Télédétection, 2004, vol. 4, n° 1, p. 1–18
Droit de photocopie soumis à l'autorisation

© 2004 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*

APPLICATION D'UN MODÈLE D'ESTIMATION DE L'ÉQUIVALENT EN EAU DU COUVERT NIVAL À PARTIR D'IMAGES RSO DE RADARSAT-1 EN MONTAGNE LIBANAISE

CORBANE CHRISTINA[1], SOMMA JANINE[1*], BERNIER MONIQUE[2], FORTIN JEAN-PIERRE[1*], DEDIEU JEAN-PIERRE[3] et GAUTHIER YVES[2].

1 *Laboratoire de télédétection, département de géographie, Université Saint-Joseph, B.P. 175 208, Beyrouth, Liban.*
Téléphone : 01-611 456 ; télécopieur : 01-611 359

2 *INRS-ÉTÉ, 2800 rue Einstein, C.P. 7500, Sainte-Foy (Québec) G1V 4C7, Canada*
Téléphone : (418)-654-2591 ; télécopieur : (418)-654-2600

3 *TEO-IGA, Université Joseph Fourrier, 14, rue Marie Reyonard, 38100 Grenoble, France*

Courriel [(1,2,3)] : jsomma@usj.edu.lb ; jpf@inrs-eau.uquebec.ca ; jean-pierre.dedieu@ujf-grenoble.fr

(soumis le 6 janvier 2003 ; révisé le 18 avril 2003 ; accepté le 3 novembre 2003)

Le couvert nival constitue un paramètre essentiel de la réserve hydrique au Liban. Toutefois, le pays, de plus en plus confronté au problème de l'eau, n'a pas fait montre jusque-là de planification ni d'aménagements qui tiennent compte de la réalité du terrain en ce qui a trait à l'évaluation de la réserve en eau. Or, l'estimation de l'équivalent en eau du couvert nival est indispensable dans la mesure où l'on envisage de mettre en œuvre des politiques de gestion rationnelle des ressources en eau. L'objectif de cette étude est de vérifier l'application d'une méthode d'estimation de l'équivalent en eau à partir d'images radar dans un environnement montagneux et en région méditerranéenne.

Dans cette optique, nous avons testé, en une dizaine de sites d'échantillonnage répartis sur les hauts plateaux de la montagne libanaise, un modèle développé au Québec pour des régions peu accidentées. Le modèle testé relie le coefficient de rétrodiffusion aux paramètres physiques de la neige (profondeur, densité, teneur en eau liquide, température et profil diélectrique) et du sol sous-jacent (température et humidité), permettant ainsi l'estimation de l'équivalent en eau à partir des rapports de rétrodiffusion d'une image d'hiver et d'une image de référence prise en période hors-neige. À cet effet, quatre images RSO de RADARSAT-1 ont été acquises durant l'hiver 2001, simultanément à des campagnes de terrain. L'influence du relief en contexte de haute montagne est déterminante sur le signal radar ainsi que sur la géométrie des images. Il a donc été indispensable de réduire les déformations dues aux effets topographiques par le biais de corrections géométriques et radiométriques. Les résultats préliminaires obtenus corroborent pour illustrer les contraintes à l'application du modèle aux conditions particulières du couvert nival libanais. En effet, le couvert nival est caractérisé par une texture hétérogène, un métamorphisme accéléré et une teneur en eau liquide élevée qui provoque une réduction de la profondeur de pénétration de l'onde radar et une prédominance de la diffusion de surface.
Mots-clefs : neige ; équivalent en eau ; radar à synthèse d'ouverture ; RADARSAT ; Liban.

APPLICATION MODEL FOR SNOW WATER EQUIVALENT ESTIMATION OF NIVAL COVER FROM RSO RADARSAT-1 IMAGES IN LEBANESE MOUNTAIN

In Lebanon, the snow cover yields a significant amount of the annual water supply.
The knowledge of snow water equivalent (SWE) in hydrological investigations is crucial for runoff forecasting. However, no surveys were ever conducted in order to evaluate this parameter, which is of major interest for the implementation of rational water management policies. Therefore, this study aims to assess the potential of synthetic aperture radar (SAR), C-band images for estimating the SWE in relation with experimental sites distributed over the high plateaus of the Lebanese mountain with elevations ranging from 1 400 m and 2 500 m. To this end, a multitemporal RADARSAT-1 data set was acquired. Concurrently to the acquisition of each of the four SAR scenes, extensive ground measurements were done in order to measure the snow cover characteristics (depth,

* Correspondant principal

density, SWE, liquid water content, temperature and dielectric profiles) as well as the soil characteristics (moisture, temperature). To determine the SWE, we have tested a model developed in Quebec, which links the scattering coefficient to the physical parameters of the snow cover and the underlying soil. The model is based on the ratio of the scattering coefficient of a snow-covered surface to the scattering of snow-free surface.
The experimental sites are located in a high mountainous area characterized by a rugged relief and steep slopes. Under these conditions, the SAR data are highly affected by radiometric and geometric distortions, due to the slant range viewing geometry of the SAR. Consequently, radiometric and geometric corrections are compulsory in order to recover the useful backscatter information. A methodology based on the local incidence angle was adopted for reducing local slope effects.
The preliminary results corroborate the existence of a series of limitations to the application of the model to snow cover under Mediterranean weather conditions. As a matter of fact, the snow pack in Lebanon consists of a variable texture and a high liquid water content leading to a reduction of penetration depth and to the prevalence of surface scattering. The procedures used in this study should be followed in order to adjust the parameters of the algorithm to topographic and climatic constraints related to a Mediterranean environment.

Keywords : snow cover; snow water equivalent; synthetic aperture radar; RADARSAT; Lebanon.

1. INTRODUCTION

La neige constitue un fait géographique très commun et, pourtant, elle demeure un paramètre souvent méconnu dans l'évaluation de la réserve hydrique, en raison des difficultés inhérentes à son étude aussi bien qualitative que quantitative. C'est le cas pour la montagne libanaise qui constitue un véritable château d'eau en plein cœur du Moyen-Orient, en raison des précipitations qu'elle reçoit, en grande partie sous forme de neige. L'écoulement hydrologique y est de type nivo-pluvial méditerranéen avec de forts débits en avril, des modules élevés en mai et des creux en hiver dus à la rétention nivale.

D'autre part, le Mont-Liban est un terrain où les grandes disparités spatiales, dues aux effets du relief escarpé, altèrent la représentativité de la donnée ponctuelle. En effet, celle-ci est insuffisante pour fournir une information sur les conditions nivométriques réelles. Actuellement, l'imagerie satellitaire permet de transcender cette limite grâce à la capacité de mesurer la répartition et les caractéristiques physiques du couvert nival et de disposer d'une information continue dans l'espace et dans le temps.

Une série de modèles physiques reliant les propriétés diélectriques de la neige au signal radar rétrodiffusé dans le domaine des hyperfréquences ont été présentés par divers auteurs (Ulaby *et al.*, 1982 ; Mätzler, 1987 ; Fung, 1994). De nombreuses applications ont mis en évidence la sensibilité des capteurs micro-ondes actifs à l'humidité ou à l'épaisseur de la neige et leur utilité pour une cartographie du couvert nival (Rott and Nagler, 1993 ; Shi *et al.*, 1994 ; Baghdadi *et al.*, 1997). La capacité des radars à synthèse d'ouverture (RSO) pour le suivi de l'évolution spatiale du couvert nival et la quantification de l'équivalent en eau ont été démontrées et, récemment, un modèle opérationnel permettant d'évaluer directement l'équivalent en eau à partir du signal rétrodiffusé sous certaines conditions environnementales a été développé au Québec (Bernier, 1991).

La méthodologie proposée se base sur la relation entre la résistance thermique du couvert de neige et la différence de signal entre une image d'hiver et une image de référence prise en automne au moment où le sol était sans neige. Des relations linéaires entre le rapport des coefficients de rétrodiffusion des deux images et la résistance thermique ont été observées, dans un premier temps, pour des reliefs de faible amplitude et des couverts de neige secs ou légèrement humides. L'efficacité du modèle a ensuite été testée dans des conditions alpines (Bernier *et al.*, 1995a ; Bernier et Fortin, 1998).

Sur le Mont-Liban, nous sommes en présence d'un environnement montagneux sous climat méditerranéen, marqué par un relief accidenté et un couvert de neige humide sujet à un métamorphisme accéléré. Ces conditions caractéristiques de la montagne libanaise induisent une série d'inconnues. Celles-ci se traduisent surtout par des distorsions radiométriques et géométriques importantes sur les images, en raison du relief et de la forte valeur d'humidité de la neige qui fait diminuer sensiblement la profondeur de pénétration de l'onde radar à l'intérieur du couvert nival. Ainsi, tenant compte de ces nouveaux paramètres et nous inspirant des travaux menés précédemment par Bernier *et al.* (1994 ; 1995b), nous cherchons à voir dans quelle mesure les expertises développées au Québec et dans les Alpes françaises sont applicables au couvert nival libanais. Pour ce faire, nous avons utilisé les données des images RSO du satellite canadien RADARSAT-1 dans le but de mettre en évidence une relation mathématique explicite entre le signal radar et les paramètres du couvert nival, notamment son équivalent en eau. Des campagnes de terrain ont été menées simultanément aux dates de passage du satellite afin de mesurer les caractéristiques physiques du

manteau nival qui constituent des données auxiliaires indispensables pour l'établissement d'un algorithme d'estimation de l'équivalent en eau.

Nous nous proposons ainsi, dans un premier temps, de tester l'algorithme sur le couvert nival du Liban. Il s'agit encore une fois de vérifier le potentiel des images RSO à estimer l'équivalent en eau pour des sites situés en haute montagne. Dans un deuxième temps, nous tentons de voir s'il est possible d'obtenir des informations qualitatives et quantitatives sur les paramètres du couvert nival au moyen d'une approche multidate.

2. SITE D'ÉTUDE

Les hauts plateaux du Mont-Liban constituent notre site d'étude. Le Mont-Liban est d'aspect trapu et s'étend du Nahr el Kabir, au nord, jusqu'au Nahr el Litani, au sud. Sa longueur est d'environ 160 km. Son altitude augmente graduellement du sud vers le nord. La région qui nous intéresse correspond à la zone de haute montagne marquée par des altitudes supérieures à 1 400 m : 2 091 m au Jabal Kneisseh et 2 682 m au Jabal Sannine. Sous ces régions sommitales, le paysage se compose de versants souvent raides, entaillés par des vallées profondes, tortueuses et très encaissées. Un climat méditerranéen règne sur le Mont-Liban qui, à cause de sa position géographique, est fortement arrosé par les masses d'air humides provenant de la Méditerranée. Sur les pentes exposées à l'ouest, les chutes de neige commencent à apparaître vers 700 m d'altitude, mais ce n'est qu'aux altitudes de 1 000 à 1 500 m que la neige persiste quelque temps (Hakim, 1985). Au-dessus de 2 000 m, la majeure partie des précipitations tombe sous forme de neige. Ces dernières se répartissent normalement entre novembre et mars. Elles sont sujettes à un métamorphisme accéléré résultant des écarts importants de température entre le jour et la nuit. La période de fonte commence généralement en mars.

L'importance des mesures sur le terrain pour les besoins de cette étude nous a amenés à sélectionner huit sites d'échantillonnage répartis de la manière suivante (figure 1) :

– 4 sites à Faraya- Mzar (M1 , M4B , M5 et M6) ;
– 2 sites au Jabal Kneisseh (K1 et K2) ;
– 2 sites à Laqlouq (L1 et L2).

Les sites ont été retenus en fonction de leurs différences d'altitude, de pente et d'exposition ainsi qu'en fonction de leur pourcentage de couverture végétale. De plus, il fallait tenir compte de la rugosité du sol et éviter les sites à proximité de structures bâties qui constituent de puissants réflecteurs capables d'induire des erreurs lors de l'interprétation du signal. S'ajoutent à cela les difficultés d'ordre pratique qu'il nous fallait prévoir pour les visites en hiver, comme l'éloignement respectif des sites et leur accessibilité à ski ou en raquettes à neige. Sur le tableau 1, nous avons regroupé les différentes caractéristiques des sites de mesure et procédé à une classification qualitative des sites relativement à leur rugosité apparente. Cette dernière est tributaire de la couverture minérale et végétale de la surface du sol (figure 2).

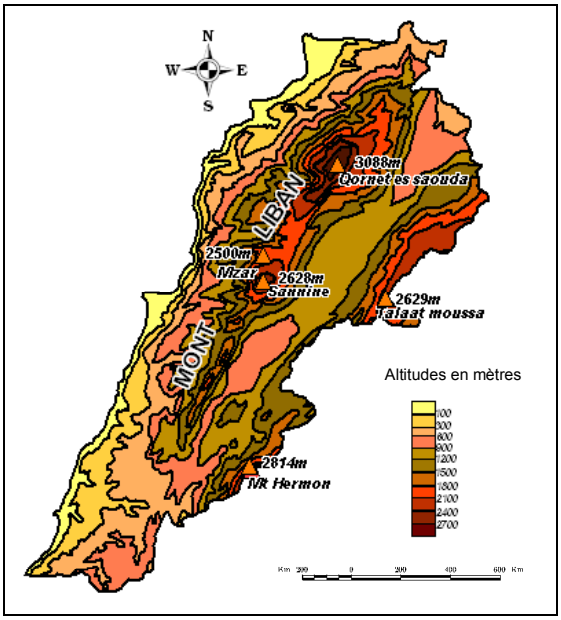


FIGURE 1 Répartition des sites d'étude sur le mont Liban. *Geographical location of the experimental sites over mount Lebanon.*

3. MATÉRIEL ET MÉTHODE

Dans cette section, nous présentons la méthodologie d'acquisition des données images et de terrain ainsi que le traitement des données et le modèle d'estimation de l'équivalent en eau testé sur ces données.

3.1 Acquisition des données

Les données utilisées sont de deux types : les images RSO et les mesures de terrain relevées aux dates de passage du satellite. Dans cette partie, nous présentons successivement les données image et nivométriques en insistant sur les traitements appliqués aux images radar ainsi que sur le protocole des mesures effectuées sur le terrain.

TABLEAU 1 Caractéristiques des sites d'échantillonnages. *Characteristics of the experimental sites.*

Sites	Coordonnées géographiques (m)	Altitude (m)	Pente locale(deg)	Orientation (deg)	Couverture minérale du sol	Végétation	Rugosité apparente à l'interface air/sol
M1	X=160 530 Y= 225 130	2 430	5	45	moyens à gros blocs rocheux	buissons en coussinets	forte
M4B	X=161 440 Y=226 690	2 253	0	316	moyens blocs rocheux	buissons épineux	forte
M5	X=161 940 Y=226 810	2 285	15	220	moyens blocs rocheux	buissons en coussinets	forte
M6	X=161 900 Y= 226 640	2 260	14	360	gros blocs rocheux	buissons en coussinets	forte
K1	X=152 030 Y=210 940	1 472	0	287	petits cailloux	végétation herbacée	moyenne
K2	X=152 462 Y=210 577	618	0	270	cailloux petits à moyens	végétation herbacée éparse	moyenne
L1	X=164 400 Y=244 890	1 530	5	261	terre arable	végétation herbacée éparse	très faible
L2	X=164 670 Y=246 470	1 852	0	10	terre arable	végétation herbacée haute et abondante	faible



Faible rugosité



Rugosité moyenne



Forte rugosité

FIGURE 2 Rugosité différentielle des sites de mesure. *Surface roughness of the measurement sites.*

3.1.1 Images RSO

Pour les besoins de l'étude, quatre images ont été acquises par le capteur RSO du satellite canadien RADARSAT-1. Les données provenant du capteur RSO comportent trois images hivernales acquises à 5 h 38 (heure locale) les 12 janvier, 5 février et 25 mars 2001, ainsi qu'une image de référence sans couvert nival prise le 1er novembre 2000 à la même heure. Les quatre images ont été prises selon la même orbite descendante et avec une même configuration, en mode standard S4. Ce mode d'exploitation du faisceau est caractérisé par une plage de l'angle d'incidence allant de 34° à 40°, une résolution spatiale approximative de 25 m et une surface couverte nominale de 100 x 100 km (figure 3). La sensibilité du radar aux effets de relief introduit d'importantes distorsions sur l'image. Ces distorsions ne sont pas indépendantes et elles représentent souvent les manifestations différentes d'un même phénomène. Les artefacts détectables sur les images éloignent la valeur brute du signal du coefficient réel de rétrodiffusion et rendent difficile l'exploitation des données à des fins d'analyse quantitative. Ainsi, en présence d'un relief accidenté comme celui du Liban, les propriétés de la neige et du sol sont masquées par les effets topographiques, qui se traduisent par des distorsions radiométriques et géométriques (ombres, raccourcissements et repliements). Pour palier ce problème, nous avons dû opérer, sur les images, une série de traitements complexes destinés à optimiser l'extraction de l'information après réduction des distorsions (figures 4 et 5). Les traitements numériques proposés permettent de passer du niveau le plus bas de prétraitement, qui correspond au signal brut, jusqu'au niveau le plus avancé dans lequel l'image est corrigée pour les effets radiométriques et géométriques. En d'autres termes, l'image résultante devrait être superposable à une carte et sa radiométrie ne doit dépendre que des caractéristiques de la surface.

A) Géocodage et correction géométrique

L'étape du géocodage a été réalisée dans un but de localisation des sites d'échantillonnage sur les images et d'interprétation visuelle des données par comparaison entre les différentes dates. À cet effet, nous nous sommes servis des cartes topographiques au 1/20 000 de 1960 de projection conique conforme de Lambert. En complément du géoréférencement conventionnel des images, nous avons procédé à une orthorectification moyennant l'approche photogrammétrique adaptée aux images radar (Toutin and Gray, 2000). Celle-ci suppose de connaître les angles de pente locale, donc de disposer d'un modèle numérique d'altitude (MNA). À cet effet, nous avons utilisé un MNA à 50 m de résolution spatiale que nous avons rééchantillonné à 25 m. Les ortho-images ainsi produites permettent la superposition des images d'hiver avec celle d'automne, la photo-interprétation et le report des sites de mesures au sol.

B) Correction radiométrique

Dans un environnement montagneux, les effets de pente sont susceptibles d'introduire une erreur pouvant atteindre cinq décibels (Van Zyl *et al.*, 1993). Ainsi, dans la mesure où l'on désire procéder à une analyse quantitative du signal, il est nécessaire de recourir à une correction des effets du relief pour aboutir à une valeur corrigée du coefficient de rétrodiffusion. Il existe plusieurs formulations pour cette dernière correction. Les unes se basent sur l'angle d'incidence de la pente locale (Van Zyl *et al.*, 1993), les autres sur les angles d'inclinaison de la surface de rétrodiffusion (Ulander, 1996).

Pour cette étude, nous avons opté pour une approche simple qui nécessite la production d'une image de l'angle d'incidence local simulée à partir d'un MNA couplé aux paramètres d'acquisition des images RSO. Elle permet de corriger l'illumination moyenne des sites grâce à l'équation suivante (Ahern and Raney, 1993) :

$$VN_{cor}^2 = VN_i^2 \frac{\sin \theta'}{\sin \theta} \qquad (1)$$

où

– VN_{cor}^2 est la valeur numérique corrigée ;
– VN_i^2 est la valeur numérique initiale du pixel, (VN^2 est proportionnelle à la puissance) ;
– θ' est l' angle d'incidence local ;
– θ est l'angle d'incidence du capteur par rapport à une surface horizontale.

En fin de traitement, la valeur finale du signal obtenu est convertie en décibels :

$$\sigma°(dB)=10.\log10(VN^2) \text{ (en puissance)} \qquad (2)$$

L'étude de la réponse de chacun des sites au signal radar passe par l'extraction de l'illumination moyenne des sites de référence, identifiés sur les images, à l'aide de fenêtres de pixels homogènes correspondant à une étendue représentative d'un signal moyen. Ainsi, conformément à la méthodologie adoptée dans les études précédentes, nous avons effectué un échantillonnage par le biais d'une fenêtre de 10×10 pixels afin de déterminer le coefficient de rétrodiffusion moyen des sites étudiés.

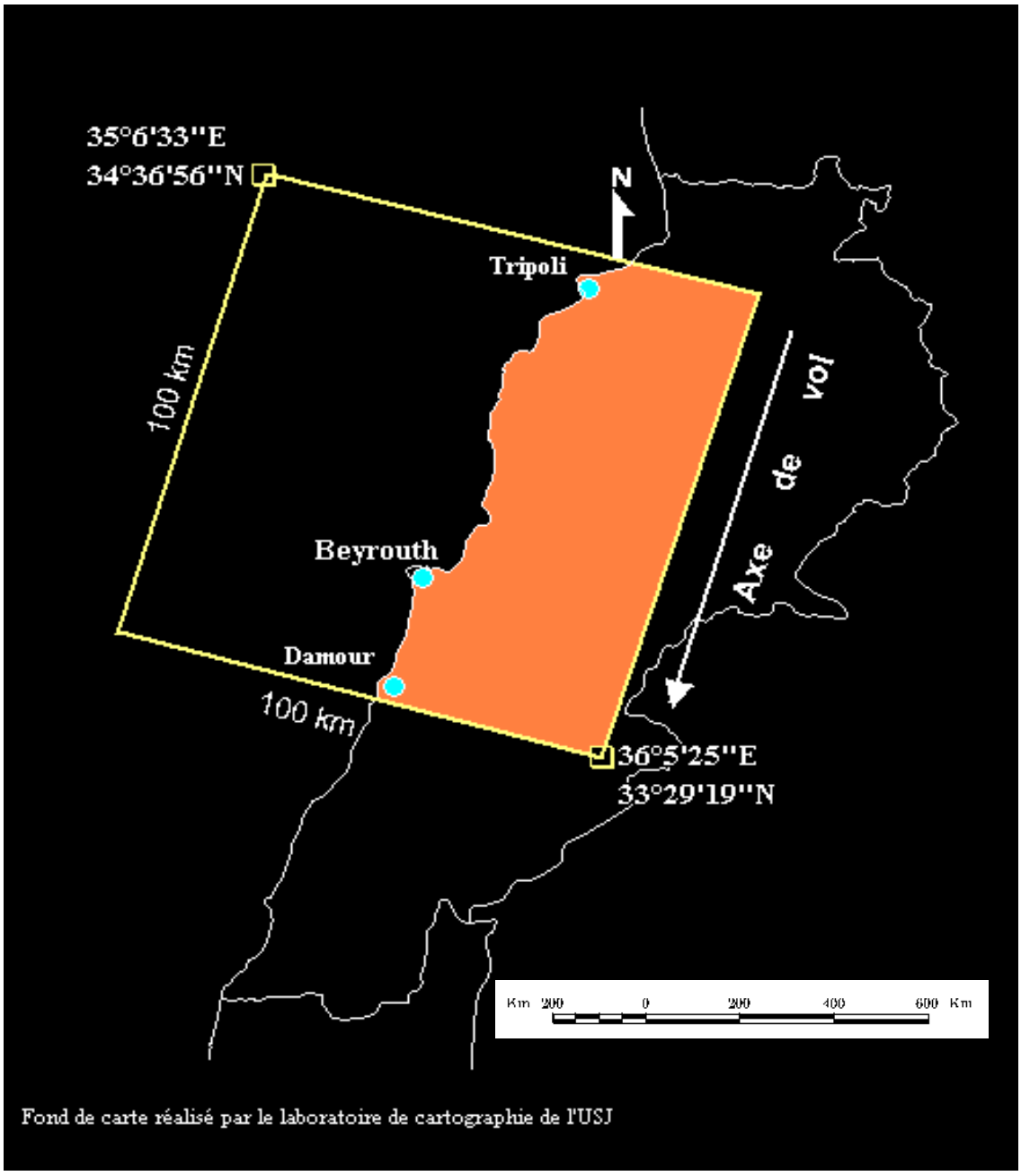


FIGURE 3 Couverture des images RSO de RADARSAT-1. *Spatial coverage of Radarsat-1 data set.*

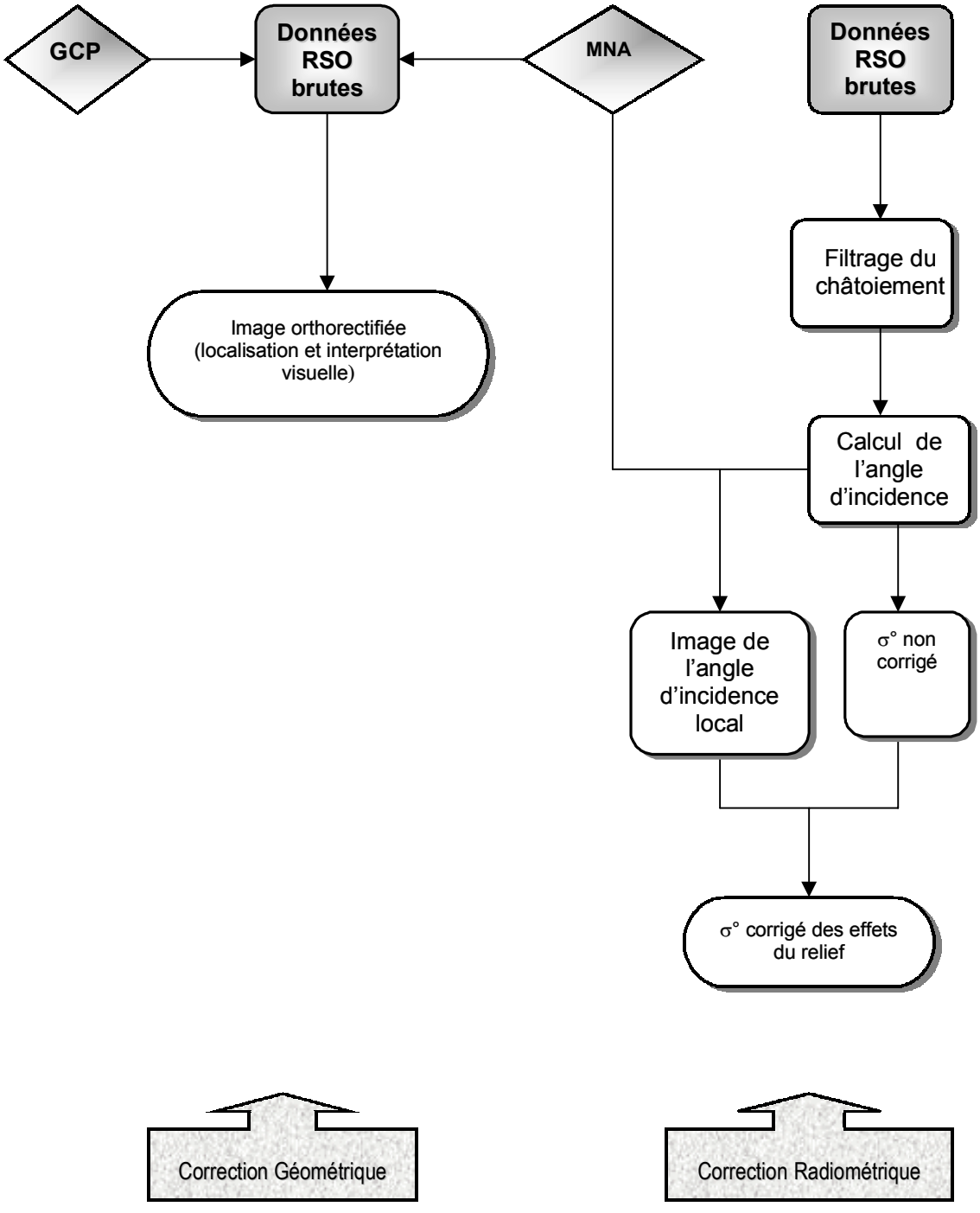


FIGURE 4 Organigramme des traitements numériques. *Flow chart of the processing steps.*

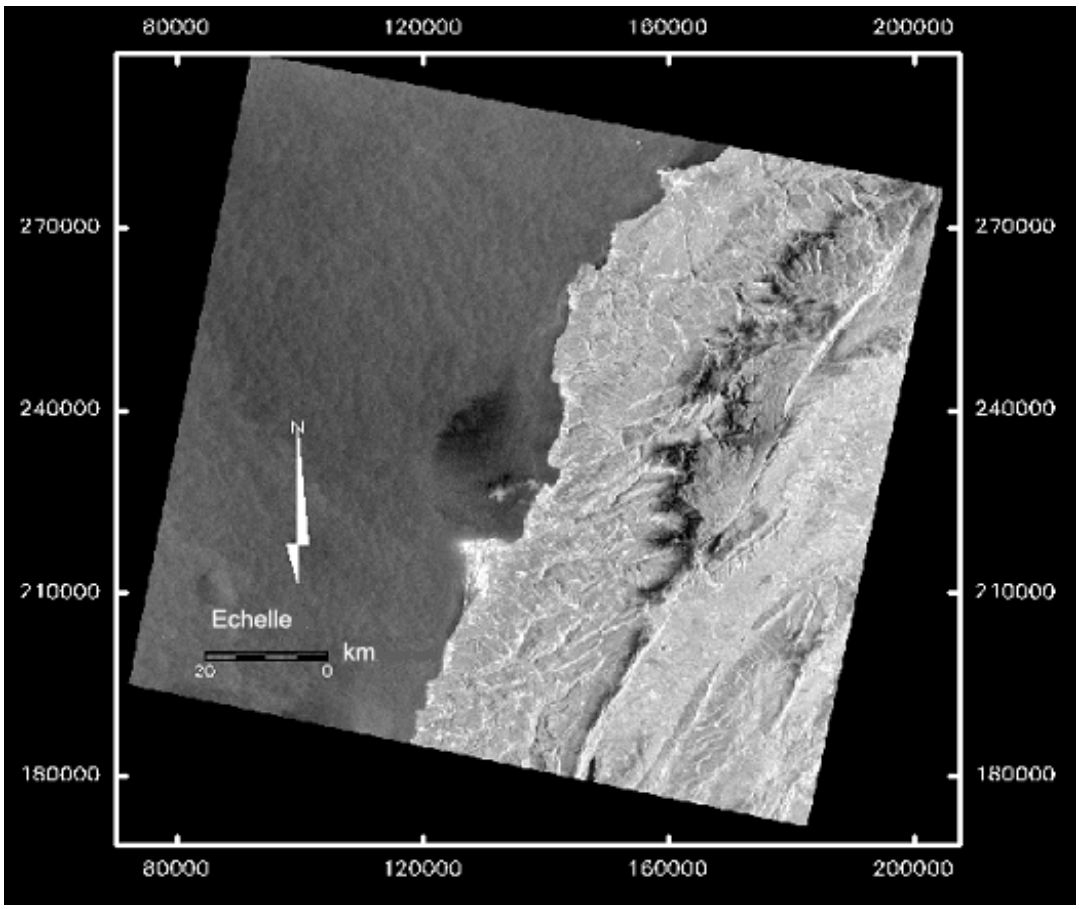


FIGURE 5 Image RSO du 5 février 2001 orthorectifiée. *Orthorectified SAR imagery acquired on 5 February 2001.*

3.1.2. Données de terrain

L'interprétation du signal radar ainsi que le développement d'un algorithme d'estimation de l'équivalent en eau de la neige exigent la connaissance d'un grand nombre de paramètres du couvert nival à mesurer sur le terrain. En effet, l'algorithme que nous nous proposons de tester nécessite le calcul de la résistance thermique de ce couvert et la détermination d'une densité représentative du secteur. D'autre part, la valeur du signal rétrodiffusé est étroitement liée aux caractéristiques du couvert nival.

Les données relevées sur le terrain servent également à simuler le signal rétrodiffusé par la neige, ce qui aidera à l'interprétation des différences de signal d'une image à l'autre (Gauthier *et al.*, 1998). Les mesures exhaustives de contrôle au sol sont donc non seulement indispensables pour établir l'algorithme d'estimation de l'équivalent en eau mais également pour le valider. À cet effet, nous nous sommes donc rendus sur le terrain à quatre reprises afin de caractériser le territoire en l'absence du couvert nival en automne et le couvert nival en hiver (figure 5). Les données auxiliaires acquises lors des tournées hivernales comprennent des lignes de carottages effectuées tous les 10 m et qui servent à déterminer la densité de la neige et son équivalent en eau. À cela, s'ajoutent les observations recueillies à partir de fosses qui ont été creusées dans le but de déterminer le profil du couvert, à savoir l'épaisseur et la densité des couches, la dimension et la typologie des grains de neige, les profils de température, la constante diélectrique et la teneur en eau liquide. Ce dernier paramètre a été mesuré en données volumiques à l'aide du capteur TEL (teneur en eau liquide) de la Compagnie LEAS/Météo-France ; cet instrument fournit également la constante diélectrique de la neige. Les valeurs de coefficients de rétrodiffusion obtenues à partir des images traitées, couplées aux mesures des paramètres du couvert nival, sont regroupées sur les tableaux 2 à 5.

TABLEAU 2 Campagne de terrain de novembre 2000.
Field campaign on November 2000.

Sites	Humidité relative du sol en %	Coefficient de rétrodiffusion en dB
M1	1,5	-12
M4B	4,3	-10
M5	7,5	-12
M6	9,0	-7
K1	7,14	-15
K2	7,9	-14
L1	9,6	-14
L2	2,17	-11

TABLEAU 3 Mesures de la campagne de terrain de janvier 2001. *Measures from the field campaign on January 2001.*

Sites	σ° (dB)	$\sigma°_h$ / $\sigma°_a$ (dB)	Hauteur totale de la neige en cm	Equivalent en eau en mm	Résistance thermique totale en °Cm2sJ-1	Densité moyenne en g/cm3	Type de neige dominante en surface	T° de la neige en surface en °C	Teneur en eau liquide en surface (0-10 cm)	Heure d'acquisition des mesures
M1	-8	4	75	309,8	2,24	0,41	neige transformée GR 0.5-1 mm	0	fortement humide (environ 5 %)	15 h
M4B	-15	-5	40	191,5	0,71	0,47	neige à un stade de transformation avancée GR 1-2 mm	0	fortement humide (environ 5 %)	15 h 30
M5	-13	-1	20	103,5	0,31	0,51	neige en fusion GR=2 mm	-0.2	fortement humide (environ 5 %)	11 h 30
M6	-12	-5	31	128,6	0,73	0,41	neige transformée GR 0.5-1 mm		légèrement humide (1 à 2%)	12 h 35
K1	-13	2								
K2	-14	0								
L1	-15	-1	20,5	114,8	0,27	0,56	neige en fusion GR=2 mm	-0.2	humide (2 à 3%)	12 h 30
L2	-14	-3	25	150,6	0,48	0,5	Neige en fusion GR=2 mm		Humide (2 à 3 %)	15 h 35

TABLEAU 4 Mesures de la campagne de terrain de février 2001. *Measures from the field campaign on February 2001.*

Sites	σ° (dB)	σ°_h / σ°_a (dB)	Hauteur totale de la neige en cm	Equivalent en eau en mm	Résistance thermique totale en °Cm2sJ-1	Densité moyenne en g/cm3	Type de neige dominante en surface	T° de la neige en surface en °C	Teneur en eau liquide en surface (0-10 cm)	Heure d'acquisition des mesures
M1	-8	4	124	454	3,3	0,4	neige en fusion GR=2 mm	-1,2	humide (2 à 3%)	12 h 46
M4B	-12	-2	87.5	255,75	2,9	0,34	neige à un stade de transformation avancée GR 1-2 mm	-2,2	humide (2 à 3%)	15 h 05
M5	-16	-4	90.5	381	2,14	0,42	neige en fusion GR=2mm	-0,3	fortement humide (environ 5%)	12 h 30
M6	-11	-4	121	459	2,4	0,42	neige à un stade de transformation avancée GR 1-2 mm	-0,5	légèrement humide (1 à 2%)	14 h 07
K1	-16	-1								
K2	-21	-7	5							
L1	-16	-2	72	254	2,73	0,39	neige à un stade de transformation avancée GR 1-2 mm	0,1	fortement humide (environ 5%)	15 h 10
L2	-15	-4	87	307,5	2,65	0,36	neige à un stade de transformation avancée GR 1-2 mm	-0,2	Humide (2 à 3 %)	12 h 20

TABLEAU 5 Mesures de la campagne de terrain de mars 2001. *Measures from the field campaign on March 2001.*

Sites	σ° (dB)	σ°_h / σ°_a (dB)	Hauteur totale de la neige en cm	Equivalent en eau en mm	Résistance thermique totale en °Cm2sJ-1	Densité moyenne en g/cm3	Type de neige dominante en surface	T° de la neige en surface en °C	Teneur en eau liquide en surface (0-10 cm)	Heure d'acquisition des mesures
M1	-12	0	230					-0,4		
M4B	-16	-6								
M5	-14	-2								
M6	-15	-8	55	257	0,91	0,49	neige en fusion GR=2mm	-0,7	fortement humide (environ 5%)	14h30
K1	-11	4								
K2	-9	5								
L1	-13	1								
L2	-12	-1	37,5	197,8	0,62	0,52	neige en fusion GR=2 mm	-0,1	fortement humide (environ 5%)	14h00

3.2. Lien entre la résistance thermique et le coefficient de rétrodiffusion

Les divers traitements réalisés sur les images radar, notamment les corrections des effets du relief, ont permis de reconstituer une valeur du signal non influencée par les effets de la topographie, en particulier par ceux de la pente locale. Les mesures de terrain donnent une information sur les caractéristiques générales du couvert nival et permettent d'en estimer ensuite la résistance thermique.

Ce paramètre représente en fait la propriété d'isolation thermique de la neige, et dépend de l'épaisseur et de la conductivité thermique des différentes strates. Ainsi, la résistance thermique du couvert nival sera définie comme la sommation de la résistance thermique de chacune des couches homogènes du couvert (R_i). Ceci est possible si l'on assume que la résistance thermique d'un matériau hétérogène, composé de plusieurs couches homogènes, est équivalente à la somme des résistances thermiques de chaque strate individuelle. Ceci revient à supposer aussi un contact thermique parfait entre les couches.

Les profils verticaux des couverts fournissent les valeurs de l'épaisseur (h_i), traduite en mètres, et de la densité (ρ_i) exprimée en kg/m^3 pour chacune de ces couches homogènes de neige. La résistance thermique de chaque strate exprimée en °Cm^{2}sJ^{-1} est égale à :

$$R_i = \frac{h_i}{k_i} \qquad (3)$$

où k_i est la conductivité thermique J/°Cms correspondante. Elle est calculée au moyen du polynôme du second degré suivant (Bernier *et al.*, 1994) :

$$k_i = A\rho_i^2 + B\rho_i + C \qquad (4)$$

où $A = 2{,}83056 \cdot 10^{-6}$, $B = -9{,}09947 \cdot 10^{-5}$ et $C = 0{,}031973$.

Cette équation a été déterminée à partir de la conductivité thermique du couvert nival (Raudkivi, 1979).

3.3. Modélisation de la rétrodiffusion d'un couvert de neige et détail du modèle

Le modèle empirique, développé par Bernier (1991) et sous-jacent à la méthodologie du logiciel EQeau se base sur le rapport des coefficients de rétrodiffusion d'une surface enneigée sur une surface sans couverture nivale. En fait, l'utilisation d'un rapport permet de réduire l'influence de la variation spatiale de la rugosité du sol (lorsque la neige est sèche) et celle de la topographie :

$$\frac{\sigma^\circ_n}{\sigma^\circ_a} = \frac{\sigma^\circ_{nv} + F^*[\, A(\varepsilon_{sh}) * B(r)]}{[A(\varepsilon_{sa}) * B(r)]} \qquad (5)$$

– où σ°_h représente le coefficient de rétrodiffusion d'une surface enneigée ;
– σ°_a représente le coefficient de rétrodiffusion d'une surface sans couvert nival ;
– σ°_{nv} représente la diffusion de volume à l'intérieur du couvert nival ;
– F est un facteur de perte qui exprime la perte d'énergie à l'intérieur du couvert nival ; il dépend de la constante diélectrique de la neige ;
– ε_{sh} et ε_{sa} sont respectivement les constantes diélectriques du sol à l'hiver et en période hors-neige ;
– r est la rugosité de l'interface neige/sol ;
– $A(\varepsilon_{sh})$ est la réflectivité de Fresnel qui est fonction de la constante diélectrique du sol ;
– B(r) est fonction de la rugosité de l'interface neige/sol et varie selon l'angle d'incidence.

Ce rapport a été développé pour des couverts de neige sèche et d'une épaisseur inférieure à 1 m. Dans de telles conditions, la diffusion de volume est négligeable et le signal provient essentiellement du sol sous-jacent. La constante diélectrique de la neige sèche étant $\varepsilon' \sim 1{,}5$ (Matzler, 1987), la valeur de F dans l'équation est alors de l'ordre de 0,95. Le rapport de rétrodiffusion dépendra surtout de la température du sol et de la profondeur du gel. Ainsi, plus le couvert nival est mince et dense, plus sa conductivité thermique est élevée. Cela entraîne une chute de la température du sol sous le point de congélation ainsi qu'une baisse de ε_{sh} et, par conséquent, une diminution du rapport de rétrodiffusion. C'est à ce niveau qu'apparaît la relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion, et l'on a pu démontrer que, pour des couverts de neige sèche d'une épaisseur inférieure à 1 m, la répartition de ce rapport représentait en fait, la répartition de la résistance thermique de la neige.

Lorsque le couvert nival est humide, avec une TEL ne dépassant pas les 3 %, la pénétration du signal à l'intérieur du couvert diminue et un nouveau paramètre, qui est celui de la rétrodiffusion à l'interface air/neige, s'ajoute au numérateur de l'équation précédente :

$$\sigma^\circ_h = \sigma^\circ_{ss} + t^2(\theta)\, [\sigma^\circ_{nv} + F^*[\, A(\varepsilon_{sh})^* B(r)]] \qquad (6)$$

où σ°_{ss} est la rétrodiffusion à l'interface air/neige et $t^2(\theta)$ est la transmissivité à l'interface air/neige.

Ainsi, et d'après les résultats obtenus dans le cadre d'études précédentes menées sur les couverts nivaux canadien et alpin, le rapport de rétrodiffusion d'une neige légèrement humide est généralement inférieur à celui d'une neige sèche (Bernier *et al.*, 1995a et 1998 ; Dedieu *et al.*, 1997). C'est à partir de ce rapport qu'il est possible d'estimer la résistance thermique du manteau nival (R_{est}) et de dégager ensuite son équivalent en eau (E_{est}) moyennant les relations suivantes :

$$R_{est} = m \left(\frac{\sigma^{\circ}_h}{\sigma^{\circ}_a} \right) + b \qquad (7)$$

où $\sigma^{\circ}_h/\sigma^{\circ}_a$ est le rapport des coefficients de rétro-diffusion ;

m et b sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la relation linéaire entre la résistance thermique et le rapport des coefficients de rétro diffusion :

$$E_{est} = \alpha R_{est} \qquad (8)$$

où α est une densité moyenne de la neige représentative du secteur.

En bande C, lorsque la teneur en eau liquide est supérieure à 3 %, la profondeur de pénétration du signal à l'intérieur du couvert nival devient inférieure à 5 cm. Le signal ne peut atteindre le sol et c'est la diffusion à l'interface air/neige qui domine. La profondeur de pénétration du signal n'étant que de quelques centimètres, il n'y a pas de lien possible entre le coefficient de rétrodiffusion et l'équivalent en eau de la neige. Le rapport de rétrodiffusion n'est donc pas utile pour la mesure de l'équivalent en eau, puisque la contribution du sol est annulée et le modèle de l'équation (5) n'est plus applicable.

En résumé, cet algorithme se base sur une série de principes physiques qui constituent les prémices sous-jacentes au modèle mathématique et qui sont les suivants (Bernier *et al.*, 1999) :

– les caractéristiques du manteau nival, notamment son épaisseur et sa densité, influent sur les propriétés du sol sous-jacent telles que : la température, la constante diélectrique, la profondeur du gel et l'humidité ;

– la constante diélectrique du sol varie avec la température du sol quand celle-ci est sous le point de congélation et donc, plus la surface du sol est froide, plus la constante diélectrique est faible ;

– quand la neige est sèche, le signal radar est rétrodiffusé essentiellement par le sol sous-jacent.

Par conséquent, lorsque la neige est sèche, les caractéristiques du manteau nival, notamment ses propriétés d'isolation thermique représentées par la résistance thermique, influent sur le sol et le signal retour du capteur RSO (Bernier *et al.*, 1999).

4. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS

La première partie de l'algorithme d'estimation de l'équivalent en eau dépend de la régression entre la résistance thermique du couvert nival, calculée à partir des données de terrain, et le rapport des coefficients de rétrodiffusion extraits des images. Ainsi, pour vérifier l'adéquation du modèle au manteau nival libanais, nous avons étudié la relation entre la résistance thermique et le signal retour. Sur la figure 6, on observe une forte corrélation entre ces deux paramètres pour les données du mois de février, tandis qu'une tendance inverse est observable en janvier et en mars. La relation positive observée en février porte à croire que l'algorithme est susceptible de s'appliquer à notre type de couvert nival. Toutefois, une certaine prudence s'impose au niveau de l'interprétation et l'examen d'autres relations s'avère indispensable. D'autre part, et d'après les observations expérimentales réalisées au Québec et dans les Alpes, une faible résistance thermique impliquerait une diminution du rapport de rétrodiffusion et ceci dans des conditions de temps froid. Néanmoins, sur la figure 7, une corrélation inverse inhabituelle par rapport aux recherches précédentes (Bernier *et al.* 1999) relie la R_{th} au rapport de rétrodiffusion pour les données de janvier. En effet, la relation inverse ne s'applique qu'aux faibles R_{th}, notamment lorsque le couvert nival n'est pas très important, comme c'est le cas en janvier. L'augmentation de la rétrodiffusion en janvier pourrait s'expliquer soit par une prédominance de la diffusion de surface associée à une forte rugosité de la neige humide en surface, soit par une prépondérance de la diffusion de volume. Ces deux hypothèses sont à vérifier afin de voir lequel des deux mécanismes est réellement responsable de l'augmentation du signal.

Nous avons donc tenté de voir s'il existe une relation entre la température du sol et la résistance thermique du couvert nival (figure 8). Il faut signaler tout d'abord que l'étendue des valeurs de résistance thermique est de 0,27 à 2,24 $°Cm^2sJ^{-1}$ pour le mois de janvier et de 2,14 à 3,3 $°Cm^2sJ^{-1}$ pour le mois de février, suite à une chute de neige plus importante. Ces valeurs demeurent relativement faibles en raison des

fortes densités mesurées pour chacune des strates et qui varient entre 340 et 560 kg/m^3. On assume que, pour une faible résistance thermique, les propriétés diélectriques du sol ainsi que la température doivent être instables et influencées par les caractéristiques du manteau nival, particulièrement par la variation de la résistance thermique. Or, le graphique obtenu montre que la température du sol est indépendante de la résistance thermique. En effet, les températures sont légèrement inférieures à 0 °C et le sol était peu ou pas gelé au moment de la prise des mesures. De surcroît, au cours de l'hiver 2001, nous n'avons pas assisté à des chutes de température significatives ni à un temps rigoureux. C'est sans doute pour cette raison que les températures du sol se sont maintenues aux alentours de –0,5 à –1 °C.

La présence d'eau liquide, en tant que paramètre déterminant dans la rétrodiffusion du couvert nival, nous a amenés à étudier la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et la teneur en eau liquide du manteau nival. Sur la figure 9, on constate que le coefficient de rétrodiffusion du signal radar tend à décroître avec l'augmentation de la teneur en eau liquide. Ceci est normal, puisque le coefficient de rétrodiffusion d'un couvert nival humide est nettement inférieur à celui de la plupart des surfaces naturelles, à l'exception d'un sol lisse et humide, des surfaces alluviales et des plans d'eau lisses (Rott and Nagler, 1993). Théoriquement, les faibles valeurs de coefficients pour un couvert nival humide résultent du phénomène d'atténuation croissante par la surface du couvert quand cette dernière est relativement lisse (Rott, 1984). Cette atténuation du signal est observable pour les données du mois de février bien que le couvert soit moins humide qu'en janvier. Mais la teneur en eau liquide y semble suffisante pour provoquer une baisse du signal.

Le fait que l'atténuation soit faible en janvier est sans doute dû à la rugosité de surface du couvert nival. En effet, pour la majorité des sites, la neige en surface était en fusion ou à un stade de transformation avancé. Ainsi, les grains de neige observés se présentaient sous la forme de conglomérats constitués de gros grains d'une taille comprise entre 2 et 3 mm et qui sont généralement caractéristiques d'un métamorphisme de fusion. Donc, en bande C pour une longueur d'onde comprise entre 3,75 et 7,5 cm, ce type de couvert est considéré être constitué de structures rugueuses qui tendent à accentuer l'intensité du signal. C'est probablement la raison pour laquelle le signal retour en janvier ne diminue pas suffisamment avec l'augmentation de la teneur en eau liquide.

Ainsi, l'algorithme développé par Bernier (1991) ne s'appliquerait que pour les données de février, où la neige était vraisemblablement sèche au moment du passage du satellite (5 h 30). En effet, la neige qui recouvrait les sommets du Liban en cet hiver 2001 était particulièrement humide et l'algorithme s'applique pour des couverts de neige sèche. Précisons à nouveau que la teneur en eau liquide élevée atténue de façon considérable la profondeur de pénétration du signal radar à l'intérieur du couvert nival et inhibe l'éventualité d'une contribution du sol à la valeur du signal ainsi que la possibilité d'obtenir une information relative à la profondeur du couvert. Le phénomène qui domine dans ce type de situation est essentiellement la diffusion de surface ($\sigma°_s$). On s'aperçoit déjà que, pour ce qui est des prémisses générales sous-jacentes à la méthodologie d'EQeau, les conditions d'enneigement propres au climat méditerranéen rendent difficile l'adoption intégrale des modèles empiriques développés dans des situations environnementales spécifiques et différentes des conditions méditerranéennes.

D'autre part, la deuxième étape de l'algorithme d'EQeau permet l'estimation de l'équivalent en eau à partir de la résistance thermique et d'une densité représentative du secteur ou du type d'occupation du sol. Une analyse des paramètres de cet algorithme, afin de dégager ceux qui sont les plus sensibles, donc ceux qui nécessitent une vigilance plus grande lors de l'utilisation de ce modèle mathématique, a mis en évidence l'importance de la densité pour l'estimation de l'équivalent en eau. De ce fait, la densité mesurée lors des relevés de terrain devrait être aussi représentative que possible des conditions réelles du secteur. Or, en montagne libanaise, la topographie accidentée, jumelée aux variations climatiques, est à l'origine du caractère contrasté du manteau nival, qui se traduit par une variation spatiale importante des propriétés du couvert de neige. Des valeurs de densités moyennes spécifiques à certaines conditions environnementales pourraient alors être utilisées. L'emploi d'un outil pour la mesure en continu et automatique de la densité moyenne du couvert nival, lequel ferait partie intégrante d'une station météorologique autonome, serait bien adapté à la montagne libanaise. Un tel instrument est présentement en développement par une équipe internationale (Brandelik *et al*., 1998).

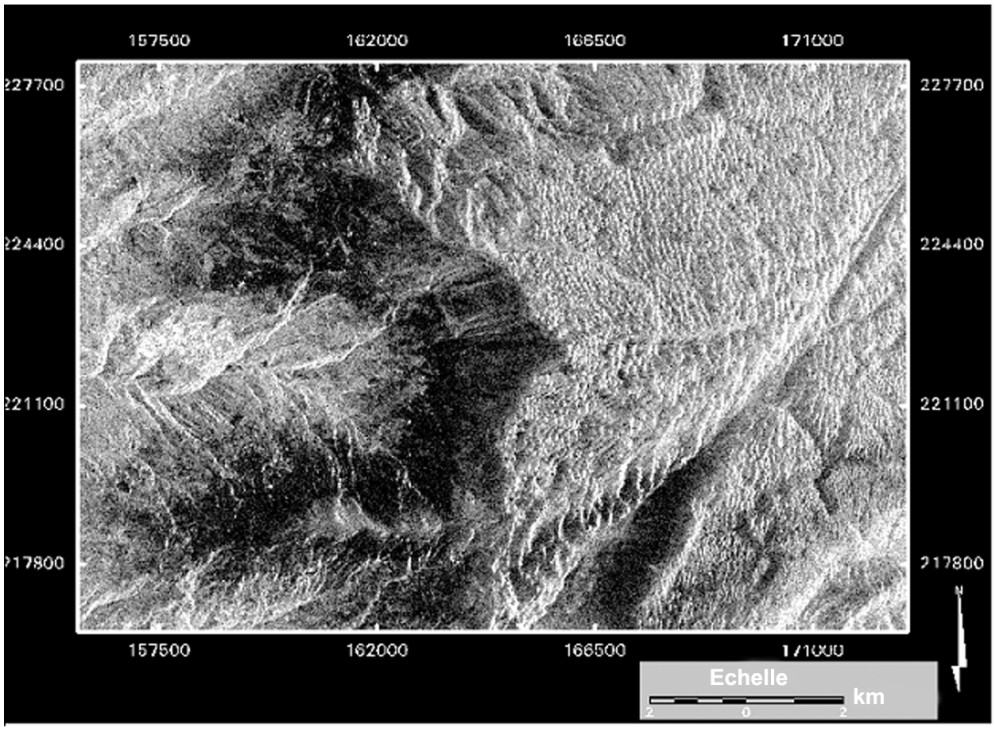


FIGURE 6 Sous-image RSO de RADARSAT-1 du 5 février 2001 corrigée radiométriquement. *Segment of a RADARSAT-1 SAR image acquired on 5 February 2001: Radiometric corrections were applied to the image.*

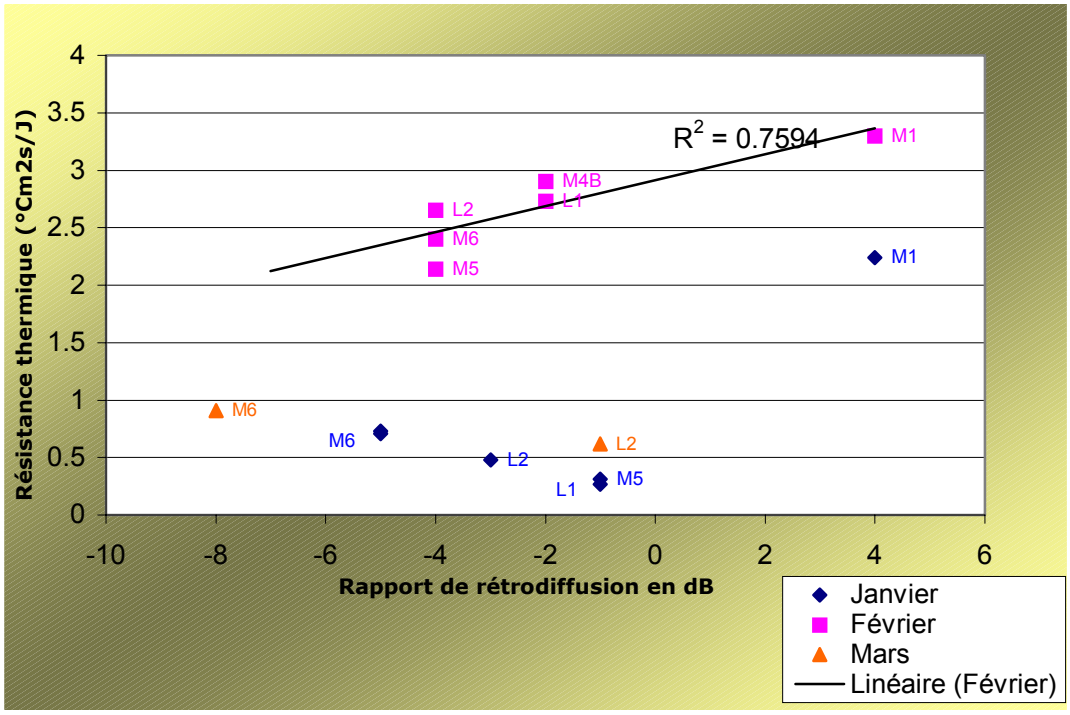


FIGURE 7 Relation entre la résistance thermique et le rapport de rétrodiffusion. *Relation between the thermal resistance and the backscattering ratio.*

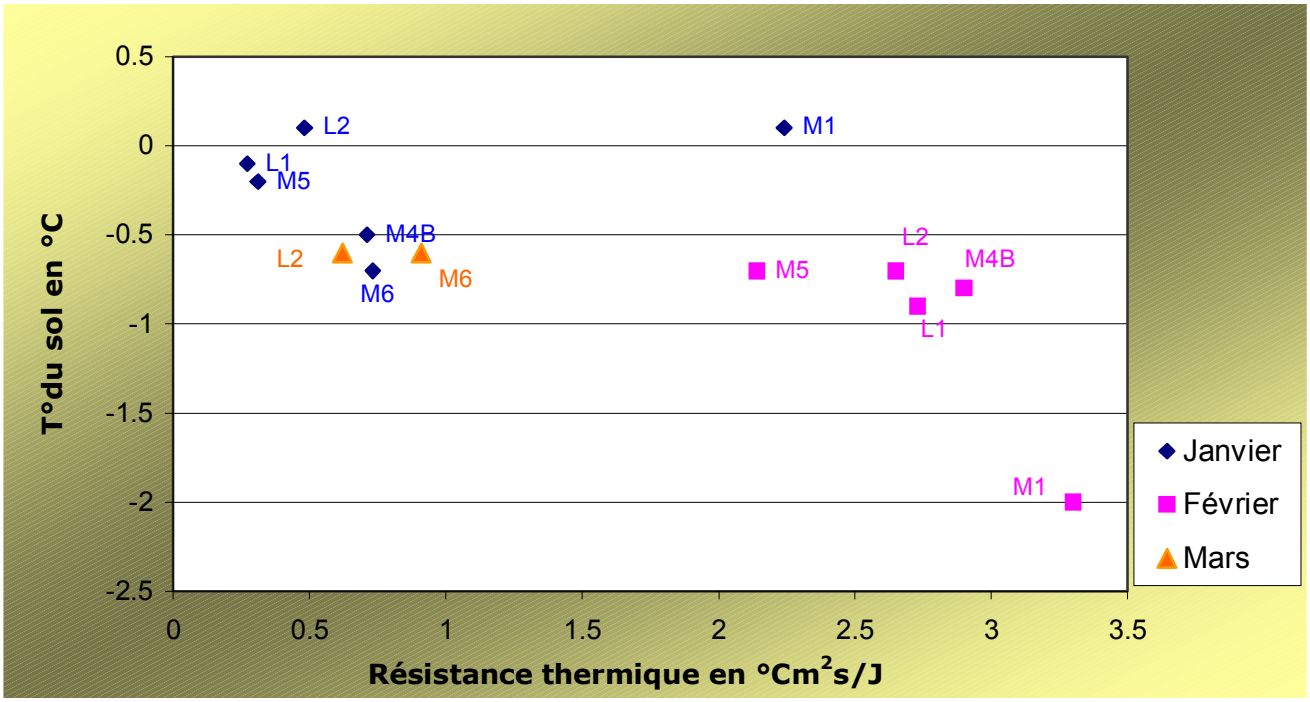


FIGURE 8 Relation entre la température du sol et la résistance thermique. *Relation between the soil temperature and the thermal resistance.*

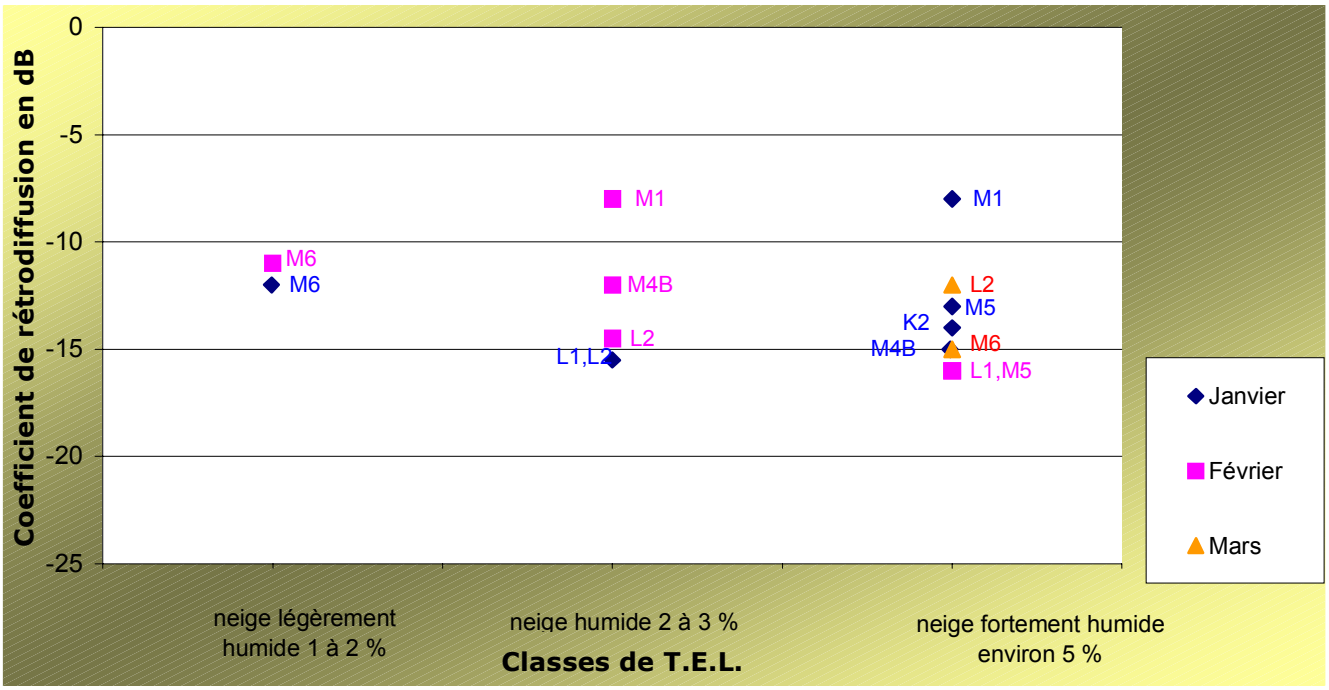


FIGURE 9 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion et la teneur en eau liquide. *Relation between the backscattering coefficient and the snow liquid water content.*

5. DISCUSSION

Les résultats auxquels nous sommes parvenus au terme de notre cheminement méthodologique soulèvent évidemment de multiples questions sur la fiabilité des données, le choix de l'instrument d'investigation ou celui du terrain d'étude ainsi que sur l'exactitude des techniques de collecte et de traitement des différents types de données.

Le premier problème réside en effet dans le manque de données météorologiques. Pour l'intérêt de cette recherche, ce type de données est susceptible de nous renseigner sur la réponse du couvert nival aux changements de température durant la journée. Cette réponse se traduit par une modification des propriétés du couvert nival surtout en ce qui concerne la teneur en eau liquide. En effet, au Liban, les écarts thermiques sont très importants entre le jour et la nuit. De plus, au cours d'une même journée, les variations de température sont tellement rapides que la teneur en eau liquide à la surface devrait être idéalement relevée toutes les heures. L'absence de relevés de température pour les heures de passage du satellite, donc à 5 h 30 du matin, est problématique surtout que le signal radar est fortement dépendant de la teneur en eau liquide de la neige qui, à son tour, dépend des températures régnant au moment de l'acquisition des images. Dès lors, nous nous sommes basés sur les températures de l'air en contact avec le couvert nival et sur les teneurs en eau liquide diurnes relevées au cours de nos visites des sites d'étude. Il en découle une incertitude dans le degré de représentativité des conditions météorologiques et de l'état réel du manteau nival lors du passage du satellite.

Finalement, les imprécisions induites par le traitement des images radar ne sont pas à négliger. Le radar est un instrument sensible au relief observé. En dépit de la conformité de notre démarche avec le protocole des corrections radiométriques et géométriques des images radar, il ne faut pas exclure l'impossibilité d'éliminer toutes les distorsions dues au relief. En effet, après correction radiométrique, on remarque que des zones d'ombre persistent sur les images. En ces endroits masqués, l'information est inexploitable parce qu'elle est n'est pas corrigeable. En ce qui concerne les corrections géométriques, la précision planimétrique (X et Y) des images corrigées est fonction de la précision avec laquelle les points de contrôle ont été identifiés et mesurés sur les images. À cela s'ajoute la faible précision altimétrique du MNA utilisé, lequel a également une forte incidence aussi bien sur l'exactitude planimétrique que sur la correction radiométrique par l'image de l'angle d'incidence local simulée. Plus le MNA est précis, moins il générera des erreurs de positionnement sur l'image résultante. Or, celui que nous avons utilisé pour nos traitements est un MNA à 50 m rééchantillonné à 25 m; il est donc inéluctable de s'attendre à des imprécisions dans la localisation des sites surtout avec les images RSO dont nous disposions et pour lesquelles la taille du pixel est de 12,5 m. Il en résulte qu'une erreur de positionnement de 1 pixel risque de déplacer la localisation exacte des sites d'étude et, par conséquent, de fausser la détermination de la valeur du coefficient de rétrodiffusion.

Les contraintes méthodologiques ne sont pas les seules responsables de l'insuffisance des résultats. Deux facteurs limitants intervenus au cours de l'exécution de cette étude ont affecté les résultats obtenus : le caractère exceptionnel de l'hiver 2001 et l'insuffisance des données de terrain liée à l'absence de neige en certains sites.

En effet, le refroidissement thermique et les chutes de neige ont été manifestement tardifs par rapport aux années précédentes. Il n'y a eu que deux vraies tempêtes accompagnées d'un enneigement sur les hautes montagnes. Mais, chaque chute de neige a été suivie par un épisode pluvieux et un réchauffement des températures, entraînant ainsi une fonte précoce du couvert nival. Par ailleurs, les chutes de températures n'étaient pas suffisantes pour permettre à tous les hauts plateaux d'être recouverts par la neige. Ainsi, sur le Jabal Kneisseh où nous avions sélectionné deux sites d'échantillonnage, le couvert nival était très mince, souvent même inexistant. Il s'en est suivi une diminution dans le nombre de données de terrain. En d'autres termes, au lieu des 8 sites d'études choisis au départ, seuls 6 ont été vraiment utiles.

Tous les problèmes relevés, qu'ils soient d'ordre logistique, opérationnel ou simplement dus aux facteurs climatiques, sont en fait inhérents à tout projet de recherche visant à étudier une composante aussi aléatoire, capricieuse et difficilement mesurable que le couvert nival. L'approche devient encore plus complexe lorsqu'il s'agit d'élaborer un modèle mathématique unique devant représenter une réalité si diverse.

6. CONCLUSION

La montagne libanaise s'est avérée être une cible difficile pour l'exploitation d'une image acquise par le capteur RSO. Le relief escarpé entraîne des artéfacts qui rendent plus laborieuses les opérations d'interprétation et d'étude quantitative du couvert nival en zone de montagne. Les

corrections géométriques et radiométriques sont alors indispensables pour pallier ces problèmes qui contaminent la mesure de la rétrodiffusion. D'ailleurs, l'algorithme développé pour des régions peu accidentées est actuellement en cours de validation par l'équipe de l'INRS pour des régions où l'influence du relief est déterminante aussi bien sur le signal que sur la géométrie des images (Bernier *et al.*, 2002). D'autre part, cette étude soulève l'importance du principe des mesures simultanées à l'enregistrement radar. Celles-ci sont en effet capitales et fermement recommandées pour l'établissement de comparaisons avec le signal diffusé et l'analyse des relations et des interactions entre les divers termes.

Les résultats préliminaires obtenus ont révélé le potentiel du capteur RSO-C à caractériser spatialement le couvert nival. Toutefois, ce constat est encore au stade expérimental. Il serait donc intéressant de poursuivre la recherche et de l'orienter dans une optique de cartographie thématique du couvert nival humide à partir des données RSO. De surcroît, les premiers éléments fournis par ce travail suggèrent d'augmenter le nombre de sites de mesures afin de pouvoir procéder à des régressions multiples entre le coefficient de rétrodiffusion et les divers paramètres du couvert nival. De telles régressions sont en effet importantes dans la mesure où l'on souhaite dégager le ou les paramètres qui affectent le plus le signal rétrodiffusé. Ainsi, le recours à l'analyse statistique avec un minimum de 30 points d'échantillonnage serait susceptible d'affiner le réalisme des résultats et de rendre notre interprétation plus probante.

Une autre perspective envisageable pour une amélioration des résultats serait l'utilisation conjointe d'une fréquence au pouvoir de pénétration différent. À titre d'exemple, la bande X, de longueur d'onde égale à 3 cm, est souvent recommandée pour une meilleure détection de la diffusion de volume et pour l'obtention d'un signal proportionnel à l'équivalent en eau (Rott, 1984 ; Bernier *et al.*, 1995 a). D'autre part, l'usage de la polarisation croisée plutôt que la polarisation parallèle est également très souvent préconisé (Shi and Dozier, 1997 ; Dedieu *et al.*, 1997), notamment la polarisation croisée en bande C ($\sigma°_{hv}$) qui apporte des renseignements significatifs sur la neige humide et qui est plus discriminante que la polarisation parallèle ($\sigma°_{hh}$). Enfin, la polarimétrie, qui est une piste très prometteuse, permettrait aussi un accroissement notable du contenu thématique des données grâce à une amélioration de la qualité radiométrique des images et une réduction des effets du relief (Shi and Dozier, 1997; Dedieu *et al.*, 1997). La disponibilité d'images radar acquises en un même endroit avec des polarisations différentes serait probablement l'outil idéal pour une étude du couvert nival en montagne libanaise. Il serait donc intéressant d'exploiter la synergie d'images provenant de configurations différentes, surtout que l'ensemble des recherches menées dans cette optique corrobore la supériorité thématique des données multifréquence et multipolarisation pour une étude du manteau nival dans un environnement montagneux.

Finalement, l'approche proposée dans cette étude devrait être renouvelée en prenant en compte les recommandations évoquées ci-dessus et en collectant un plus grand nombre de données auxiliaires, notamment des données météorologiques. L'utilisation subséquente d'images radar avec une résolution plus fine, le choix de fenêtres d'échantillonnage de taille plus réduite et la sectorisation du terrain d'expérimentation en zones homogènes seraient sans doute plus adaptés pour une étude localisée sur le couvert nival en montagne libanaise. Ces nouvelles pistes, qui méritent d'être explorées, offriront peut-être la possibilité de l'ajustement des paramètres de l'algorithme pour le rendre applicable à un couvert nival de type méditerranéen.

Remerciements

S'inscrivant dans le cadre d'un projet d'action de recherche partagée, regroupant trois universités, l'Université Saint-Joseph (Beyrouth, Liban), l'Institut national de la recherche scientifique (Québec, Canada) et l'Université Joseph Fourier (Grenoble, France), cette étude a été financée par l'AUF (Agence universitaire de la Francophonie). Les images RADARSAT-1 ont été mises à notre disposition par le programme ADRO-2 de l'Agence spatiale canadienne. Les auteurs remercient Yves Moisan et Jean-Marie Dubois pour les suggestions de corrections du manuscrit.

Références

Ahern, F.J. and Raney, R.K. (1993) An Almaz/ER51 comparison demonstrate incidence angle effects in orbital SAR imagery. Canadian Journal of Remote Sensing, vol. 19, nº 3, p. 259-262.

Baghdadi, N., Gauthier, Y. and Bernier, M. (1997) Capability of multi-temporal ERS-1 SAR data for wet snow mapping. Remote Sensing of Environment, vol. 60, nº 2, p. 174-186.

Bernier, M. (1991) Évaluation des données d'un radar à antenne synthétique (RAS) en bandes C et X pour la surveillance du couvert de neige. Thèse de doctorat, Institut National Recherche Scientifique, Sainte-Foy, 198 p.

Bernier, M. and Fortin, J.-P. (1998) The potential of times series of C-band SAR data to monitor dry and shallow snow cover. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 36, nº 1, p. 226-241.

Bernier, M., Fortin, J.-P. et Dedieu, J.-P. (1995a) Suivi du couvert nival par radar dans les Alpes francaises ; application d'une approche développée au Québec. Journal canadien de télédétection, vol. 22, nº 1, p. 53-64.

Bernier, M., Fortin, J.-P., Dedieu, J.-P., Beaudoin, A. et Stussi, N. (1995b) Application in the French Alps of a backscattering model developed in Quebec. Retrievial of bio- and geophysical parameters from SAR data for land application. Rapport soumis au CNES/IEEE, p. 509-518.

Bernier, M., Fortin, J.-P. et Gauthier, Y. (1994) Suivi du couvert nival par le satellite ERS-1 : Résultats préliminaires obtenus dans l'est du Québec. Journal canadien de télédétection, vol. 20, nº 4, p. 138-149.

Bernier, M., Fortin, J.-P., Gauthier, Y., Gauthier, R., Roy, R. et Vincent, P. (1999) Estimation de l'équivalent en eau du couvert nival au moyen d'images radar satellitaires. Revue des sciences de l'eau, vol. 12, nº 2, p. 407-423.

Bernier, M., Gauthier, Y., Brian, P., Coulombe-Simoneau, J., Hurley, J. and Weber, F. (2002) Radiometric correction of RADARSAT-1 images for mapping the Snow Water Equivalent (SWE) in a montainous environment. Comptes-rendus IGARSS'02, Toronto, 24-29 juin, CD.

Brandelik, A. Huebner, C., Doepke, G. and Wunderle, S. (1998) Advanced Ground thruth for snow and glacier sensing. IGARSS, Seatle, (USA), 6-10 July.

Dedieu, J.-P., Bernier, M., Fortin, J.-P., Pons, I. et Camps, B. (1997) Apport des données SIR-C pour évaluer les propriétés du couvert neigeux dans les Alpes françaises : résultats préliminaires. Proceedings of the 7th International Symposium on Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing, ISPRS, A.A. Balkema, Rotterdam, p. 703-709.

Fung, A.K. (1994) Microwave scattering and emission models and their applications. Artech House Inc., Boston, 573 p.

Gauthier, Y. Bernier, M., Fortin, J.-P., Gauthier, R. et Lelièvre, M. (1998) Importance des mesures de terrain dans l'établissement d'algorithmes de suivi du couvert nival à partir d'images radar. P. 37-43, *in* Dubois, J.-M.M., Bernier, M., Fortin, J.-P. et Boivin, F. (réd.) La réalité de terrain : pratiques et méthodes. Édition AUPELF-UREF, Sainte-Foy, 356 p.

Hakim, B. (1985) Recherches hydrologiques et hydrochimiques sur quelques karsts méditerranéens au Liban, Syrie et Maroc. Publications de l'Université Libanaise, Section des études géographiques, Beyrouth, 701 p.

Mätzler, C. (1987) Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. Remote Sensing Reviews, nº 2, p. 259- 387.

Raudkivi, A.J. (1979) Hydrology: An observed introduction to Hydrological Processes and Modeling. Pergamon Press, New York, 479 p.

Rott, H. (1984) The analysis of backscattering properties from SAR data of mountain regions. IEEE Journal of Oceanic Engineering, vol. OE-9, p. 347-355.

Rott, H. and Nagler, T. (1993) Capabilities of ERS-1 SAR for snow and glacier monitoring in alpine areas. In Proceedings of the Second ERS-1 Symposium, Hamburg, October 1993, p. 965-970.

Shi, J. and Dozier, J. (1997) Mapping seasonal Snow with SIR-C/X-SAR in Mountainous Areas. Remote Sensing of Environment, vol. 59, p. 294-307.

Shi, J, Dozier, J. and Rott, H.(1994) Snow mapping in alpine regions with synthetic aperture radar. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, nº 1, p. 518-526.

Toutin, T. and Gray, L. (2000) State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, nº 55, p. 13-33.

Ulaby, F.T., Moore, R.K. and Fung, A. (1982) Microwave Remote Sensing Active and Passive; from Theory to Applications. Vol. 2 : Radar Remote Sensing and Surface Scattering Emission Theory. Addison-Wesley Publishing Compagny Inc., p. 457-1064.

Ulander, M.H. (1996) Radiometric Slope Correction of Synthetic-Aperture Radar Images, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 34, nº 5, p. 1115-1122.

Van Zyl, J.J., Chapman, B.D., Dubois, P. and Shi, J. (1993) The effect of Topography on SAR Calibration. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 31, nº 5, p. 1036-1043.