30 cm. $k\sigma$ for air-ice and ice-water interfaces is 0.2.

Fig. 4 presents the effect of thickness on the total backscattering response for an ice cover characterized by a $(k\sigma, kL)$ of (0.2,2) and (0.15,2) for air-ice and ice-water, respectively. If the air inclusions are not present, an increase in the thickness of the clear columnar ice layer will actually cause a small decrease in the total backscattering coefficients because there is an increase in the optical thickness of the medium. This decrease may reach 1dB when the ice cover thickness attains 2m. Note that both HH and VV display the same sensitivity to ice thickness, which was expected, given the absence of scatterers inside the ice matrix.

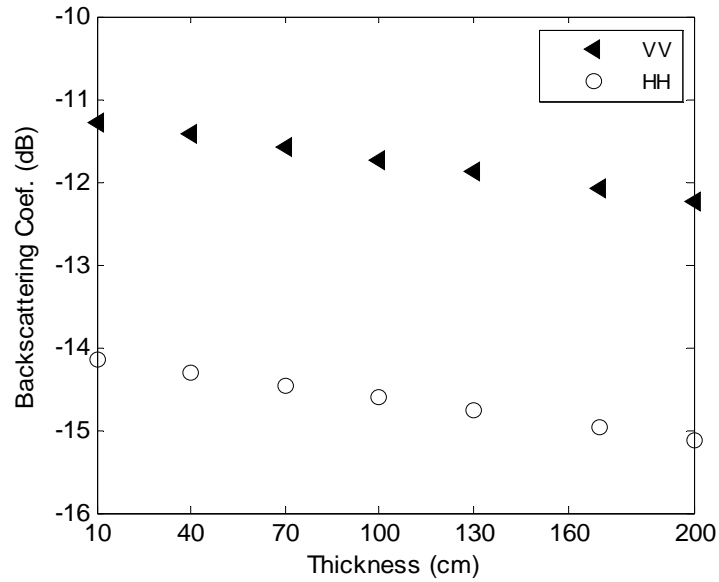


Fig.4. Effects of layer thickness on the backscattering coefficient at C-band of a clear ice cover standing on water. $(k\sigma, kL)$ for air-ice and ice-water interfaces is $(0.2, 2)$ and $(0.15, 2)$, respectively. Incidence angle is 40° .

The ice cover formed in natural fresh water bodies may be frozen to the bottom at some locations. As with floating ice covers, the total backscattering response will originate mainly from ice surfaces where a dielectric discontinuity is present in this case, the air-ice and the ice-ground interfaces; see Fig. 5. However, the total response generated will be lower (in this particular numerical experiment, by 5-10 dB) compared to that obtained with the floating ice cover. This is attributable to the fact that the ice-ground dielectric contrast $(3/8)$ is less than that for ice-water $(3/80)$. A rougher ice-ground interface may provide a similar radar response as a floating ice cover with a smooth ice-water interface, which could lead to some confusion in the interpretation of radar imagery.

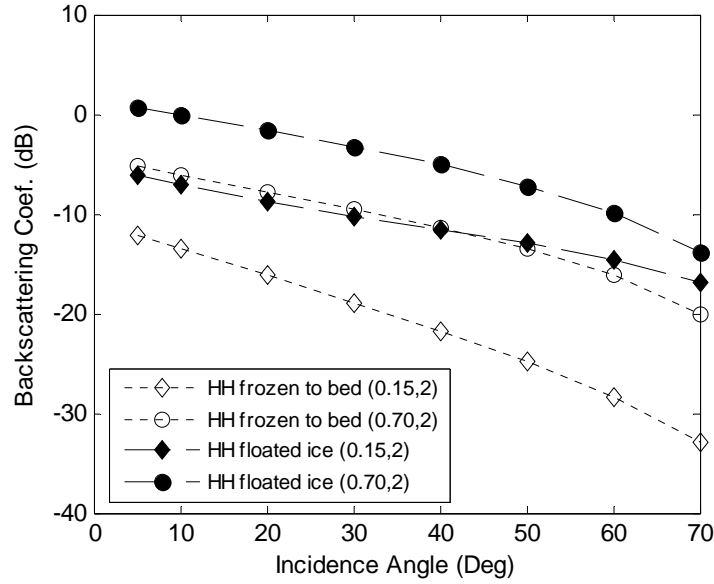


Fig.5. Comparison between a floating clear ice cover and a cover frozen up to the river bed. The backscattering coefficients are obtained at C-band for an ice cover of 100-cm thickness. $(k\sigma, kL)$ at the air-ice interface is (0.15,2). $(k\sigma, kL)$ for both ice-water or ice-bed interfaces are (0.15,2) and (0.7,2).

2) Columnar ice embedded with air inclusions

The presence of air inclusions within the columnar ice will cause a slight decrease in its relative permittivity, which reduces the surface backscattering of the air-ice boundary. However, these same inclusions can lead to an increase in the total response due to the volume and boundary-volume interactions. The contribution of spherical and tubular air inclusions are investigated in this study, and we saw that the concentration of spherical air inclusions within this ice type does not generally exceed 3%, and their sizes are often small as compared to the wavelength (Table I). Their contribution to the scattering mechanism was found to be small and indeed negligible. In contrast to this, and as shown in Figs. 6 and 7, tubular air inclusions contribute significantly to the total scattering mechanism. An increase in their volumetric fraction (p) leads to an increase in the total backscattering coefficient, as compared to clear columnar ice, for both HH and VV polarizations. Moreover, at small incidence angles, the VV polarization seems to be more affected by the vertical tubular air

inclusions than does the HH polarization (Fig. 6). This finding can be attributed to the inconsistency of the double-bounce mechanism.

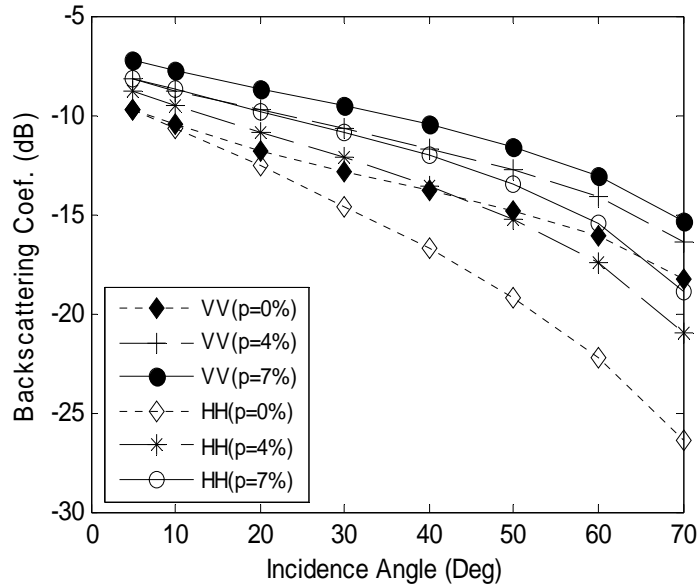


Fig.6. Comparison between a clear ice cover and columnar ice cover embedded with tubular air inclusions ($r=0.15\text{cm}$, $h=2\text{cm}$, and volume fraction $p=4\%$ and 7%). The backscattering coefficients are obtained at C-band for an ice cover of 30-cm thickness. $(k\sigma, kL)$ for both air-ice and ice-water interfaces is $(0.15, 1)$.

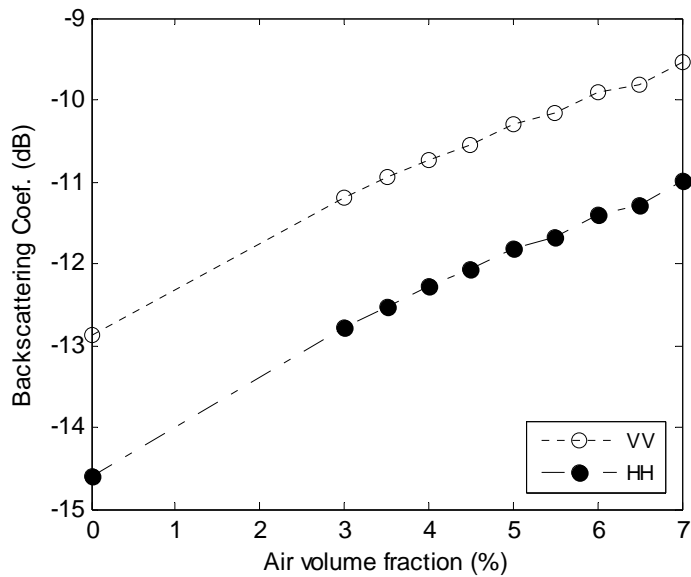


Fig.7. Effect of air volume fraction on the backscattering coefficient at C-band with an incidence angle of 30° . The columnar ice is 50-cm thick and is embedded with tubular inclusions ($r=0.15$ and $h=2\text{cm}$). $(k\sigma, kL)$ are $(0.2, 1.8)$ and $(0.15, 1)$ for air-ice and ice-water interfaces respectively.

If tubular air inclusions are present within this ice type, then an increase in its layer thickness leads to an increase in the volume and volume-boundary scattering contributions. The results of the numerical experiments are presented in Fig. 8 for both HH and VV polarizations. Here, the surface roughness parameters are (0.2,1.8) and (0.15,1) for air-ice and ice-water interfaces, respectively, and the tubular air inclusions have a radius (r) of 0.15cm, a length (h) of 2cm, and a volumetric fraction (p) 7%. For this particular numerical experiment, increasing the ice thickness to 25cm resulted in a significant increase in the co-polarized backscattering coefficients to about 9 dB.

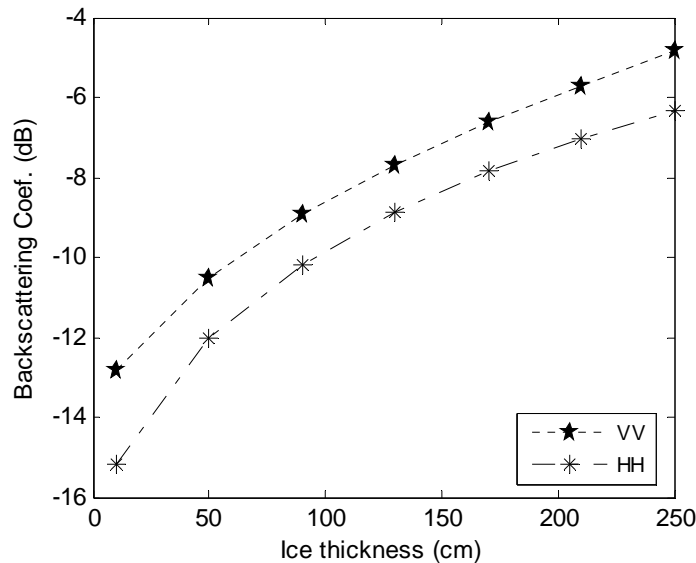


Fig.8. Effects of ice layer thickness on the backscattering coefficient at C-band and at an incidence angle of 40°. The columnar ice is embedded with tubular inclusions ($r=0.15$, $h=2$ cm and $p=7\%$). ($k\sigma, kL$) is (0.2,1.8) and (0.15,1) for air-ice and ice-water interfaces respectively.

B- Frazil Ice

The ice sheet in the river at the beginning of winter may be formed in some locations with only frazil ice. Within this ice type, air inclusions can be either concentrated in a few large pockets or distributed across many small and closed pockets (Table I). Investigations on the sensitivity of the backscattering coefficient to the presence of these air inclusions are carried out by varying their volume fraction and size, respectively.

As presented in section III-A, the DM-PACT theory was applied for small and closed air inclusions. The radar response from the frazil ice is compared first to that of the clear columnar ice. For this illustration, the volume fraction of air inclusion (p) was varied between 0 and 18% (density between 0.917 and 0.75). As shown in Fig. 9, at the C-band, the total backscattering response seems to be weakly affected by the presence of these scatterers for both co- and cross-polarizations. In addition, the computation of the extinction loss for an ice cover density of 0.75 with an air inclusion radius of 0.5, 0.7 and 1 mm gives 0.113, 0.174, and 0.365 dB/m, respectively. Thus, the volume scattering contribution at this band frequency is negligible. Of course, this contribution increases as the layer thickness increases as well.

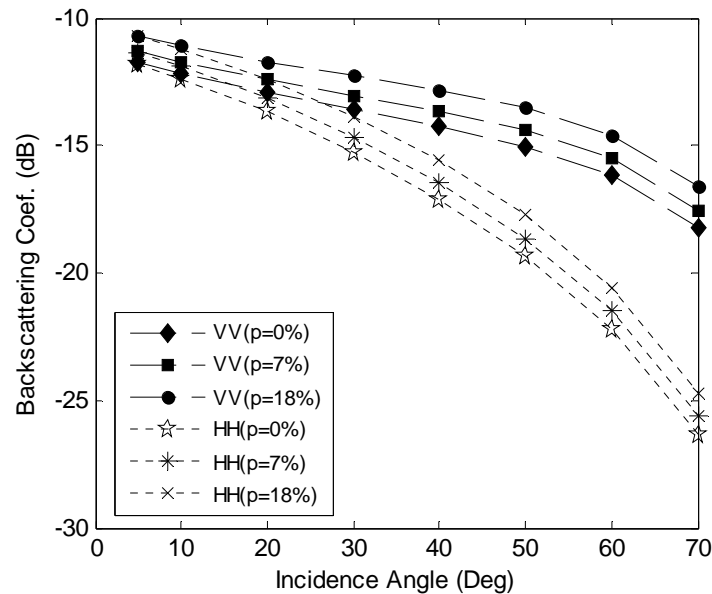


Fig.9. Comparison between a clear ice cover and a frazil ice cover embedded with spherical air inclusions ($r=0.05\text{cm}$, volume fraction $p=7\%$ and 18%). The backscattering coefficients are simulated at C-band for an ice cover of 30-cm thickness. ($k\sigma, kL$) for both air-ice and ice-water interfaces is (0.15,1).

A comparison between the frazil ice and clear ice at different frequencies (5.3, 10 and 15 GHz) was established. As shown in Fig. 10, for a high frequency, the volume contribution seems to have a significant effect on the total radar response. Moreover, for high-incidence angles, the range between the total radar response of the frazil ice and clear ice increase as the

frequency is increased. For example, at 15 GHz, and an incidence angle of 40°, this range may reach 4dB, versus what is obtained at 5.3 GHz, which reaches 1.5dB.

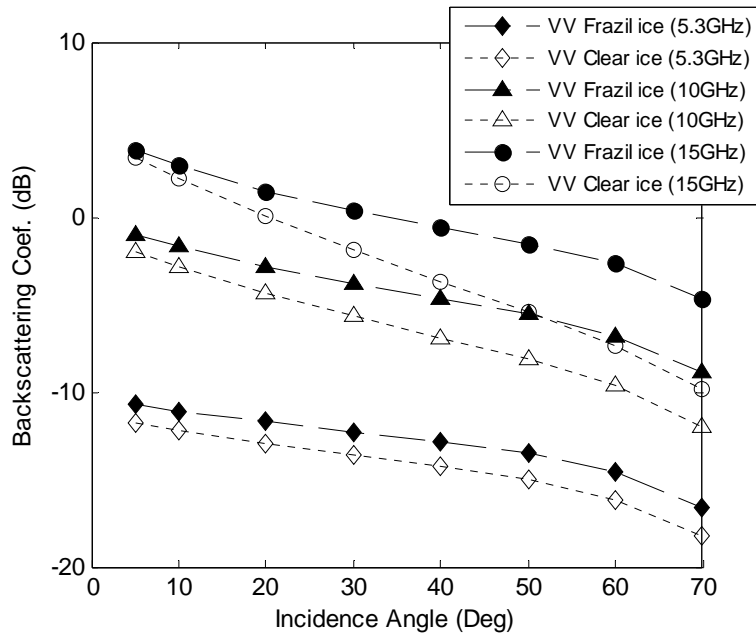


Fig.10. Comparison between a clear ice cover and a frazil ice cover embedded with spherical air inclusions ($r=0.05\text{cm}$, volume fraction $p=18\%$) for different radar frequencies (5.3GHz, 10GHz and 15GHz). The backscattering coefficients are simulated for an ice cover of 30-cm thickness. $(k\sigma, kL)$ for both air-ice and ice-water boundaries is $(0.15, 1)$.

The radius of air inclusions within this ice type can typically range between 0.2 and 0.7cm (Table I). As expected, these inclusions cause significant backscatter in co- and cross-polarizations. As presented in Fig. 11, even if the ice layer is only 5cm, their occurrence within the ice can cause a significant increase in the total scattering response, as compared to small and closed air inclusions. Moreover, these contributions become more significant as the layer thickness increases, for both like polarizations (Fig. 12).

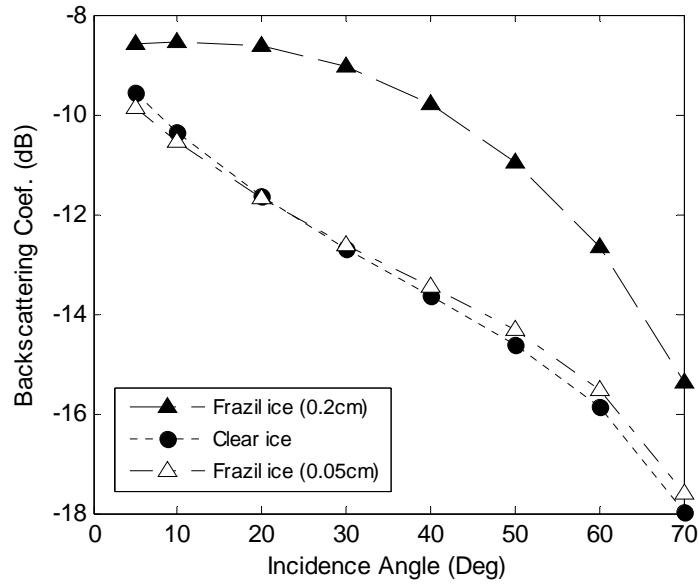


Fig.11. Comparison between a clear ice cover, a frazil ice cover embedded with spherical air inclusions ($r=0.2\text{cm}$, $p=24\%$), and a frazil ice cover embedded with small and closed air inclusions ($r=0.05\text{cm}$, $p=24\%$). Both ices layers have are 5-cm thick. $(k\sigma, kL)$ for both ice air-ice and ice-water boundaries is $(0.15, 1)$.

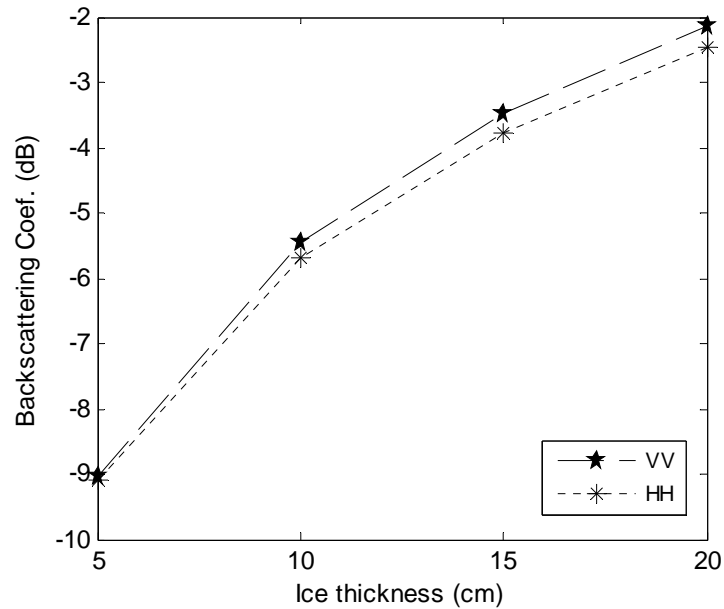


Fig.12. Effects of layer thickness on frazil ice backscattering coefficients at C-band and an incidence angle of 30° . $r=0.2\text{cm}$, $p=24\%$. $(k\sigma, kL)$ for both air-ice and ice-water boundaries is $(0.15, 1)$.

C- Snow Ice

Snow ice never occurs alone in the river, and is always superposed on an established ice cover. To illustrate its effect on the total radar response, a 20cm thick sheet of this ice type was first superposed to 30cm thick of clear columnar ice. As with the frazil ice, the DM-PACT theory was applied for small and closed air inclusions embedded in the snow ice. At the C-band, spherical air inclusions with radii ranging from 0.025 to 0.1 cm weakly affected the total backscattering (see Fig. 13). When it is superposed to columnar ice embedded with tubular air inclusions, the backscattering coefficients increase further, as a result of multiple scattering which occurs between the scatterers of each ice layer. Moreover, as with frazil ice, when the volume fraction and size of air inclusions are increased beyond 20% and 0.2 cm respectively, the volume and volume boundary scattering contributions to the total backscattering response will increase as well. The effect of these air inclusions on the volume scattering contribution is more significant as the snow ice layer thickness increases.

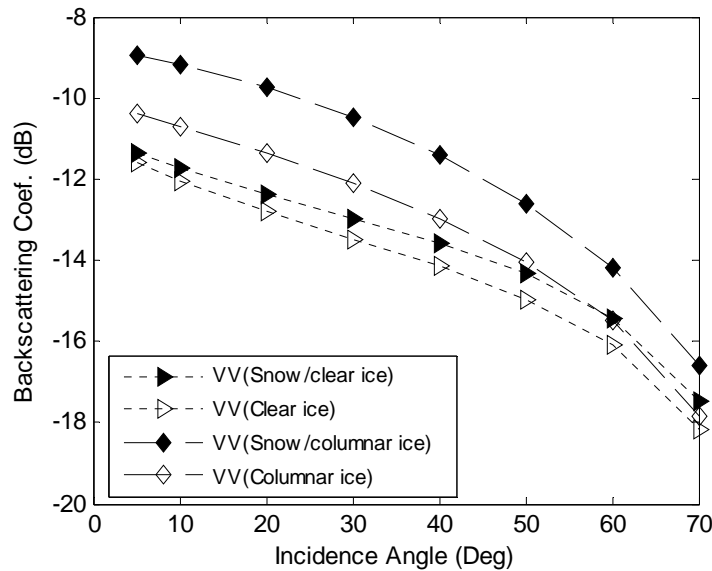


Fig.13. Effect of snow ice on columnar ice backscattering coefficients at C-band. The snow ice is 20-cm thick, volume fraction $p=18\%$ and $r=0.05$ mm. The columnar ice is either clear or embedded with tubular air inclusions ($r=0.15$ cm and $h=2$ cm) and is 30-cm thick. $(k\sigma, kL)$ for both air-ice and ice-water boundaries is (0.15,1).

D- Ice Cover Formed with Three Ice Types

Later in winter, as its thickness increases, the ice cover may comprise the three ice types mentioned above (columnar ice, frazil ice, and snow ice), arranged in a series of layers reflecting the hydrodynamics and hydro-climatological conditions at the site. The last section separately examined the presence of these ice types in the river. To illustrate their combined effects on the total backscattering response, they are compared to a clear ice and frazil ice with identical roughness boundaries. Ice cover characteristics used for this simulation were retrieved from ice core measurements at the Athabasca River [15] (see Fig. 14). The following paragraph presents the simulated results pertaining to ice core 1A in this figure.

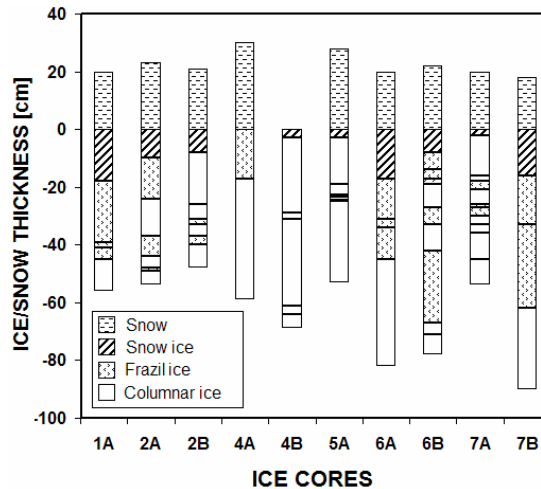


Fig.14. Ice stratification from ice samples taken in the Athabasca River, Alberta, during 2006.

As presented in Fig. 15, and unlike clear ice, the backscattering coefficient decreases slightly over a wide range of incidence angles, which leads us to conclude that the total scattering mechanism depends mainly on volume scattering caused by scatterers of the different ice layers. At the C-band, the snow ice is transparent for radar signals, and thus, the increased backscattering coefficients observed for the 1A ice core, versus what is seen for frazil ice, is caused by the multiple scattering occurring between scatterers of the different ice

layers forming the ice core. The contribution of this mechanism increases in significance as the ice type increase in thickness.

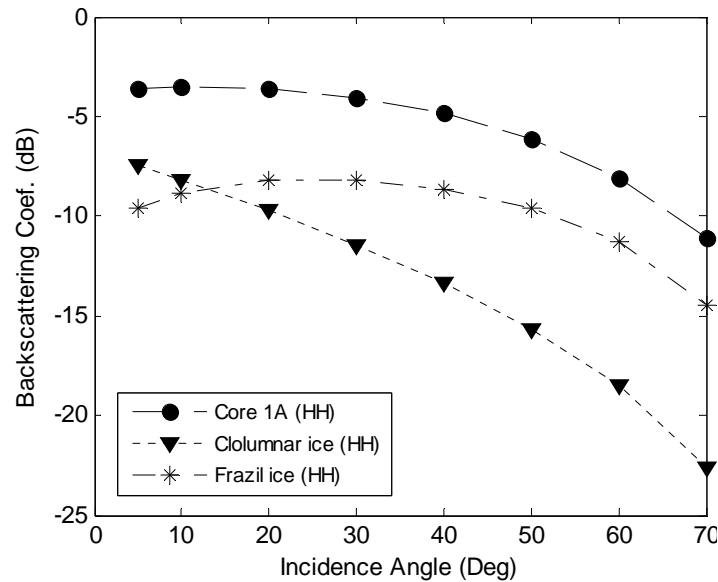


Fig.15. Comparison between the backscattering coefficients at C-band of columnar ice (thickness = 11cm, $p=1\%$ and $r=0.05\text{cm}$), frazil ice (thickness: 21cm, $p=10\%$ and $r=0.15\text{cm}$) and ice core 1A. Ice core 1A has also a layer of snow ice (thickness: 18cm, $p=8\%$ and $r=0.05\text{cm}$). ($k\sigma, kL$) for both air-ice and ice-water boundaries is (0.20,1).

E- Presence of Snow Cover on the River Ice

The ice cover may be covered with a snow layer in some areas. If the snow is dry, then the radar signal penetration is higher. As shown in Fig. 16, the occurrence of a 20 cm-thick dry snow layer on an ice cover will cause a slight increase in the total response at the small incidence angle; the increase becomes more significant as the incidence angle gets bigger ($>50^\circ$), and as the snow layer appears thicker to the radar signal.

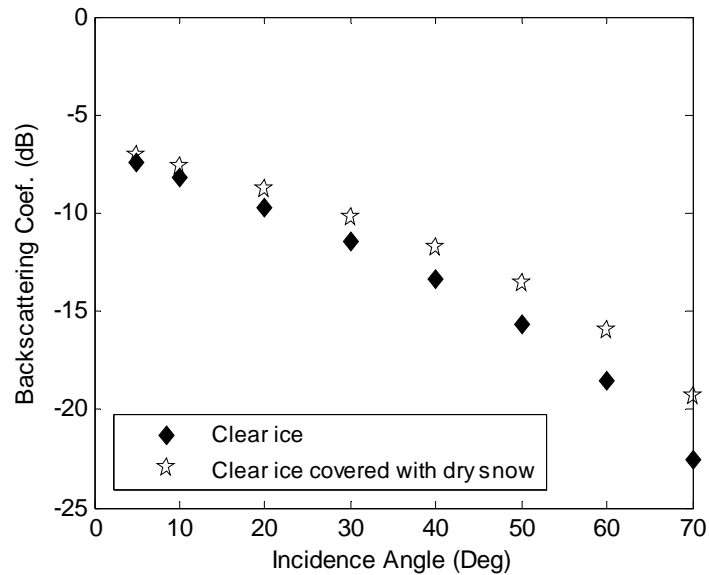


Fig.16. Comparison between the backscattering coefficients of clear ice of 50 of thick and clear ice that is covered with dry snow layer. Ice thickness is 50 cm. Snow depth is 30 cm, snow density = 0.29 and snow radius = 0.03cm. $(k\sigma, kL)$ are (0.15,1) and (0.25,1) for air-ice and ice-water interfaces respectively. $(k\sigma, kL)$ of air-snow interface is (0.05,0.7).

6- COMPARISON OF MEASUREMENTS AND THEORY

To validate our model, we used it to compare computed backscattering data to measured data collected from the Athabasca River in Alberta.

During the winter of 2006, field sampling programs were conducted at several selected sampling sites on this river. The ice samples were extracted from the river using an ice corer measuring 70 mm in diameter. At each site, additional observations, such as measurements of the total ice thickness and of the depth of snow overlying the ice cover, were acquired. The physical description of all the extracted ice cores was established in cold rooms at the University of Alberta Department of Civil and Environmental Engineering (Fig. 14), and included an evaluation of the depth and densities profiles of the ice types formed in the river, as well as the size, shape and distribution of air inclusions. The roughness of the ice undersurface was not measured. However, since the measurements were taken late in the winter (at the end of March 2005), it can be premised that the ice-water interface was smooth

as a result of the flow erosion action on the ice cover. For the simulations, the roughness values were assumed to be constant for all study sites.

The radiometric measurements for the validation of our microwave model were acquired by RADARSAT-1 (C-HH), using the *Fine beam* mode, with field observations carried out on the river simultaneously. The radar image was first geo-referenced and then filtered by a (5×5) mean filter to reduce the speckle. To allow the extraction of the backscatter coefficient of the different study locations, the radar image was classified using the unsupervised classification proposed by Gauthier et al, (2003) [27]. At each location, the corresponding backscatter coefficients were calculated by averaging the intensities of pixels belonging to the same ice class around the point location. Furthermore, the confidence interval was calculated using the standard deviation at 95% (Fig. 17). As suspected, their ranges were small, proving that sites selected were homogeneous.

Fig. 17 presents a comparison of the measured backscattering coefficients with the simulated ones. The absolute radiometric accuracy of the RADARSAT-1 image was found to be ± 1 dB [28]. Thus, we can consider that the model simulations of the most ice cores are in good agreement (≤ 2 dB) with radar measurements. The difference observed for core 4B is perhaps related to the presence of sediments and grass within the ice core. For cores 1A and 6A, the simulated backscattering coefficient is greater than the measured value. These significant differences may be due to the fact that air inclusions within the frazil ice layer which are irregular in shape and are unevenly distributed, are modelled as spherical and uniformly distributed. As well, the assumption of a single roughness value for all cores also contributed to some of the differences obtained between the measured and simulated radar backscatter data.

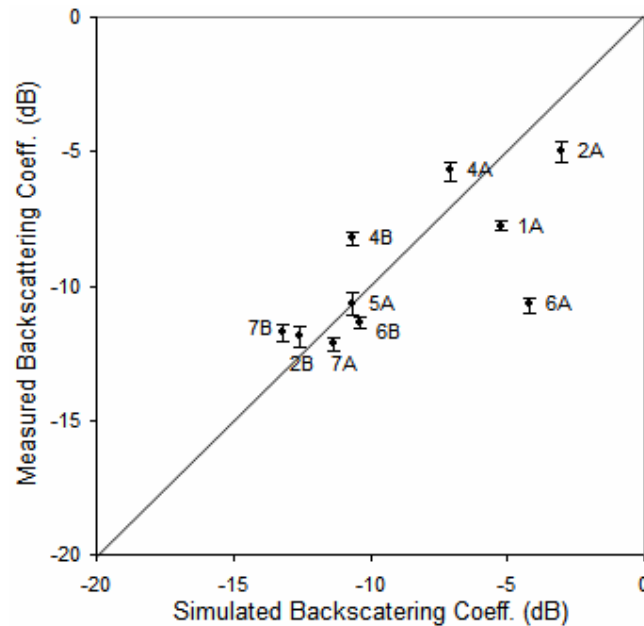


Fig.17. Measured backscattering coefficients as observed by RADARSAT-1 versus simulated values. The input model data was based on laboratory measurements established in cold rooms at the University of Alberta Department of Civil and Environmental Engineering.

7- CONCLUSION AND DISCUSSION

The ice cover formed in natural fresh water bodies consists of at least one of the following ice types: columnar ice, frazil ice and snow ice, with air inclusions embedded within these ice types having different physical characteristics. The interaction of the radar signal with the ice cover is strongly dependent on the physical properties of the ice cover itself: when the cover consists of clear columnar ice, backscattering coefficients depend on the combination of the air-ice and ice-water (or ice-ground) interfaces; if the air-ice boundary is smooth, its contribution to the total backscattering coefficient becomes negligible. In such case, the total response is equivalent to an ice-water scattering problem when there is no snow, and to a snow layer and ice-water scattering problem if there is snow cover over the ice layer. An increase in the roughness of the two interfaces will increase the total backscattering return. If tubular air inclusions are present within this ice type, they cause an increase in the backscattering coefficients as a result of the double-bounce mechanism. On the other hand, at

the C-band, the presence of small and closed spherical air inclusions within the snow ice or frazil ice cause just a small increase in the total backscattering coefficient, which may reach 1.5 dB (Figs. 9 and 13). At higher frequencies (such as the X band), these inclusions cause a significant increase in the total response due to volume and volume-boundary interactions. The presence of large air inclusions (as compared to the wavelength) within a few centimetres of snow or frazil ice also lead to a significant increase in the total response. Superposing two or more of these ice types also causes a further increase in the total response because of the multiple volume interactions that occur between layers. Increasing the volume fraction and size of air inclusions allows multiple volumes scattering to dominate over a wide range of incidence angles. Regardless of the shape or size of air inclusions, increases in ice cover thickness invariably lead to an increase in total backscattering coefficients.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to express their gratitude for the funding providing by the NCE Network, GEOIDE. We thank the Department of Civil and Environmental Engineering at the University of Alberta for the field measurements provided.

REFERENCES

- [1] P.V. Sellmann, W.F. Weeks, W.J. Campbell, Use of side-looking airborne radar to determine lake depth on the Alaskan North Slope, US Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, NH., SR 230, 1975.
- [2] C. Elachi, M.L. Bryan, "Imaging radar observations of frozen arctic lakes," *Remote Sensing of Environment*, 5, 169-175, 1976.
- [3] W.F. Weeks, A.G. Fountain, M.L. Bryan, C. Elachi, "Differences in radar return from ice-covered north slope lakes," *Journal of geophysical Research*, 83, 4069-4073, 1978.
- [4] R.A. Melloh, L.W. Gatto, "Interpretation of passive and active microwave imagery over snow-covered lakes and rivers near Fairbanks Alaska," Proceedings of the Applications of remote sensing in hydrology workshop, Saskatoon, 259-278, February 1990.

- [5] D. Thibault, L. Bilodeau, M.H. Briand, R. Leconte, M. Rheault, Suivi du couvert de glace à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT-1, phase II, Rapport présenté au service Gestion de la technologie Hydro Québec, 74 p et annexe, 1996.
- [6] K.M. Morris, M.O. Jeffries, W.F. Weeks, "Ice processes and growth history on arctic and subarctic lakes using ERS-1 SAR data," *Polar Record*, 31(177), 115-128, 1995.
- [7] M.O. Jeffries, K. Morris, W.F. Weeks, "Structural and stratigraphic features and ERS-1 synthetic aperture radar backscatter characteristics of ice growing on shallow lakes in NW Alaska, winter 1991-1992," *Journal of Geophysical Research*, 99(C11), 22.459-22.471, 1994.
- [8] H. Wakabayashi, M.O. Jeffries, W.F. Weeks, "C-band backscatter from ice on shallow tundra lakes: Observation and modelling," Proceeding of the First ERS-1 Symposium-Space at the service of our Environment, European Space Agency Spec. Publ., ESA SP-359, 333-337, 1993.
- [9] R. Leconte, P.D. Klassen, "Lake and River Ice Investigations in Northern Manitoba Using Airborne SAR imagery," *Arctic*, 44(1), 153-163, 1991.
- [10] D.K. Hall, D.B. Fagre, F. Klasner, G. Linebaugh, and G.E. Liston, "Analysis of ERS-1 synthetic aperture radar data of frozen lakes in northern Montana and implication for climate studies," *Journal of Geophysical Research*, 99(C11): 22.473-22.482, 1994.
- [11] W.F. Weeks, A.J. Gow, R.J. Schertler, Ground truth observations of ice covered North Slope lakes imaged by radar, CRRL Res. Rep. 81-19, 17p., US Army Cold Reg. Res and Eng. Lab., Hanover, N.H., 1981.
- [12] M.L. Bryan, R.W. Larson, "The study of fresh water lake ice using multiplexed imaging radar," *Journal of Glaciology*, 14(72): 445-457, 1975.
- [13] B. Michel, R.O. Ramseier, Classification of river and lake ice based on its genesis, structure and texture, rapport S-15, Département de Génie Civil, Section Mécanique des Glaces, Université Laval, 1969.
- [14] G.D. Ashton, River and Lake Ice Engineering, Water Resources Publications, Littleton Colorado, 485, 1986.
- [15] I. Gherboudj, M. Bernier, F. Hicks, R. Leconte, "Physical characterization of air inclusions in river ice," *Cold Region Research*, 49, 179-194, 2007.
- [16] B. Michel, Winter regime of rivers and lakes, Corps of Engineers, U. S. Army, Hanover, New Hampshire, p130, April, 1971.
- [17] F. Hicks, Professor at the Department of Civil and Environmental Engineering at the University of Alberta, personnel communication.
- [18] A.K. Fung, Microwave Scattering and Emission Models and their Applications, Artech House, Inc., Boston, London, 573 p, 1994.

- [19] A. Ishimaru, Wave Propagation and Scattering in Random Media, Academic, London, 1-40.
- [20] L. Tsang, J.A. Kong, R. Shin, Theory of Microwave. Remote Sensing, Wiley-Interscience, New York, 119-168, 1985.
- [21] J. Kuga, M.W. Whitt, K.C. McDonald, F.T. Ulaby, Radar Polarimetry for Geoscience Applications, (edited. by F. Ulaby and C. Elachi), Artech House, Norwood, MA, Chap. 4, 1990.
- [22] F.T. Ulaby, R.K. Moore, A.K. Fung, Microwave Remote Sensing Active and Passive, vol. III, From Theory to Application, Artech House, Dedham, 2162 p, 1986.
- [23] H. T. Chuah, S. Tjuatja, A.K. Fung, J.W. Bredow, "A phase matrix for a dense discrete random medium: evaluation of volume scattering coefficient," *IEEE Trans. on Geosciences. Remote Sensing*, vol. 34, No. 5, 1137-1143, 1996.
- [24] M.A. Karam, A.K. Fung, Y.M. Mantar, "Electromagnetic wave scattering from some vegetation samples," *IEEE Trans. Geosciences. Remote Sensing*, vol. 26, 799-808, 1988.
- [25] E. Veysoglu, J. A. Kong, "Multi-scale correlation functions," *Progress Electromagnetics Research*, vol. PIER 14, 279-315, 1996.
- [26] R. Leconte, S. Daly, Y. Gauthier, N. Yankielun, F. Bérubé, M. Bernier, "A controlled experiment to retrieve river ice characteristics from an FMCW radar system," CGU HS Committee on River Ice Processes and the Environment, 14th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers Quebec City, June 19-22, 2007.
- [27] Gauthier, Y. Weber, F. Savary, S. Jasek, M. Paquet, L.M. Bernier, M. "A combined classification scheme to characterise river ice from SAR data," EARSel Proceedings, vol. 5, No 1, 77-88, 2006.
- [28] S.K. Srivastava, S. Cote, P. Le Dantec, R.K. Hawkins, K. Murnaghan, "RADARSAT-1 calibration and image quality evolution to the extended mission," *Advances in Space Research*, vol. 39, 7-12, 2007.

ABSTRACT

A microwave backscatter model was developed to help provide an understanding of the interaction of a radar signal with the different ice types formed on natural fresh water bodies. This model was based on the radiative transfer theory, which is solved by the "Doubling Matrix Method". This numerical method provides an explanation for scattering effects due to volume, boundaries, boundary-volume interactions and coupling between layers. Three ice

types were analyzed: columnar ice, frazil ice and snow ice, and simulations with the model proved that the radar response from river ice cover depends on both ice cover boundaries. The shape and distribution of air inclusions within the different ice types have a significant impact on their contributions to the total response. The presence of tubular air inclusions within columnar ice causes an increase in the total response as a result of a double-bounce scattering. Small spherical and closed air inclusions within snow ice and frazil ice generate significant backscattering at high frequencies due to volume and surface-volume scattering. A further increase in the ice cover thickness with air inclusions also causes increased scattering. Superposing two or more of these ice types causes considerable multiple scattering between layers. Finally, radar-ice measurements collected over the Athabasca River were employed to further validate the model, and satisfactory results were obtained.

ANNEXE 2

SOLUTION ITÉRATIVE DE L'ÉQUATION DU TRANSFERT RADIATIF

ANNEXE 2 : SOLUTION ITÉRATIVE DE L'ÉQUATION DU TRANSFERT RADIATIF

Cette méthode consiste à développer le vecteur de Stokes modifié en série d'ordres de perturbation en considérant l'albédo comme un paramètre faible. Le coefficient de diffusion bistatique qui lie les intensités incidentes aux intensités diffusées est donné comme suit,

$$\sigma_{pq}(\theta_i, \phi_i, \theta_s, \phi_s) = \sigma_{pq}(0) + \sigma_{pq}(1) + \sigma_{pq}(2) \quad (\text{A2.1})$$

où $\sigma_{pq}(0)$, $\sigma_{pq}(1)$ et $\sigma_{pq}(2)$ sont les solutions d'ordre zéro, un et deux de l'équation (4.25) respectivement. q est la polarisation du champ incident et p est la polarisation du champ diffusé.

Les différents termes contribuant aux solutions $\sigma_{pq}(0)$, $\sigma_{pq}(1)$ sont donnés comme suit (Fung, 1994)

$$\sigma_{pq}(0) = \sigma_{pq}^s = \sigma_{pq}^{s1} + \sigma_{pq}^{s2} \quad (\text{A2.2-a})$$

$$\sigma_{pq}(1) = \sigma_{pq}^{vs}(m \rightarrow s2) + \sigma_{pq}^{vs}(s2 \rightarrow m) + \sigma_{pq}^v \quad (\text{A2.2-b})$$

Les indices supérieurs s, vs, et v représentent les termes de diffusion de surface, des interactions surface-volume, et de diffusion de volume, respectivement. Les indices s1 et s2 représentent les interfaces supérieure et inférieure respectivement.

$\sigma_{pq}^{vs}(m \rightarrow s2)$ est la diffusion des particules sur l'eau suivie d'une réflexion en direction du radar. Cependant, $\sigma_{pq}^{vs}(s2 \rightarrow m)$ traduit une réflexion sur la surface d'eau suivie d'une diffusion par les particules en direction du radar.

Les expressions des termes de la diffusion de surface sont (Fung, 1994) :

$$\sigma_{pq}^{s1}(\theta_i, \phi_i, \theta_s, \phi_s) = \sigma_{pq}^{o1}(\theta_i, \phi_i, \theta_s, \phi_s) \quad (\text{A2.3-a})$$

$$\begin{aligned} \sigma_{pq}^{s2}(\theta_i, \phi_i, \theta_s, \phi_s) &= \cos \theta_s T_{lp}(\theta_s, \theta_{ts}) T_{lq}(\theta_{ti}, \theta_i) \sec \theta_{ts} \\ &\times L_p(\theta_{ts}) L_q(\theta_{ti}) \sigma_{pq}^{o2}(\theta_{ts}, \phi_{ts}, \theta_{ti}, \phi_{ti}) \end{aligned} \quad (\text{A2.3-b})$$

Les termes $\sigma_{pq}^{o1}(\theta_i, \phi_i, \theta_s, \phi_s)$ et $\sigma_{pq}^{o2}(\theta_{ts}, \phi_{ts}, \theta_{ti}, \phi_{ti})$ sont les coefficients de diffusion de l'interface supérieure et l'interface inférieure calculés par un modèle de diffusion de surface. Les angles θ_{ti} et θ_{ts} dans le milieu sont reliés aux angles θ_i et θ_s par la loi de Snell respectivement. T est la transmittivité du milieu. L_u qui interprète les atténuations causées par le milieu est donnée par la relation,

$$L_u(\theta) = \exp[-\kappa_e(\theta) d_i \sec \theta] \quad (\text{A2.4})$$

où d_i est l'épaisseur de la couche de glace et κ_e est le coefficient d'extinction de volume.

Les termes des interactions surface-volume sont donnés par (Fung, 1994)

$$\begin{aligned} \sigma_{pq}^{vs}(m \rightarrow s2) &= \cos \theta_s T_{lp}(\theta_s, \theta_{ts}) T_{lq}(\theta_{ti}, \theta_i) \sec \theta_{ts} \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \sin \theta \sec \theta d\theta \\ &\times \sum_{u=h,v} \sigma_{pq}^{s2}(\theta_{ts}, \phi_{ts}; \pi - \theta, \phi) \\ &\times P_{uq}(\pi - \theta, \phi; \pi - \theta_u, \phi_u) \frac{L_u(\theta) - L_q(\theta_{ti})}{\kappa_{eq}(\theta_{ti}) \sec \theta_{ti} - \kappa_{eu}(\theta_{ti}) \sec \theta'} \end{aligned} \quad (\text{A2.5-a})$$

$$\begin{aligned} \sigma_{pq}^{vs}(s2 \rightarrow m) &= \cos \theta_s T_{lp}(\theta_s, \theta_{ts}) T_{lq}(\theta_{ti}, \theta_i) L_q(\theta_{ti}) \sec \theta_{ts} \int_0^{2\pi} d\phi \int_0^{\pi/2} \sin \theta \sec \theta d\theta \\ &\times \sum_{u=h,v} P_{pu}(\theta_{ts}, \phi_{ts}; \theta, \phi) \sigma_{uq}^{s2}(\theta, \phi; \pi - \theta_{ti}, \phi_{ti}) \\ &\times \frac{L_p(\theta_{ts}) - L_u(\theta)}{\kappa_{eu}(\theta) \sec \theta - \kappa_{ep}(\theta_{ts}) \sec \theta_{ts}} \end{aligned} \quad (\text{A2.5-b})$$

$$\begin{aligned} \sigma_{pq}^v &= 4\pi \cos \theta_s T_{lp}(\theta_s, \theta_{ts}) T_{lq}(\theta_{ti}, \theta_i) \sec \theta_{ts} P_{pq}(\theta_{ti}, \phi_{ti}; \pi - \theta_{ti}, \phi_{ti}) \\ &\times \frac{1 - L_p(\theta_{ts}) L_q(\theta_{ti})}{\kappa_{eq}(\theta_{ts}) \sec \theta_{ts} - \kappa_{ep}(\theta_{ti}) \sec \theta_{ti}} \end{aligned} \quad (\text{A2.5-c})$$

ANNEXE 3

DIFFUSION D'UN MILIEU NON HOMOGÈNE AVEC INTERFACES

ANNEXE 3 : DIFFUSION D'UN MILIEU NON HOMOGENÈNE AVEC INTERFACES

Considérons le cas où le milieu 1 est homogène et le milieu 2 est hétérogène. Les matrices de réflexion et de transmission effectives, \tilde{R}_{12} et \tilde{Q}_{21} , présentées à la **Figure A3.4-a**, sont données par les équations suivantes :

$$\tilde{R}_{12} = R_{12} + Q_{12}S_2(I - R_{21}S_2)^{-1}Q_{12} \quad (\text{A3.1-a})$$

$$\tilde{Q}_{21} = (I - R_{21}S_2)^{-1}Q_{21} \quad (\text{A3.1-b})$$

Lorsque l'intensité incidente est renversée comme montré dans la **Figure A3.1**, les matrices de réflexion et de transmission effectives \tilde{R}_{21} et \tilde{Q}_{12} sont données par les équations suivantes :

$$\tilde{R}_{21} = R_{21}(I - S_2R_{21})^{-1} \quad (\text{A3.2-a})$$

$$\tilde{Q}_{12} = Q_{12}(I - S_2R_{21})^{-1} \quad (\text{A3.2-b})$$

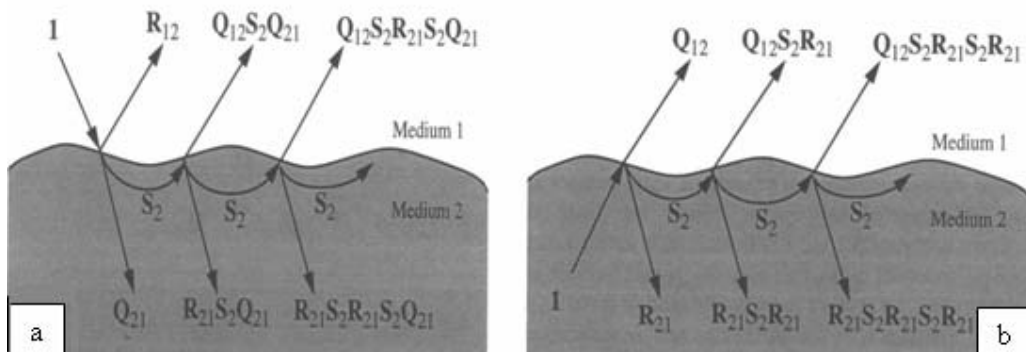


Figure A3.1 Processus de diffusion à l'interface séparant deux milieux (Fung, 1994)

Les équations peuvent être exprimées en fonction des coefficients de Fourier comme suit :

$$\tilde{R}_{12}^m = R_{12}^m + f_m^2 Q_{12}^m S_2^m (I - f_m^2 R_{21}^m S_2^m)^{-1} Q_{12}^m \quad (\text{A3.3-a})$$

$$\tilde{Q}_{21}^m = (I - f_m^2 R_{21}^m S_2^m)^{-1} Q_{21}^m \quad (\text{A3.3-b})$$

$$\tilde{R}_{21}^m = R_{21}^m (I - f_m^2 S_2^m R_{21}^m)^{-1} \quad (\text{A3.3-c})$$

$$\tilde{Q}_{12}^m = Q_{12}^m (I - f_m^2 S_2^m R_{21}^m)^{-1} \quad (\text{A3.3-d})$$

Dans le cas inverse où le milieu 1 est hétérogène et le milieu 2 est homogène, les matrices de réflexion et de transmission exprimées en fonction des coefficients de Fourier sont :

$$\underline{R}_{12}^m = R_{12}^m (I - f_m^2 S_1^{m*} R_{12}^m)^{-1} \quad (\text{A3.4-a})$$

$$\underline{Q}_{21}^m = Q_{21}^m (I - f_m^2 S_1^{m*} R_{12}^m)^{-1} \quad (\text{A3.4-b})$$

$$\underline{R}_{21}^m = R_{21}^m + f_m^2 Q_{21}^m S_1^{m*} (I - f_m^2 R_{12}^m S_1^{m*})^{-1} Q_{12}^m \quad (\text{A3.4-c})$$

$$\underline{Q}_{12}^m = (I - f_m^2 R_{12}^m S_1^{m*})^{-1} Q_{12}^m \quad (\text{A3.4-d})$$